



HAL
open science

Propagation de la rupture sismique dans la lithosphère océanique : une étude basée sur l'analyse structurale des cataclasites et pseudotachylytes jalonnant les failles dans les roches mafiques et ultramafiques accrétées ou obductées sur les continents : l'exemple de la Corse

Remi Magott

► **To cite this version:**

Remi Magott. Propagation de la rupture sismique dans la lithosphère océanique : une étude basée sur l'analyse structurale des cataclasites et pseudotachylytes jalonnant les failles dans les roches mafiques et ultramafiques accrétées ou obductées sur les continents : l'exemple de la Corse. Archéologie et Préhistoire. Université de Franche-Comté, 2016. Français. NNT : 2016BESA2054 . tel-01726967

HAL Id: tel-01726967

<https://theses.hal.science/tel-01726967>

Submitted on 8 Mar 2018

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.

UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE - FRANCHE-COMTÉ

École doctorale Environnement - Santé

Thèse de doctorat – Sciences de la Terre

**Propagation de la rupture sismique dans la lithosphère
océanique : une étude basée sur l'analyse structurale des
cataclasites et pseudotachylites jalonnant les failles dans les roches
mafiques et ultramafiques accrétées ou obductées sur les
continents : L'exemple Corse.**

Rémi MAGOTT

Membres du jury :

Jacques MALAVIEILLE, Directeur de recherche CNRS, Université de Montpellier, *Rapporteur*

Hubert WHITECHURCH, Professeur, Université de Strasbourg, *Rapporteur*

Carole PETIT, Professeur, Université de Nice, *Examinatrice*

Philippe AGARD, Professeur, Université Pierre et Marie Curie, *Examineur*

Claudio ROSENBERG, Professeur, Université Pierre et Marie Curie, *Examineur*

Olivier FABBRI : Professeur, Université de Bourgogne – Franche-Comté, *Co-directeur de thèse*

Marc FOURNIER : Professeur, Université Pierre et Marie Curie, *Co-directeur de thèse*

Résumé

Propagation de la rupture sismique dans la lithosphère océanique : une étude basée sur l'analyse structurale des cataclasites et des pseudotachylytes jalonnant les failles dans les roches mafiques et ultramafiques accrétées ou obductées sur les continents : L'exemple corse.

De par leurs magnitudes élevées et leur potentiel tsunamigénique, les séismes qui se produisent en contexte de subduction présentent un risque majeur pour les villes côtières souvent densément peuplées. La compréhension de la géométrie et du fonctionnement des zones de failles associées à ces ruptures sismiques a donc fait l'objet de nombreuses recherches sismologiques et géologiques.

L'objectif de cette thèse est centré sur la caractérisation des zones de failles paléo-sismiques traversant des formations ophiolitiques subductées puis exhumées en surface des continents et sur leur comparaison avec les zones sismogéniques actuelles. Elle s'appuie sur une approche multi-échelle faisant intervenir les outils de la géologie structurale, de la pétrographie microstructurale, de la minéralogie, de la géochimie ainsi que les données de la géophysique. Le cas de la Corse alpine, de par la présence de nombreuses pseudotachylytes (étant considérées comme des fossiles de séismes) mafiques et ultramafiques constitue un cas d'étude idéal.

La rupture sismique dans la nappe du Cima di Gratera est matérialisée par des réseaux de pseudotachylytes parallèles ou à fort pendages situées de part et d'autre de la discontinuité tectonique séparant les unités ultramafiques et mafiques formant la nappe. Le système de faille est caractérisé par une cinématique vers l'ouest associée à la subduction de la plaque océanique liguro-piémontaise sous la plaque adriatique. Les analyses minéralogiques des microlites présentes dans les pseudotachylytes mafiques indiquent une formation des veines en contexte de pression et température du faciès eclogite, correspondant à une profondeur comprise entre 60 et 70 km, soit le début de la zone de sismicité dite de profondeur intermédiaire. La géométrie du système de faille a également pu être comparée à des géométries observées via la géophysique au large du nord-est Japon et à des profondeurs similaires.

A également été mis en lumière l'impact de la serpentinisation sur le caractère sismique / asismique des discontinuités tectoniques faisant intervenir des formations mafiques et ultramafiques. En effet, la fusion frictionnelle issue des ruptures sismiques et responsable de la formation des veines de pseudotachylytes n'a été observée que dans le cas où était mis en contact la péridotite fraîche ou faiblement serpentinisée et le métagabbro. Les contacts impliquant la serpentinite et le métagabbro n'en présentent jamais et peuvent donc être considérés comme asismiques. Au regard de l'épaisseur des réseaux de pseudotachylytes dans les masses de péridotite et de leur absence dans les serpentinites, les masses de péridotites peuvent donc être assimilées à des aspérités au sein même de la plaque plongeante.

Abstract

Propagation of the seismic rupture in the oceanic lithosphere: a study based on the structural analysis of cataclasites and pseudotachylytes along mafic and ultramafic rocks accreted to or obducted on continents

By their high magnitude and their ability to generate tsunamis, subduction earthquakes present a major risk for the high population density coastal cities. The understanding of the geometry and the functioning of these seismogenic fault zones was the subject of numerous seismogenic and geologic studies.

The objective of this thesis is focus on the characterization of paleo-seismic fault zones cross-cutting subducted ophiolitic formation and exhumed on the continent surface, and their comparison with current seismogenic zones. This study is based on a multi-scale approach and involves structural geology, microstructural petrography, mineralogy, geochemistry and geophysics tools. The Alpine Corsica, by the presence of numerous mafic and ultramafic pseudotachylytes (considered as fossils of past earthquakes) can be considered as an ideal study case.

The seismic rupture in the Cima di Gratera Nappe is materialized by pseudotachylyte networks parallel or with a steep dipping to the fault separating the mafic and ultramafic units. The fault system is characterized by a top-to-the-west kinematic associated to the Piemonte-Liguria oceanic plate subduction under the Adriatic plate. The mineralogical analyses of the mafic pseudotachylyte microlites indicate a formation under a pressure and temperature conditions of the eclogite metamorphic facies. These conditions are consistent with a depth between 60 and 70 km which correspond to the upper part of the intermediate-depth seismicity zone. The geometry of the fault system was also compared to some geometry observed by the geophysics in the NE Japan subduction zone and at similar depth.

It was also highlighted the role of the serpentinization on the seismic / aseismic character of the fault involving the mafic and ultramafic formations. Indeed, frictional melting resulting from the seismic rupture responsible to the pseudotachylyte veins formation was only observed in the case where the fresh peridotite or weakly serpentinized peridotite is in contact with the metagabbro. By opposition, the deformed zones involving the serpentinite and the metagabbro never show any pseudotachylyte and can be considered as aseismic. Considering the thickness and the polyphaser character of the pseudotachylyte networks and their absence in the serpentinite, the peridotite masses can be considered as asperities within the plate itself.

Remerciements

L'élaboration d'une thèse étant un travail de longue haleine, je n'aurais jamais pu arriver au bout de cette aventure sans les nombreuses personnes qui m'ont entouré et accompagné. Aussi le moment est venu de remercier tous ceux sans qui cette étude n'aurait pas pu voir le jour.

Je tiens tout d'abord à remercier mes encadrants de thèses, **Olivier Fabbri** et **Marc Fournier**, qui m'ont donné l'opportunité de réaliser cette étude, sur un sujet pourtant bien éloigné de mes compétences issues du master. Il est vrai qu'à la base, le lien entre mes précédents travaux sur la métallogénie de l'uranium ou du tungstène et la tectonique associée aux ruptures sismiques n'est pas évident. Merci à Olivier pour son suivi efficace, ses encouragements, sa patience et sa ténacité. Nos nombreuses discussions, pas toujours d'ordre géologique, ont permis de faire avancer la machine et de décrypter un terrain pas si évident. Merci à Marc pour sa bonne humeur et sa connaissance du métamorphisme de la Corse alpine. Merci donc grandement de m'avoir fait confiance du début à la fin et pour m'avoir dirigé efficacement pendant toute la durée de cette thèse.

Je souhaite également remercier **Philippe Agard** et **Claudio Rosenberg** pour les enrichissantes discussions que nous avons pu avoir lors des deux comités de pilotage. Plusieurs idées centrales dans la réalisation de cette étude sont nées de ces échanges.

Je compte également remercier mes collègues thésards d'hier et d'aujourd'hui avec qui j'ai passé ces trois années de thèses à Besançon. Merci donc à **Cybèle Cholet**, **Vincent Trincal**, **Pauline Jeanneret**, **Mickaël Rabin**, **Aurélien Vallet**, **Jean-Charles Poilvet**, **Méline Salze** et **Maxime Vieville** avec qui j'ai passé de très bon moments.

Merci également à **Flavien Choulet** et à **Henri Leclère** pour leur aide dans la préparation de ma soutenance.

C'est également le moment de remercier mes parents **Véronique** et **Sylvain** qui n'ont jamais cessé de me suivre dans des études pourtant bien longues et pas toujours évidentes à cerner. Merci à vous de m'avoir encouragé jusqu'au bout.

Table des matières

Résumé	3
Abstract	5
Remerciements	7
Table des matières	9
Introduction générale.....	15
Partie 1 :	19
Chapitre 1 : Les mécanismes de nucléation des séismes en zone de subduction.	21
I.1. Généralités sur la sismicité.....	21
I.1.1. La sismicité à l'échelle de la planète : localisation et contexte géographique.	21
I.1.2. Organisation structurale des séismes de subduction.	22
I.1.2.1. L'organisation spatiale des foyers sismiques : Le plan de Wadati – Benioff.	22
I.1.2.2. Les zones sismiques de Wadati – Benioff à double plan.	23
I.2. Les processus de nucléation des séismes en contexte de subduction.....	25
I.2.1. Les processus de nucléation des séismes de faible profondeur.....	25
I.2.1.1. Importance des relations fragile-ductile.....	28
I.2.1.2. Rôle des circulations de fluides.....	29
I.2.2. Les processus de nucléation des séismes à profondeur intermédiaire.....	30
I.2.2.1. Les ruptures associées aux réactions de déshydratation (<i>Dehydration embrittlement</i>).	30
I.2.2.1.1. La déshydratation de la serpentinite.....	34
I.2.2.1.2. La déshydratation de la chlorite.	35
I.2.2.1.3. La déshydratation de la lawsonite.	36
I.2.2.2. Les ruptures associées aux instabilités ductiles (<i>self-localizing thermal runaway</i>)..	37
I.2.3. Les processus de nucléation des séismes de grandes profondeurs.....	38
I.2.3.1. Les ruptures associées aux substitutions minéralogiques (<i>transformational faulting</i>).	39
I.2.3.2. Les ruptures associées aux réactions de déshydratation (<i>dehydration embrittlement</i>).	41
I.2.3.3. Ruptures associées aux instabilités thermiques (<i>Self-localizing thermal runaway</i>)..	41
Chapitre 2 : Les pseudotachylites : marqueurs de la rupture sismique.....	45
II.1. Définition et caractéristiques des pseudotachylites.	45
II.1.1. Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des pseudotachylites tectoniques.	45
II.1.2. Aspects géochimiques et minéralogiques des pseudotachylites.	48
II.1.3. Profondeur de formation et influence du régime de déformation.....	50
II.1.4. Impact de la lithologie et du type de faille dans la formation des pseudotachylites.....	53

II.2. Processus de formation d'une pseudotachylite tectonique.	54
II.3. Relation entre pseudotachylites et cataclasites.	55
II.4. Impact de la présence d'eau sur la formation des pseudotachylites.	56
II.5. Paramètres pouvant limiter ou empêcher la fusion frictionnelle.	58
Chapitre 3 : Contexte géologique de la Corse alpine.	61
III.1. Généralités et localisation de la Corse alpine.	61
III.2. Contexte géologique de la Corse alpine.	61
III.2.1. Aspects tectono-métamorphiques des formations de la Corse alpine.	64
III.2.1.1. Le métamorphisme dans les Schistes Lustrés.	64
III.2.1.2. Le métamorphisme dans les nappes supérieures.	67
III.2.1.3. Organisation structurale de la Corse alpine.	67
III.2.2. Les phases de déformation associées à la mise en place des unités de la Corse alpine.	69
III.2.3. Modèle de formation de la Corse alpine dans le cadre de la Méditerranée occidentale.	70
III.3. Les ophiolites de la Corse alpine.	73
III.3.1. Structure des lithosphères océaniques : Les spécificités des océans à croissance lente ou ultra-lente.	73
III.3.2. L'océan liguro-piémontais.	75
Partie 2 :	79
Chapitre 4 : Contexte géologique et pétrographique de la nappe du Cima di Gratera.	81
IV.1. Localisation du secteur d'étude.	81
IV.2. Structure et lithologies de la nappe du Cima di Gratera.	81
IV.2.1. L'unité ultramafique de la nappe du Cima di Gratera.	84
IV.2.1.1. Pétrographie des péridotites.	85
IV.2.1.2. Pétrographie des serpentinites.	89
IV.2.2. L'unité mafique du Cima di Gratera.	91
IV.2.2.1. Pétrographie du métagabbro équant.	91
IV.2.2.2. Pétrographie du métagabbro folié.	93
IV.3. Les pseudotachylites de la nappe du Cima di Gratera.	97
IV.3.1. Localisation des affleurements et échantillonnage.	97
IV.3.2. Pétrographie des pseudotachylites ultramafiques de la nappe du Cima di Gratera.	98
IV.3.2.1. Description macroscopique des pseudotachylites ultramafiques.	98
IV.3.2.2. Aspects microscopiques des pseudotachylites ultramafiques.	99
IV.3.2.3. Géochimie des microlites et de la matrice.	104
IV.3.3. Pétrographie des pseudotachylites mafiques de la nappe du Cima di Gratera.	105
IV.3.3.1. Description macroscopique des pseudotachylites mafiques.	105
IV.3.3.2. Aspects microscopiques des pseudotachylites ultramafiques.	107

IV.3.2.2.1. Les pseudotachylites mylonitisées.	107
IV.3.2.2.2. Les pseudotachylites à microlites d'omphacite.	108
IV.3.2.2.3. Les pseudotachylites à microlites d'amphiboles.	110
IV.3.2.3. Géochimie des microlites et de la matrice.	113
IV.3.2.3.1. Pseudotachylites à microlites d'omphacite.	113
IV.3.2.3.1. Pseudotachylites à microlites d'amphiboles.	114
IV.3.4. Altération et préservation des veines de pseudotachylites.	115
IV.4. Récapitulatif.	115
Chapitre 5 : Cinématique associée aux ruptures sismiques dans l'unité mantellique du Cima di Gratera.	121
Abstract.	123
IV.1. Introduction.	125
V.2. Geological settings and structure of the study area.	125
V.2.1. General settings.	125
V.2.2. Structure of the study area.	127
V.2.2.1. The peridotite unit.	129
V.2.2.2. The metagabbro unit.	130
V.2.2.3. The contact between the two units.	131
V.3. Pseudotachylites.	132
V.3.1. Pseudotachylite in the peridotite unit: results from field mapping and from outcrop, hand sample and thin section observations.	132
V.3.1.1. General observations.	132
V.3.1.2. Geometry and kinematics of pseudotachylites-bearing fault zones.	134
V.3.1.2.1. Flat-lying pseudotachylite-bearing fault zones.	134
V.3.1.2.2. Steeply-dipping pseudotachylites-bearing fault zones.	136
V.3.1.2.3. Relative dating of flat-lying and steeply-dipping fault zones.	137
V.3.1.3. Pseudotachylite in the peridotite unit: microscopic observations.	137
V.3.2. Pseudotachylites in the metagabbro unit: Result from outcrop, hand sample and thin section observations.	141
V.3.2.1. Pre-mylonitization pseudotachylite in the foliated sole.	141
V.3.2.2. Post-mylonitization pseudotachylite in the foliated sole.	144
V.3.2.3. Pseudotachylite in the equant metagabbro above the foliated sole.	145
V.4. Analysis of the seismic ruptures fossilized in the study area and comparison with present-day subduction zone seismology.	146
V.4.1. Significance of the ϕ_2 contact and formation of metagabbro mylonite and pseudotachylite.	146
V.4.2. Formation of peridotite pseudotachylite at intermediate depths.	149

V.4.2.1. Weakening mechanisms facilitating ruptures at intermediate depths.....	149
V.4.2.1.1. Did dehydration embrittlement facilitate seismic failure in the peridotite unit?	150
V.4.2.1.2. Did self-localizing thermal runaway facilitate failure in the peridotite unit? .	151
V.4.2.1.3. Did cataclasis facilitate seismic failure in the peridotite unit?	152
V.4.3. Co-seismic displacement kinematics frozen in the peridotite unit compared with present-day Wadati-Benioff zone earthquakes.....	153
V.5. Conclusion.....	155
Chapitre 6 : Enregistrement de la déformation le long d'une paléo-faille sismique.	159
Abstract.	161
VI.1. Introduction.	163
VI.2. Geological setting.....	164
VI.2.2. Study area.....	165
VI.2.3. The ultramafic unit.....	165
VI.2.4. The mafic unit	167
VI.2.5. The ϕ_2 contact and the different damage zone types.....	168
VI.2.5.1. A type DZ.....	168
VI.2.5.2. B type DZ.....	171
VI.2.5.3. C type DZ.	171
VI.3. Deformation structures in the mafic unit deformation zones.	172
VI.3.1. Ductile deformation structures.	172
VI.3.2. Pseudotachylite veins	174
VI.3.2.1. Veins in mylonitic metagabbro (sole and secondary mylonitic shear zones).....	174
VI.3.2.2. Veins in equant metagabbro	174
VI.4. Metamorphic conditions in the mafic unit deformation zones.....	176
VI.4.1. Mylonitic metagabbro.	176
VI.4.2. Pseudotachylite veins.	177
VI.5. Kinematics in the mafic unit deformation zones.....	179
VI.5.1. Ductile deformation structures	179
VI.5.2. Pseudotachylite veins	182
VI.6. Discussion	182
VI.6.1. Chronology of deformation in the mafic unit DZs and correlation with the upper ultramafic unit	182
VI.6.2. Geodynamic setting for the deformation history of the mafic unit/ultramafic unit interface.	184
VI.6.3. Significance of the lateral transition from pseudotachylite-bearing to pseudotachylite-free DZs.....	186

VI.7. Conclusion.....	187
Partie 3 :	191
Chapitre 7: La rupture sismique dans l'unité péridotitique du Monte-Maggiore : Le phénomène de <i>dehydration embrittlement</i> en question.	193
Résumé	193
VII.1. Contexte géologique.	195
VII.2. Les pseudotachylites de l'unité du Monte-Maggiore.....	197
VII.2.1. Observations générales.	197
VII.2.2. Analyse structurale.....	198
VII.2.3. Pétrographie des pseudotachylites.	200
VII.2.4. Géochimie des pseudotachylites.	203
VII.3. Les relations pseudotachylites cataclasites.	205
VII.4. Description des épontes.	206
VII.5. Serpentinisation.	207
VII.5.1. Serpentinisation de l'unité du Monte-Maggiore.	207
VII.5.2. Serpentinisation des veines de pseudotachylytes.....	209
VII.6. Discussion.....	210
VII.6.1. Chronologie des évènements.	210
VII.6.2. Comparaison avec le système de faille paléo-sismique de la nappe du Cima di Gratera.	211
VII.6.3. Signification des olivines secondaires.	212
VII.8. Conclusion.	215
Conclusion et perspectives.	217
Bibliographie.....	223
Table des figures	257
Chapitre 1	257
Chapitre 2	258
Chapitre 3	259
Chapitre 4	260
Chapitre 5	262
Chapitre 6	264
Chapitre 7	266
Conclusion.....	267
Tableau	267
Annexes.....	269
Échantillonnage.....	269

Introduction générale

De par leurs magnitudes élevées, leurs récurrences et leur important potentiel tsunamigénique, les séismes qui se produisent en contexte de subduction constituent un risque naturel majeur pour les populations humaines. Les villes côtières, regroupant souvent d'importantes densités de population sont donc particulièrement concernées. Aussi, la compréhension des mécanismes entraînant ces événements constituent un sujet d'étude majeur pour les sciences de la Terre. Depuis le début du XX^{ème} siècle, de nombreuses études géophysiques et géologiques ont été menées sur la sismicité en contexte de subduction, des travaux précurseurs de Kiyoo Wadati à la fin des années 20 aux modélisations géophysiques et expérimentations sur la fracturation des roches actuelles, de grandes quantités de données ont été collectées. L'essentiel de ces données sont toutefois indirectes, obtenues par des méthodes géophysiques ou par des démarches expérimentales. Elles ont permis notamment de localiser avec précision les hypocentres et le contexte de déplacement des failles à l'origine des ruptures sismiques.

L'essentiel des séismes de subduction se produit à faible profondeur à l'interface entre la plaque océanique plongeante et la plaque chevauchante, ou le long de grandes failles inverses affectant la croûte de la plaque plongeante. Ces séismes, en plus d'être les plus fréquents, sont également les plus dévastateurs, avec des magnitudes pouvant dépasser $M_w = 9$. Le séisme de Valdivia (Chili), considéré comme le séisme le plus puissant de l'époque contemporaine en est un bon exemple, avec une profondeur focale de 33 km et une magnitude de $M_w > 9,5$ (Kanamori, 1977). Toutefois, des séismes peuvent se produire jusqu'à des profondeurs avoisinant 700 km. Dans ce cas, les processus de rupture sont différents et peuvent affecter, selon la profondeur, aussi bien l'interface interplaque, que la croûte, ou le manteau océanique de la plaque plongeante. Les hypocentres forment alors des surfaces le long desquelles s'alignent les ruptures sismiques et que l'on désigne sous le nom de "plan de Wadati-Benioff". Selon les zones de subduction, peuvent être présents un, deux, ou trois plans de Wadati-Benioff animés par des processus de nucléation différents.

Dans ce contexte, les modalités de la nucléation et de la propagation de la rupture sismique sont encore assez mal connues, malgré l'accumulation de données issues de la géophysique ou de forages océaniques profonds (Programme IODP, par exemple). Une voie de recherche alternative consiste à étudier d'anciennes ruptures sismiques fossilisées dans des unités issues de la subduction d'anciennes lithosphères océaniques accrétées ou obductées à la surface des continents lors des orogènes. Cette étude s'inscrit dans cette approche.

La présente étude propose de compléter les données obtenues via les méthodes indirectes par une caractérisation détaillée des paléo-zones de failles sismiques préservées dans les lambeaux de lithosphère océanique accrétées dans les zones orogéniques par les outils de la géologie structurale et

de la minéralogie. La caractérisation se fera à différentes échelles, allant de celle de la nappe à la lame mince sur des objets naturels ayant subi le moins possible de déstabilisations (métamorphisme, déformation post-sismique, etc.).

L'étude se concentrera en particulier sur les zones de failles établies dans des formations ophiolitiques océaniques et comportant des pseudotachylites. Les pseudotachylites sont des roches vitreuses à microlitiques résultant de la fusion par friction rapide le long d'une faille. La vitesse de déplacement nécessaire pour générer la température suffisante à la fusion des lèvres de la faille est telle que l'on peut rattacher le phénomène à une rupture rapide de la faille, donc sismique. Les veines de pseudotachylites peuvent donc être considérées comme des "fossiles" de séismes.

L'objectif est de comparer l'organisation structurale et la cinématique co-sismique des paléo-failles sismique affectant les unités ophiolitiques sélectionnées avec celles observées au niveau des zones de subduction actuelle via les méthodes indirectes. Les conditions géologiques (condition de pression et température, âge) contemporaines des ruptures sismiques enregistrées par les veines de pseudotachylites seront également étudiées dans le but de rattacher les épisodes sismiques à l'histoire géologique régionale et de préciser les processus ayant déclenché la rupture.

Ce manuscrit s'organise autour de trois parties.

La **première partie** récapitule les généralités sur la sismicité en contexte de subduction, son enregistrement géologique ainsi que le contexte géologique global de la zone d'étude au travers d'une synthèse bibliographique. Le premier chapitre revient en détail sur les mécanismes à l'œuvre dans la rupture sismique en contexte de subduction en fonction de la profondeur et du positionnement dans le panneau plongeant. La notion de plan de Wadati-Benioff ainsi que les relations entre les substitutions minéralogiques consécutives au métamorphisme et l'activation ou la réactivation de failles sismogéniques y sont détaillées. Le second chapitre traitera des pseudotachylites comme marqueur géologiques de la paléosismicité. L'ensemble des informations permettant de contraindre les modalités de ruptures sismique y sera détaillé. Enfin, le troisième chapitre traitera du contexte géologique et de l'histoire géodynamique de la Corse alpine (et de l'Océan liguro-piémontais), cadre géologique dans lequel a été réalisée cette étude. Une synthèse bibliographique récapitule les données du métamorphisme ainsi que de la déformation dans les unités de la Corse alpine.

La **seconde partie** détaille, au travers de trois chapitres, la géométrie, l'organisation structurale et le fonctionnement paléo-sismique de la zone de faille de la nappe du Cima di Gratera (Corse alpine), zone sélectionnée pour l'importance de ses ophiolites d'affinité téthysienne ayant été affectées par la subduction alpine. Le chapitre 4 traite du contexte géologique local de la nappe du Cima di Gratera ainsi que des pseudotachylites qui la traverse. Le chapitre 5 correspond à un article publié au *Journal of Structural Geology* caractérisant structurellement le système de faille paléo-sismique affectant la

nappe du Cima di Gratera. La cinématique associée à la rupture sismique y est étudiée dans les pseudotachylites traversant la péridotite et est comparée à celles observées dans les zones de subduction actuelles (Japon NE). Les processus de nucléation des séismes enregistrés au travers des pseudotachylites y sont également discutés. Le chapitre 6 correspond à un second article soumis au *Journal of Structural Geology*. Il détaille la déformation et le métamorphisme affectant la nappe du Cima di Gratera au niveau de la zone paléo-sismique déformée qui sépare les deux unités la composant au travers d'une typologie des contacts. Les relations entre type de contact et présence ou absence de pseudotachylites sont ensuite discutées.

La **troisième partie** comporte un seul chapitre décrivant de nouvelles occurrences de pseudotachylites découvertes dans l'unité péridotitique du Monte-Maggiore, situé à l'extrémité nord du Cap Corse. Ces veines y font l'objet d'une étude pétrographique, géochimique et cinématique détaillée.

Les avancées obtenues au cours de cette étude seront reprises en conclusion et complétées par les possibles perspectives.

Partie 1 :
Contexte géologique et généralités sur la sismicité en
zone de subduction : processus et enregistrements.

Chapitre 1 : Les mécanismes de nucléation des séismes en zone de subduction.

I.1. Généralités sur la sismicité.

I.1.1. La sismicité à l'échelle de la planète : localisation et contexte géographique.

À l'échelle de la planète, les séismes, peuvent avoir quatre origines : tectoniques, volcaniques, glaciaires et anthropiques. De ces quatre types, les séismes tectoniques sont les plus fréquents et sont également ceux qui peuvent avoir les magnitudes les plus importantes. Bien qu'étudiés de longue date (Turner, 1922 ; Wadati, 1931), la compréhension des processus fondamentaux liés à la sismicité date des années 60, avec la découverte de la tectonique des plaques (Hess, 1962; Benioff, 1963; Oliver et Isacks, 1967; Le Pichon, 1968). La lithosphère terrestre étant divisée en plaques rendues mobiles par les phénomènes de convection mantélique, les zones de contact entre ces plaques, qu'elles soient convergentes, décrochantes ou extensives, correspondent aux secteurs actifs où se déclenchent préférentiellement des séismes.

En considérant l'échelle de la planète, les évènements sismiques les plus violents sont principalement localisés dans des zones d'interface entre les plaques tectoniques (Fig. 1.1). Des séismes intraplaques, bien que plus rares ont également été documentés, notamment le long de failles réactivées. Leurs magnitudes comme leurs profondeurs sont alors généralement inférieures à celle des séismes se produisant dans les zones de convergences de plaques (zones de subduction ou de collision continentale). Il est toutefois à noter que certains séismes intraplaques peuvent atteindre des magnitudes importantes (Wenshuan, 2008 : $M_w = 7,8$).

Les séismes se produisant dans les zones de subduction sont caractérisés par leurs importantes magnitudes pouvant aller au-delà de $M_w > 9$. À titre d'exemple, le séisme de Valdivia (Chili), en 1960 est le plus puissant enregistré avec une magnitude $M_w > 9,5$ (Kanamori, 1977). Ils dissipent environ 75% de l'énergie sismique de la planète. Les profondeurs de rupture sismique en zone de subduction peuvent être très variées avec des intervalles allant des séismes superficiels (< 10 km de profondeur) aux séismes dits "profonds" pouvant se produire de 300 à 700 km de profondeur (Gutenberg et Richter, 1954). Les séismes se produisant en contexte tectonique extensif (ride médio-océanique, rift) sont caractérisés par des magnitudes moins importantes. Ils ont généralement des hypocentres à faible profondeur (< 10 km) et ne dissipent que 5% de l'énergie sismique de la Terre. D'autres séismes se produisent le long des failles de décrochement (Faille Nord-Anatolienne, Faille du Levant, Faille de San Andreas, etc.). Ils se déclenchent à des profondeurs généralement inférieures à 20 km et relâchent environ 20% de l'énergie sismique de la Terre.

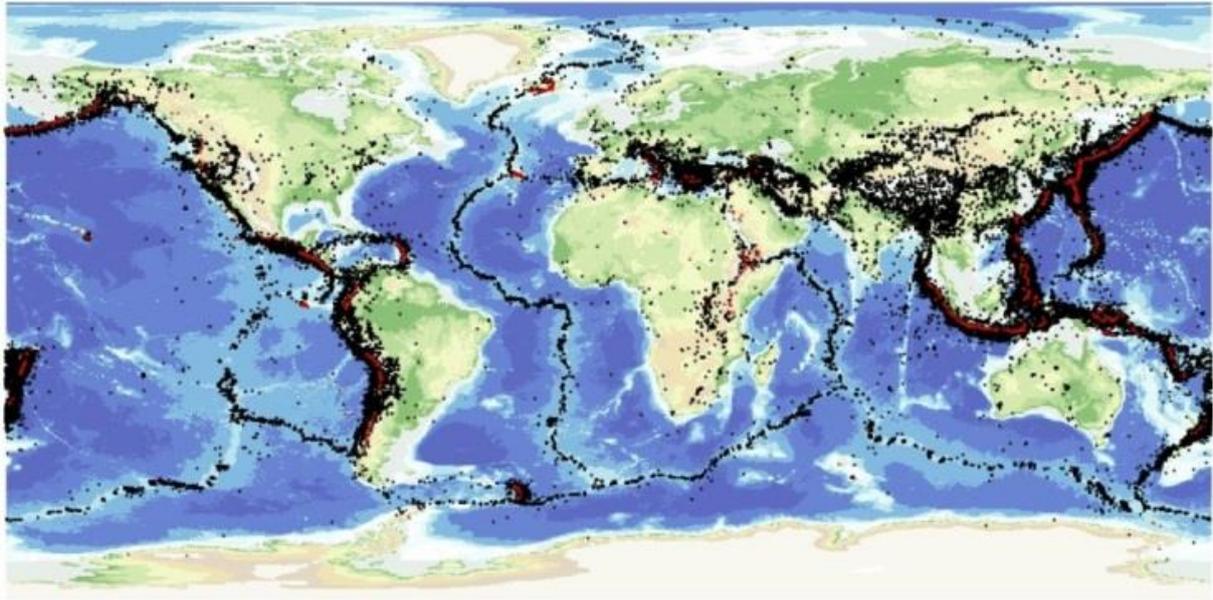


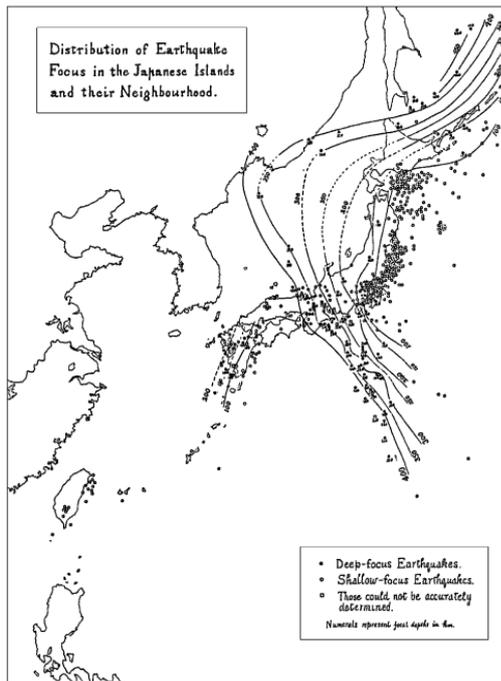
Fig.1. 1 : Répartition des séismes à l'échelle de la Terre. Les points noirs et rouges correspondent aux épicentres. (Source : *British Geological Survey*). La majeure partie des occurrences concerne les zones d'interface inter-plaques. Les plus fortes densités de séismes sont localisées au niveau des zones de convergence de plaques.

Quel que soit le contexte, l'énergie n'est que rarement relâchée en une seule rupture et il est fréquent que des répliques se produisent suite à l'évènement principal. Bien que la magnitude de ces répliques soit moins importante après la première rupture, il arrive que certaines d'entre elles soient plus puissantes. À titre d'exemple, la série de séismes de Kumamoto d'avril 2016 est caractérisée par un séisme précurseur à $M_w = 6,5$ est suivi d'une série de répliques dont une à $M_w = 7$.

I.1.2. Organisation structurale des séismes de subduction.

I.1.2.1. L'organisation spatiale des foyers sismiques : Le plan de Wadati – Benioff.

La structuration des foyers sismiques est décrite par les travaux précurseurs de Kiyoo Wadati entre la fin des années 20 et au début des années 30. À une époque où la tectonique des plaques n'a pas encore été découverte, ce chercheur est le premier à démontrer une organisation en pente plongeante des séismes, allant des séismes peu profonds se produisant à l'est du Japon jusqu'aux séismes profonds se déclenchant sous la mer du Japon ou au nord-est de l'île d'Hokkaido (Fig. 1.2, Wadati, 1931; 1935). L'idée de Wadati fut redécouverte et généralisée par le sismologue américain Hugo Benioff entre les années 40 et 50. Ce dernier a constaté que les tremblements de terre profonds étaient concentrés en bordure des océans, à proximité de volcans terrestres et que leur origine était localisée sur un plan plongeant sous la croûte supérieure (Benioff, 1963).



Les travaux de ces deux chercheurs mèneront à la définition du “plan” de Wadati-Benioff qui matérialise les hypocentres des séismes se produisant le long de la plaque plongeante en zone de subduction (Fig. 1.3). D’autres études menées dans les années 50 ont montré que ces régions coïncidaient aussi avec des fosses sous-marines très marquées. La localisation profonde des tremblements de terre a posé des problèmes aux sismologues. En effet, certains séismes prennent naissance à des profondeurs importantes par des ruptures cassantes de la roche, à un niveau où les températures élevées auraient dû rendre les matériaux ductiles et donc incapable de produire une rupture cassante.

Fig.1. 2 : Distribution des séismes et des lignes de profondeurs focales égales pour les séismes de profondeurs intermédiaires et profonds (Wadati, 1935).

Dans les années 60, d’autres travaux ont pu déterminer que le plan de Wadati-Benioff correspondait à une plaque plongeante (*slab*) de matériel froid et suffisamment rigide pour se casser, provoquant des tremblements de terre (Oliver et Isacks, 1967; Isacks et al., 1968). L’épaisseur de la plaque plongeante a été estimée à quelques 60 km. Ce qui bougeait n’était donc pas seulement la croûte océanique mais une unité beaucoup plus épaisse incluant la croûte et le manteau lithosphérique.

Le plan de Wadati – Benioff correspond donc à un alignement plus ou moins parallèle à l’interface entre la plaque supérieure et la plaque plongeante, des hypocentres des séismes.

I.1.2.2. Les zones sismiques de Wadati – Benioff à double plan.

Certaines zones de subduction sont caractérisées par la présence d’un double plan de Wadati-Benioff développé entre 50 et environ 200 km de profondeur (Fig. 1.3 ; Hasegawa et al., 1978a et b; Yoshii, 1979; Kao et Liu, 1995; Kao et Chen, 1995; Hacker et al., 2003b; Yamasaki et Seno, 2003; Kita et al., 2006; Brudzinski et al., 2007; Hasegawa et al., 2009). Ces doubles plans ont été observés principalement dans la ceinture de subduction du Pacifique et pour des lithosphères océaniques plutôt anciennes (Brudzinski et al., 2007). Le plan supérieur est généralement localisé dans la partie supérieure de la croûte océanique dans la partie la moins profonde, puis descend progressivement au niveau du Moho pour affecter la partie supérieure du manteau. Le plan inférieur lui est globalement

parallèle et est établi dans le manteau, entre 10 et 30 km sous le plan supérieur (Hacher et al., 2003b; Brudzinski et al., 2007). La zone située entre ces deux plans a un comportement asismique. Certains auteurs ont également démontré l'existence de triples plans de Wadati-Benioff, notamment dans les lithosphères subductées les plus anciennes et donc les plus froides (Kawakatsu et Seno, 1983; Igarashi et al., 2001; Wang, 2002).

L'âge de la lithosphère océanique plongeante a un impact sur la distance entre les deux plans (Brudzinski et al., 2007). Les lithosphères océaniques les plus anciennes étant également les plus froides, elles présentent les distances entre les deux plans de Wadati-Benioff les plus importantes, soit entre 25 et 30 km (ex : Japon NE). Les lithosphères les plus récentes, donc les plus chaudes, présentent un espacement entre les plans supérieurs et inférieurs moins important, compris entre 7 et 10 km (ex : zone de subduction des Cascades).

La localisation des hypocentres varie également selon la température des panneaux plongeants (*slabs*). Les *slabs* dits chauds tels que la zone de subduction des Cascades, dont les isothermes sont peu échanquées, concentrent les séismes dans la partie inférieure de la croûte océanique, et surtout dans la partie supérieure du manteau. Tandis que les zones de subduction froides (ex : Japon NE) dont les isothermes sont très échanquées (Fig. 1.3) concentrent les foyers sismiques du plan de Wadati-Benioff supérieur principalement dans la croûte océanique, et sur toute l'épaisseur de celle-ci. Dans ce contexte, des séismes peuvent également se produire dans la partie supérieure du manteau, mais dans des proportions moins importantes (Fig. 1.3). La température du *slab* joue aussi potentiellement un rôle sur la présence du plan de Wadati-Benioff inférieur. Les *slabs* les plus chauds ne semblent pas posséder de plan inférieur bien matérialisé, tandis que les *slabs* anciens et donc froids présentent systématiquement un double plan de Wadati-Benioff (Hacker et al., 2003b; Abers et al., 2013; Brudzinski et al., 2007).

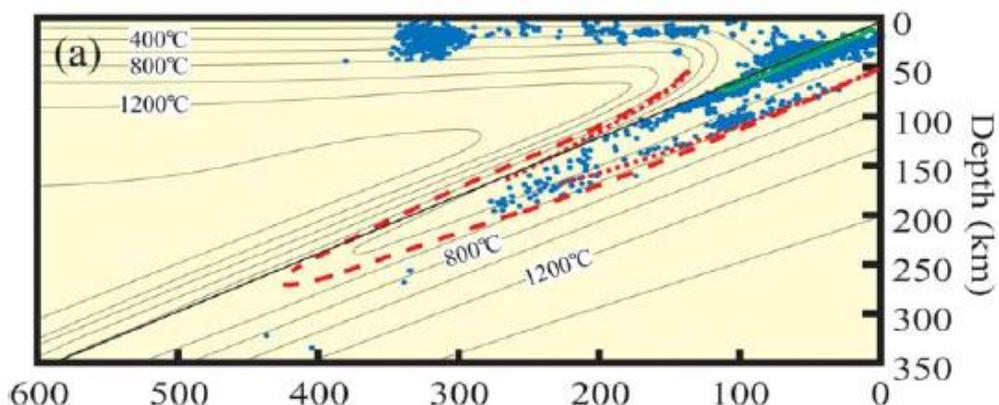


Fig.1. 3 : Section au travers du NE du Japon indiquant les hypocentres des séismes et les isothermes modélisés d'après Yamasaki et Seno (2003). Deux plans de Wadati-Benioff se détachent ; les pointillés courts rouges correspondent au plan inférieur et la ligne verte en trait plein au plan supérieur. Les pointillés longs rouges correspondent à l'isotherme 650°C correspondant à la température de déshydratation de l'antigorite.

L'état de la contrainte dans les zones de subduction à double plan de Wadati-Benioff est généralement caractérisé par de la *down-dip compression* dans la partie supérieure du slab et par de la *down-dip tension* dans la partie inférieure (Hasegawa et al., 1978a; Kawakatsu et Seno, 1983; Matsuzawa et al., 1983). Il est également notable que certaines zones de subduction à double plan sismique sont caractérisées par des contraintes compressives latérales dans la partie supérieure de chaque plan sismique. La partie inférieure de chaque plan subit des contraintes en *down-dip tension*. Ces zones de subduction, parfois appelées ‘zone sismique à double plan de second type’ sont localisées en Nouvelle-Zélande (Eberhart-Phillips et Reyners, 1997), à Taiwan (Kao et Rao, 1999), en Alaska (Ratchkovski et al., 1997). Ces variations sont interprétées comme résultant de la confrontation entre la plaque supérieure et la plaque subductée obliquement.

I.2. Les processus de nucléation des séismes en contexte de subduction.

Plusieurs décennies d'études sur les séismes en contexte de subduction ont mis en évidence la large plage de profondeurs des hypocentres de ces événements. On considère trois catégories de séismes de subduction selon leurs profondeurs : les séismes superficiels (*shallow earthquake*) dont la profondeur hypocentrale est inférieure à 70 km, les séismes de profondeurs intermédiaires (*intermediate-depth earthquake*) dont les hypocentres sont situés entre 70 et 300 km de profondeur, et les séismes de grandes profondeurs (*deep earthquake*) (Gutenberg et Richter, 1954). Ces profondeurs étant particulièrement importantes, les conditions de pressions, de températures et de rhéologie affectant les roches des plaques plongeantes et subductantes sont très variées. Il en résulte donc des processus de nucléation nécessairement différents en fonction de la profondeur.

Moins d'un cinquième des séismes ayant lieu sur Terre se produisent à des profondeurs supérieures à 100 km. La fréquence des séismes décroît de façon constante avec la profondeur jusqu'à environ 350 km, au-delà, la quantité de séismes augmente pour atteindre un pic à 550 km puis décroît jusqu'à disparaître au-delà de 670 km (Fig. 1.4 ; Frohlich, 1989; Helffrich and Brodholt, 1991; Houston, 2015).

I.2.1. Les processus de nucléation des séismes de faible profondeur.

Les séismes dits de faible profondeur ont lieu à des profondeurs inférieures à 70 km, à l'interface entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante. Ils sont également les plus fréquents (Fig. 1.4). La rupture sismique peut s'y développer au niveau du contact entre les deux plaques subductantes mais aussi le long de failles inverses, dans la croûte océanique de la plaque plongeante (Singh et al., 2008; Tsuji et al., 2009).

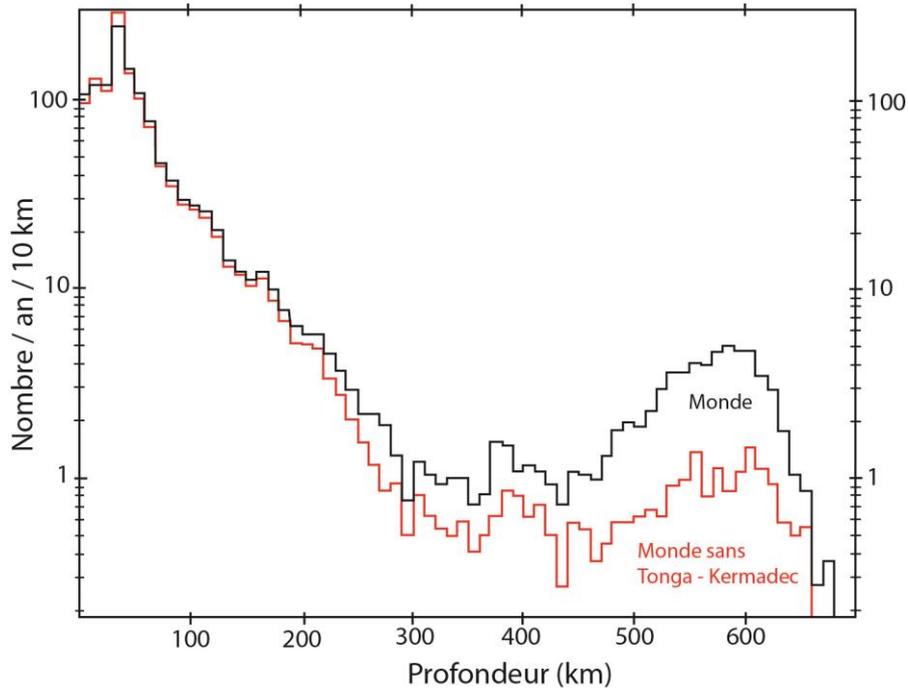


Fig.1. 4 : Nombre de séismes dont la magnitude est supérieure à 5 par an et par tranche de 10 km. La courbe noire correspond à la totalité des séismes à échelle mondiale, la courbe rouge exclu les séismes de la zone de subduction des Tonga – Kermadec (D’après [Frohlich, 1989](#)).

Les séismes de faible profondeur se produisent le plus souvent suite à l’accumulation de la contrainte le long d’une discontinuité dans la roche, puis à son relâchement de manière saccadée. Ce type de déplacement saccadé est nommé *stick-slip* dans la littérature anglophone et a été proposé comme principal mécanisme responsable de la sismicité dès les années 60 ([Brace et Byerlee, 1966](#)). Le fonctionnement d’une faille en fonction de la contrainte peut être comparé à un système à bloc-ressort dans lequel le déplacement au niveau de la faille est simulé par le mouvement du bloc sur l’interface, laquelle représente le miroir de faille (Fig. 1.5A). Le chargement s’effectue au travers d’un ressort caractérisé par une rigidité notée k et qui symbolise l’élasticité du milieu rocheux dans lequel est établie la faille. Si la résistance au niveau de la faille s’accroît avec le déplacement, le mouvement est dit stable et l’ensemble bloc-ressort se charge. Si la résistance au frottement décroît pendant le glissement, deux cas de figure peuvent alors se produire. Soit la diminution de la résistance au frottement est plus faible que la décharge du ressort, alors le ressort peut suivre le mouvement et celui-ci est dit stable. Dans ce cas, la pente de la courbe force/déplacement (F/u) est plus faible que celle de l’élasticité (k). Soit, la diminution de la résistance est rapide et le ressort se décharge plus lentement que la faille. Dans ce cas la pente F/u est plus importante que celle de k . La force appliquée sera donc plus importante que la capacité de résistance du plan de faille. Il y a donc un déséquilibre de force qui se traduit par une accélération du déplacement. Le mouvement le long de la faille est alors dit dynamique. Il ralentira lorsque la pente k recoupera la courbe de résistance de la faille (Fig. 1.5B) ([Brantut, 2010](#)).

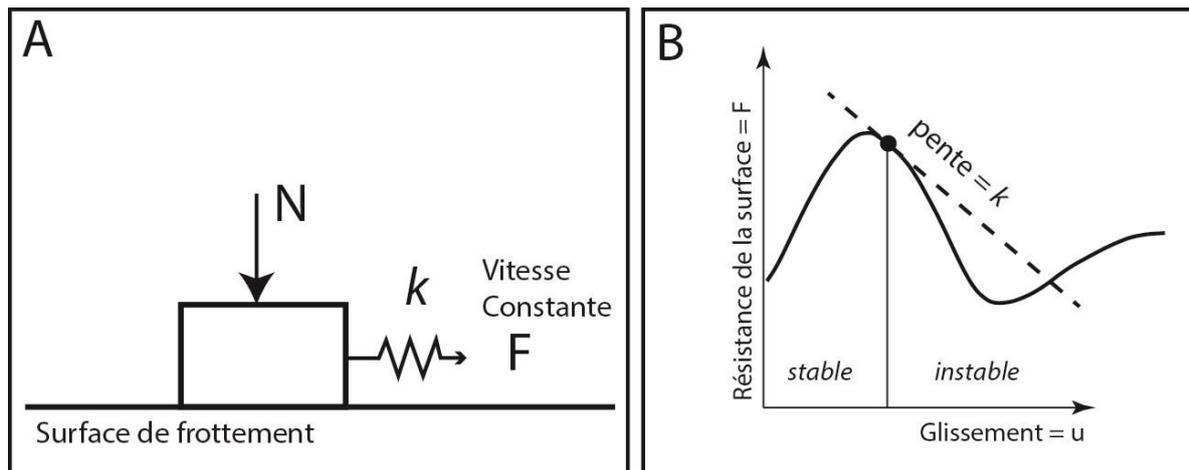


Fig.1. 5 : Exemple du système à bloc-ressort représentant le fonctionnement d'une faille. A : Représentation schématique du système à bloc-ressort, N : Contrainte normale, k : élasticité et F : Force de traction. B : Graphique représentant les états stables et instables en fonction de la résistance de la surface par rapport au glissement et à l'élasticité. L'instabilité apparaît lorsque la résistance de la surface décroît plus rapidement que la force imposée par le système de changement.

Au déplacement en *stick-slip* s'ajoute l'influence de l'affaiblissement (*slip-weakening*) le long de la faille ainsi que les éventuelles hétérogénéités. En considérant ces paramètres, un modèle de nucléation dans lequel le glissement se produit dans un premier temps de façon quasi-statique au niveau de zones affaiblies de la faille, puis s'étend de manière dynamique pour former un séisme (Ohnaka, 2000).

La friction dépend alors de la vitesse de glissement et d'une variable empirique représentant l'état de la surface de glissement (Dietrich, 1979; Ruina, 1983). Ces expériences donnèrent naissance à la loi de friction à variable d'état (*rate and state*). Laquelle sera reprise dans les années 80-90 par plusieurs auteurs qui préciseront son fonctionnement (Rice et Ruina, 1983; Blanpied et Tullis; Dietrich, 1992; Marone, 1998; Rice et al., 2001). L'ensemble de ces travaux a conduit à la prise en compte de la vitesse de la déformation dans le fonctionnement de la rupture sismique d'une faille (*velocity weakening*). La nucléation d'une instabilité nécessite dans ce cas que la résistance au glissement diminue en même temps que la vitesse de déformation. De façon générale, les lois *rate and state* sont reliées à des processus activés thermiquement. Ils peuvent être liés à des changements de phases minéralogiques à l'échelle des aspérités ou à des phénomènes de plasticité (Baumberger et al., 1999; Nakatani, 2001). Le principal intérêt de ces études dans le contexte de la compréhension de la rupture sismique est la prise en compte des aspérités, ainsi que des gouges. Globalement, la loi de friction à variable d'état reproduit bien le fonctionnement d'une faille comprenant des grains, gouges ou autres paramètres induisant une rugosité. Il est toutefois à noter que certains paramètres tels que l'épaisseur de gouge, la présence de fluide ou la taille et l'hétérogénéité des grains peuvent influencer sur la loi (Marone, 1998). En outre, l'aspect empirique de ces lois peut mal représenter une faille réelle car celles-ci correspondent à des zones de cisaillement d'épaisseur finie qui peuvent se déformer de façon continue sans forcément impliquer des processus frictionnels entre aspérités (Marone, 1998).

I.2.1.1. Importance des relations fragile-ductile.

En contexte de subduction et selon la lithologie, les conditions de pression et température peuvent rapidement faire varier la rhéologie des roches du domaine cassant vers le domaine ductile. Toutefois, la frontière entre ces deux domaines est rarement nette et permet la coexistence de mécanismes de déformation ductiles et fragiles dans la même zone (Fig. 1.6).

Dans la partie supérieure de la croûte, la plupart des roches ont un comportement élastique, puis fragile lorsqu'elles sont affectées par la déformation. La déformation fragile se manifeste dans un premier temps par la formation de fissures, puis par leur propagation. La déformation est donc localisée et non globale comme le serait la déformation ductile. D'un point de vue mécanique, la déformation fragile est caractérisée par un pic de contrainte lors de la rupture suivi d'une chute rapide de cette contrainte pendant le glissement de la faille. Ce comportement mécanique peut être modélisé via une approche de type Mohr-Coulomb. La résistance à la fracture de la roche est alors proportionnelle à la contrainte normale.

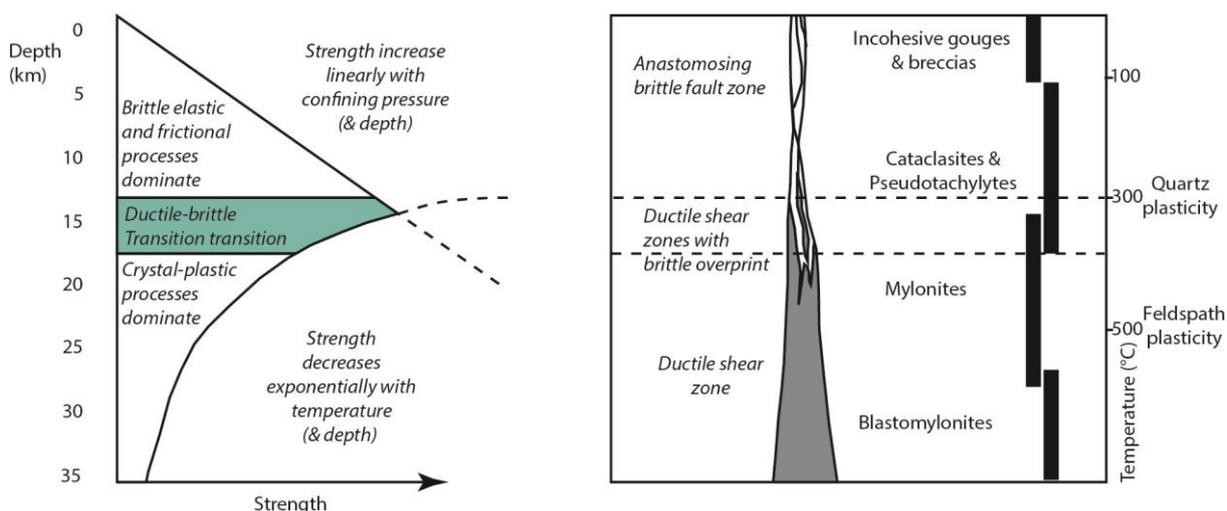


Fig.1. 6 : Comportement des failles en fonction de la profondeur (D'après Scholz, 1988).

La compréhension du comportement des roches dans la zone de transition ductile – fragile a conduit à la réalisation de nombreux travaux expérimentaux depuis les années 60. En a résulté l'observation du fait que le rapport entre la contrainte cisailante maximale et la contrainte normale sur le plan de faille lors d'un glissement frictionnel est constante (Byerlee, 1968). Cette régularité a été constatée pour tous les types de roche à l'exception de certaines argiles. Ces travaux ont permis d'établir une valeur standardisée du coefficient de friction statique applicable à tout type de roche (Byerlee, 1978). Cette loi, dite de Byerlee, permet, d'estimer la résistance d'une roche. Elle est toutefois limitée à des conditions de pression et température modérées correspondant à celles de la croûte supérieure. Dans un cadre naturel, ce coefficient peut être globalement considéré comme le seuil de résistance de la croûte.

La formation de fractures macroscopiques s’amorce par la coalescence de fissures et micro-fractures à échelle microscopique. Ce processus explique pourquoi les failles ne forment jamais un trait net, mais plutôt un réseau de fractures parfois accompagné de gouges. Ce processus induit une certaine dilatation pré-rupture (dilatance) augmentant le volume de matériau au niveau de la faille.

Lorsque la pression et la température augmente, la pression de confinement bloque la rupture macroscopique de la roche. Elle tendra plutôt à se déformer de façon ductile sans former de discontinuité bien marquée (faille, fracture). Toutefois la limite entre comportement ductile et fragile correspond à une plage plus ou moins large selon les lithologies, induisant une coexistence des deux comportements sur ladite plage de pression et température (Fig. 1.6). Lorsque la pression de confinement augmente, les micro-fractures peuvent de moins en moins coalescer pour former une fracture macroscopique, alors que les processus de déformations propres à des conditions P – T plus importantes tel que certaines déformations intra-cristallines. De la même façon qu’en domaine cassant, les processus de déformation vont s’enclencher à échelle microscopique puis s’étendre de façon macroscopique avec la formation de mylonite dont l’intensité de la déformation sera progressive (protomylonite, mylonite, blastomylonite, etc).

I.2.1.2. Rôle des circulations de fluides.

La partie supérieure de la croûte est largement traversée par des fluides de différentes natures et de compositions chimiques variées. Depuis les années 70, de nombreuses études ont questionné le rôle des circulations fluides vis-à-vis du déclenchement de séismes ou de répliques. Certaines les rendent responsable du déclenchement des répliques (Nur et Brooker, 1972). D’autres suggèrent un caractère déclencheur influant sur la contrainte dynamique le long des failles (Prejean et al., 2004). D’autres études proposent un couplage hydromécanique pour expliquer l’affaiblissement le long de certaines failles (Sleep et Blanpied, 1992). Dans ce cas, l’élévation transitoire de la pression de pore, permise notamment par la compaction, initie la rupture sismique. En effet, la pression exercée sur un fluide circulant le long d’une faille peut permettre à celle-ci se s’activer, même en étant soumise à de faibles contraintes. Le fluide interstitiel étant soumis à une pression importante fait alors office de “coussin fluide” facilitant la rupture. De fait, la circulation fluide peut à la fois, en affaiblissant la résistance, déclencher le glissement d’une faille que les contraintes seules n’auraient pas activée, mais aussi faciliter le glissement par un certain effet lubrifiant.

I.2.2. Les processus de nucléation des séismes à profondeur intermédiaire.

Bien qu'à profondeur intermédiaire (≈ 70 à 300 km), la pression lithostatique atteigne des niveaux empêchant, à priori, la rupture sismique le long de failles, des séismes se produisent (Frohlich, 1994; Kirby, 1995). Trois mécanismes permettant de faciliter la rupture sismique ont donc été proposés : les processus de ruptures sismiques associés aux mécanismes de déshydratation minéralogique, dit *dehydration embrittlement* dans la littérature anglophone ; les processus associés aux instabilités thermiques, dit *Thermal instabilities* ou *self-localizing thermal runaway*. Le troisième processus est associé aux réactions de substitutions minéralogiques, dit *transformational faulting*, dans la littérature anglophone. Considérant la fréquence de leur usage, les terminologies anglo-saxonnes seront utilisées.

I.2.2.1. Les ruptures associées aux réactions de déshydratation (*Dehydration embrittlement*).

Le processus de rupture sismique par *dehydration embrittlement* est basé sur la déshydratation de minéraux hydratés par le biais du métamorphisme. Trois effets majeurs peuvent faciliter l'activation ou la réactivation de fractures :

- La formation de porosité : le métamorphisme induit généralement une forme minérale substituée plus dense et occupant donc un volume plus restreint que la phase primaire.
- Le relâchement d'eau : de l'eau est relâchée au cours de la déshydratation augmentant la pression fluide.
- La modification des propriétés mécaniques des minéraux issus de la déshydratation.

L'augmentation de la pression fluide interstitielle consécutive au relâchement de fluides par la déshydratation peut permettre l'ouverture ou la réactivation de fractures par la diminution de la contrainte normale (Green et Houston, 1995; Hacker et al., 2003a et b; Kirby, 1995; Peacock, 2001; Raleigh et Paterson, 1965; Raleigh, 1967; Yamasaki et Seno, 2003). Il a été observé, à travers des expérimentations que les roches subissaient une rapide baisse de leur résistance ainsi qu'une transition d'une rhéologie ductile à fragile (*embrittlement*) tout aussi rapide lorsque elles sont totalement ou partiellement déshydratées dans des conditions où la perméabilité ne permet pas un échappement des fluides relâchés (Raleigh et Paterson, 1965; Kirby, 1987; Rutter et Brodie, 1988; Hacker et Christie, 1990; Dobson et al., 2002; Hacker et al., 2003a; Jung et al., 2004).

Parallèlement aux études expérimentales, des modélisations ont permis de corréler précisément les conditions P-T nécessaires aux substitutions minéralogiques permettant un relâchement de fluide, aux hypocentres de séismes des plans de Wadati-Benioff (Peacock et al., 2001; Hacker et al., 2003b). Nishiyama, (1992), est le premier à suggérer que la déshydratation de la serpentinite soit responsable des séismes se produisant dans le plan inférieur des doubles plan de Wadati-Benioff. Thompson (1992) proposera une liste de minéraux susceptibles de jouer un rôle dans la sismicité via la

déshydratation dans le plan supérieur. En cela, la corrélation entre les zones sismiques dans les deux plans de Wadati-Benioff et les zones de déshydratation de la serpentine et d'autres minéraux hydratés (chlorites, amphiboles, etc.) dans les zones de subduction a rendu l'hypothèse attractive (Seno et Yamanaka, 1996; Yamazaki et Seno, 2003).

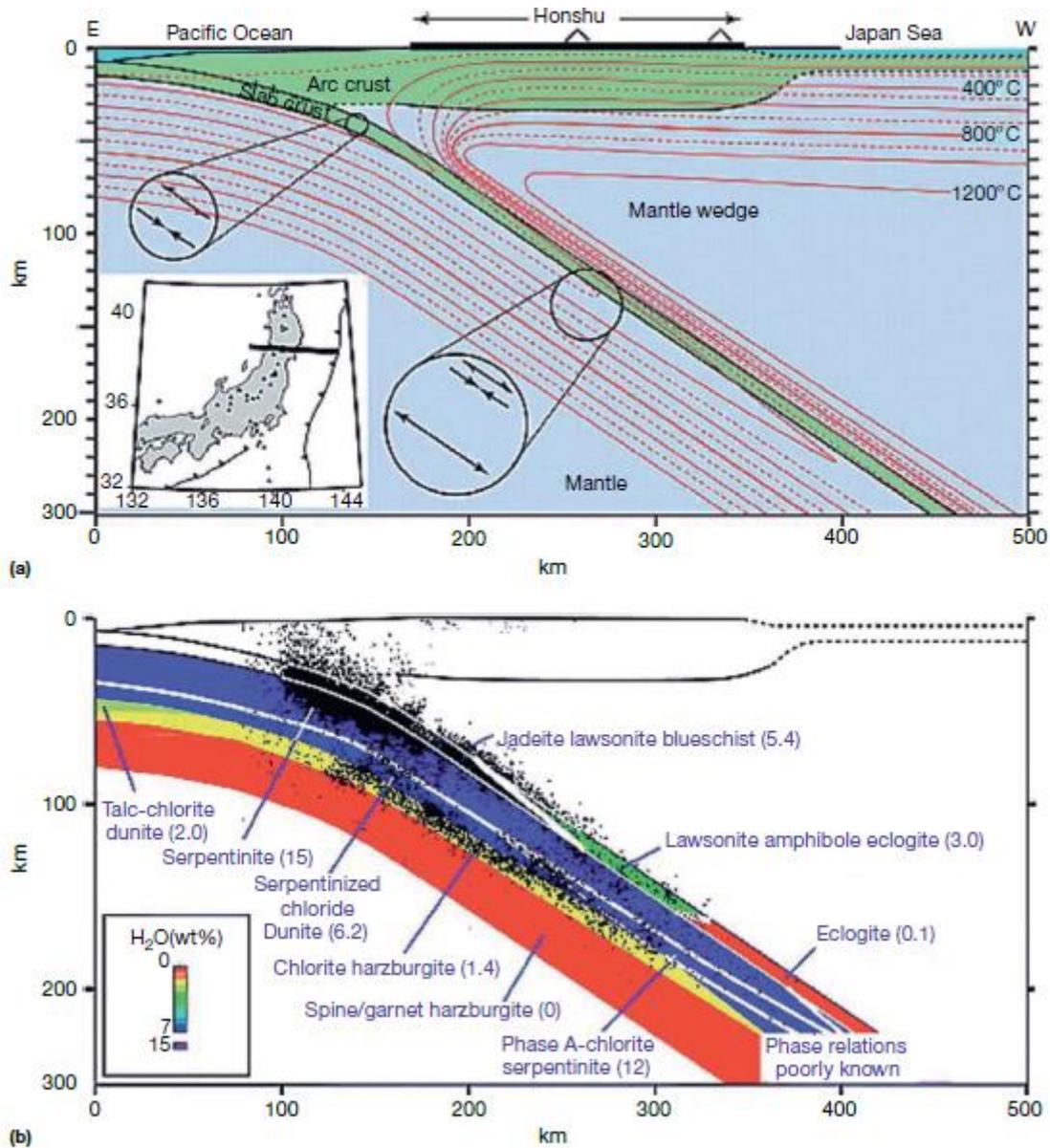


Fig.1. 7 : Coupe de la zone de subduction du Nord du Japon indiquant la structure thermique (A) et les hypocentres des séismes associés au pourcentage d'H₂O (B) et (D'après Hacker et al., 2003b). Les faciès métamorphiques viennent des travaux de Hacker et al., (2003a), excluant les transformations de phases au-delà de de T > 5 GPa et à T < 600°C. Les documents se basent sur les travaux préalables de Zhao et al., (1992), Igarashi et al., (2001) et de Peacock et al., (2001).

La corrélation spatiale entre les zones sismiques dans le *slab* et la localisation des réactions métamorphiques impliquant la déshydratation des minéraux hydratés a permis de localiser quatre zones pétrographiques clés (Hacker et al., 2003a et b).

(1) Une zone largement hydratée située dans la partie supérieure de la plaque plongeante. Elle correspondrait à la croûte supérieure, basaltique à grains fins et partiellement composée de verre. Cette zone est localisée entre 30 et 60 km de profondeur, soit jusqu'au front d'éclogitisation de la croûte, l'éclogitisation étant le processus de déshydratation principal qui affecte les minéraux hydratés. Se forme alors un panache fluide qui remonte vers le manteau de la plaque chevauchante de façon parallèle au front d'éclogitisation et induit la sismicité (Fig. 1.8A). La déshydratation dans la partie hydratée de la croûte supérieure est également associable à la formation de fracture de type I issue d'un régime en faille normale du régime en *downdip tension* (Igarashi et al., 2001; Hacker et al., 2003b).

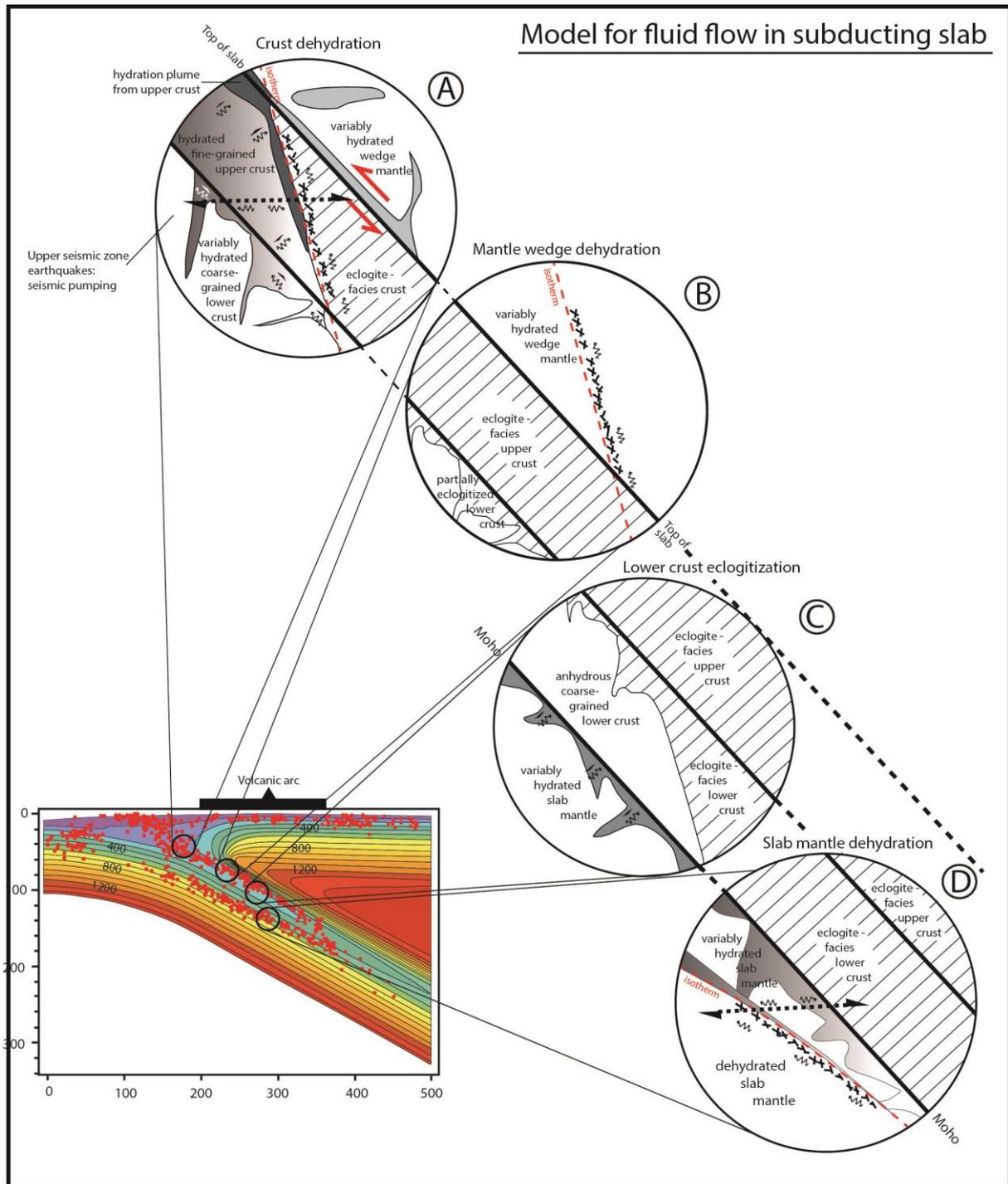
La déshydratation implique principalement des minéraux issus du métamorphisme de faciès schiste vert et schiste bleu (amphiboles, chlorites, épidotes, Peacock, 1990). Une fois éclogitisée, la croûte supérieure devient asismique.

Dans cette zone, le manteau de la plaque chevauchante est également affecté par la circulation de fluides issus de la déshydratation de la partie supérieure de la plaque plongeante.

(2) La partie inférieure de la croûte océanique plongeante est majoritairement anhydre mais peut comporter des zones hydratées d'importance variable, notamment du fait des nombreuses failles normales ou décrochantes affectant la lithosphère océanique et permettant le passage de fluides (Cannat, 1996; Tucholke et al., 1998; Hansen et al., 2013; Picazo et al., 2013) ou lors de la torsion du *slab* en amont de la subduction (Davies, 1999; Peacock et al., 2001; Ranero et al., 2003; Faccenda et al., 2009). La sismicité dans la partie inférieure de la croûte, en cours d'éclogitisation est donc moins marquée que dans la croûte supérieure (1) (Fig. 1.8B).

Étant donné que le gradient thermique est inversé dans la plupart des zones de subduction, le front sismique du plan de Wadati-Benioff supérieur aura tendance à se déplacer progressivement vers la partie inférieure de la croûte océanique plongeante, pour se stabiliser au niveau du Moho (Hacker et al., 2003b).

Fig.1. 8 : (Page suivante) Circulations fluides pouvant être associées au processus de *dehydration embrittlement* dans la plaque plongeante (D'après Peacock et al., 2001; Hacker et al., 2003b). Les zones A à C concernent le plan de Wadati-Benioff supérieure et la D, le plan inférieur. A : Déshydratation de la croûte supérieure lors de l'éclogitisation et migration des fluides vers le manteau de la plaque chevauchante. B : Rupture sismique dans le manteau de la plaque chevauchante au niveau des isothermes de déshydratation de l'antigorite. C : Déshydratation et extension de la sismicité à la partie supérieure du manteau. D : Déshydratation du manteau au niveau de l'isotherme de substitution de l'antigorite par l'olivine, dans le plan de Wadati-Benioff inférieur.



Il est également à noter que le manteau de la plaque chevauchante, subissant également les circulations de fluides issus de la déshydratation des roches de la croûte océanique plongeante et remontant, est également affecté par la sismicité (Fig. 1.8B).

(3) La partie supérieure du manteau de la plaque plongeante est partiellement affectée par l'hydratation pour des raisons similaires à la partie inférieure de la croûte océanique, mais également, au-delà d'une profondeur de 40 km, par la remonté de fluides relâchés plus profondément par des réactions de déshydratation décrites au point (4) ; Fig. 1.8C, [Hacker et al., 2003b](#)).

(4) Le plan de Wadati-Benioff inférieur est situé dans le manteau lithosphérique et correspond globalement à l'isotherme de déshydratation de l'antigorite (Fig. 1.8D), polymorphe de haute pression et basse température de la serpentine, soit entre 600 et 650°C (Fig. 1.9, [Raleigh et Paterson, 1965](#); [Ulmer et Trommsdorff, 1995](#)).

I.2.2.1.1. La déshydratation de la serpentinite.

La serpentine ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) provient principalement de l'altération par l'eau de mer de l'olivine et des pyroxènes à la dorsale, et via de grandes failles affectant la lithosphère océanique. De fait, elle est un constituant majeur d'une partie de la croûte océanique plongeante, mais surtout de la partie supérieure du manteau lithosphérique. Avec une proportion de 13 wt% H_2O , la serpentine correspond à un important réservoir d'eau dans les zones de subduction ([Ulmer et Trommsdorff, 1995](#)). Cette localisation et sa composition en fait le principal candidat pour expliquer la rupture sismique correspondant au plan de Wadati-Benioff inférieur, situé dans le manteau (Fig. 1.8D; [Rutter et Brodie, 1988](#); [Nishiyama, 1992](#); [Peacock et al., 2001](#); [Seno et al., 2001](#); [Hacker et al., 2003a et b](#); [Yamasaki et Seno, 2003](#); [Jung et al., 2004](#)).

Trois principaux types de serpentinites coexistent dans la lithosphère océanique : la lizardite, l'antigorite et le chrysotile. L'antigorite est considérée comme le polymorphe de haute température tandis que la lizardite se forme à des conditions de pression et température moins élevées ([Wunder et Schreyer, 1997](#); [Hattori et Guillot, 2007](#)). Contrairement à l'antigorite et à la lizardite qui se développent de façon pénétrative, le chrysotile se développe souvent sous forme de veines et reste stable sur une large plage de pression et température.

L'approche expérimentale a permis d'accroître la connaissance sur les conditions de stabilité des serpentinites en contexte de subduction et sur le rôle qu'elles peuvent avoir sur le déclenchement de la rupture sismique. En contexte HP-BT, l'antigorite se déshydrate entre 500 et 650°C (Fig. 1.9A et B, [Ulmer et Trommsdorff, 1995](#); [Wunder et Schreyer, 1997](#); [Bose et Navrotsky, 1998](#)). Les températures de déshydratation les plus basses nécessitent soit des pressions élevées ($\approx 8\text{GPa}$), soit une pression très basse ($< 0,5\text{GPa}$). La substitution minéralogique donnera alors respectivement des assemblages à enstatite + phase-A + H_2O ou à forstérite + talc + H_2O . À 2,2 GPa, l'antigorite nécessite 650°C pour se déshydrater en un assemblage à forstérite + enstatite + H_2O . Entre 2,2 et 6,3 GPa de pression, la déshydratation de l'antigorite amènera à la formation d'assemblages à forstérite + enstatite + H_2O (zone entre les points invariants I_1 et I_2 de la Fig. 1.9A).

Dans la nature, les phénomènes de déshydratation de la serpentinite ont montré des paragenèses à olivine + titano-clinohumite + magnétite ([Hoogerdujin-Strating et Vissers, 1991](#); [Scambelluri et al., 1991](#); [Healy et al., 2009](#)).

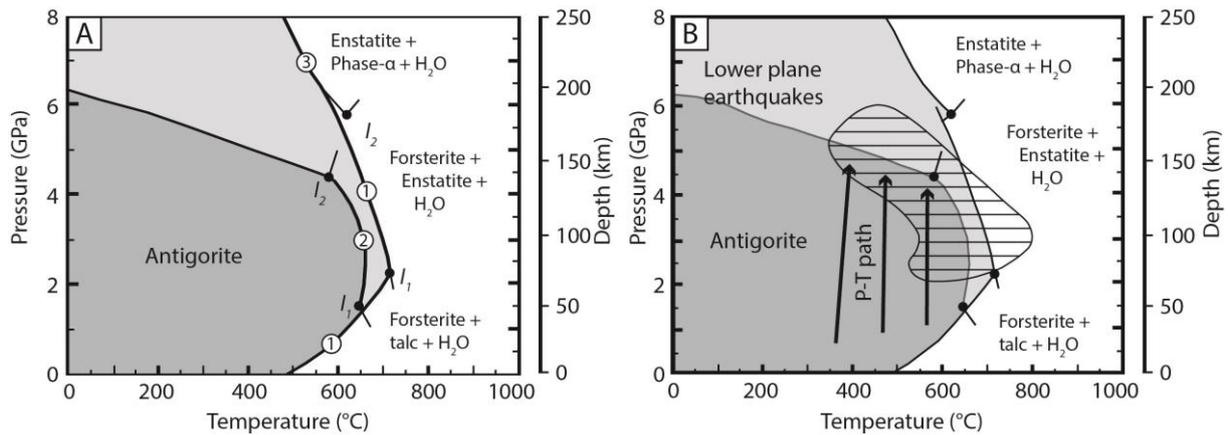


Fig.1. 9 : A : Diagrammes de stabilité de l'antigorite représentant les réactions de déshydratation en fonction de la pression et de la température (D'après Peacock et al., 2001). Les points invariant $I_1 = \text{Ant} + \text{For} + \text{En} + \text{Tlc} + \text{H}_2\text{O}$; $I_2 = \text{Ant} + \text{For} + \text{Tlc} + \text{Phase-}\alpha + \text{H}_2\text{O}$. Adaptation des travaux de (1) Ulmer et Trommsdorff (1995), (2) Wunder et Schreyer (1997); (3) Bose et Navrotsky (1998). B : Comparaison entre les conditions P-T du plan de Wadati-Benioff inférieur d'après Peacock et al., (2001) et le diagramme de phase de l'antigorite.

I.2.2.1.2. La déshydratation de la chlorite.

La chlorite, de par ses nombreuses variétés est un minéral fréquent dans les *slabs* des zones de subduction. Pouvant résulter du métamorphisme de basse intensité (faciès prehnite-pumpellyite, schiste vert) elle comporte entre 10 et 12% wt H_2O (Deer et al., 1992). Cela en fait un réservoir d'eau non négligeable.

A l'instar de la serpentine, des expériences en laboratoire ont déterminé que la déshydratation de la chlorite induit un affaiblissement brutal et un passage d'une déformation ductile à fragile dans des conditions où la perméabilité est insuffisante pour contrer la pression croissante du fluide extrait (Murrell and Ismail, 1976). Murrell et Ismail (1976) estiment la plage de température pour laquelle la chlorite se déshydrate entre 700 et 800°C. Considérant cette plage de température, la chlorite serait donc impliquée uniquement dans les séismes se déclenchant dans le manteau lithosphérique de la plaque plongeante, au niveau du plan de Wadati-Benioff inférieur (Fig. 1.10 ; Hacker et al., 2003b; Brudzinski et al., 2007). Les roches concernées seraient principalement des péridotites à chlorites partiellement serpentinisées. Les proportions de chlorites dans ces roches étant limitées, il est probable que la déshydratation de la chlorite ne suffise pas à déclencher la rupture sismique, mais agisse en parallèle de la déshydratation de l'antigorite.

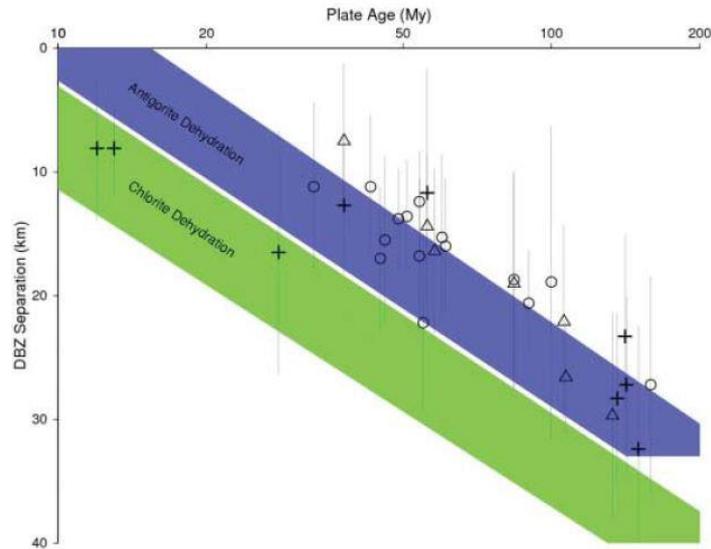


Fig.1. 10 : Localisation des hypocentres sur une coupe le long d'une zone de subduction. La bande violette correspond à la plage de température de déshydratation de l'antigorite et la verte à celle de la chlorite (D'après Brudzinski et al., 2007).

I.2.2.1.3. La déshydratation de la lawsonite.

La lawsonite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})$) est un minéral secondaire présent dans la partie crustale du *slab* et caractéristique du métamorphisme de type schiste bleu à éclogite. Elle contient 11,5 wt% d' H_2O et constitue donc un minéral dont la déshydratation peut être responsable du déclenchement de séismes à profondeurs intermédiaires (Abers et al., 2013; Okazaki et Hirth, 2016). Toutefois, le domaine de stabilité de ce minéral (Fig. 1.11) restreint sa capacité de déclencheur aux zones de subduction froide (ex : Japon NE).

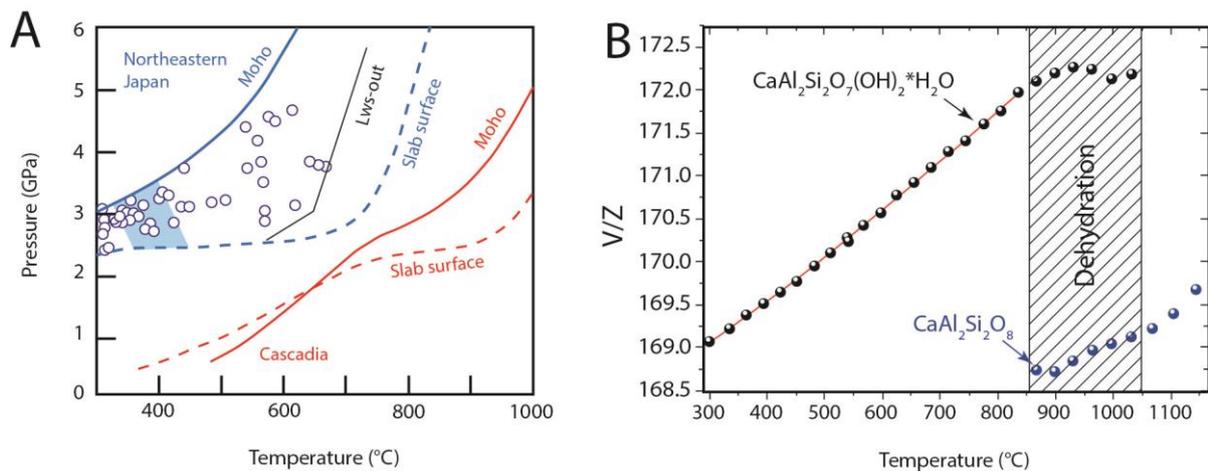


Fig.1. 11 : A : Chemin pression-température pour des *slabs* chaud (Cascadia, traits et tirés rouges) et pour des *slabs* froids (Japon NE, traits et tiré bleu). Les points bleus correspondent aux localisations des hypocentres des séismes du Japon NE, la ligne noire délimite les conditions de stabilité maximum de la lawsonite (Okazaki et Hirth, 2016). B : Volume de la lawsonite par rapport à la température au cours de la déshydratation (Trots et al., 2012).

Les analyses expérimentales sur la déformation de la lawsonite indiquent une capacité de ce minéral à induire la formation de fractures instables au cours de sa déshydratation dans des contextes de pression

et température correspondant aux zones où se déclenchent des séismes de profondeurs intermédiaires (Okazaki et Hirth, 2016). Or, si la lawsonite n'est pas un minéral majeur dans la croûte métamorphisée, elle s'organise souvent en veines et en bandes. Ces structures planaires peuvent être considérées comme de potentielles zones de faiblesse où la rupture sismique par *dehydration embrittlement* peut se produire.

I.2.2.2. Les ruptures associées aux instabilités ductiles (*self-localizing thermal runaway*).

Le processus de rupture par instabilité thermique, appelé *self-localizing thermal runaway* ou *thermal shear instabilities* dans la littérature anglophone, a été proposé pour expliquer les ruptures sismiques dans des zones où la pression fluide interstitielle est trop faible pour contrebalancer la pression de confinement. Dans ces conditions, la roche peut se rompre suite à un rapide échauffement d'une zone de cisaillement bien localisée, affaiblissant la roche et permettant la rupture (Braeck et Podladchikov, 2007). Le phénomène peut donc être comparé à un emballement thermique le long de zones de cisaillement ductiles (Kelemen et Hirth, 2007; John et al., 2009). Il a notamment été suggéré pour expliquer la série de séismes de Bucaramanga en Colombie ($M_w = 4,5 - 5$; Prieto et al., 2013).

Les études expérimentales ont démontré que le processus d'emballement thermique se produisait de façon préférentielle au niveau de zones présentant un contraste marqué de la viscosité, tel que le long de zones mylonitiques de faible épaisseur et à grains fins, ainsi que sur une plage de température comprise entre 600 et 800°C (Peacock, 2001; Kelemen et Hirth, 2007; John et al., 2009). L'ensemble de ces paramètres font du *self-localizing thermal runaway* un processus de nucléation intéressant pour expliquer les séismes présents dans des zones où les conditions P-T diffèrent de celles nécessaires au fonctionnement du processus de *dehydration embrittlement*.

D'un point de vue physique, la rupture est initiée par une augmentation rapide de la chaleur due au cisaillement (*shear heating*) sur une zone très localisée (quelques centimètres d'épaisseur; John et al., 2009) et sur une courte période. Ceci induit une augmentation rapide de la température et du taux de contrainte jusqu'à la rupture. Celle-ci est suivie d'une baisse brutale du taux de déformation et de la température. Les expériences de Kelemen et Hirth (2007) portant sur l'olivine ont montré une augmentation de la température autour de 1400°C et du taux de déformation à 1s^{-1} pour des conditions de début d'expériences à $T = 600\text{-}800^\circ\text{C}$ et de 10^{-12} à 10^{-15} s^{-1} pour le taux de déformation. L'une des spécificités du *self-localizing thermal runaway* est d'affecter des zones de cisaillement assez fines pouvant correspondre à d'anciennes discontinuités sismiques ou non. Les zones de cisaillement formées à la ride peuvent être facilement réactivées par ce mécanisme. L'augmentation rapide de la température en un point de rupture localisé peut être à l'origine de la formation de pseudotachylites (Austrheim et Boundy, 1994; John et al., 2009).

Les modélisations effectuées par Kelemen et Hirth (2007) suggèrent la pertinence de ce processus pour des séismes en avant de la zone de subduction (*outer rise earthquake*), au niveau des failles transformantes ainsi qu'à profondeur intermédiaire, dans les plages de température concernées et au niveau d'anciennes discontinuités.

Il est d'ailleurs notable qu'au-delà de 850°C, les zones de cisaillement ductiles se déforment en régime permanent et stable (*steady state*). En dessous de 600°C, la contrainte nécessaire pour déclencher des instabilités thermiques est très élevée et donc rarement observable dans la nature.

I.2.3. Les processus de nucléation des séismes de grandes profondeurs.

Les séismes de grandes profondeurs ont lieu au-delà de 300 km de profondeur et jusqu'à 700 km, à des conditions de pression et de température interdisant a priori un comportement de rupture cassant (Griggs et Handin, 1960; Frohlich, 2006). Tout comme les séismes de profondeur intermédiaire, les hypocentres des séismes profonds sont inclus dans les plans de Wadati-Benioff. Leurs profondeurs de nucléation n'excèdent pas 700 km, soit la zone de transition entre les manteaux inférieurs et supérieurs (Green et Houston, 1995; Green et Zhou, 1996). Cette absence de séismes dans le manteau inférieur est attribuée à la superplasticité de la pérovskite interdisant la nucléation (Ito et Sato, 1991).

Les séismes de grandes profondeurs sont caractérisés par une capacité de destruction en surface moins importante que les séismes peu profonds. Le séisme du 24 mai 2013 dans la mer d'Okhotsk ($M_w=8,3$), le plus puissant enregistré, n'a, par exemple, provoqué que des dégâts limités (Ye et al., 2013). A l'inverse des séismes peu profonds, les séismes de grandes profondeurs sont caractérisés par l'absence ou le faible nombre de répliques. La magnitude de ces répliques, tout comme pour les séismes de profondeurs intermédiaires, est généralement inférieure d'un ordre de grandeur par rapport à la rupture principale (Frohlich, 1987).

Tout comme dans le cas des séismes de profondeurs intermédiaires, l'origine des mécanismes de nucléation est encore largement débattue. Plusieurs mécanismes ont été proposés, tels que les instabilités plastiques (Bridgman, 1936; Orowan, 1960; Griggs et Baker, 1969), la fusion induite par le cisaillement (Griggs, 1954, 1972; Griggs et Handin, 1960; Griggs et Baker, 1969; Ogawa, 1987; Kelemen et Hirth, 2007), les instabilités associées aux transitions de phases minéralogiques (Post, 1977; Ogawa, 1987; Kelemen et Hirth, 2007) ou les transformations polymorphiques (Bridgman, 1945; Benioff, 1963; Evison, 1963; Vainys et Pilbeam, 1976; Sung et Burns, 1976; Liu, 1983; Hodder, 1984; Kirby, 1987; Meade et Jeanloz, 1989; Green et Zhou, 1996). La littérature a également proposé le processus de *dehydration embrittlement* pour expliquer, de la même façon que pour les séismes de profondeur intermédiaire, les séismes profonds (Raleigh et Paterson, 1965; Omori et al., 2002; Hacker et al., 2003b; Yamasaki et Seno, 2003; Omori et al., 2004).

I.2.3.1. Les ruptures associées aux substitutions minéralogiques (*transformational faulting*).

L'olivine est le minéral constitutif du manteau le plus important à ces profondeurs et il est désormais connu qu'il subit des transitions de phases affectant la structure minéralogique, le rendant plus dense, avec le passage de la phase α à la phase β , puis au spinelle- γ (Fig. 1.12, Frohlich, 2006; Green et Houston, 1995; Kirby et al., 1996; Schubnel et al., 2013). Toutefois, les ondes sismiques indiquent que l'origine de la rupture sismique est cisailante et non implosive tel qu'aurait pu le laisser penser un processus de diminution du volume (Houston, 2015). Le processus de changement de structure minéralogique affectant l'olivine ne peut donc pas être proposé seul pour expliquer la sismicité de grande profondeur.

Le processus de *transformational faulting*, également nommé dans la littérature "*anticrack faulting*" est le résultat d'un changement de phase minéralogique vers une phase plus dense sous l'influence d'une contrainte cisailante (Green et Houston, 1995; Houston, 2015). La transition de phase minéralogique s'effectue préférentiellement le long d'un plan où la contrainte est maximum, comme une zone de grains fins. Les zones où la structure minéralogique de l'olivine est métastable semblent les plus appropriées au développement du processus, soit aux alentours de 410 km où les phases α et β coexistent et entre 490 et 520 km où la phase β est métastable dans le domaine γ (Fig. 1.12).

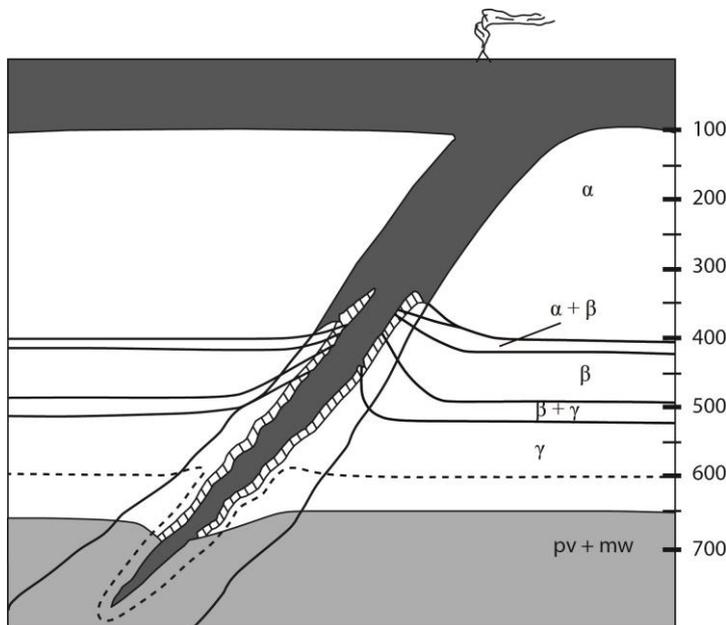


Fig.1. 12 : Zone de stabilité et de métastabilité de l'olivine et de l'enstatite pour un slab froid (D'après Green et Houston, 1995). Les lignes continues et noires matérialisent les limites entre les polymorphes de l'olivine (α , β et γ). La partie hachurée correspond à la zone de métastabilité de l'enstatite dans la réaction enstatite \rightarrow ilménite (Green et Zhou, 1996).

Les *anticracks* peuvent être comparés à des fractures en extension (type mode I), dont la contrainte et le déplacement serait inversé, elles s'apparentent donc aux stylolites (Fletcher et Pollard, 1981). En effet, les fractures type mode I s'ouvrent vers l'extérieur et perpendiculairement à la contrainte compressive maximum σ_1 (Fig. 1.13A) contrairement aux anticracks pour lesquelles un plan se forme perpendiculairement à σ_1 et

s'étend parallèlement à σ_3 (Fig.1. 13B). Les anticracks correspondent à des zones planaires composées de phases minérales plus denses (phase β ou γ) et perpendiculaires à la contrainte compressive maximum (σ_1). De façon similaire aux fractures de type mode I, la contrainte σ_1 propage de façon perpendiculaire le processus de changement de phase minéralogique le long de l'axe de contrainte σ_3 (Fig. 1.13). Le paramètre le plus important pour que la rupture se produise semble être la chaleur latente émise par le changement de phase (Green et Zhou, 1996). Cette augmentation du flux de chaleur permettant le passage des phases métastables dans le champ de stabilité des phases plus denses. Comme dans le cas des cisaillements classiques, le plan de rupture forme un angle de 30° avec l'axe de contrainte maximum (σ_1) (Fig. 1.13). Il est également à noter que le processus de déclenchement de la rupture sismique est fonctionnel avec des variations de volumes aussi bien positives que négatives (Green et Marone, 2002; Green et Zhou, 1996).

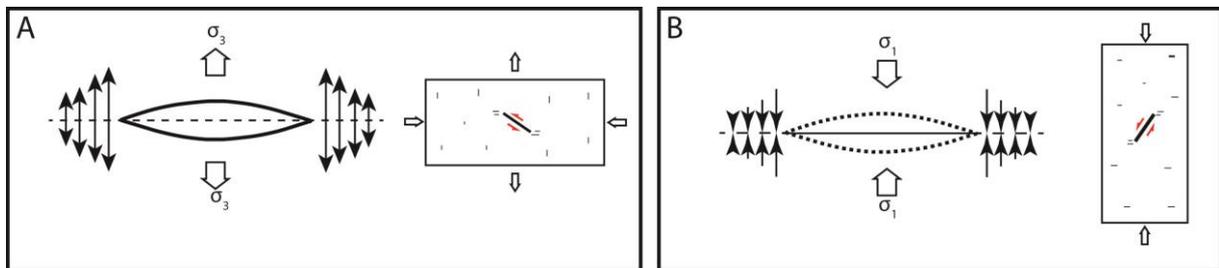


Fig.1. 13 : Comparaison entre les fentes de tension (mode 1 cracks) et les anticracks (D'après Frohlich, 2006 ; Houston, 2015). A : Fente de tension, une zone de faiblesse planaire est ouverte par la contrainte de traction σ_3 . L'ouverture se fait du centre vers les extrémités et s'étend parallèlement à σ_1 . B : Anticrack. La zone en trait continu perpendiculaire correspond aux agrégats de minéraux denses (olivine- β , etc) et se développe perpendiculairement à σ_1 .

Malgré une proportion moins importante que l'olivine, l'enstatite ($\approx 25\%$ du volume) peut également être à l'origine de ruptures sismiques à grande profondeur faisant intervenir le processus de *transformational faulting*. La réaction enstatite \rightarrow ilménite induit une décroissance de volume notable (12%) ainsi qu'une réaction exothermique importante, ce qui est suffisant pour déclencher la rupture (Hogrefe et al., 1994). Le phénomène est toutefois possible sur une plage de profondeur plus importante que l'olivine du fait de la plus grande plage de métastabilité de l'enstatite par rapport à l'olivine (Fig. 1.12).

Le processus ne se produit que jusqu'à la transition entre les manteaux supérieurs et inférieurs, soit environ 700 km. Au-delà de cette limite, les substitutions minéralogiques ne permettent pas de variation volumique suffisante ou ne sont pas exothermiques. En effet, les substitutions olivine- $\gamma \rightarrow$ pérovskite + magnésiowüstite et ilménite \rightarrow pérovskite sont endothermiques et olivine- $\alpha \rightarrow$ pérovskite + magnésiowüstite et grenat \rightarrow phases à structure pérovskite sont à volume constant. Ces substitutions se produisent par diffusion à l'échelle du joint de grain mais de façon trop lente pour

induire une rupture cassante (Green et Zhou, 1996). Le processus de *transformational faulting* peut être comparé sur certains points au processus *dehydration embrittlement*. Dans les deux cas, que cela soit les fractures mode I remplies par les fluides relâchés par les phénomènes de déshydratation métamorphiques (Hacker et al., 2003b; Yamazaki et Seno, 2003), ou des *anticracks* de minéraux denses substitués aux minéraux primaires, le plan de rupture est systématiquement à 30° de la contrainte σ_1 (Fig. 1.12; Green et Houston, 1995; Houston, 2015)

I.2.3.2. Les ruptures associées aux réactions de déshydratation (*dehydration embrittlement*).

Le processus de *dehydration embrittlement*, décrit au paragraphe §2.2.1 dépend largement de la proportion de fluide disponible aux profondeurs concernées. Il nécessite donc la présence de minéraux hydratés en quantité suffisante, lesquels sont sensiblement moins fréquents à grande profondeur qu'entre 70 et 300 km (Houston, 2015).

L'antigorite, principal minéral concerné par le processus de déshydratation à profondeur intermédiaire, du fait de son champ de stabilité (Fig.1. 9), ne peut l'être uniquement pour les *slabs* les plus froids, donc les plus anciens (Ex : Costa-Rica, Japon N-E, Hacker et al., 2003b; Van Keken et al., 2011). En outre, la serpentine sera rapidement substituée par de l'olivine, de l'enstatite et des silicates de magnésium denses et hydratés (*Dense Hydrous Magnesium Silicate* : DHMS, Ulmer et Trommsdorff, 1995; Frost, 1999; Omori et al., 2004). Les DHMS deviennent les principaux porteurs d'H₂O avec la brucite (Omori et al., 2004).

La présence d'isotope de Be¹⁰, formés uniquement à la surface de la Terre, dans le magmatisme d'arc indique une composante de surface dans les fluides présents à grande profondeur, là où se produit la fusion partielle responsable de ce type de magmatisme (Morris et Tera, 1989). Cela confirme le caractère hydraté des roches à la verticale des édifices volcaniques

Pour l'ensemble de ces raisons, le processus de déshydratation embrittlement comme déclencheur des séismes de grande profondeur est encore largement discuté (Houston, 2015).

I.2.3.3. Ruptures associées aux instabilités thermiques (*Self-localizing thermal runaway*).

Le processus de rupture par instabilité thermique décrit au paragraphe §I.2.2.2. (*self-localizing thermal runaway*) peut se produire également en profondeur, entre 350 et 650 km (Green et Houston, 1995; Houston et al., 20015).

Le processus est dû à la baisse rapide de la viscosité sous l'influence d'une rapide augmentation de la température ; cette augmentation de la chaleur de façon localisée provenant du cisaillement ductile. Si les conditions sont appropriées, à contrainte constante, par exemple, la baisse de la viscosité peut amorcer une augmentation du taux de déformation pouvant conduire à l'emballement thermique ou à la formation d'instabilités (Houston, 2015). L'augmentation rapide et importante de la chaleur lors des ruptures liées aux instabilités thermiques peut facilement générer la fusion des encaissants (Kanamori et al., 1998; John et al., 2009).

La prévalence des événements sismiques au-delà de 350 km est inégale au regard de la profondeur. La zone comprise entre 250 et 500 km de profondeur cumule un plus faible nombre de séismes par comparaison avec les zones comprises entre 0 et 250 et au-delà de 500 km (Fig. 1.4). Or, c'est dans cette tranche comprise entre 250 et 500 km que les paramètres permettant la formation d'instabilités thermiques sont optimaux (Houston, 2015). Le processus d'instabilité thermique ne peut donc pas être considéré seul et doit être associé au champ de contrainte.

Le séisme ($M_w=8,2$) de 1994 en Bolivie, dont l'hypocentre est situé à 634 km de profondeur, est attribué à ce processus. D'après les travaux de Kanamori et al., (1998), l'emballement thermique le long de la zone de cisaillement aurait induit de la fusion frictionnelle sur une épaisseur de l'ordre de 30 cm.

Chapitre 2 : Les pseudotachylites : marqueurs de la rupture sismique.

II.1. Définition et caractéristiques des pseudotachylites.

Bien que décrites à partir de la fin du XIX^{ème} siècle (Lapworth, 1885; Clough, 1888) et définies par des termes différents (*hyalomylonite* [Scott et Drever, 1953; Wallace, 1976] ; *flinty crush-rocks* [Clough, 1888] ; *fused mylonite* [Shand, 1916] ou *microlitic mylonite* [Wallace, 1976]), le terme de pseudotachylite est mentionné la première fois par Shand (1916) pour décrire des veines aphanitiques à vitreuses, sombres et intrusives présentes dans la formation de Vredeford en actuelle Afrique du Sud. L'origine du terme "pseudotachylite" provient de la similitude d'aspect avec les tachylytes, roches vitreuses de composition basaltique et se formant dans un contexte volcanique.

Les pseudotachylites peuvent se former dans trois contextes distincts :

- associées à un impact météoritique (Gibson et al., 1997; Reimold, 1995; Shand, 1916; Spray, 1998).
- à la base des glissements de terrain (Masch et al., 1985) ou d'avalanches de débris (Legros et al., 2000).
- dans les zones de failles (Di Toro et Pennacchioni, 2004; Obata et Karato, 1995; Swanson, 1988; Wenk et al., 2000).

Seules les pseudotachylites associées aux failles, dites "pseudotachylites tectoniques", seront traitées dans ce mémoire.

II.1.1. Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des pseudotachylites tectoniques.

Les pseudotachylites d'origine tectonique correspondent au produit de la fusion frictionnelle le long des failles, suite à un déplacement rapide en contexte fragile. La fusion des épontes provient d'une brutale augmentation de la température (entre 750 et 1400°C, [Sibson, 1975 ; Maddock et al, 1987]) sur une période très courte consécutive à un processus de friction rapide. Plusieurs études expérimentales ont démontré la nécessité d'un déplacement d'au moins 1 cm/s pour obtenir la température nécessaire à la fusion des épontes (Del Gaudio et al., 2009; MacKenzie et Brune, 1972; Nielsen et al., 2008; Shimamoto et Tsutsumi, 1994; Sibson, 1975; Spray, 1987). Ces considérations font des pseudotachylites d'origine tectonique un marqueur indiscutable des paléoséismes.

D'un point de vue macroscopique, les veines de pseudotachylite d'origine tectonique peuvent être divisées en deux catégories presque toujours associées : les veines de faille ou veines de génération (*fault veins*) matérialisant le plan de cisaillement, et les veines d'injection (*injection veins*) qui viennent combler les fractures adjacentes au plan de glissement (Sibson, 1975) (Fig. 2.1).

Les **veines de génération** sont localisées le long des plans de faille et comblent l'espace entre les deux blocs. Elles ont généralement une géométrie de type ``*pinch and swell*'' en raison d'aspérités sur la surface de glissement (Sibson, 1975) mais restent le plus souvent fines (de l'ordre du millimètre à au maximum quelques centimètres). Dans de rare cas leur épaisseur peut déplacer plusieurs décimètres (Andersen et al., 2006). Les épontes de ces veines sont presque systématiquement franches et coupent de façon nette toutes les structures préexistant à la formation de la veine.

Les **veines d'injection** partent le plus souvent du plan de génération où le liquide issu de la fusion par friction rapide a été produit, et concentrent généralement la majeure partie de celui-ci. Elles forment souvent un angle compris entre 30° et 90° par rapport au plan de cisaillement (Sibson et Toy, 2006). Ces veines peuvent former des duplex et des relais entre des veines de failles parallèles (Fig. 2.2A et C) ou former des réseaux organisés parallèlement à la surface de rupture (réseaux *en-echelon* ou *sidewall-ripout* ; Fig. 2.2). Dans la majorité des cas, l'épaisseur des veines d'injection est supérieure à celle des veines de génération (Fig. 2.1A). Leur longueur peut être très variable, allant de quelques millimètres à deux mètres.

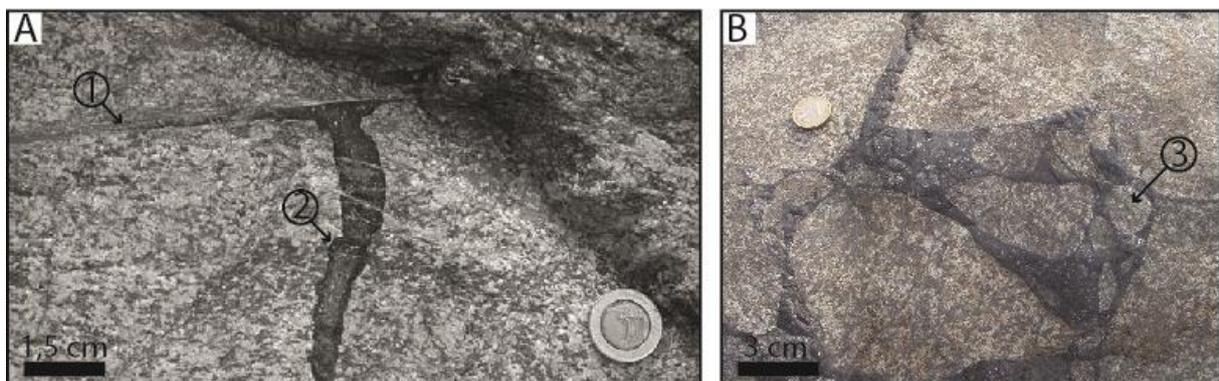


Fig.2. 1 : A : Habitus classique d'une pseudotachylites dans des tonalites avec une veine de génération (1) remplissant le plan de cisaillement et une veine d'injection (2) (Adamello, Italie, source : Di Toro et Pennacchioni, 2004) ; B : Injection bréchique dans un encaissant gabbroïque (Balmuccia, zone d'Ivrée, Italie) ; (3) : Clastes arrondis thermiquement.

Sibson (1975) a proposé que l'épaisseur des veines de pseudotachylites est directement corrélable à la distance de déplacement selon l'équation (1).

$$d = 436. a^2 \quad (1)$$

Avec d= distance de déplacement en cm et a= épaisseur de la veine de pseudotachylite.

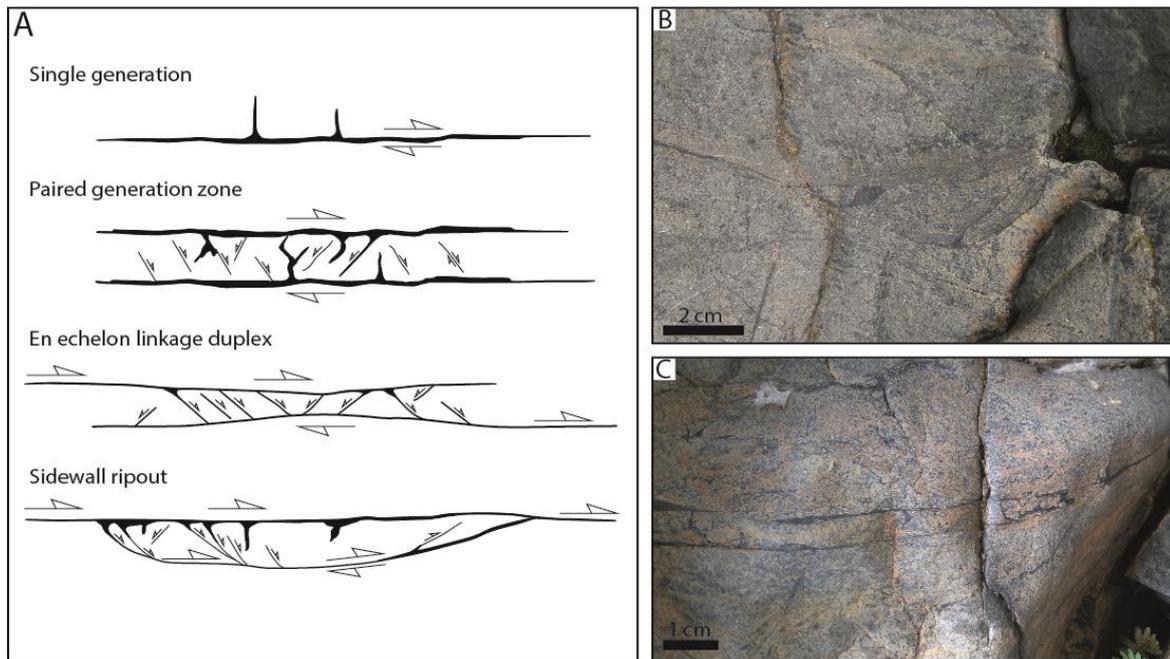


Fig.2. 2 : Différentes structures des failles porteuses de pseudotachylites. A : Organisations possibles des zones de failles à pseudotachylites (Swanson, 1988) ; B : Structure en *sidewall-ripout* dans la péridotite de Balmuccia (Italie) ; C : Structure en duplex dans la péridotite de Balmuccia (Zone d'Ivrée, Italie).

Les pseudotachylites sont caractérisées par la présence de clastes (*lithic rounded clasts*) provenant de la roche encaissante et arrondis par le processus de fusion (Fig. 2.1B). Ces clastes peuvent avoir une taille variable, pouvant aller jusqu'à la puissance de la veine dans le cas de pseudotachylites très épaisses. Ces fragments sont généralement monocristallins et présentent parfois des invaginations caractéristiques. Des clastes polycristallins peuvent également exister, notamment dans le cas d'une fusion par friction rapide postérieure à un épisode cataclastique.

Les clastes arrondis dont la taille est très variable (métrique à micrométrique ; Fig. 2.1B) baignent dans une matrice vitreuse, cryptocristalline et / ou microlitique résultant d'un refroidissement rapide consécutif à la fusion puis au retour à la température ambiante (Philpotts, 1964). Il est à noter que la nature minéralogique des clastes est généralement celle des minéraux de l'encaissant ayant la température de fusion la plus élevée. Les minéraux constitutifs de la roche encaissante ayant la température de fusion la plus basse sont généralement fondus de façon préférentielle (Di Toro et Pennacchioni, 2005; Di Toro et al, 2009; Spray, 1995). Les veines de génération sont presque systématiquement franches, recoupant indifféremment toutes structures ou minéraux. Elles peuvent présenter des rentrants lorsque la veine traverse un minéral dont la température de fusion est inférieure à celle des autres minéraux constitutifs de l'encaissant. La présence d'invaginations dans les clastes arrondis est également un critère de reconnaissance des veines de pseudotachylites. Il est à noter que les clastes arrondis servent souvent de support où nucléent les microlites (Fig. 2.3B).

Bien que la matrice puisse être entièrement composée de verre, elle est le plus souvent constituée d'une association de microlites et de verre. Celui-ci, du fait de son instabilité est rarement préservé et peut former des microstructures secondaires suite à sa dévitrification (Maddock, 1983). Les microlites présentent presque toujours des textures de croissance rapide (dendrites, textures sphérolitiques ou squelettiques, etc.). Ce caractère, associé à la présence de verre, témoigne de la chute brutale de la température directement après la phase de fusion (Fig. 2.3A et B). L'aspect des microlites ainsi que leur taille renseignent sur la température du liquide ainsi que sur la vitesse de refroidissement (Donaldson, 1976; Maddock, 1983; Lin, 1994).

La brutalité du refroidissement (trempe) est également soulignée par la présence de bordures figées (*chilled margin*) le long des épontes. Il s'y développe souvent des microlites dendritiques selon une structure en peigne. L'épaisseur des bordures figées peut être très variable selon les conditions de formation de la veine. Il est fréquent d'observer des gradations dans la taille et la complexité des microlites entre les épontes et la partie centrale de la veine (Fig. 2.3A).

Des vésicules peuvent également être présentes dans les pseudotachylites (Maddock et al., 1987). De forme circulaire à elliptique (Fig. 2. 3C), elles se forment suite au dégazage de la phase vapeur (CO₂, H₂O...) lors de la formation de la veine. Ces objets sont considérés comme caractéristiques de pseudotachylites formées à de faibles profondeurs (Maddock et al., 1987; Boullier et al., 2001).

Dans certains cas, de petits agrégats de sulfures (*sulfide droplets*) peuvent être observés dans la matrice (Magloughlin, 1992, 2005). Ils indiquent généralement un processus d'immiscibilité dans le liquide qui découle généralement d'une faible fugacité de l'oxygène (Magloughlin, 2005). Ce phénomène d'immiscibilité est caractéristique d'une température de fusion importante.

Des marqueurs de la fluidalité du liquide peuvent être parfois fossilisés (figés) lors de la trempe des pseudotachylites. Ces marqueurs sont souvent soulignés par une organisation préférentielle des clastes selon le sens de déplacement du liquide, mais peuvent également être marqués par des niveaux concentriques de microlites (Fig. 2.3D).

II.1.2. Aspects géochimiques et minéralogiques des pseudotachylites.

La composition chimique des pseudotachylites est généralement proche de celle de la roche encaissante, ce qui indique une fusion totale de la roche le long de la zone de cisaillement et non un processus de fusion partielle (Philpotts, 1964). Toutefois, des variations locales dans la composition chimique des veines par rapport à celle en roche totale de l'encaissant sont fréquemment observées. Ces hétérogénéités peuvent être expliquées par la fusion préférentielle de certains minéraux à basse température de fusion, tel que les amphiboles, les micas ou les phyllosilicates en général (Bossière, 1991). De même, des hétérogénéités géochimiques plus marquées peuvent être observées lorsque le réseau de pseudotachylites traverse des dykes ou autres intrusions.

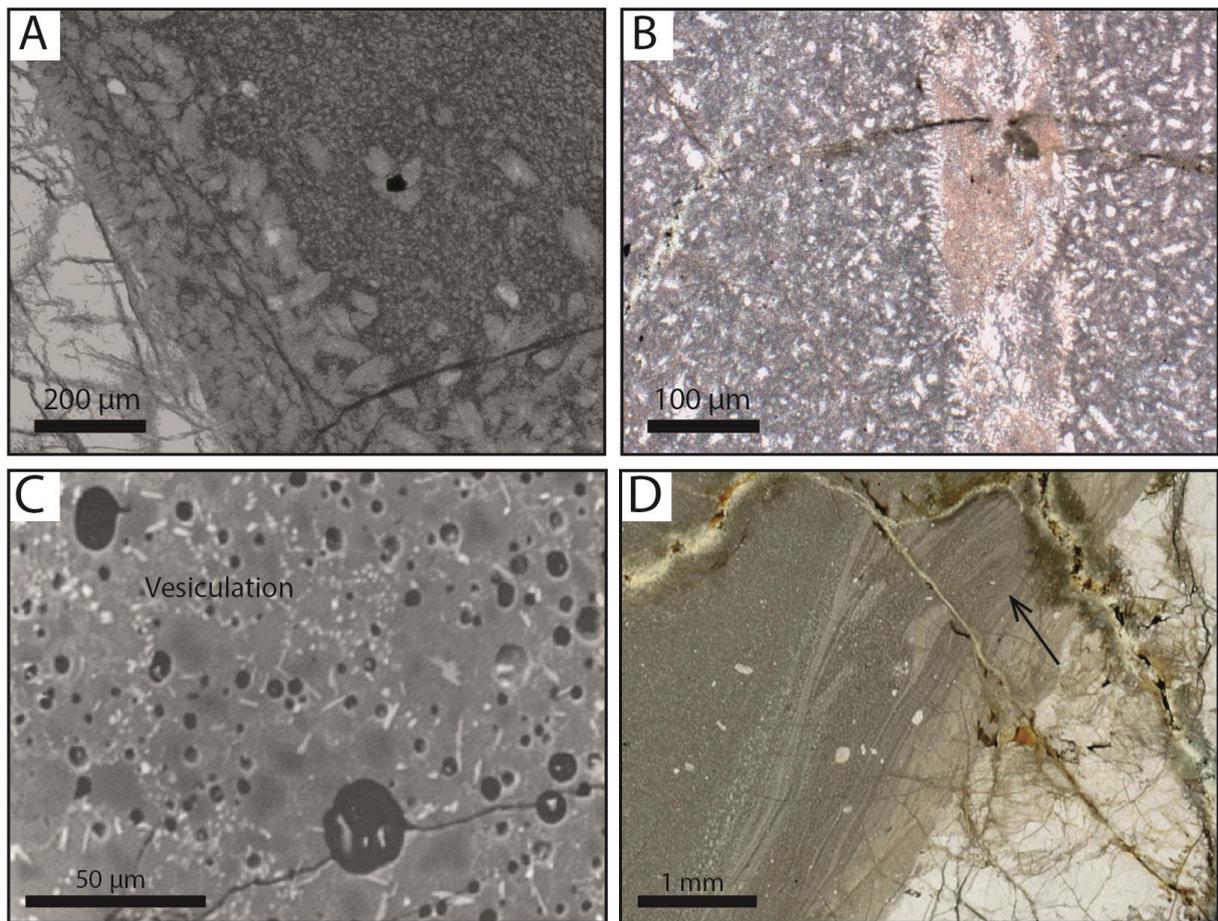


Fig.2. 3 : Microlites aciculaires traduisant, par leurs textures de croissance rapide une baisse rapide de la température du liquide silicaté formé par la fusion par friction rapide (unité à péridotite, massif du Cima di Gratera, Cap corse). A : Microlite d'olivine à texture en latte poussant de façon préférentielle sur les épontes. Dans les bordures figées, la taille des microlites augmente vers le centre de la veine. B : Microlites aciculaires poussant selon une texture en peigne sur des clastes arrondis issus d'une ancienne pseudotachylite. Les microlites d'olivines et de pyroxènes présents dans les pseudotachylites principales sont dendritiques ou aciculaires. C : Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une pseudotachylite affectée par de nombreuses vésicules (Maddock et al., 1987) D : Marqueurs de fluidalité témoignant du degré de viscosité du fluide issu de la fusion frictionnelle.

Obata et Karato (1995) ont démontré un enrichissement en Ca et en Cr des olivines néoformées dans les pseudotachylites encaissées dans les péridotites de Balmuccia (Italie). Ces éléments compatibles sont mobilisés plus facilement en cas de fusion et se retrouvent donc de façon enrichie dans le liquide qui en est issu. Des zonations minéralogiques cœur/périphérie dans les microlites sont également fréquentes et indiquent une modification de la composition chimique du *melt* pendant le refroidissement.

Bien que la composition ne varie que peu entre la roche encaissante et la pseudotachylite, il est possible que la nature minéralogique des microlites soit différente de celle de l'encaissant. Étant donné le retour rapide aux conditions de pression et de température ambiante anté-friction rapide, les microlites développeront la minéralogie associée à ces conditions P-T, fossilisant donc les conditions P-T ambiantes (Austrheim et Andersen, 2004; Lin et al., 2005). Les pseudotachylites peuvent ainsi indiquer la profondeur de la paléo-rupture sismique.

II.1.3. Profondeur de formation et influence du régime de déformation.

L'exhumation des pseudotachylites tectoniques présente un grand intérêt pour comprendre les processus de nucléation et de propagation des séismes et les modalités du passage entre le domaine ductile et le domaine fragile. Selon Sibson (1977), les pseudotachylites peuvent se former sur une large plage de profondeur dans la croûte continentale (Fig. 2.6). Néanmoins, la plupart des occurrences connues à ce jour ont été formées dans la partie supérieure de la croûte continentale, à moins de 10 km de profondeur (Sibson et Toy, 2006). Il existe toutefois des pseudotachylites formées à des profondeurs plus importantes, allant jusqu'à 80 km de profondeur, soit la profondeur des séismes dits de profondeur intermédiaire (Austrheim et Boundy, 1994; Austrheim et Boundy, 1994; Austrheim et Andersen, 2004 ; Lund et al., 2004; John & Schenk, 2006; Andersen et Austrheim, 2006; Andersen et Austrheim, 2008; Andersen et al, 2014; Deseta et al, 2014a et b). Celles-ci sont cependant souvent oblitérées par le métamorphisme ou entièrement recristallisées. Leur rareté est donc sans doute la résultante du métamorphisme plutôt que d'un contexte de formation moins adapté. Ce processus d'oblitération est particulièrement marqué dans les zones de transition ductile – fragile où des pseudotachylites ont été fréquemment observées associées à des mylonites, indiquant une possible relation entre la déformation ductile et la déformation fragile.

Au cours des dernières décennies, plusieurs études sur déformation dans les zones de failles ont été menées à partir de l'étude d'anciennes zones de failles exhumées, et couplés à des expérimentations de déformation des roches (Sibson, 1977; Scholz, 1988; Scholz, 2002; Di Toro et al., 2005; 2009) (Fig. 2.4).

Dans le modèle proposé par Sibson et Scholz pour les zones de failles sismogéniques majeures, les roches présentes dans les 11 premiers kilomètres subissent une déformation de type cataclastique (Fig. 2.4) (Scholz, 1988). La résistance de la roche est donnée par la résistance au glissement frictionnel, qui augmente avec la profondeur en relation avec la pression de confinement. La zone inférieure du domaine ductile (*shallow seismicity zone*) pouvant stocker davantage de contrainte, la majorité des hypocentres des séismes y sont localisés. À des profondeurs supérieures à ≈ 15 km, la déformation ductile / fragile est le mécanisme de déformation dominant. La résistance des roches décroît avec l'augmentation de la profondeur et de la température. En outre, la contrainte ne peut pas être accumulée, impliquant une déformation aiséismique. Il doit être noté que cette transition ductile/fragile dépend du type de roche et du contexte géodynamique. Un autre aspect d'importance est la présence d'eau interstitielle dans les zones de failles qui peut mener à une réduction de la pression de confinement et donc à un affaiblissement de la résistance de la faille.

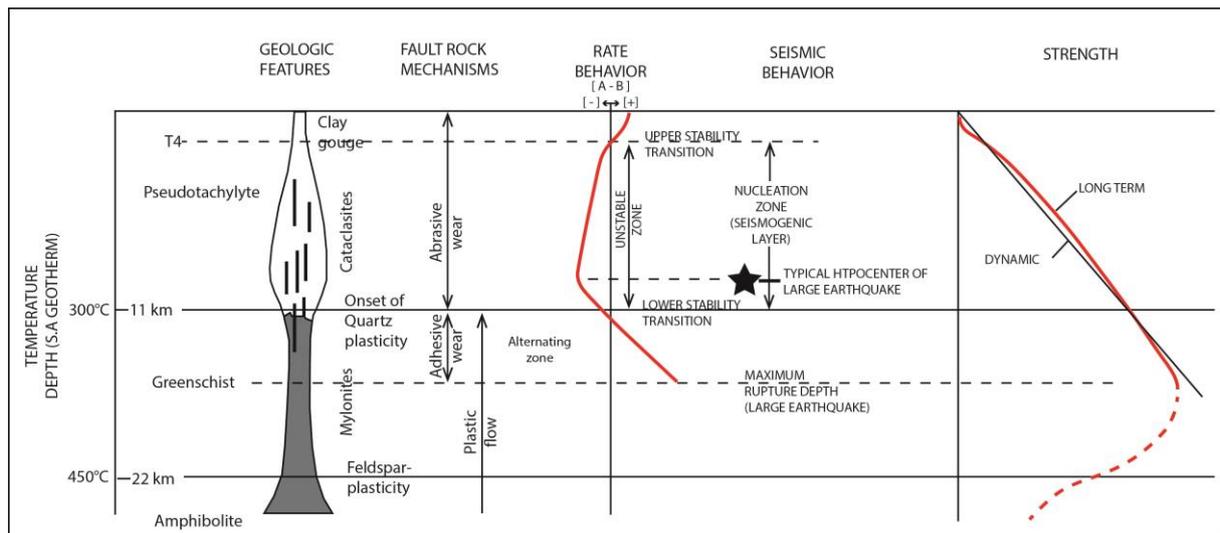


Fig.2. 4 : Schéma synthétique du modèle de Scholz (1988) pour les zones de cisaillement et leur relation avec la sismicité.

On associe la formation des cataclasites et pseudotachylites à des mécanismes de déformation cassante et celle des mylonites à des mécanismes de déformation ductile. Cependant, la mylonitisation et la formation de pseudotachylites peuvent se chevaucher dans un régime de déformation transitionnel, au-delà du seuil de ductilité du quartz (dans le cas de la croûte continentale), notamment du fait de l’extension des failles vers le bas (Moecher et Steltenpohl, 2009). Dans ce modèle, Scholz (1988) définit une zone de transition assez large entre les déformations fragiles, frictionnelles et ductiles. Pour le cas de la croûte continentale (quartzo-feldspathique), la plage de température est située entre 300°C (seuil de ductilité du quartz) et 450°C (seuil de ductilité du feldspath) (Scholz,1988). Dans le cas de la croûte océanique, la plage de température est plus large, entre 500° (seuil de ductilité du feldspath) et autour de 700°C (seuil de ductilité des pyroxènes) (Evans et al., 1990; Tullis et Young, 1992). Le seuil de ductilité de l’olivine est compris entre 1200 et 1300°C (Mei et Kohlstedt, 2000).

Dans le manteau, la zone de transition ductile – fragile est située autour des 1300°C donc un contexte anhydre mais peut varier grandement en contexte hydraté selon la pression (Korenaga et Karato, 2008). Il est toutefois à noter que le profil de résistance pour ce modèle suit la loi de friction dans la zone de transition ductile-fragile (Fig. 2.5).

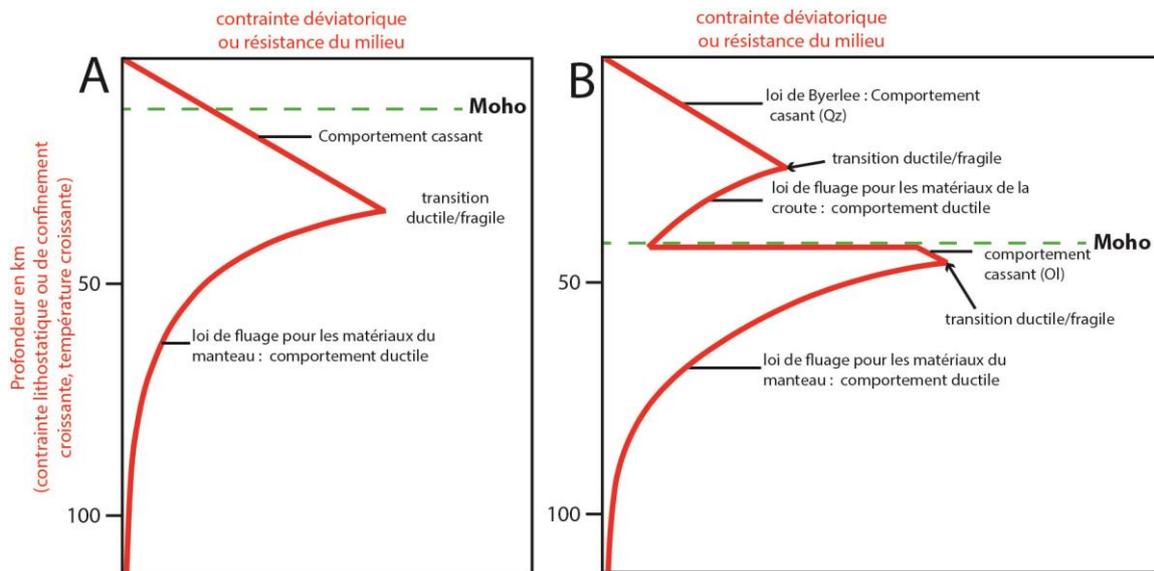


Fig.2. 5 : Comportement rhéologique dans les lithosphères océanique (A) et continentale (B).

Dans la nature, les associations mylonite/pseudotachylite sont fréquentes dans les zones de failles majeures comme dans les Hébrides externes (Sibson, 1980; White, 1996) et sont souvent interprétées comme syn-cinématiques avec un modèle complexe tel que :

- Le recoupement de mylonites par des pseudotachylites pendant l'exhumation dans la zone de transition ductile / fragile (Passchier 1982).
- Rupture cassante par propagation vers le bas de ruptures en domaine cassant et donc situé plus haut (Sibson, 1980; Lin et al., 2004).
- Le développement d'instabilités plastiques en régime ductile générant un emballement et une rupture sismique (Braeck et Podladchikov, 2007).

Elles peuvent également être déconnectées, comme proposé par Sherlock et al. (2004) sur la base de nouvelles données géochronologiques provenant du complexe de Møre-Trøndelag, en Norvège. Ces auteurs considèrent une formation de pseudotachylites postérieure de 100 Ma à des mylonites. Ainsi, ces auteurs proposent la réactivation, parfois très postérieure, comme une alternative à la formation syn-cinématique.

Sibson et Toy (2006) ont compilé les données relatives aux profondeurs de formation des pseudotachylites étudiées dans la littérature, obtenant des valeurs de profondeurs comprises entre 1 et 70 km. Cette large gamme de profondeurs suggère que les pseudotachylites peuvent être issues de processus sismogéniques différents. La pression de confinement à des profondeurs intermédiaires ne permettant pas aux failles de s'activer selon les processus d'augmentation de contrainte classiques et caractéristiques des séismes de basse profondeur (< 30 km). Les différents processus de rupture sismique en fonction de la profondeur sont traités dans le chapitre 1.

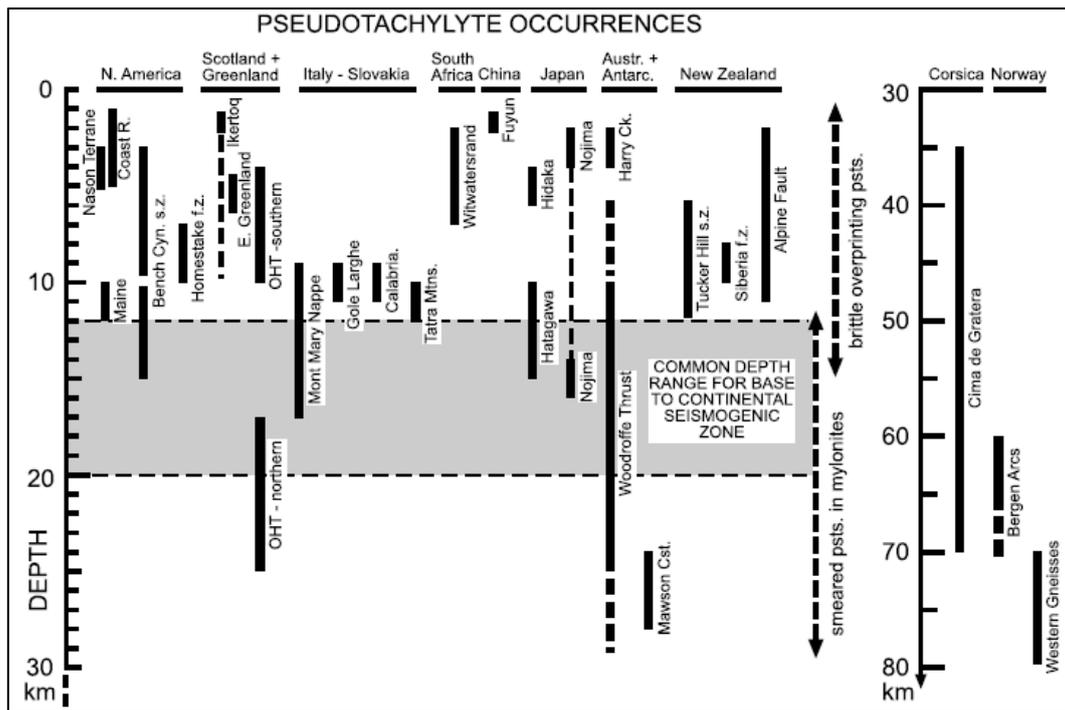


Fig.2. 6 : Profondeurs de formation estimées des pseudotachylites tectoniques (Sibson et Toy, 2006). La plupart des pseudotachylites se forment entre 1 et 15 km de profondeur.

II.1.4. Impact de la lithologie et du type de faille dans la formation des pseudotachylites.

Les pseudotachylites tectoniques ont été décrites presque exclusivement dans les roches plutoniques ou métamorphiques ($\approx 95\%$ des occurrences d'après Sibson et Toy, 2006). Ces types de roches sont caractérisés par leur très faible porosité et leur importante compétence, de fait les occurrences de pseudotachylites associées aux roches sédimentaires sont très rares. Les caractéristiques des roches cristallines leur permettent une grande accumulation de l'énergie de contrainte élastique avant le relâchement lors de ruptures cassantes. De plus, ces roches présentent souvent des discontinuités planaires (foliations, mylonites, litage, etc.) pouvant devenir des zones de rupture préférentielle. De manière générale, les zones anisotropes présentes dans l'encaissant peuvent marquer des zones de ruptures préférentielles. Les réseaux de pseudotachylites auront donc tendance à se développer en fonction de l'orientation de ces anisotropies (Allen, 2005; Swanson, 2006).

En outre, le type de faille peut jouer un rôle dans la formation des veines de pseudotachylites. Les pseudotachylites tectoniques ont été observées dans tous les types de failles (inverses, normales et décrochantes). Toutefois, elles sont moins présentes le long des failles normales que des failles inverses ou décrochantes (Sibson et Toy, 2006). Pour ces deux derniers types, les proportions sont proches, avec une légère surreprésentation dans les failles décrochantes. Cette différence peut être interprétée par le fait que les failles décrochantes et inverses sont mues par des contraintes en compression importantes augmentant sensiblement l'abrasion lors du déplacement et donc la friction.

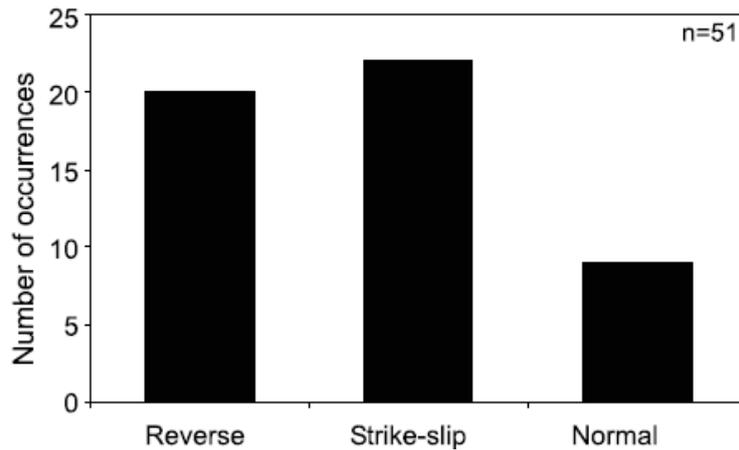


Fig.2. 7 : Proportion des pseudotachylites tectoniques par rapport aux types de failles (Sibson & Toy, 2006). Les failles décrochantes et inverses sont les plus propices à la formation des pseudotachylites.

II.2. Processus de formation d'une pseudotachylite tectonique.

Considérant une vitesse de déplacement suffisante sur une période suffisamment courte pendant un événement sismique, un liquide issu de la fusion frictionnelle peut être produit. Swanson (1992), propose une relation temps / température reproduisant le comportement idéal lors de la formation d'une pseudotachylite tectonique (Fig. 2.8). Ce processus s'effectue en trois étapes :

(1) Dans un premier temps, la température augmente de façon constante par l'augmentation de la friction au niveau des aspérités présentes sur le plan de faille. Celui-ci est homogénéisé (*surface refinement*). Cet état correspond au stade 1 de la figure 2.8.

(2) La seconde étape commence à partir du moment où la température nécessaire à la fusion est atteinte (*flash melting*). La température augmente alors de façon très rapide et importante (passage de 500 à 1400°C) sur une période extrêmement courte. Ce stade correspond au 2 de la figure 2.8. Suite à cette brutale augmentation de température, des fragments d'encaissant sont incorporés dans le liquide issu de la fusion frictionnelle qui va, dans le même temps, s'injecter dans les fractures adjacentes formant les futures veines d'injections (stade 3 et 4 de la figure 2.8). La température décroît alors selon une courbe inverse. La dévolatilisation se produit également durant cette phase, formant les vésicules.

(3) La dernière étape correspond à la solidification du fluide issu de la fusion frictionnelle. La rapidité du refroidissement l'apparente à un phénomène de trempe. Elle peut parfois être observée par des zonations dans la taille des microlites. Cet état correspond au stade 5 de la figure 2.8.

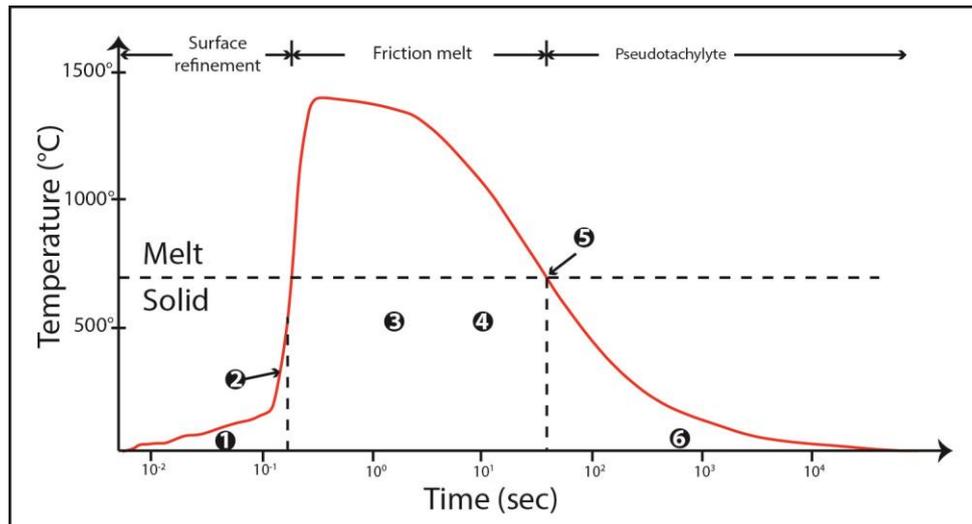


Fig.2. 8: Variation de la température en fonction du temps lors de la formation d'une veine de génération de pseudotachylite (d'après Swanson, 1992). 1 : Augmentation de la chaleur par friction rapide ; 2 : *Flash melting*, augmentation brutale de la température ; 3 : Assimilation ; 4 : Injection du fluide dans les fractures formant les veines d'injection ; 5 : Refroidissement et solidification de la pseudotachylite ; 6 : Altération.

II.3. Relation entre pseudotachylites et cataclasites.

Bien que la plupart des auteurs ayant étudié les pseudotachylites soient arrivés à la conclusion que celle-ci se formaient lors du mouvement co-sismique d'une faille, le processus de formation des pseudotachylites a été longtemps débattue (Spray, 1995). La possibilité d'une formation par ultra-cataclase a été notamment proposée par opposition au modèle de formation par fusion frictionnelle (Wenk, 1978; 2000).

Les processus proposés peuvent être regroupés en deux tendances principales et une autre plus marginale.

- La formation issue d'un processus de fusion consécutif à une augmentation brutale de la température (Philpotts, 1964).
- Une origine ultra-cataclastique où la roche a été finement broyée et injectée, tel un fluide dans les fractures (Wenk, 1978)
- Le troisième modèle fait la jonction entre les deux précédents en évoquant un déplacement de gaz chaud charriant des fragments fins le long du plan de cisaillement et dans les fractures connexes (Reynolds, 1954; Lin, 2006, 2011). Ce modèle considère également une part de fusion.

Actuellement, il existe un consensus sur une origine fusionnelle des pseudotachylites, bien que les processus de cataclase puissent y être associés. Toutefois, des expérimentations (Spray, 1995) ont démontré que les processus d'ultra-cataclase et de fusion n'étaient pas distincts, mais formaient un continuum vis-à-vis du taux de contrainte (Fig. 2.9).

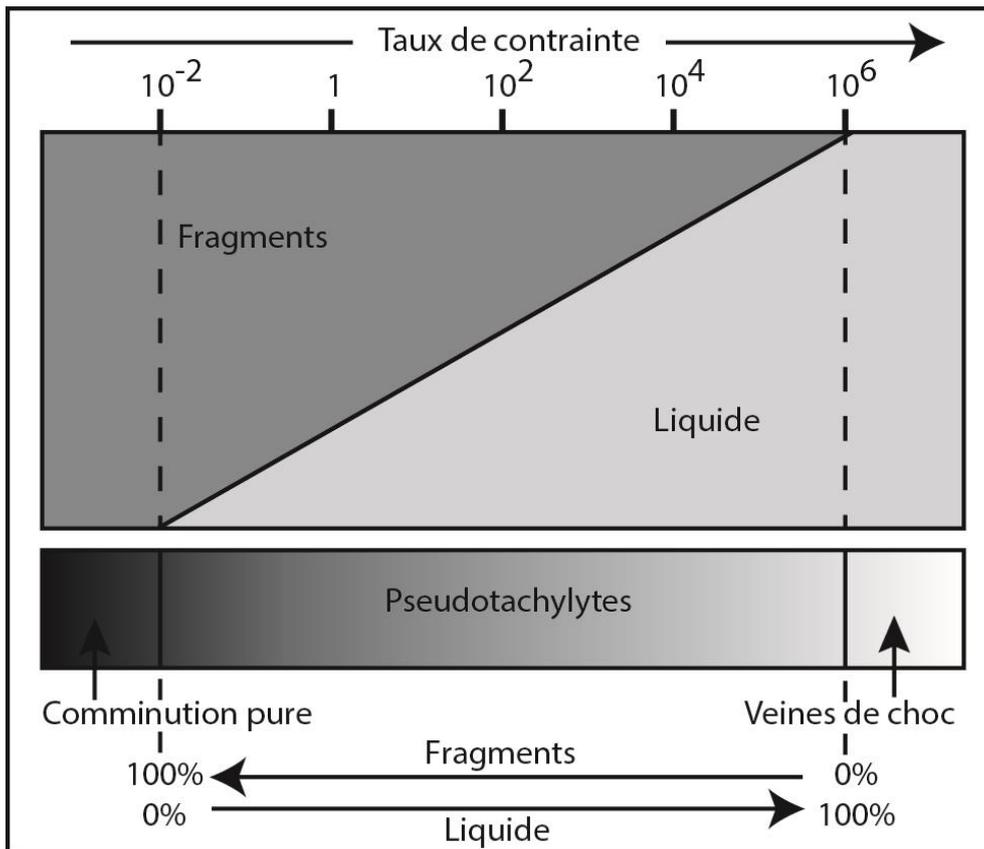


Fig.2. 9: Relation entre fusion, comminution et taux de contrainte. Le taux de contrainte conditionne le type de roche de faille, d'une ultracataclasite pour un faible taux de contrainte ($10^{-2} s^{-1}$) à une pseudotachylite pour un taux plus élevé ($>10^6 s^{-1}$).

II.4. Impact de la présence d'eau sur la formation des pseudotachylites.

L'impact de la présence d'eau dans le processus de formation des pseudotachylites tectoniques est un sujet de débat encore vivace. En effet, la présence d'eau induit des modifications de certains paramètres tel que la minéralogie, la résistance des failles ou des matériaux formant les roches de failles (gouges, brèches, etc.), ou encore la contrainte effective. La présence d' H_2O , ainsi que, dans certains cas, de CO_2 dans les pseudotachylites formées dans des lithologies différentes a pu être avérée par des analyses géochimiques (Philpotts, 1964; Maddock et al, 1987; Toyoshima, 1990; Magloughlin et Spray, 1992; Boullier et al., 2001; Deseta et al., 2014b). Selon ces auteurs, la proportion d' H_2O dans les veines de pseudotachylites est comprise entre 5 et 14%.

Plusieurs origines peuvent être proposées pour expliquer la présence d'eau dans les pseudotachylites tectoniques.

(1) L'oblitération de minéraux hydratés durant la fusion frictionnelle (amphiboles, micas, chlorite, serpentine, lawsonite, etc.).

(2) Le drainage de fluide provenant de l'extérieur de la zone de faille et facilitant sa rupture. Toutefois, des études isotopiques nuancent cette hypothèse en démontrant une absence d'apport extérieur d'eau d'origine météorique dans les zones de faille où a été constaté un apport en eau (Moecher et Sharp, 2004).

(3) L'altération post-solidification intervenant après la trempe. Cette dernière hypothèse permet notamment de rattacher des veines de pseudotachylites hydratées à un milieu de formation initialement anhydre.

Vis-à-vis des conditions de formation, existent plusieurs modèles :

Le premier modèle implique un **milieu de formation anhydre** et un encaissant cristallisé de façon homogène, peu altéré et non affecté par un épisode hydrothermal antérieur à la formation des pseudotachylites (Sibson, 1975; Camacho et al, 1995; Allen, 2005; Barker, 2005). La présence d'un milieu saturé en eau interstitielle peut limiter drastiquement l'augmentation de la température par friction rapide via plusieurs processus :

(1) L'absorption d'une partie de la chaleur par la vaporisation totale ou partielle de l'eau (Di Toro et al., 2009).

(2) L'expulsion des fluides chauds en dehors de la zone de glissement peut refroidir partiellement la zone de faille et limiter la fusion (Di Toro et al., 2009).

(3) La baisse de la contrainte effective due à une lubrification de la zone de glissement de la faille consécutive au relâchement d'une partie de l'eau au niveau du plan de glissement durant la phase d'échauffement frictionnelle (Fig. 2.6 ; Sibson, 1973; Allen, 1979; Mase et Smith, 1987; Rice, 2006).

Le second modèle considère un **milieu hydraté** comme pouvant favoriser la formation de pseudotachylites tectoniques via l'implication de l'eau sur les conditions de formation de liquide issu de la fusion par friction rapide :

(1) L'hydratation du milieu permet de diminuer la température de fusion de la roche encaissante et des minéraux qui la constituent (Wallace, 1976; Allen, 1979; Magloughlin, 1992; Spray, 1992; Rowe et al., 2005; Ujiie et al., 2007).

(2) De même, l'hydratation favorise également une diminution de la viscosité du liquide issu de la fusion frictionnelle augmentant la possibilité de fracturation hydraulique. En outre, une évacuation du liquide plus rapide du plan de génération contribue à maintenir une résistance au cisaillement importante (*high shear strength*) (Ermanovics et al., 1972; Allen, 1979; Magloughlin, 1992).

II.5. Paramètres pouvant limiter ou empêcher la fusion frictionnelle.

La rareté des occurrences de pseudotachylites exhumées relativement à la fréquence des ruptures sismiques pose la question des paramètres potentiels pouvant limiter ou inhiber la fusion frictionnelle co-sismique. Plusieurs sont proposés par Sibson et Toy (2006) :

- (1) Le maintien d'un bas niveau de résistance au cisaillement ($\tau_F < 10$ MPa) à cause d'une surpression de fluide qui réduirait l'augmentation de température pendant la rupture sismique.
- (2) La pressurisation thermique de fluide aqueux dans la zone de faille (Sibson, 1973; Andrews, 2002) induirait une augmentation moins importante ($\Delta T \approx 100^\circ\text{C}$) associée aux premiers incréments de la dissipation frictionnelle pendant le glissement co-sismique dans une zone de faille saturée en fluide. Cela aurait pour effet d'augmenter la pression de fluide autour de la surface de glissement, abaissant la résistance effective au cisaillement (*effective shear resistance*). Ce processus est considéré comme pertinent dans le cas des séismes modérés à importants (Andrews, 2002; Noda & Shimamoto, 2005).
- (3) L'épaisseur de la zone de déplacement co-sismique peut être trop fine pour accumuler suffisamment de température pour enclencher la fusion (Sibson et Toy, 2006).

Chapitre 3 : Contexte géologique de la Corse alpine.

III.1. Généralités et localisation de la Corse alpine.

La Corse est une île de 8680 km² de superficie au relief montagneux située dans la partie nord de la Méditerranée occidentale (Fig. 3.1). Son point culminant s'élève à 2706 m (Monte-Cinto). Allongée selon un axe méridien, la distance entre les extrémités nord et sud de l'île est de 183 km, pour des distances est/ouest comprises entre 82 km au centre de l'île à 9,5 km pour la zone la moins large, au sud du Cap Corse. La façade est de l'île correspond à la Mer Tyrrhénienne, le nord par la Mer Ligure et la façade ouest par la Mer Méditerranée occidentale. La Sardaigne, dont la Corse est séparée par le détroit de Bonifacio, prolonge l'île vers le sud.

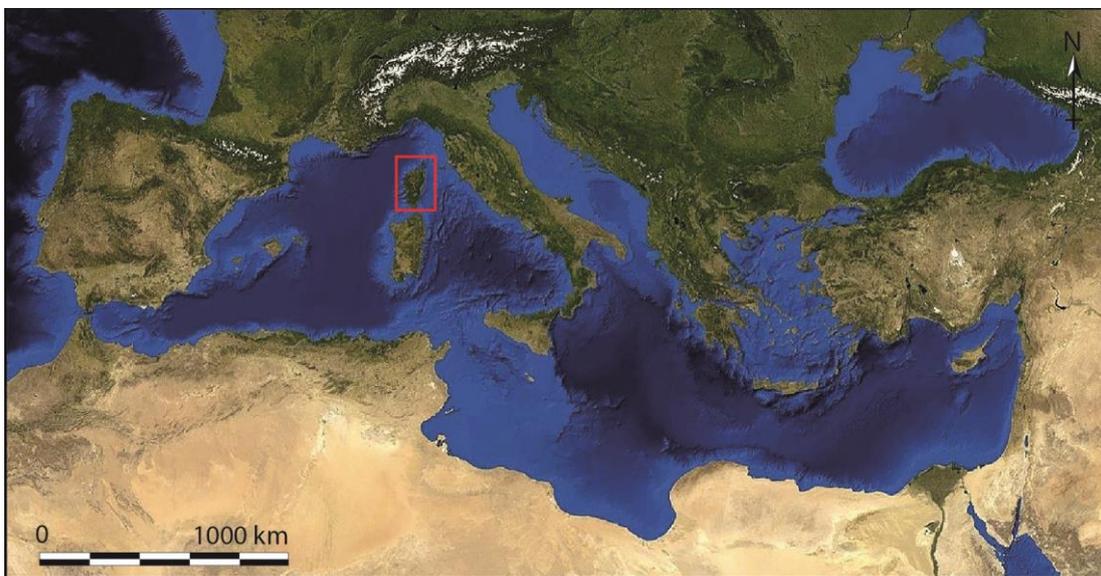


Fig.3. 1 : Localisation de la Corse dans l'espace méditerranéen.

III.2. Contexte géologique de la Corse alpine.

La Corse est divisée en deux régions géologiques distinctes : La Corse hercynienne qui correspond à un socle paléozoïque (Faure et al., 2014; Li et al., 2015) largement intrudé de granitoïdes calco-alcalins d'âge carbonifère (Rossi, 1986) et de granites alcalin d'âge permien (Fig. 3.2 ; Vellutini, 1977). Ce socle est surmonté d'une couverture sédimentaire éocène. Couvrant environ les trois-quarts de la superficie de l'île, la Corse hercynienne correspond aux parties est et sud. Cette zone appartenait initialement à la marge européenne avant la rotation du bloc corso-sarde à partir de l'Oligocène (Alvarez, 1972; Speranza et al., 2002; Gattacceca et al., 2007; Vitale-Brovarone et al. 2011b). La Corse alpine correspond au Cap Corse et à la partie nord-est de l'île. Elle est principalement constituée de roches ophiolitiques parfois associées à leur couverture sédimentaire et à des écaillles allochtones d'origine continentale ayant subi un métamorphisme de type HP/BT d'intensité variable pendant l'orogénèse alpine (Lahondère, 1996).

Géologie de la Corse

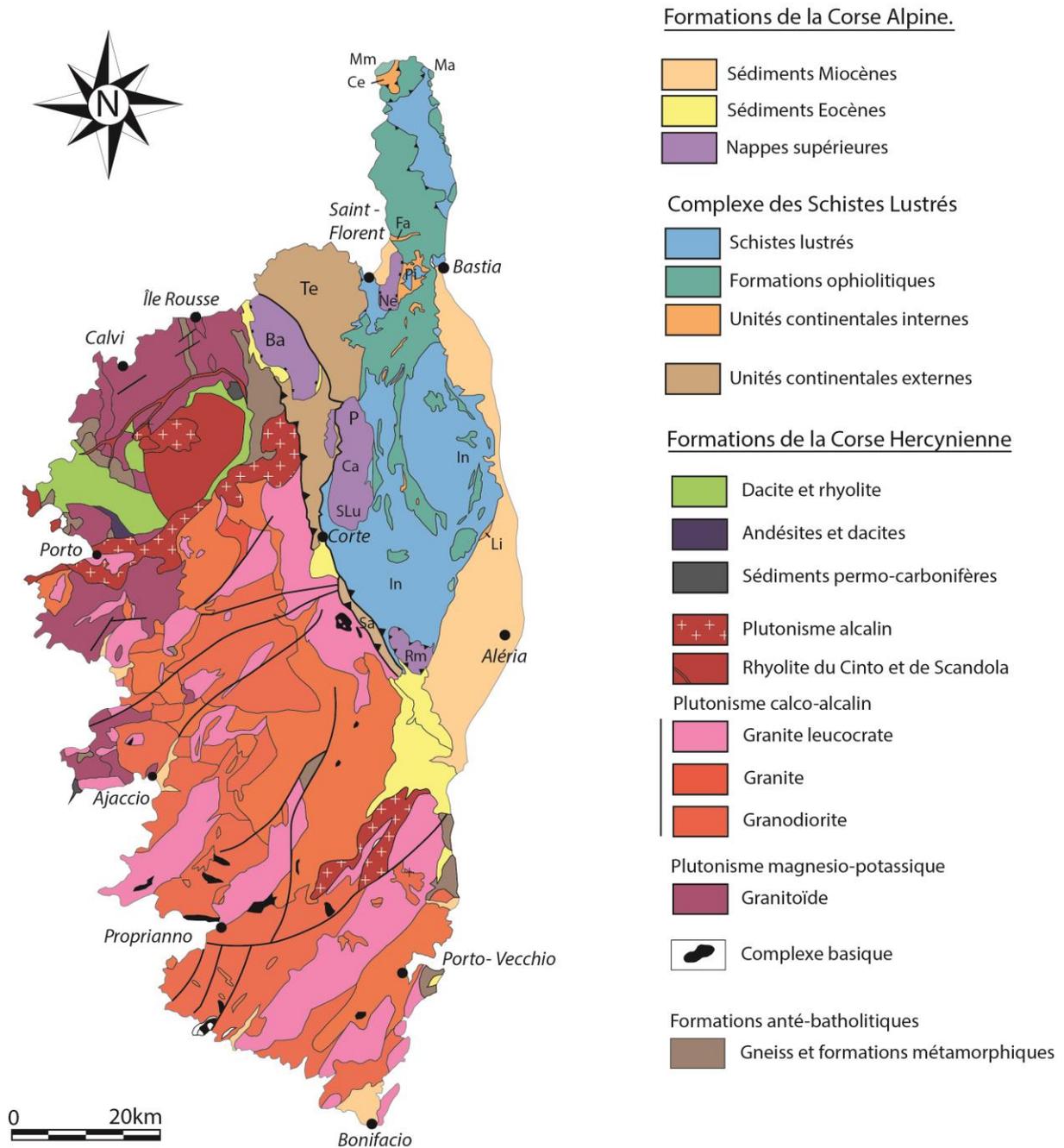


Fig.3. 2 : Carte géologique simplifiée de la Corse (d'après Caron et al., 1981; Fournier et al., 1991; Lahondère, 1996; Jolivet et al., 1998; Vitale-Brovarone et al., 2013 et Cocherie et al., 1994). Les unités secondaires sont annotées : Te : Unité de Tenda ; Fa : Unité de Farinole ; Ba : Unité de Balagne ; SLu : Unité de Santa-Lucia ; Ce : Unité continentale de Centuri ; I : Unité de l'Inzecca ; Mm : Unité du Monte-Maggiore ; Ca : Unité de Caporalino ; Pi : Unité de Pigno-Olivaccio ; P : Unité ophiolitique de Pineto ; Ma : Unité de Macinaggio ; Rm : Unité du Rio Magno ; Sa : Sampolo.

Les formations métamorphiques de la Corse alpine peuvent être divisées en trois unités principales :

Les **unités continentales internes** correspondent au massif de Tenda ainsi qu'à plusieurs écailles continentales intercalées dans l'unité tectono-métamorphique des Schistes Lustrés, incluant notamment les unités de Serra-di-Pigno, de Farinole, San-Petrone et Campitello. Ces lambeaux de croûte continentale ont été interprétés comme des écailles associées à l'orogénèse alpine (Caron & Delcey, 1979 ; Faure & Malavielle, 1981; Mattauer et al., 1981; Malavielle, 1983; Jolivet et al., 1990 ; Fournier et al., 1991 ; Lahondère, 1999) ou comme des *continental extensional allochthons* associés à l'extension responsable de l'ouverture de la Tethys et provenant de la zone de transition océan – continent (ou TOC ; Rossi et al., 2002, Vitale-Brovarone et al., 2011a; Vitale-Brovarone et al., 2011b; Meresse et al, 2012).

Les **Schistes Lustrés** correspondent à un empilement tectono-métamorphique composé majoritairement de méta-ophiolites et de leur couverture sédimentaire (Lagabrielle & Lemoine, 1997). Vestiges du plancher océanique de la Tethys ligure, ces ophiolites incluent de la serpentinite, du métagabbro, de la péridotite et des metabasaltes et sont considérées comme provenant d'une dorsale océanique à extension lente à ultra-lente (Ohnenstetter et al., 1975; Ohnenstetter, 1979 ; Piccardo, 2008 ; Vitale-Brovarone et al., 2011a). Les métasédiments sont également présents dans cette unité (Delcey, 1974) (unités de la Castagniccia, de Santo-Pietro-di-Tenda et de l'Inzecca). Situés sur le flanc est et du nord au sud de la Corse alpine, les Schistes Lustrés représentent la majorité de sa surface et forment un antiforme d'axe N-S (Caron, 1977; Jolivet et al., 1990; Fournier et al., 1991). Une terminaison périclinale de cette structure est présente au sud du Cap Corse, entre Bastia et Saint-Florent.

La perception de la structure de l'unité des Schistes Lustrés est différente selon les auteurs. Durand-Delga (1978, 1984) propose une différenciation en deux unités, supérieure et inférieure, sur la base de leur positionnement structural et du degré de métamorphisme qui les affecte. D'autres auteurs (Lahondère, 1996; Rossi et al., 2001) divisent le complexe en trois unités selon leurs caractéristiques lithologiques et structurales : unité continentale, unité océanique et unité transitionnelle.

Les **Nappes Supérieures** correspondent à des nappes ophiolitiques fortement déformées et parfois associées à des roches d'origine continentale. Les nappes de Balagne, Macinaggio et de Nebbio en font partie. Toutes sont affectées par un métamorphisme de basse pression et température de type prehnite-pumpellite à schiste vert (Pequignot et Potdevin, 1984; Fournier et al, 1991). La nappe de Balagne, située à l'est du massif de Tenda, forme l'extrémité occidentale de la Corse alpine. Elle correspond à un empilement de formations majoritairement basaltiques reposant sur le socle hercynien et sa couverture sédimentaire datant de l'Eocène et forme un large synclinal N-S.

L'unité de Nebbio est située dans la partie sud-est du Cap Corse, entre les niveaux miocènes du bassin de Saint-Florent et les unités continentales de l'unité du Serra di Pigno. Reposant tectoniquement sur les Schistes Lustrés, l'unité de Nebbio n'est pas métamorphisée.

Les unités métamorphiques de la Corse alpine sont, par endroits, recouvertes de formations sédimentaires d'âge Éocène à Miocène Moyen dont la mise en place est postérieure à celle des nappes (Orszag-Sperber et Pilot, 1976; 1978; Fellin et al., 2005). Elles sont localisées dans la partie est de l'île, au niveau du golfe de Saint-Florent ainsi qu'à l'interface entre la Corse hercynienne et la Corse alpine. Ces formations, majoritairement carbonatées sont fréquemment basculées mais rarement plissées (bassin de Saint-Florent, secteur de Corte).

III.2.1. Aspects tectono-métamorphiques des formations de la Corse alpine.

La Corse alpine est affectée par un métamorphisme allant du faciès schiste vert au faciès à eclogite à lawsonite. Dans le cas des Schistes Lustrés, le métamorphisme augmente progressivement des unités structurales inférieures vers les unités supérieures.

III.2.1.1. Le métamorphisme dans les Schistes Lustrés.

Quatre faciès métamorphiques principaux sont présents dans la Corse alpine et dans la Formation des Schistes Lustré en particulier (Fig. 3.3B; Tableau. 1 ; Vitale-Brovarone et al, 2013).

Le faciès schistes bleus à lawsonite affectant les métasédiments de la formation de Castagniccia, dont le pic de métamorphisme a été établi entre 1,4 et 1,7 GPa et entre 300 et 380°C (Jolivet et al., 1998).

Le faciès éclogites à lawsonite affectant les méta-ophiolites et certaines écailles continentales associées. Il affecte la majorité des roches océaniques du Cap Corse mais est également présent au sud ou il encadre le faciès à schiste bleu à lawsonite affectant les métasédiments de l'unité de la Castagniccia. Les assemblages, lorsqu'ils sont préservés sont du type : omphacite + amphibole sodique + amphibole calcique + lawsonite + phengite + grenat (Lahondère, 1996; Ravna et al., 2010; Vitale-Brovarone et al., 2011b). Les pics de métamorphisme obtenus par les différentes études sont hétérogènes selon les zones étudiées :

- 0,8 GPa et 300°C dans le secteur de Sant'Andrea Di Cotone (Caron et al., 1981).
- 1,5 GPa et 500±50°C dans le secteur de Farinole (Lahondère, 1996).
- 1,3 GPa et 455±35°C dans la vallée de Golo (Lahondère, 1996).
- 1,9 à 2,6 GPa et 335 à 425±20°C dans la vallée de Lancône (Ravna et al., 2010).
- 2,2 à 2,6 GPa et 520±20°C dans la zone de Monte San Petrone (Vital-Brovarone et al., 2011b).
- 2,2 à 2,6 GPa et 330 à 650°C (Vitale-Brovarone et al., 2013).

Un faciès schiste bleu à lawsonite affecte les méta-ophiolites, les écailles d'origine continentale et les roches sédimentaires associés. Ce faciès est marqué au niveau des terminaisons périclinales de l'antiforme N-S affectant les schistes lustrés, entre Bastia et St-Florent (unité du Serra di Pigno).

L'assemblage minéralogique caractéristique de ce faciès est : jadéite + amphibole sodique + lawsonite + phengite (Lahondère, 1996). Les conditions P-T sont plus homogènes que dans le faciès à éclogite avec les valeurs suivantes :

- 0,8 GPa et 300°C au Serra di Pigno (Lahondère, 1996).
- 1,0 GPa et 350°C dans l'unité de Campitello (Lahondère, 1996).

Le faciès schiste bleu de basse intensité affectant des méta-ophiolites, essentiellement dans le Sud de la Corse alpine. Les conditions P-T ce faciès sont compris autour de $0,8 \pm 0,2$ GPa et $T < 450^\circ\text{C}$ (Levi et al., 2007).

Faciès	T°C	P (Gpa)	Zone	Source	Journal
Law-Eclogite / Law-BS	520 ± 20°C	2,3 ± 0,1GPa	Lancône Valley	Vitale-Brovarone et al - (2011a)	Journal of metamorphic petrology
	490 - 550°C	2,2 - 2,6 Gpa	Monte San Petrone	Vitale-Brovarone et al - (2011b)	Lithos
	330 - 650°C			Vitale-Brovarone et al - (2013)	Earth science review
	380 - 475°C	1,4 - 1,7GPa	Lawsonite Castagniccia unit	Jolivet et al - (1998)	Journal of geophysical research
Law-Eclogite	464 - 520°C	2,2-2,4GPa	Lawsonite-Eclogite OCT Unit	Ravna et al - (2010); Vitale-Brovarone et al - (2011b)	Journal of metamorphic petrology
Law-BS	480°C	0,8-1GPa	Lawsonite-Blueshist OCT Unit	Lahondère - (1996)	
				Egger & Pinaud - (1998); Tribuzio & Giacomini - (2002); Molli & Tribuzio (2004); Molli et al - (2006)	Thèse; Journal of metamorphic geology; Geological Society of London Special Edition; Journal of Structural Geology
Low grade - BS	360°C	0,8-1,4GPa	Low-grade Blueshist Tenda Unit		Earth science review
Low grade - BS	350 - 360°C	inconnue	Low-grade Blueshist Bagliaccone-Riventosa Unit	Vitale-Brovarone - (2013)	Geodynamica Acta
Low grade - BS	350°C	0,8-2GPa	Low-grade Blueshist Inzecca Unit	Levi et al - (2007)	Geodynamica Acta
Low grade - BS	<450°C	0,8-2GPa	Golo River (SL) - Metaophiolite	Levi et al - (2007)	Earth science review
	272 - 313°C	inconnue	Upper External Continental Unit (Caporalino, Santa Lucia	Vitale-Brovarone et al - (2013)	
	350 - 450°C	0,8-1,4GPa	Tenda Unit	Eggert & Pinaud - (1998)	Thèse
	300 - 500°C	0,8-1,1GPa	Tenda Unit (Metarhyolite)	Tribuzio & Giacomini - (2002)	Journal of metamorphic petrology
Low grade - BS	325±20°C	0,6±0,15GPa	External Continental Unit (Volparone zone)	Malasoma & Marroni - (2007)	Journal of metamorphic petrology
	300-370°C	0,5-0,8GPa	External Continental Unit (Popolasca Unit)	Malasoma et al - (2006)	Geological Journal
BS			Numulite metasediment (Corte-Popolasca Zone)	Egal & Caron - (1988)	BSGF
Sub-GS	300 - 350°C	inconnue		Zibra et al - (2006)	Journal of Earth Science
Law-Eclogite	300°C	0,8GPa	Sant'Andrea di Cotone zone (SL)	Caron et al - (1981)	Tectonophysics
Law-Eclogite	500±50°C	1,5GPa	Farinole zone (SL) - continental slevvers	Lahondère - (1996)	Thèse
Law-Eclogite	455±35°C	1,3GPa	Golo River (SL) - Metaophiolite	Lahondère - (1996)	Thèse
Law-Eclogite	335 - 420°C	1,9-2,6GPa	Lancône Valley (SL) - Metaophiolite	Ravna et al - (2010)	Journal of metamorphic petrology
Law-Eclogite	520±20°C	2,2-2,6GPa	Monte San Petrone (SL) - Metaophiolite	Vitale-Brovarone et al - (2011b)	Journal of metamorphic petrology
Law-BS	300±50°C	0,6-0,8GPa	Serra di Pigno - Metasediments	Lahondère - (1996)	Thèse
Law-BS	350°C	1,0GPa	Campitello zone	Lahondère - (1996)	Thèse
GS	<350°C	<0,5GPa	Nappes Supérieures	Nardi et al - (1978)	
	290°C	0,3-0,4GPa	Nappes Supérieures	Marroni & Pandolfi - (2003)	Geological Journal

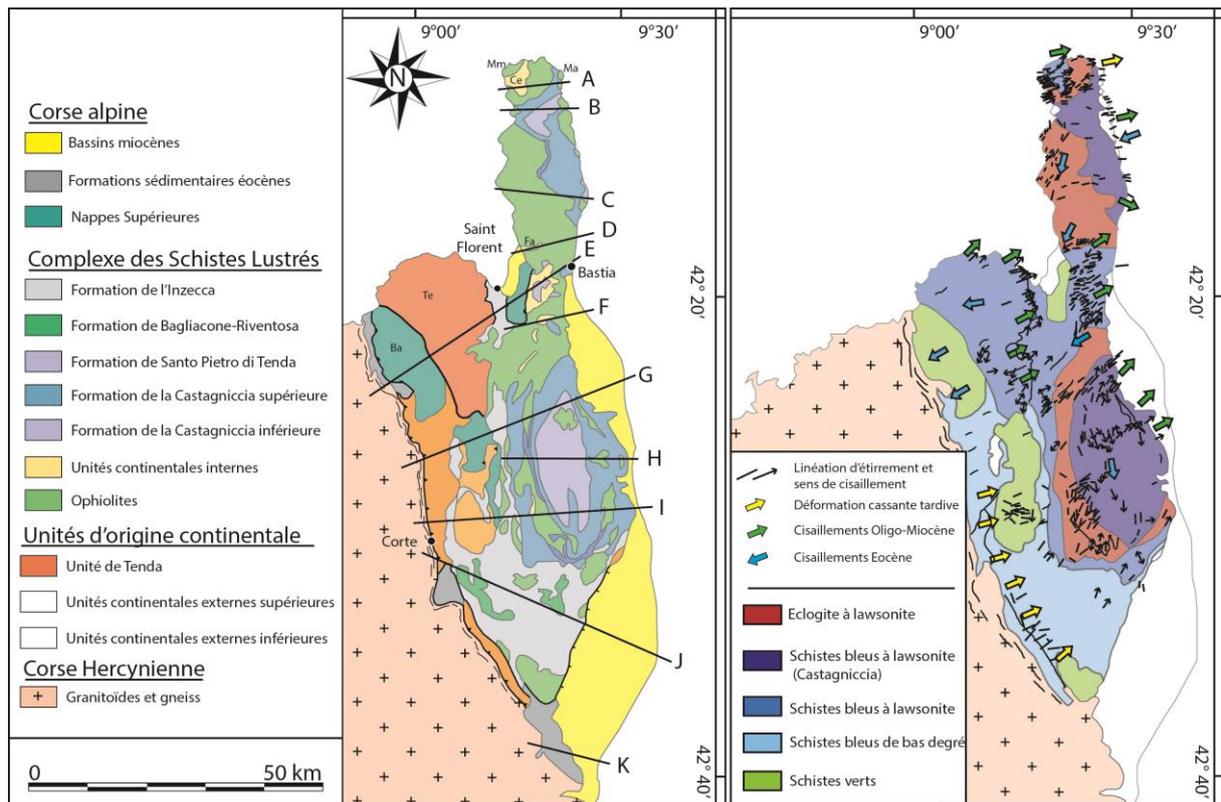


Fig.3.3 : Carte géologique (a) et tectono-métamorphique (b) redessinée à partir de Vitale-Brovarone et al. (2013) et de Jolivet et al., (1998) compilée à partir des données publiées dans Lahondère (1996), Molli et al., (2006), Vitale-Brovarone et al., (2011a, b), Jackson & Ohnenstetter (1981), Levi et al., (2007), Caron et al., (1981). Les tracés nommés de A à K sur la carte géologique correspondent aux coupes de la figure 3.4.

III.2.1.2. Le métamorphisme dans les nappes supérieures.

Les formations mafiques composant les nappes supérieures sont affectées par un métamorphisme moins prononcé que dans les schistes lustrés, allant du faciès prehnite-pumpellyte à la base du faciès schiste vert. Plusieurs auteurs ont étudié les conditions de pression et température affectant ces formations et ont défini des pics de métamorphismes compris entre 0,3 et 0,5 GPa et entre 150 et 350°C (Durand-Delga, 1984; Audaudric du Chaffaut et al., 1985 ; Paoda et Durand-Delga., 2002 ; Saccani et al., 2000). Le très faible degré de métamorphisme affectant les nappes supérieures de même que les zones de cisaillement basales indiquent une mise en place par obduction. Celle-ci est toutefois mal contrainte.

III.2.1.3. Organisation structurale de la Corse alpine.

La Corse Alpine est structurée selon un axe méridien à partir duquel s'organise des structures en antiforme, entre l'extrémité nord du Cap Corse et l'extrémité sud de l'unité de Rio Magno (Fig. 3.3), et en synforme plus à l'Ouest (Fig. 3.4).

Tableau 1. (Page précédente). Tableau compilant les résultats des études relatives au métamorphisme dans les formations de la Corse Alpine.

On note que les unités ayant subi le métamorphisme de haute pression et basse température le plus important sont situées au cœur des structures en antiforme, en position structurale basse. Le degré de métamorphisme décroissant vers les terrains situés à l'est et à l'ouest, ainsi qu'en position structurale plus élevée. Cette organisation structurale fait de la partie centrale et méridionale de la Corse alpine un *Metamorphic Core Complex*. La mise en place de cette structure est attribuée à l'extension tardi-orogénique (Fournier et al., 1991 ; Jolivet et al., 1998 ; 2003).

A. Vitale Brovarone et al. / Earth-Science Reviews 116 (2013) 35–56

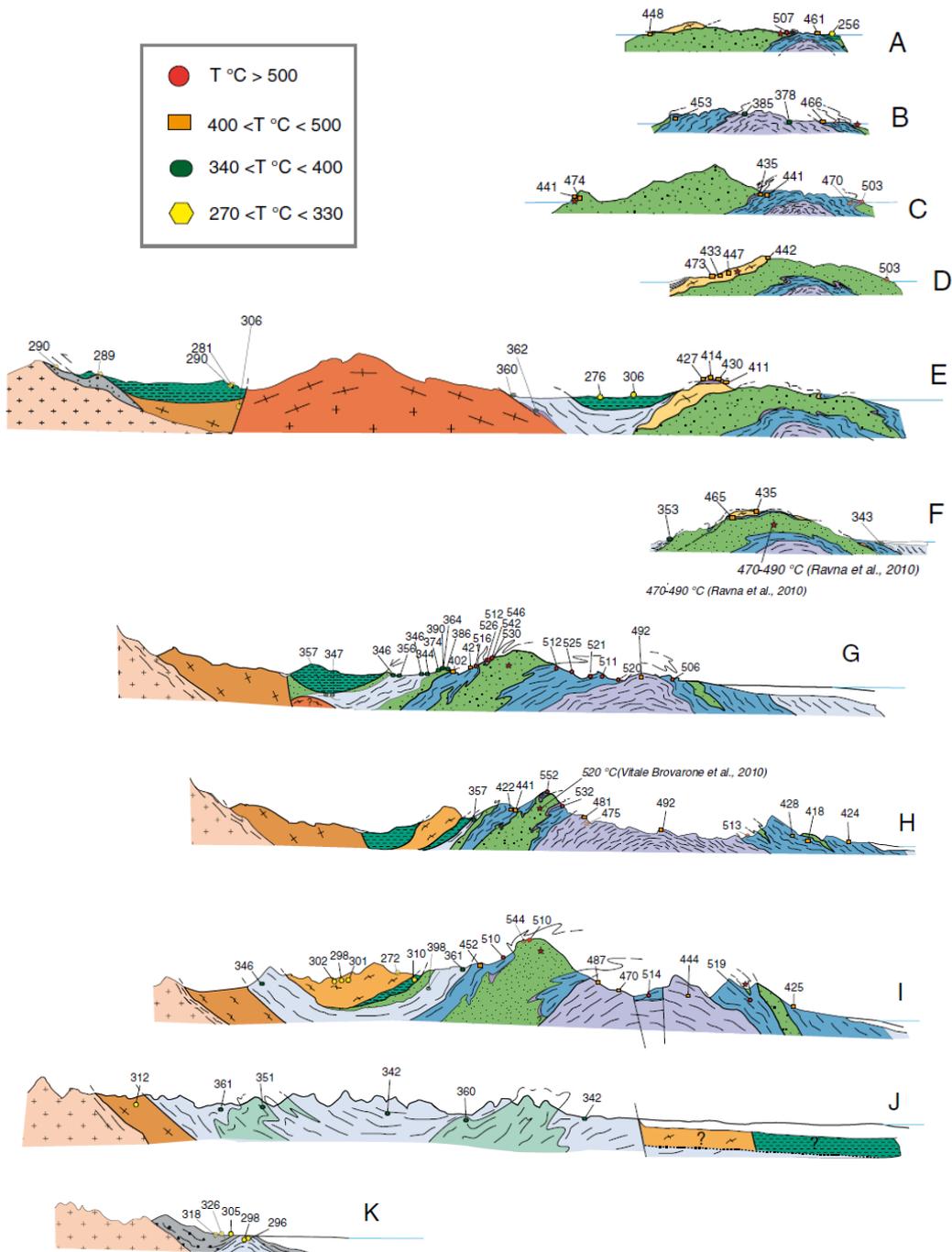


Fig.3. 4 : Série de coupes géologiques E – W réalisées du nord au sud à travers du Cap Corse (Vitale-Brovarone et al., 2013). Les chiffres et les vignettes de couleur correspondent aux données de températures disponibles dans la littérature.

III.2.2. Les phases de déformation associées à la mise en place des unités de la Corse alpine.

De nombreuses études se sont penchées sur l'enregistrement de la déformation dans les formations de la Corse alpine en général, et dans le complexe des Schistes Lustrés en particulier. À l'exception de certaines zones bien localisées (secteur de Canari, partie ouest du Cap corse et centre de la Castagniccia), les formations métamorphiques, quelles que soit leurs origines indiquent des linéations d'étirement globalement E – W (Fig. 3.3A; [Mattauer et al., 1981](#); [Malavieille, 1983](#); [Fournier et al., 1991](#); [Jolivet et al., 1998](#); [Malavieille et al., 1998](#)).

Plusieurs phases de déformation ont été décrites dans la Corse alpine et tout particulièrement dans les Schistes Lustrés. Un épisode de déformation ductile non-coaxiale indiquant un sens de cisaillement vers l'ouest et associé à des paragenèses de haute pression et basse température de type schiste bleu à éclogite est bien représenté sur le Complexe des Schistes Lustrés. Il a été interprété comme prograde durant une phase de subduction à plongement est ([Faure et Malavieille, 1981](#); [Mattauer et al., 1981](#); [Malavieille, 1983](#); [Harris, 1985a et b](#) ; [Jolivet et al., 1990](#); [Fournier et al., 1991](#); [Daniel et al., 1996](#); [Malavieille et al., 1998](#); [Molli, 2008](#); [Rossetti et al., 2015](#)).

Un second épisode de déformation ductile associé à un cisaillement vers l'est a également été observé. Surreprésenté par rapport à la phase de déformation précédente, il est contemporain d'assemblages minéralogiques de plus basses conditions de pressions et températures, caractéristiques du facies schiste vert. Des relations de recoupement et des chronologies relatives placent cet épisode de déformation ductile après celui de HP-BT. Il a donc été interprété comme traduisant la phase tardi- à post-orogénique du segment corse de la chaîne alpine ([Jolivet et al., 1990](#); [Fournier et al., 1991](#); [Jolivet et al., 1991](#); [1998](#); [Molli, 2008](#)).

L'épisode de déformation ductile à cisaillement Est, est ensuite suivi par un épisode de déformation fragile dans la continuité.

III.2.3. Modèle de formation de la Corse alpine dans le cadre de la Méditerranée occidentale.

Les modalités de formation de la Corse alpine, bien que largement étudiées au cours des décennies passées, restent sujettes à débat.

Il est toutefois admis que la formation de la Corse alpine s'amorce lors d'un épisode d'hyper-extension d'âge **jurassique** de la marge continentale d'affinité Corse lors de la formation de l'océan liguro-piémontais. Elle se poursuit au **Crétacé supérieur** lors de la subduction de la partie occidentale de l'océan liguro-piémontais sous un microbloc continental AlKaPeCa (Alboran-Kabylie-Péloritains-Calabre) d'affinité briançonnaise (Molli et Malavieille, 2011 ; Malavieille et Molli, 2014). Ce microcontinent proviendrait de la marge continentale corse dont il aurait été détaché lors de l'hyper extension associée à l'ouverture de l'océan liguro-piémontais. Il est toutefois à signaler que la présence de ce microcontinent reste hypothétique et largement débattue. Son existence permet d'expliquer la présence de formations silico-clastiques datées du Crétacé observées dans la chaîne corse (Guerrera et al., 1993; Molli et Tribuzio, 2004; Molli, 2008; Molli et Malavieille, 2011). En outre, l'absence d'écailles tectoniques d'origine adriatique (plaque Africaine) dans l'empilement tectonique de la Corse alpine, tout comme dans la partie sud des Alpes, plaide pour une subduction s'initiant en avant de la plaque adriatique. Associé à cette subduction à vergence sud-est, un prisme d'accrétion se forme incluant des lambeaux de la lithosphère océanique liguro-piémontaise, des sédiments ainsi que les éléments les plus distaux de la marge continentale amincie. Une partie des écailles ophiolitiques et des métasédiments sont enfouis via la subduction et subissent un métamorphisme de haute pression et basse température (Fig. 3.5A). Bien qu'actuellement encore discuté, le métamorphisme de ces unités est daté à 84 Ma (Lahondère et Guerrot, 1997).

Entre le **Paléocène** et l'**Éocène**, la zone de transition océan-continent (TOC) ainsi que la marge continentale corse amincie entrent en subduction, induisant un épaississement de la paléo-chaîne Corse. Elles enregistrent à leur tour des conditions de métamorphisme HP-BT allant du faciès schiste bleu à épidote pour les parties les plus distales de la marge, au faciès éclogite pour les plus proximales (Lahondère, 1996; Molli et Malavieille, 2011; Vitale-Brovarone et al., 2011a et b; 2013). Les pics de métamorphisme affectant les segments de l'ancienne TOC sont datés entre 54 et 45 Ma (Brunet et al., 2000; Martin et al., 2011; Maggi et al., 2012). À cette période, des rétrochevauchements commencent à se mettre en place dans la partie orientale de la chaîne (Fig. 3.5B). Il est cependant à noter que des données récentes considèrent le pic de métamorphisme à 34 Ma (Vitale-Brovarone et Herwartz, 2013).

Entre 45 et 35 Ma, soit à l'**Éocène moyen**, la chaîne corse entre dans une phase de subduction continentale. Elle s'épaissit par des phénomènes d'accrétion et de sous-plaquage d'unités provenant du socle de la marge continentale. Le processus accentue la formation de grandes structures d'empilement

anticlinales et induit un soulèvement marqué de la chaîne (Malavieille et al., 1998; Molli et al., 2006, Malavieille, 2010 ; Molli et Malavieille, 2011 ; Malavieille et Molli, 2014). Ce soulèvement induit une accentuation de l'érosion accélérant l'exhumation des roches ayant subi un métamorphisme HP-BT. À cette période, la contribution de la marge continentale à la subduction est toujours importante, malgré la collision. Cela a pour effet un accroissement progressif des contraintes subies par la plaque (Fig. 3.5C). Ces processus associés à une convergence toujours active aboutissent, par réactivation et prolongement vers le bas des rétrochevauchements, aux prémices d'une inversion de la subduction (Malavieille et Molli, 2014). Celle-ci passe d'une subduction téthysienne à vergence sud-est à un début de subduction adriatique à vergence nord-ouest.

À l'**Éocène supérieur**, la subduction de larges portions de la marge continentale ibérique / corse induit un épaississement notable de la chaîne et empêche progressivement la subduction de se poursuivre. La plaque subductée, subissant une forte traction vers le bas finit alors par se rompre (Malavieille et al., 1998; Tribuzio et Giacomini, 2002; Molli et Tribuzio, 2004; Molli et Malavieille, 2011). Le rebond occasionné par la rupture du *slab* liguro-piémontais induit une accélération du soulèvement de la chaîne par isostasie (Fig. 3.5D). L'érosion de la chaîne s'accroît alors considérablement, formant les unités sédimentaires éocènes (flysch), qui recouvraient une large part du socle hercynien, avant d'être, elles-mêmes en large partie érodées. La rupture du *slab* et le soulèvement de la chaîne permet d'accélérer l'inversion de la subduction et le début de la subduction apenninique. La chaîne corse se retrouve donc en position de plaque supérieure. Il est probable que cette inversion se produise de façon diachrone du sud vers le nord (Molli et Malavieille, 2011).

À la fin de l'**Éocène et au début de l'Oligocène**, soit entre 35 et 30 Ma, la subduction adriatique entre pleinement en fonctionnement. Cette seconde phase de subduction sera responsable de la formation de la chaîne des Apennins, mais aussi d'une phase extensive majeure touchant la Méditerranée occidentale, et donc la chaîne corse. Les anciennes structures compressives alpines sont réactivées en extension (Jolivet et al., 1990; 1991; 1998; Daniel et al., 1996). Ceci induit une nouvelle phase d'exhumation des roches profondes à la faveur du jeu de grandes failles normales (Fig. 3.5E).

Pendant l'**Oligocène**, l'effondrement de la chaîne corse se poursuit induisant des processus profonds. Le retrait progressif du *slab* adriatique vers l'est (Fig. 3.4) est notamment responsable de la rotation antihoraire du bloc corso-sarde et donc de l'ouverture du bassin d'arrière-arc liguro-provençal. Le volcanisme calco-alcalin au niveau de la Sardaigne y est également associé. À l'est, la formation des Apennins se poursuit et accrete les parties les plus distales de la marge continentale adriatique.

Entre le début du **Miocène** et la **période actuelle**, le retrait de la subduction apennine vers l'est se poursuit, formant la mer Tyrrhénienne. L'extension de la chaîne corse se poursuit (Fig. 3.5F).

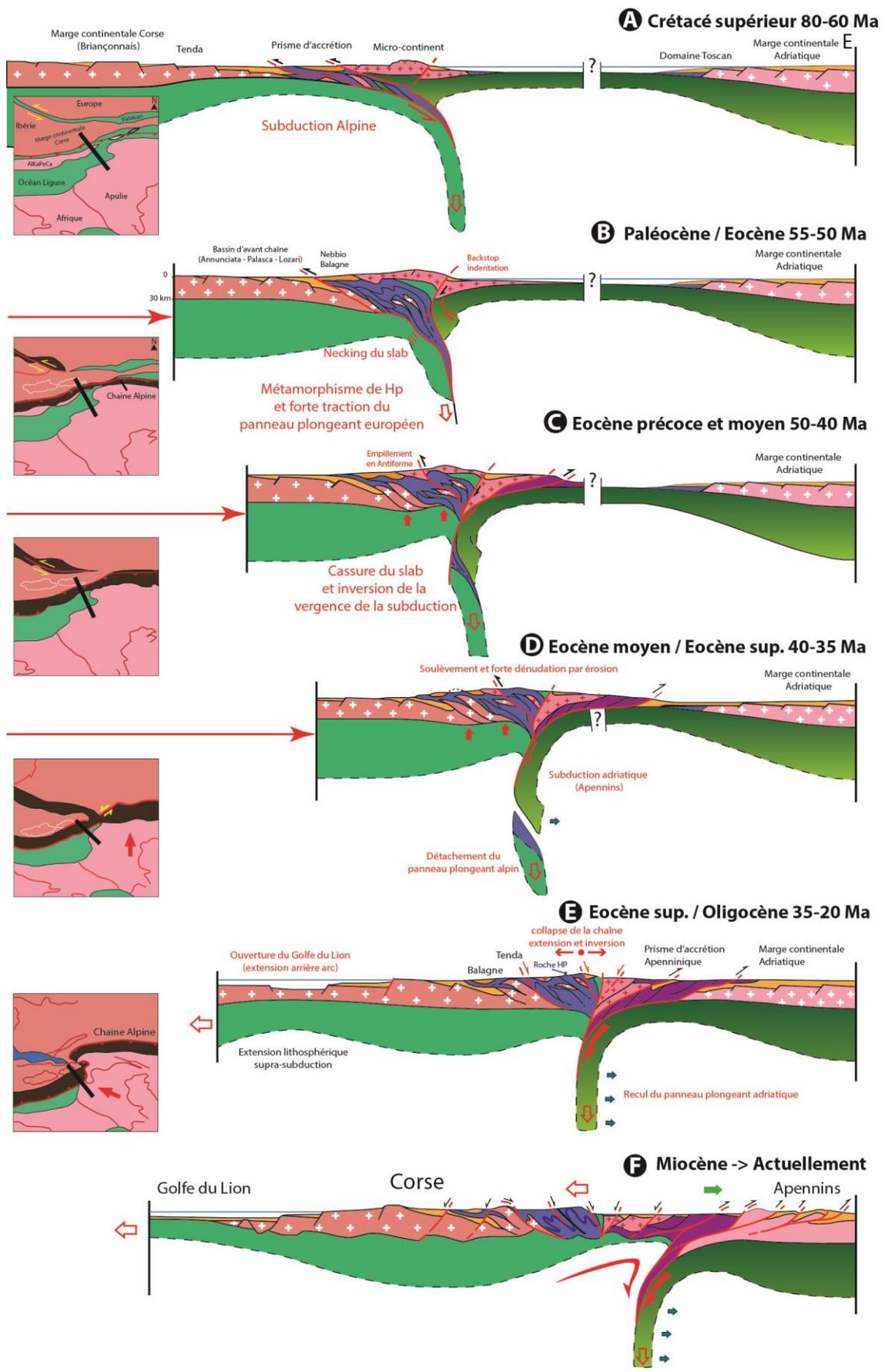


Fig.3. 5 : Modèle de formation de la Corse et des Apennins du nord alpine d'après Malavieille et Molli (2014).

Parmi les points faisant débat figure la présence du microbloc AlKaPeKa. En effet, certains modèles proposent, pour les premiers stades de formation de la Corse alpine, une subduction intra-océanique (Jolivet et al., 1998).

III.3. Les ophiolite de la Corse alpine.

Les ophiolites présentes dans la Corse alpine proviennent de la fermeture de l'océan liguro-piémontais au cours de l'orogénèse alpine. Elles sont composées principalement de serpentinites, de prasinites (basaltes métamorphisés), et de métagabbros associés à des calcschistes, des péridotites variablement serpentinisées et des métasédiments océaniques (Ohnenstetter, 1975).

III.3.1. Structure des lithosphères océaniques : Les spécificités des océans à croissance lente ou ultra-lente.

L'océan liguro-piémontais appartient à la catégorie des océans à extension lente à ultra-lente (Rampone et Piccardo, 2000; Piccardo, 2008; Manatschal and Müntener, 2009; Lagabrielle et al., 2015), tel que les océans Atlantiques et Indiens actuels (Cannat, 1996; Mével, 2003). L'extension de ces océans n'excède pas 15 à 30 mm par an contre 150 à 200 pour ceux à extension rapide (type Pacifique). La lithosphère océanique des océans à extension lente à ultra-lente est caractérisée par le faible volume de magma en surface et à faible profondeur (*magma-poor ridge*). De ce fait, les basaltes éruptifs ne recouvrent pas la totalité de la surface de la croûte, et les plutons gabbroïques sont moins présents que dans le cas des océans à extension rapide. De plus, contrairement aux croûtes océaniques des dorsales rapides, le complexe filonien est totalement absent (Fig. 3.6).

De par la faible importance du magmatisme, les océans à expansion lente ou ultra-lente, accommodent le processus d'extension par une plus grande importance de la tectonique. De grandes failles de détachement exhument des pans entiers du manteau lithosphérique qui sont ainsi serpentinisés (Tucholke et al., 1994). Il en résulte le fait que les roches mantéliques peuvent affleurer sur une large surface, ce qui, au contact de l'eau de mer, induit une importante serpentinitisation (Fig. 3.5). La serpentinitisation peut également affecter les roches ultramafiques en profondeur au travers des nombreuses failles à fort pendage qui affectent le plancher océanique (Ildefonse et al., 2007; Tucholke et al., 1994; 1998). Cette circulation de fluides induit un caractère important mais hétérogène de la serpentinitisation à l'échelle du manteau lithosphérique. Contrairement à la lithosphère des océans à dorsale rapide, la serpentinitisation est donc importante et affecte une épaisseur de croûte qui l'est tout autant.

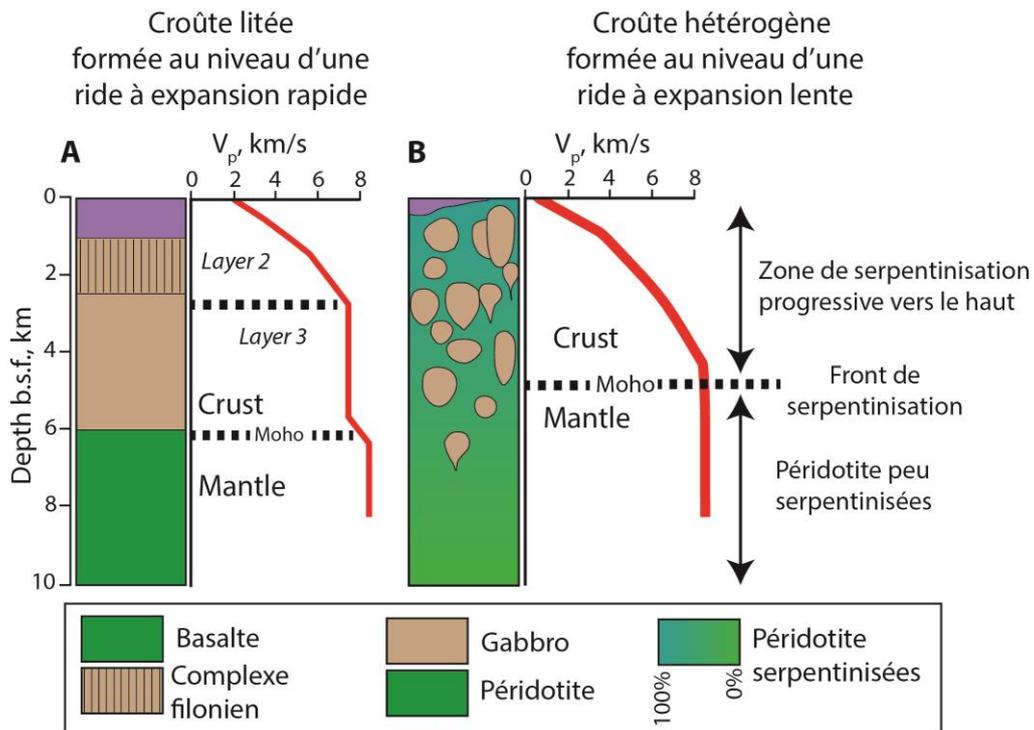


Fig.3. 6 : Log de lithosphère océanique et profils de vitesse sismiques associés à des à expansion rapide (A) et lente (B) (Modifié d'après Debret, 2013 et Mével, 2003). La croûte à expansion rapide (A) présente deux ruptures de pente dans le profil sismique correspondant au passage des gabbros (Layer 3) au complexe filonien (Layer 2) et entre les gabbros (partie inférieure de la croûte) et les péridotites (partie supérieure du manteau lithosphérique). Le Moho est ici localisé à l'interface entre péridotite et gabbros. Le profil sismique de la croûte à expansion lente ou ultra-lente est caractérisé par une seule rupture de pente correspondant au front de serpentinisation. Cette rupture de pente est interprétée comme correspondant au Moho.

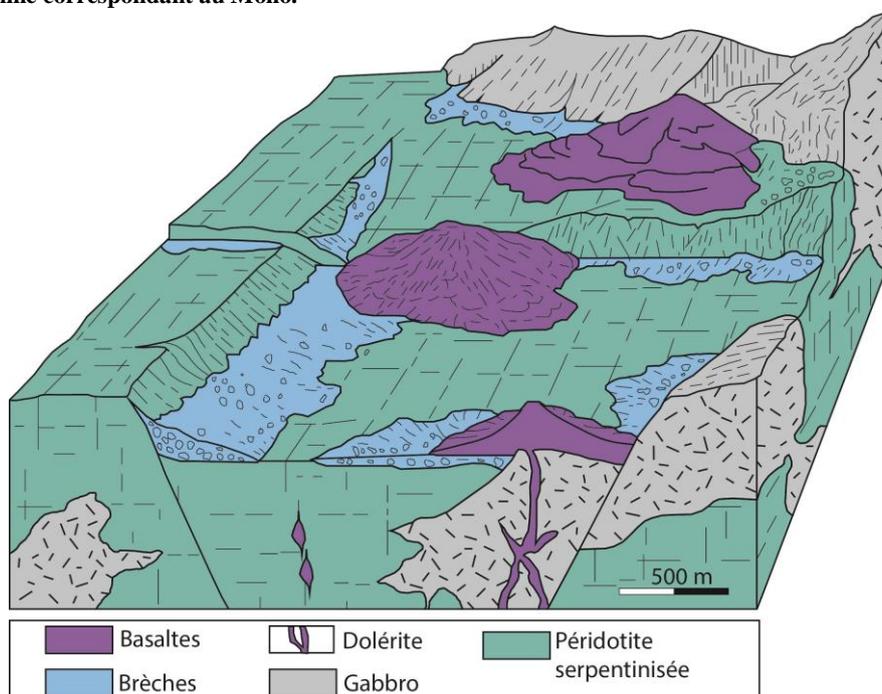


Fig.3. 7 : Bloc diagramme représentant la partie supérieure d'une lithosphère océanique lente (Lagabrielle et Cannat, 1990).

III.3.2. L'océan liguro-piémontais.

L'océan liguro-piémontais correspond à une partie de la Téthys située entre la Téthys alpine et la Téthys ligure (Fig. 3.8A).

L'ouverture de l'océan liguro-piémontais est contemporaine de celle de l'Atlantique central au Jurassique moyen (Callovien), autour de 165 Ma. Il est rattaché à ce dernier par une importante faille transformante passant au niveau de l'actuel détroit de Gibraltar. La période de rifting et celle de l'expansion de l'océan liguro-piémontais est assez courte (estimée entre 11 et 30 Ma). L'océan étant d'extension lente à ultra lente (Rampone et Piccardo, 2000; Piccardo, 2008; Manatschal et Müntener, 2009; Lagabrielle et al., 2015) ceci induit que sa largeur est restreinte à un maximum de 300 km dans la partie centrale de l'océan (Cordey et al., 2012; Li et al., 2013).

L'ouverture de la partie Sud de l'océan Atlantique entre l'Aptien et le Campanien (115 à 80 Ma) induit la remontée vers le nord de la plaque africaine et le début de la subduction de l'océan liguro-piémontais sous la plaque Apulie. La subduction se produit jusqu'au Lutétien (\approx 45 Ma), période à laquelle la totalité de l'océan liguro-piémontais est subductée. Les formations océaniques subissent un métamorphisme allant du faciès schiste vert (ex : ophiolite du Chenaillet) au faciès éclogite (ex : massif ophiolitique de Lanzo et du Viso). Certaines enregistrent le faciès intermédiaires schiste bleu telles que les ophiolites corses (à l'exception de celle des nappes supérieures) et celles du massif du Queyras dans les Alpes occidentales

L'océan liguro-piémontais correspond à un segment étroit de la Téthys alpine, situé entre la plaque africaine, au sud, et la plaque eurasiatique, au nord. Il matérialise la jonction entre la Téthys alpine au nord-est et la Téthys Ligure au sud-ouest. Ces dernières sont respectivement situées entre les plaques européenne au nord-ouest et adriatique au sud, et ibérique au nord et africaine au sud (Fig. 3.8A). Le début de son océanisation est estimé au Jurassique supérieur, entre 169 et 152 Ma (Ohnenstetter et al., 1981; Li et al., 2015). La fin de l'accrétion océanique de l'océan liguro-piémontais s'effectue à la fin du Crétacé inférieur (Schettino et Turco, 2011; Turco et al., 2012).

Durant l'Aptien (120 Ma), l'expansion océanique de ces trois segments de la Téthys s'arrête tandis que l'océan Valaisan se poursuit. L'extension maximum de l'Océan liguro-piémontais a lieu à cette période avec une largeur d'environ 600 km (Bortolotti, 1990; Maronni et Pandolfi, 2007). La partie septentrionale de la plaque océanique de la Téthys ligure entre en subduction sous la plaque ibérique, sous l'influence de la rotation antihoraire de la plaque africaine. L'océan liguro-piémontais et la Téthys alpine sont subductés vers le sud, dans un contexte intra-océanique. Le caractère intra-océanique de cette subduction est attesté par l'obduction ultérieure d'unité donnant les nappes supérieures (Maggi et al., 2011). D'après Schettino et Turco (2011) et Turco et al., (2012), une partie de la Téthys alpine est également subductée sous l'Océan liguro-piémontais, formant un point triple de fosses océaniques

(*trench triple point*). Il est à noter que c'est également à cette période que débute l'ouverture de la partie nord de l'Océan atlantique (Fig. 3.8A).

À partir du Turonien (93 Ma) et jusqu'au Campanien (75 Ma), l'expansion de l'océan valaisan s'arrête. La subduction de la Tethys ligure sous la plaque ibérique est également stoppée alors que s'engage celle de l'extrémité ouest de l'océan valaisan sous la plaque européenne, dans le secteur des Pyrénées actuelles. La partie orientale de l'océan valaisan est également subductée sous le Briançonnais, extrémité est de la plaque ibérique. Des zones extensives d'amincissement crustal affectent la plaque adriatique et la plaque africaine, respectivement, selon des axes NO-SE et E-W (Fig. 3.8B).

Au début du Campanien (75 Ma), les micro-blocs présents dans la partie nord de l'océan liguro-piémontais (Sesia) entrent en subduction sous la plaque Adriatique. La zone hyper-amincie affectant la plaque Adriatique entame une subduction à vergence est en contexte intraplaque dans le secteur des actuels Apennins. C'est également à cette période que commence la collision entre la plaque Ibérique et la plaque Eurasiatique suite à la fermeture de la section occidentale de l'océan valaisan, qui donnera naissance à la chaîne pyrénéenne. À cette époque, les plaques océaniques de la Tethys alpine au nord, et de l'océan liguro-piémontais, plus au sud, sont subductées toutes les deux vers le sud, respectivement sous le Briançonnais et sous la marge sud de l'océan liguro-piémontais formant l'extension nord de la plaque adriatique.

Au Lutétien (40.1 Ma), les plaques eurasiatiques et adriatiques entrent en collision, exhumant un prisme d'accrétion (Fig. 3.8D). La croûte océanique de l'océan ligure entre en subduction sous la partie est de la plaque ibérique. Le *slab* pend vers le nord-ouest, formant un prisme d'accrétion au niveau de l'actuelle Calabre (Ciarcia et al., 2012; Vitale et al., 2010; 2011). Au cours de la période entre 51 et 40,1 Ma, les derniers vestiges de l'Océan liguro-piémontais sont subductés le long du prisme d'accrétion alpin comme indiqué par les paragenèses de haute pression et d'ultra-haute pression présentes dans les ophiolites d'origine liguro-piémontaises des Alpes (Handy et al., 2010; Turco et al., 2012). Il est à noter qu'au cours de cette période, la plaque ibérique suit la même cinématique que la plaque africaine (Turco et al., 2012). C'est également à cette période que les nappes supérieures (Balagne, Nebbio et Macinaggio) sont charriées sur l'autochtone relatif de la Corse Alpine (Durant-Delga, 1984; Molli et Malavieille, 2011).

Au début de l'Oligocène (33 Ma), l'océan liguro-piémontais est entièrement fermé et le Briançonnais accrété à la marge occidentale de la Plaque Adriatique (Fig.3. 8E).

Les restes de l'océan valaisan sont subductés vers le sud, sous les plaques ibérique à l'ouest, et adriatique à l'est. Le pic de métamorphisme à haute pression concernant les ophiolites valaisannes est daté entre 41 et 35 Ma (Berger et Bousquet, 2008).

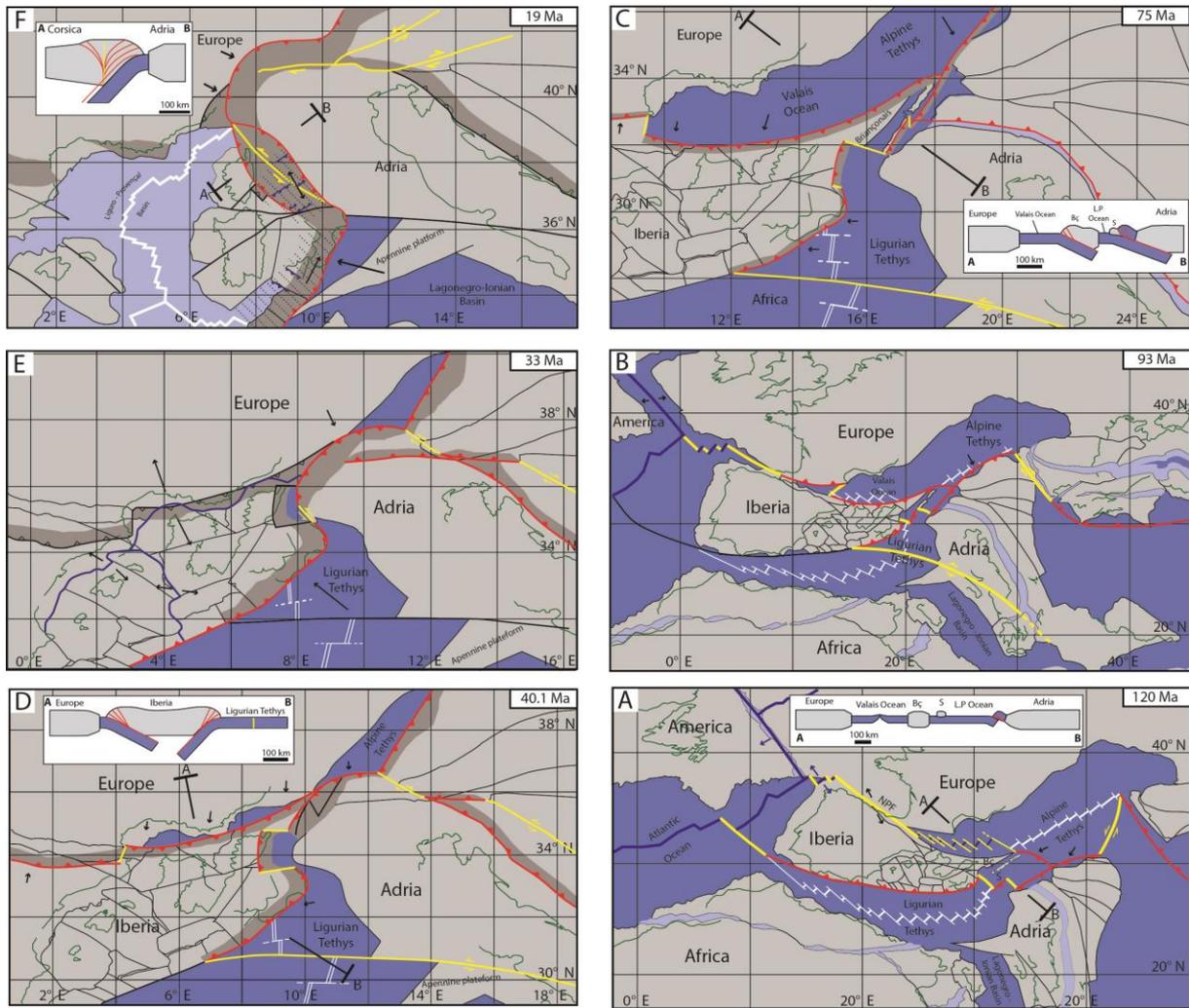


Fig.3. 8 : Reconstitution paléogéographique et géodynamique de l'espace méditerranéen entre le Crétacé inférieur (Aptien, 120 Ma) et le Miocène inférieur (Burdigalien, 19 Ma) d'après Turco et al., 2012. La lithosphère continentale est représentée en gris, les prismes d'accrétion en gris foncé, les zones subissant un amincissement en bleu clair et la lithosphère océanique en bleu foncée. Les failles décrochantes sont représentées en jaune, les chevauchements en rouge et les actuelles lignes de côte en vert. Les zones d'accrétion océanique actives sont représentées en bleu foncée, celles éteintes et les failles transformantes associées en blanc. (A) : Aptien Fin de l'expansion océanique de la Téthys alpine et convergence des plaques africaine et eurasiatique. Océanisation de l'océan valaisan. S : zone de Sesia, Bç : Briançonnais. (B) : Turonien : Fin de l'expansion de l'océan valaisan et de la subduction de la Téthys liguro-piémontaise sous la plaque ibérique. (C) : Campanien : Subduction de la transition océan-continent de l'océan liguro-piémontaise (Sesia) sous la plaque adriatique. Obduction d'une partie de l'océan liguro-piémontaise sur la Corse hercynienne. (D) : Éocène moyen : Fermeture de l'océan liguro-piémontaise. Collision au niveau de la Corse alpine et mise en place des nappes supérieures. (E) : Oligocène inférieur : Collision entre les plaques eurasiatique et adriatique. Ouverture du Bassin liguro-Provençal et début de la rotation du bloc corso-sarde. (F) : Miocène inférieur (Burdigalien) : Extension post-orogénique et formation de la mer tyrrhénienne.

Partie 2 :
Étude de la zone de faille paléo-sismique de la nappe
du Cima di Gratera.

Chapitre 4 : Contexte géologique et pétrographique de la nappe du Cima di Gratera.

IV.1. Localisation du secteur d'étude.

La nappe du Cima di Gratera est localisée dans la région du Cap corse, dans la partie nord de la Corse alpine. Plus précisément, elle est située au sud du cap, entre les villes de Bastia et de Saint-Florent et au nord du Col de Teghime (Fig. 4.1). Il s'agit d'une portion ophiolitique du complexe des Schistes Lustrés rattachée à l'unité supérieure de Centuri (Lahondère et al., 1992). Cette nappe correspond à une ancienne section de l'océan liguro-piémontais (Lagabrielle et Lemoine, 1997; Rampone et Picardo, 2000; Lagabrielle et al., 2015).

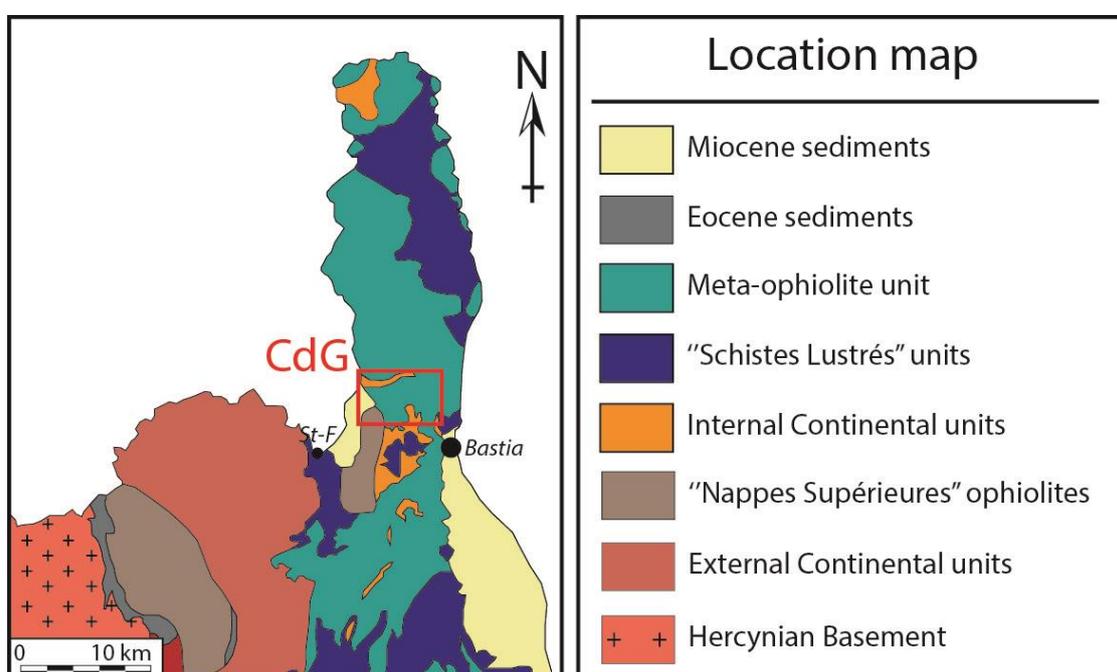


Fig.4. 1 : Localisation du secteur d'étude. La nappe du Cima di Gratera est localisée dans la partie sud du Cap Corse, entre les unités internes continentales du Pigno-Olivaccio au sud et de Farinole au nord.

IV.2. Structure et lithologies de la nappe du Cima di Gratera

Appartenant au Complexe des Schistes Lustrés, la nappe du Cima di Gratera repose, au nord, sur l'écaille d'affinité continentale de Farinole (unité de Morteda-Farinole) et au sud, sur l'unité continentale et méta-sédimentaire de Pigno-Olivaccio (Fig. 4.2). Elle est séparée de ces deux unités par un contact tectonique (φ_1) matérialisé par des serpentinites basales fortement déformées (Fig. 4.4B). La nappe du Cima di Gratera correspond à la superposition d'une unité mafique principalement gabbroïque sur une unité ultramafique composée de serpentinites massives ou foliées englobant des masses de péridotites. Ces masses sont le plus souvent situées directement sous l'unité mafique (Fig. 4.3) et peuvent avoir des tailles variables, le plus souvent hectométriques, mais pouvant aussi se

limiter à une dizaine de mètres de diamètre (Fig. 4.4A). Les deux unités sont séparées par un contact tectonique à faible pendage vers l'ouest (φ_2) et formant une synforme peu prononcée d'axe N 75°E (Fig. 4.2). La partie occidentale de la nappe est en contact avec des formations sédimentaires majoritairement carbonatées datées du Miocène moyen (Burdigalien à Serravallien supérieur). Leur pendage est compris entre 25 et 40° vers l'est (Dallan et al., 1988; Rossi et al., 1994; Fellin et al., 2005). Leur épaisseur est, d'environ 200 m. Une section de la nappe supérieure de Nebbio repose également sur la partie sud-ouest de la nappe du Cima di Gratera. Elle en est séparée par une faille normale. La partie la plus au nord de cette section de la nappe de Nebbio est, elle-même recouverte en discordance par les formations calcaires miocènes précédemment évoquées (Fig. 4.2).

Le contact φ_1 séparant la partie inférieure de la nappe des unités sous-jacentes forme une large synforme faiblement marquée et orientée selon un axe N 60°E. Les unités sous-jacentes sont majoritairement composées de gneiss et de roches méta-sédimentaires (unité de Farinole et de Pigno-Olivaccio) avec quelques lentilles plus fines de métagabbro ou de metabasites

La partie orientale de la nappe comporte des lentilles de roches métasédimentaires d'épaisseur variable intercalées entre les unités mafiques et ultramafiques. Les formations sont majoritairement composées de marbres finement foliées et de gneiss paradérivés. Leur épaisseur varie de quelques mètres à environ 80 m pour la plus épaisse. Dans la partie la plus orientale, des sommets composés de métagabbro folié appartenant à l'unité mafique coiffent la lentille méta-sédimentaire principale, formant des klippes. Des lentilles plus fines, n'excédant pas quelques mètres d'épaisseur sont également présentes dans la partie ouest de la nappe. Elles sont souvent incorporées de façon parallèle à la foliation de la serpentinite qui les englobe. Ces fines lentilles peuvent être du métagabbro fortement folié, des schistes basiques, des marbres ou des gneiss paradérivés. Elles sont beaucoup plus fréquemment observées dans la partie nord et nord-ouest de la nappe qu'au sud, où une seule occurrence a été observée.

Plusieurs grandes failles à fort pendage supposées dater du Miocène recourent la nappe du Cima di Gratera selon une orientation méridienne à NW – SE. La plupart d'entre elles ont un pendage important vers l'est et fonctionnent en faille normale (Fig. 4.3). La plupart de ces failles viennent se greffer, dans la partie nord-ouest de la nappe, sur une faille plus importante ayant un jeu décrochant dextre affectant aussi bien la nappe du Cima di Gratera que les unités ophiolitiques et continentales environnantes (Rossi et al., 1994).

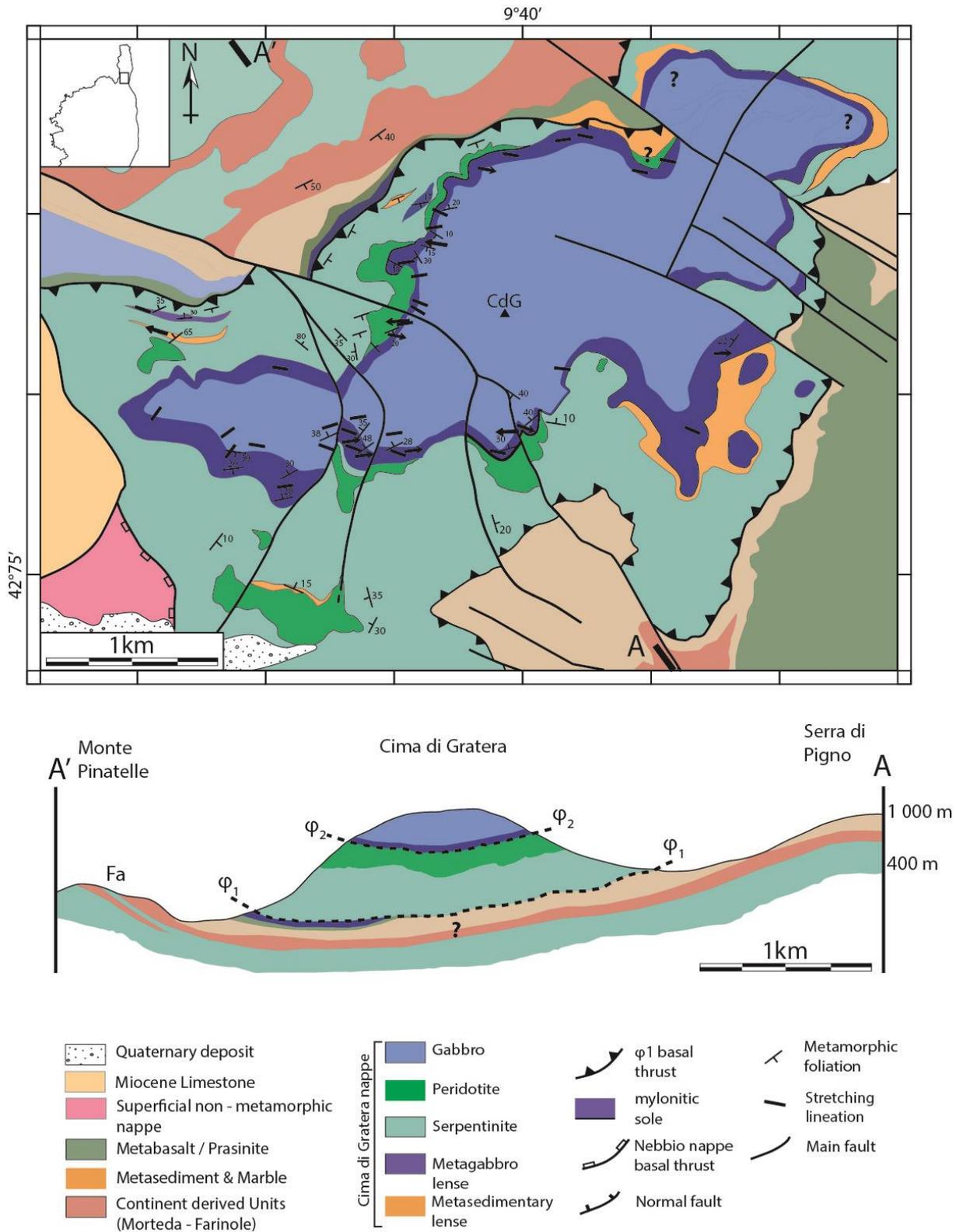


Fig.4. 2 : Carte géologique de la nappe du Cima-di-Gratera et de ses environs (carte modifiée à partir de Faure et Malavieille, 1981). La section A – A' correspond à la coupe géologique.

IV.2.1. L'unité ultramafique de la nappe du Cima di Gratera.

L'unité ultramafique du Cima di Gratera est constituée de serpentinites dans lesquelles sont préservées des masses de péridotite serpentinisées à des degrés variables (de 5 à 80%). Ces masses ont une épaisseur comprise entre 10 et 300 m pour une extension similaire et sont principalement situées dans la partie ouest de la nappe du Cima di Gratera. La zone est étant totalement serpentinisée avec de rares reliquats de péridotites serpentinisées dont l'extension n'excède pas quelques mètres. Les péridotites sont le plus souvent situées au contact ou à proximité du contact tectonique ϕ_2 entre l'unité ultramafique et l'unité mafique (Fig. 4.3). Plusieurs lentilles constituées d'autres lithologies (métagabbro, marbres, métasédiments et metabasites) et dont l'épaisseur n'excède pas 10 m sont également intégrées dans la serpentinite, en particulier dans partie nord de l'unité (Fig. 4.2). La partie basale de l'unité ultramafique est caractérisée par des serpentinites tectonisées matérialisant le contact tectonique inférieur de la Nappe du Cima-di-Gratera (ϕ_1). Son épaisseur, bien que généralement décamétrique peut excéder 50m. Des zones mylonitiques affectent ponctuellement les serpentinites selon une orientation et un pendage toujours proches de ceux du contact ϕ_1 (Fig. 4.4B).

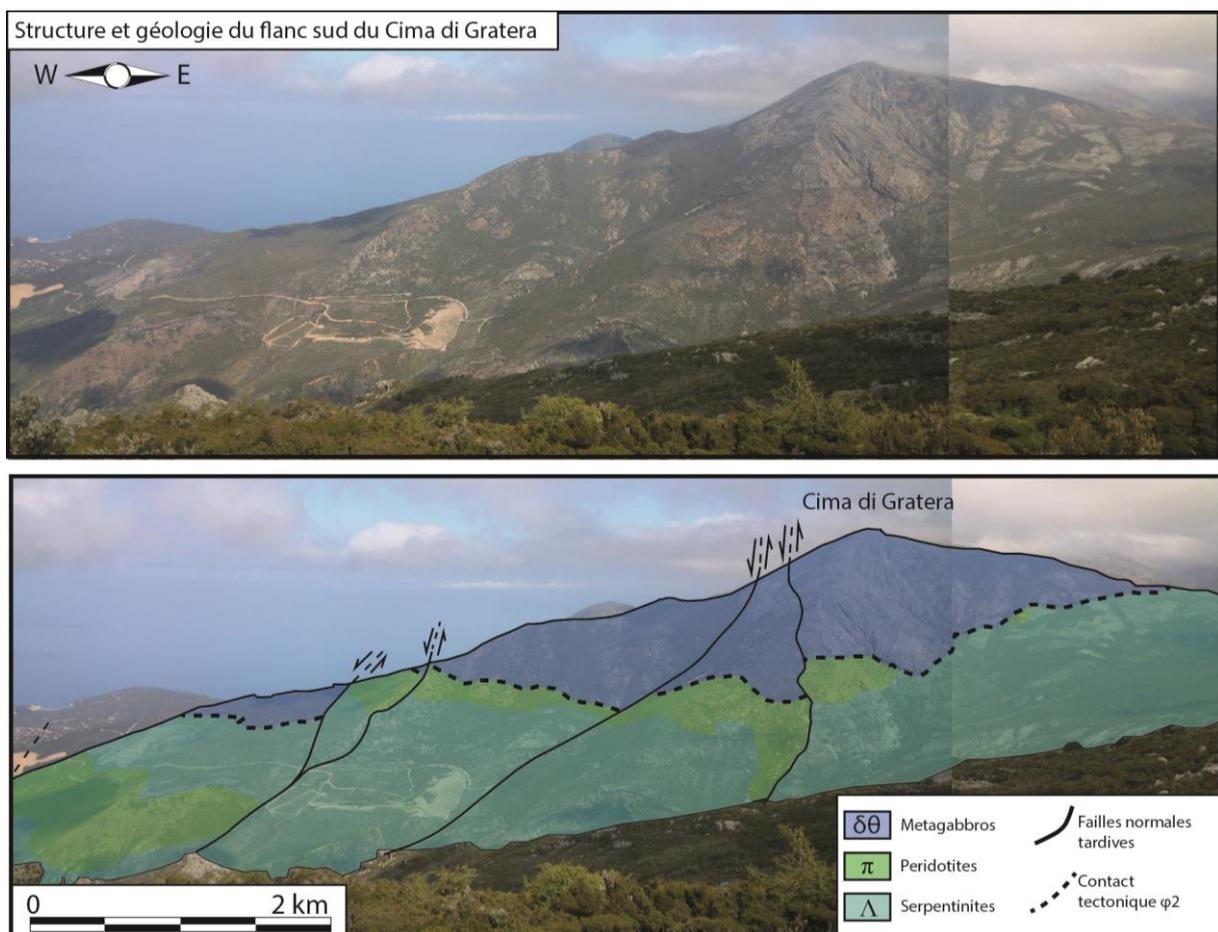


Fig.4. 3 : Panorama du flanc sud du Cima di Gratera et géologie associée. Les terrains non représentés au premier et à l'arrière-plan correspondent respectivement à l'Unité de Pigno et aux sédiments Miocène du Bassin de Saint-Florent. (Cliché pris au niveau du Serra di Pigno). Les métagabbros correspondent à l'unité mafique et les serpentinites et péridotites à l'unité ultramafique. Elles sont séparées par le contact tectonique ϕ_2 .

Il est également à noter que l'unité ultramafique est recoupée par de rares dykes de gabbro de faible épaisseur (> 20 cm ; Fig. 4.4D) et de faible extension (< 10 m) ainsi que par des masses de pyroxénites de volume plus important (10 m x 8 m). Dans les deux cas ces intrusions sont peu fréquentes.

Les lentilles de péridotites sont traversées par de nombreuses veines de pseudotachylites organisées en réseaux (Fig.4. 4C) dont l'épaisseur va du millimètre à plusieurs dizaines de centimètres (38 cm au maximum ; Andersen et Austrheim, 2006). La densité de ces veines est toujours importante et croît de la base de l'unité vers le contact $\phi 2$. La description et l'étude de la cinématique associée à ces veines de pseudotachylites sera traitée dans le chapitre 5.

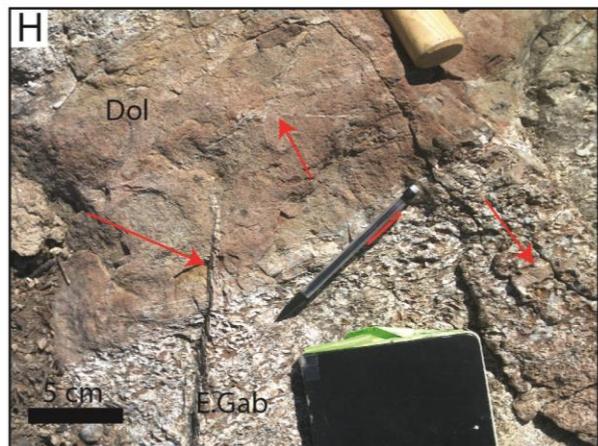
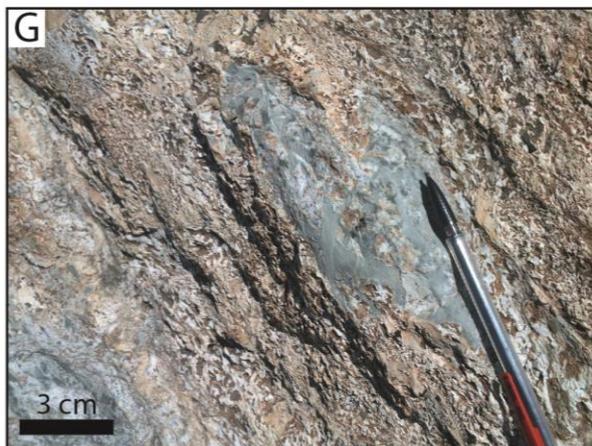
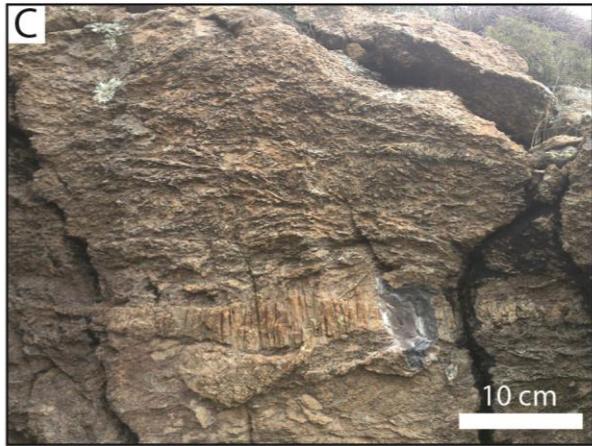
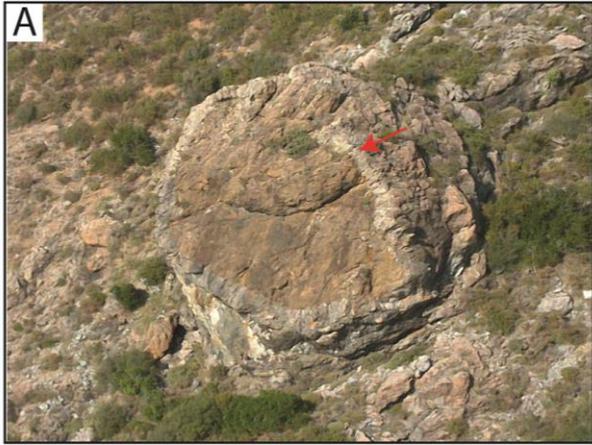
Il est possible de différencier au moins deux épisodes d'hydratation induisant de la serpentinisation dans l'unité ultramafique du Cima di Gratera. La première est précoce et très marquée à la base de l'unité. La seconde est statique et est postérieure aux ruptures sismiques responsables de la mise en place des pseudotachylites, comme l'atteste la présence de pseudotachylites ultramafiques entièrement serpentinisées (Fig. 4.4D). Cet épisode de serpentinisation est toutefois très peu marqué.

IV.2.1.1. Pétrographie des péridotites.

Les masses de péridotites contrastent fortement avec les serpentinites qui les englobent de par leur patine orangée à ocre et leur aspect massif formant des reliefs positifs (Fig. 4.4A). Les péridotites ont une composition de lherzolites à plagioclases mais peuvent montrer des variations compositionnelles d'une localité à l'autre, notamment au niveau des proportions de plagioclases (Deseta et al., 2013 ; Silkose, 2013).

La minéralogie des péridotites est caractérisée par la présence d'olivine, variablement serpentinisées, d'enstatite, de diopside, de plagioclase, de spinelles et de chromite avec les proportions suivantes : Ol > Ens > Di > Pla > Chr > Spl (Fig. 4.5 A et B). Les minéraux primaires conservent une texture magmatique grenue et sont globalement peu déformés. Les olivines et de pyroxènes ont des dimensions similaires, comprises entre 3 et 8 mm. Les plagioclases et les spinelles n'excèdent pas 2 mm de diamètre.

Les olivines sont fortement magnésiennes (Fo^{84-90}) et comportent de faibles proportions de nickel (0,28 à 0,59 wt% NiO). L'orthopyroxène correspond à de l'enstatite (En^{84-88}) et les clinopyroxènes à de l'augite ou du diopside. Les orthopyroxènes comme les clinopyroxènes comprennent fréquemment des exsolutions de l'autre phase. Ainsi, les enstatites comportent des exsolutions de diopside et inversement.



Il est toutefois notable que le phénomène est plus marqué dans les clinopyroxènes (Fig. 4.5E). Les pyroxènes contiennent des proportions conséquentes en chrome (0,58 à 1,28 wt% Cr₂O₃ ; Tableau 2). Les plagioclases ne sont que rarement maclés et ont une composition calcique (An⁹⁰⁻⁹³). Les chromites sont fréquemment entourées d'une couronne réactionnelle de clinochlore, y compris dans les zones les moins affectées par la serpentinisation (Fig. 4.5G). Les spinelles peuvent contenir des proportions importantes en chrome (< 37 wt% Cr₂O₃, Andersen et Austrheim, 2006 ; Silkoset, 2013).

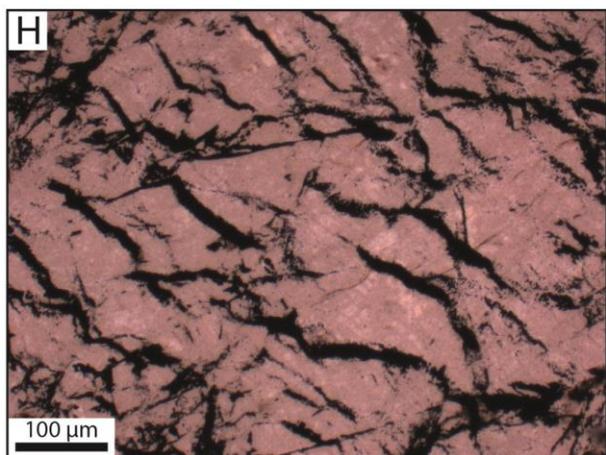
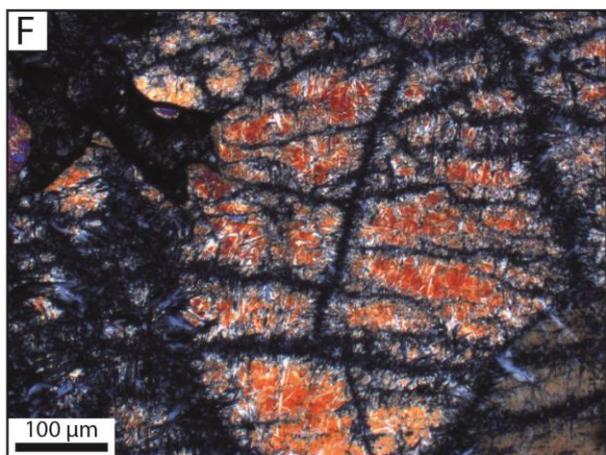
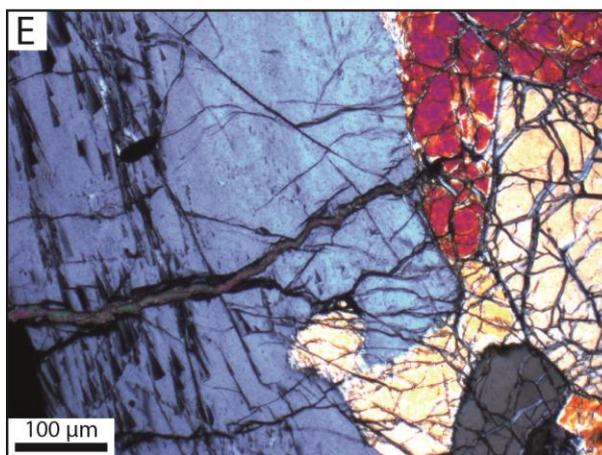
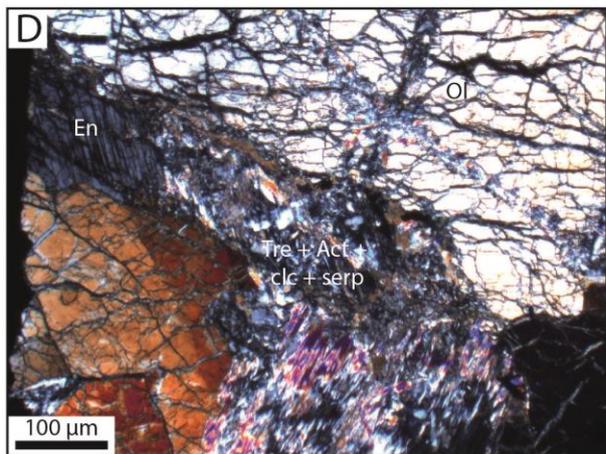
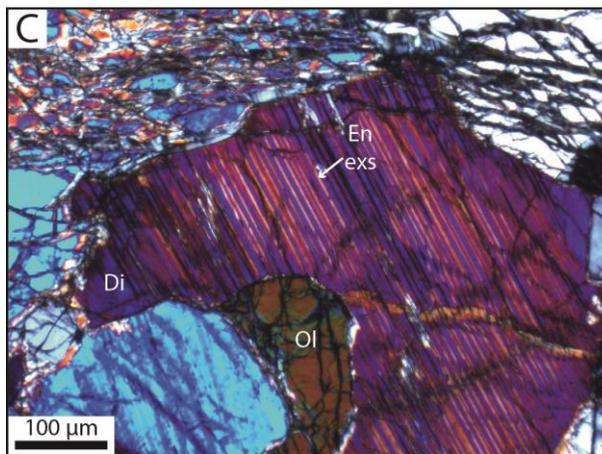
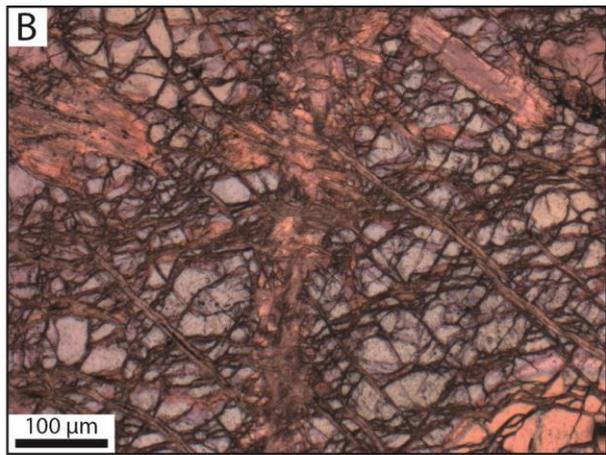
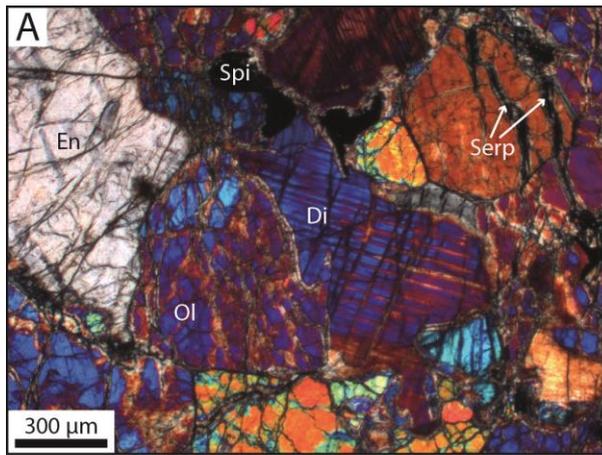
La magnétite est également présente en tant que phase secondaire liée à la serpentinisation. Elle occupe généralement le centre des veines de serpentinite qui affectent les olivines ou les anciens joints de grains (Fig. 4.5H). L'importance de la magnétite en termes de proportion est directement corrélée au pourcentage de serpentinisation de la péridotite selon la réaction suivante :



Un litage magmatique d'échelle centimétrique séparant des bandes de pyroxènes et d'olivine peut être observé dans les péridotites, mais pas de façon systématique (Silkoset, 2013).

En outre, l'unité ultramafique a été affectée par deux épisodes de métamorphisme, tous deux de faciès schiste vert et attribués respectivement au premier stade de l'extension, avant la subduction et à l'exhumation (Deseta et al., 2014). En raison de la composition chimique de la péridotite ne permettant pas la formation de minéraux caractéristiques de la haute pression, le métamorphisme de haute pression / basse température qui affecte la majeure partie de la Corse alpine n'est pas enregistré. Le clinopyroxène et l'énstatite sont très partiellement recristallisés en trémolite, en clinochlore et de façon plus marginale, en actinote (Fig. 4.5D). Les réactions métamorphiques progrades restent très localisées et se produisent de façon préférentielle au niveau des joints de grain entre les olivines et les pyroxènes, au niveau des plans de clivage dans les deux types de pyroxène ou dans des zones ayant subi une déformation.

Fig.4. 4 : (Page précédente) : Photographies d'affleurements de la nappe du Cima di Gratera. A : lentille de péridotite incluse dans la serpentinite de l'unité ultramafique. La périphérie de la lentille montre une progression de la serpentinisation vers le centre. B : zone mylonitique secondaire dans la serpentinite, l'épaisseur est de 2m. C : péridotite faiblement serpentinisée affectée par de nombreuses veines de pseudotachylites. Les veines les plus fines s'organisent en réseaux anastomosés quand les plus épaisses sont isolées. D : dyke de gabbro tectonisé traversant la péridotite de l'unité ultramafique. E : serpentinisation statique tardive, postérieure aux épisodes de déformation fragiles. F : Mylonite secondaire présente dans le gabbro équant de l'unité mafique. La zone mylonitique incorpore des pseudotachylites anté-mylonite (zones grises) antérieures. G : réseau de pseudotachylites affectant le gabbro équant. H : Dyke de dolérite traversant le gabbro et recoupé par des veines de pseudotachylites. Les flèches indiquent les pseudotachylites. Dol : Dolérite, E.Gab : Gabbro équant.



Péridotite non serpentinisée

wt.% analysis	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Cpx	Cpx	Opx	Chromite
SiO ₂	40,55	41,14	39,79	40,81	40,71	40,85	50,86	54,86	55,71	1,01
MgO	49,74	49,36	53,15	51,87	51,51	52,13	19,01	23,41	35,64	6,6
FeO	10,93	10,36	9,26	9,31	9,84	9,32	3,5	4,03	6,48	31,08
Al ₂ O ₃	0,03	0	0,47	0,2	0,34	0,6	4,77	5,42	2,21	25,5
Na ₂ O	0,02	0,06	0,12	0,04	0,01	0,06	0,03	0,39	0	0,07
CaO	0,03	0,06	0,75	0,07	0	0,08	21,02	12,33	1,05	0,16
K ₂ O	0,01	0,07	0	0,01	0	0,05	0	0,01	0	0
MnO	0,02	0,06	0,18	0,18	0,13	0,24	0,07	0,02	0,23	0,51
TiO ₂	0,02	0,01	0,02	0	0	0	0,29	0,18	0,12	0,41
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0	1,28	0	0,58	33,79
NiO	0,33	0,23	0,51	0,49	0,43	0,28	0,01	0,03	0,04	0,2
Total	101,71	101,38	104,26	102,98	102,99	103,64	100,84	100,68	102,07	99,34
Est. H ₂ O										
% Fo	81,96	82,57	84,92	84,53	83,78	84,50				

Tableau 2 : Composition chimique des minéraux primaires composant les péridotites fraîches ou peu serpentinisées.

IV.2.1.2. Pétrographie des serpentinites.

Le degré de serpentinisation peut varier de façon importante dans l'unité ultramafique, aussi, sont considérées comme serpentinite, les roches serpentinisées à plus de 80%. Celles dont la serpentinisation est comprise entre 20 et 80% sont définies comme péridotites serpentinisées.

La serpentinite de l'unité ultramafique peut être massive ou foliée et déformée (Fig. 4.4B). Dans le cas des serpentinites massive, la serpentinisation a eu lieu de façon quasi statique. Le site de l'olivine est remplacé par de la serpentine à texture en maille et par de la magnétite (Fig. 4.5H). Les joints de grains entre les olivines sont souvent marqués par de la magnétite préservant une texture primaire. Selon le degré de serpentinisation, le pyroxène peut être totalement ou partiellement préservé (Fig. 4.5F). De façon générale, les orthopyroxènes semblent moins affectés par la serpentinisation. Les deux types de pyroxènes présentent des auréoles réactionnelles composées de chlorites et dans une moindre mesure de trémolite. Lorsque la serpentinisation est plus importante, le site du pyroxène est remplacé par de la bastite.

Fig.4. 5 : (page précédente) Photographies en microscopie optique de lames réalisées dans des échantillons de l'unité ultramafique. A : assemblage minéralogique type des péridotites non serpentinisées à faiblement serpentinisées (< 5%). La texture magmatique des péridotites est préservée. De rares veines de serpentine traversent les olivines. B : olivine partiellement serpentinisée. Une première phase de serpentinisation représentée par les veines oblique et les fines fractures serpentinisées affectant les olivines, la seconde correspond à la veine méridienne affectant l'olivine de façon pénétrative. C : exsolution d'enstatite dans un diopside au niveau des plans de clivage. D : déstabilisation des olivines par les premières phases de serpentinisation et substitution de clinopyroxènes par des assemblages à trémolite, actinote, clinocllore et serpentine. E : veine de talc précoce affectant l'orthopyroxène. F : Serpentinisation envahissante de l'olivine. Développement de la texture en maille. G : Auréole réactionnelle de chlorite autour de chromite dans une péridotite serpentinisée à 50 %. H : magnétite formés pendant la serpentinisation.

Les serpentinites massives sont également traversées par des veines d'antigorite pouvant être fibreuses ou en *crack-seal*. L'épaisseur de ces veines n'excède généralement pas quelques millimètres, toutefois des veines fibreuses pouvant atteindre 2 cm ont été observées, mais restent rares.

Les serpentinites foliées présentent des degrés de déformation assez variables. Les moins déformées forment des zones de cisaillement métriques à décamétriques dans lesquelles la serpentinite est étirée, formant des ellipses aux surfaces fibreuses. Les veines à remplissage d'antigorite fibreuse y sont fréquentes. À échelle microscopique, le site de l'olivine est entièrement remplacé par de la serpentine fibreuse organisée de façon hétérogène. Aucune orientation préférentielle des fibres de serpentine n'est notable. Celle-ci ont des tailles très hétérogènes allant de 50 μm à 1 cm et sont parfois associées à de la magnétite, du talc ou de la chlorite. Les proportions de ces trois minéraux restent toutefois modérées. La magnétite est notamment moins abondante que dans les serpentinites massive.

Le site du pyroxène est remplacé par des amphiboles fibreuses (trémolite ou actinote) associées à de la chlorite. L'aspect des anciens porphyroclasts de pyroxène peut être localement bien préservé, malgré la substitution minéralogique. Contrairement aux fibres de serpentine, les amphiboles substituant les pyroxènes présentent des orientations préférentielles strictement parallèles à la foliation observée macroscopiquement. Dans certains cas, de fines veinules d'amphiboles et de chlorites épaisses d'un à deux millimètres sont intégrées dans la foliation. Leur extension n'excède pas quelques centimètres.

IV.2.2. L'unité mafique du Cima di Gratera.

L'unité mafique est composée de métagabbros océaniques, elle se superpose à l'unité ultramafique (Fig. 4.3). La base de l'unité est fortement foliée sur une épaisseur variable allant de moins d'un mètre à plus de 70 m, pour une moyenne d'environ 10 m. Cette semelle mylonitique est surmontée par du métagabbro équant.

IV.2.2.1. Pétrographie du métagabbro équant.

Le métagabbro équant correspond à la majeure partie de l'unité mafique, exception faite de la base qui est fortement foliée. Il est caractérisé par une grande hétérogénéité au niveau de la taille des grains qui le compose avec des zones à grains fins (≈ 1 à 2 mm) et des zones, plus importantes, avec des grains plus grossiers (0,5 à 1,2 cm). Des zones pegmatitiques (minéraux supérieurs à 4 cm) dont l'extension n'excède pas 10 m sont également présentes dans l'unité, en particulier dans sa partie nord-ouest. Des zones mylonitiques n'excédant pas quelques centimètres d'épaisseur (Fig. 4.4E), faiblement pentées ou parallèles au contact ϕ_2 sont présentes sur toute l'épaisseur du gabbro équant. Elles contiennent parfois des reliquats de pseudotachylites mylonitisées, mais peuvent également être recoupées par des pseudotachylites plus tardives. Des dikes et sills de dolérites recoupent l'unité gabbroïque équant mais sont recoupés par la déformation ductile comme fragile (Fig. 4.4G).

D'un point de vue minéralogique, les minéraux primaires qui composent le gabbro sont le plagioclase (An^{94}), le diopside, l'augite et accessoirement l'ilménite et l'olivine (Fig. 4.6A; Tableau 3). Contrairement à l'unité ultramafique, le gabbro a enregistré trois stades de métamorphisme (Deseta et al., 2014a). Le premier stade correspond à un métamorphisme de type schiste vert pendant lequel le diopside est partiellement remplacé par de l'actinote et de la hornblende magnésienne et l'olivine par de la serpentine (Fig. 4.6C et F). Il est attribué, comme dans le cas de l'unité ultramafique, à l'hyper-extension qui a affecté la croûte océanique avant la subduction. Ce métamorphisme précoce est suivi d'un métamorphisme de type schiste bleu à éclogite peu marqué lors duquel, le clinopyroxène, l'actinote, la hornblende magnésienne sont remplacés par du glaucophane, de la barroisite, de l'albite et de l'épidote (Fig. 4.6E; Deseta et al., 2014a). Cet événement est attribué à la subduction. L'évènement métamorphique le plus tardif est attribué à l'exhumation et, est de type schiste vert. Il est mis en évidence par le développement d'épidote (clinozoisite), de chlorite (clinochlore) et de pumpellyite formés au détriment des minéraux associés au métamorphisme de type schiste bleu.

La façon générale, le site du plagioclase est fortement séricitisé et déformé. La Figure 4.6B montre le début de la séricitisation.

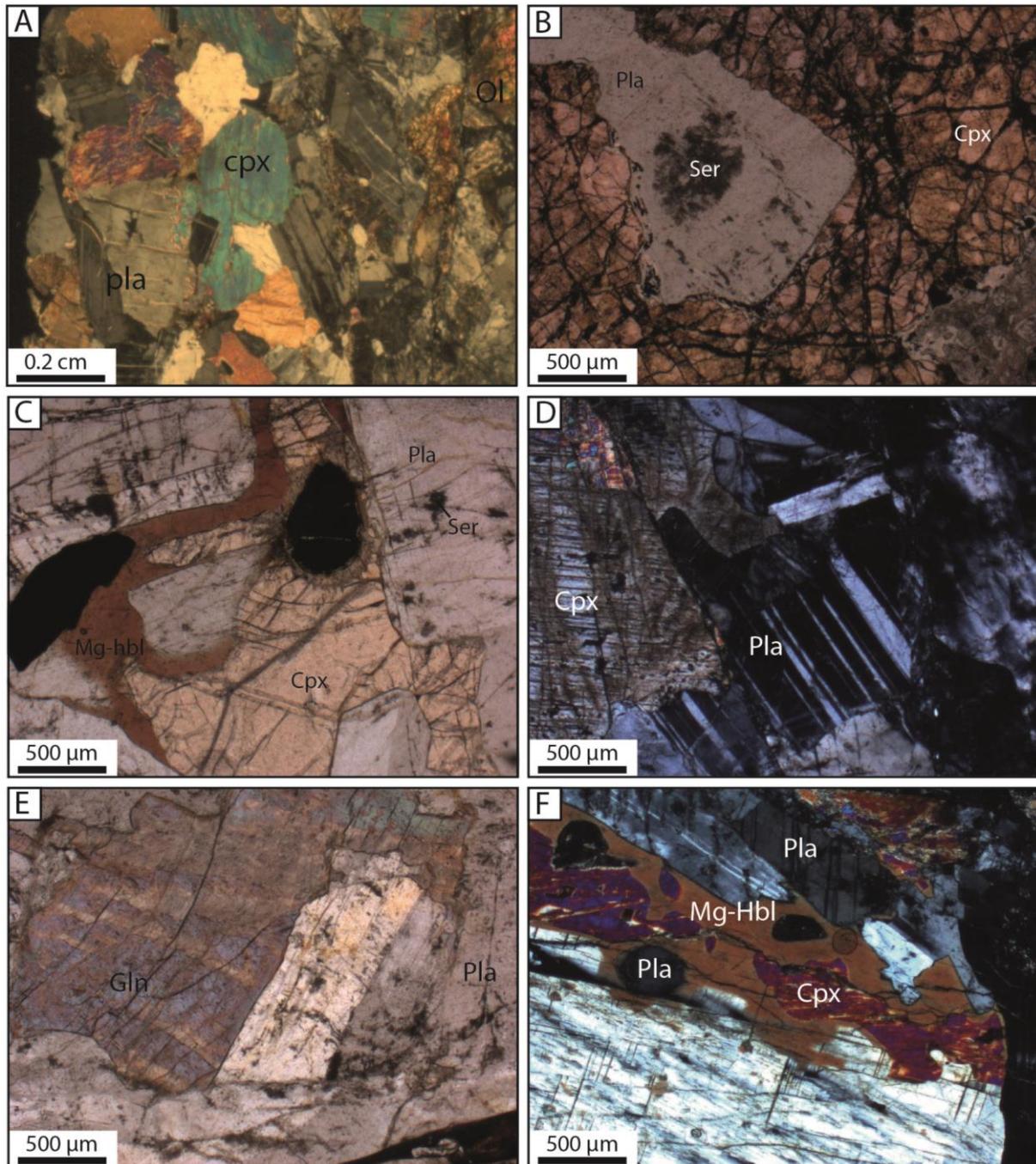


Fig.4. 6 : Photographies en microscopie optique de lames réalisées dans le métagabbro équant et illustrant la composition et les substitutions minéralogiques. A : zone peu affectée par le métamorphisme ou est préservée la minéralogie primaire du métagabbro. De rares olivines sont préservées. B : début de sericitisation du plagioclase. C : substitution partielle du clinopyroxène par de la hornblende magnésienne. Les spinelles (opaques) présentent des auréoles réactionnelles de chlorite. D : assemblage minéralogique type du métagabbro en lumière polarisée et analysée. Le plagioclase présente une macle polysynthétique caractéristique et le clinopyroxène est partiellement altéré. E : substitution de clinopyroxènes et d'amphiboles vertes (actinote et trémolite) par du glaucophane traduisant un métamorphisme HP-BT de type schiste bleu. F : substitution du clinopyroxène par de la hornblende magnésienne. Pla : Plagioclase, Cpx : Clinopyroxène, Ol : Olivine, Ser : Séricite, Mg-Hbl : Hornblende magnésienne, Spi : Spinnelle, Chl : Chlorite.

IV.2.2.2. Pétrographie du métagabbro folié.

Le métagabbro folié est principalement localisé à la base de l'unité mafique où il forme une semelle mylonitique. Il est épais de quelques dizaines de centimètres à plus d'une trentaine de mètres. La moyenne étant située autour de 15 m. À l'instar du métagabbro équant, la taille des minéraux constitutifs est assez variable avec des zones à grains millimétriques et d'autre où de nombreux porphyroclastes de taille sub-centimétrique sont préservés (Fig. 4.7A). De manière générale, l'intensité de la déformation ductile est tributaire de la taille des minéraux constitutifs du gabbro primaire. L'absence ou la présence de porphyroclastes de plagioclase ou de clinopyroxène en est un bon indicateur. La déformation ductile a également affecté de façon plus localisée le métagabbro équant à la faveur de zones mylonitiques. Ces zones cisailantes ont une épaisseur limitée, entre 1 cm et 5 m, la grande majorité d'entre elles n'excédant pas 15 cm (Fig. 4.4F, Fig. 4.7B). La foliation est soulignée par l'élongation et l'aplatissement des plagioclases et de certains minéraux secondaires issus du métamorphisme tels que les amphiboles (hornblendes vertes ou magnésiennes, glaucophanes) ou les chlorites.

Certaines zones de la semelle mylonitique ont été affectées par des circulations de fluides matérialisées par de nombreuses veines minéralisées. Ces veines sont majoritairement composées de quartz dans la partie est de la nappe et d'assemblages à chlorite + trémolite + épidote, albite + épidote ou d'albite dans les parties centrales et ouest de la nappe (Tableau. 3). L'absence ou la présence de ces veines indique une hétérogénéité dans l'exposition de la semelle mylonitique aux fluides géologiques.

Il existe des différences notables tant dans la déformation que dans la minéralogie selon la localisation au niveau de la semelle mylonitique. Ces variations sont détaillées dans le chapitre 6.

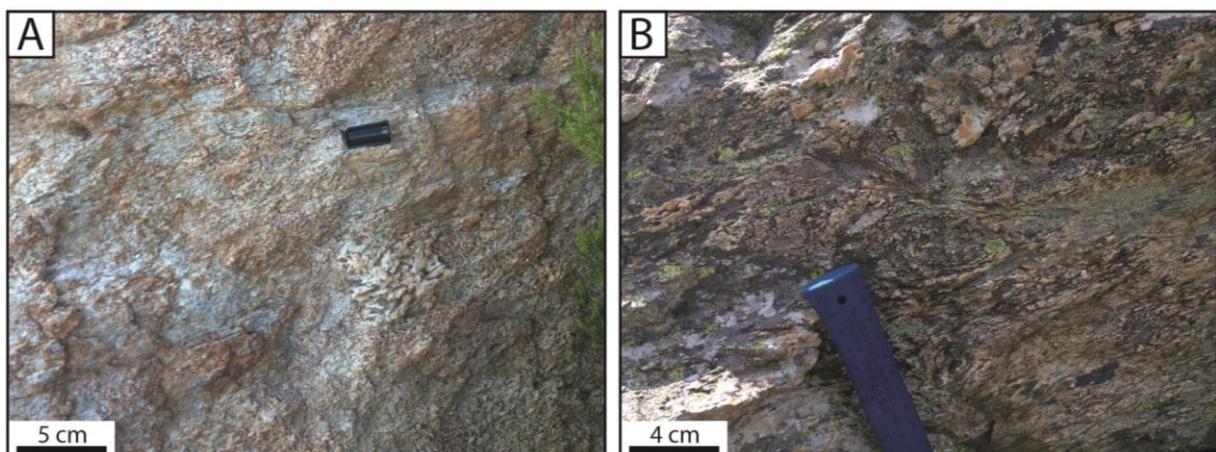


Fig.4. 7 : Photographie du métagabbro folié. A : Des reliquats pégmatoïdes de taille modeste, peu ou pas foliés sont parfois préservés dans la semelle mylonitique. L'intensité de la foliation est directement corrélée à la taille des grains du gabbro primaire. B : Zone mylonitique secondaire épaisse d'une dizaine de centimètre. Notez les minéraux de taille centimétrique dans la partie supérieure de la photographie.

D'un point de vue microscopique, dans la majorité des cas, les phénocristaux de clinopyroxènes primaires sont préservés et flanqués de cristallisation en zone abritée ou de queues de déformation. L'extension de ces microstructures peut être modérée (Fig. 4.8A et D) lorsque l'intensité de la déformation est peu prononcée, ou plus marquée quand l'intensité est plus importante (Fig. 4.8D). Il n'est pas rare que ces phénocristaux présentent des microfailles décalant les fragments dans le sens du cisaillement (Fig. 4.8C). Le phénomène est observé aussi bien dans la semelle mylonitique que dans les zones de cisaillement secondaires.

De nombreux critères soulignent la déformation ductile tel que les porphyroclastes sigmoïdes, les bandes de cisaillement, les fabriques de type C-S, les queues de déformation et les recristallisations en zones abritées (Fig. 4.8). Selon l'intensité de la déformation, certains critères sont visibles et d'autres non. Ainsi, dans les zones mylonitiques à gros grains ($> 0,4$ mm) seront surreprésentés : les ombres de pression, les queues de déformation et dans une moindre mesure les fabriques de type C-S. Les porphyroclastes sigmoïdes ne seront fréquents que dans les zones les plus déformées. Dans les zones mylonitiques à grains plus fins ($< 0,4$ mm), les bandes de cisaillements seront surreprésentées de même que les fabriques de type C-S et les minéraux sigmoïdes. Les ombres de pression, du fait de l'absence de porphyroclastes en sont absentes.

Ces différentes microstructures sont associées à des assemblages minéralogiques caractéristiques des faciès schiste vert et schiste bleu à éclogite. Les assemblages les plus anciens sont composés de trémolite et de clinochlore, parfois associés à l'actinote et à de serpentine. On les retrouve uniquement de façon relictuelle dans les recristallisations en zones abritées des porphyroclastes les plus déformés. Ils sont recouverts par des assemblages de haute pression composés de glaucophanes et d'albite et dans des cas plus rares, par de l'omphacite. Les occurrences où cohabitent les trois espèces sont peu fréquentes et dans la plupart des cas, l'omphacite est plus tardive et moins représentée que les deux autres espèces minéralogiques. Un dernier assemblage est composé de trémolite, de clinochlore et de clinozoisite (épidote) se développe après les deux précédents (Tableau. 3). Les structures de déformation contemporaines de cet épisode métamorphique recoupent systématiquement les précédentes. En outre, l'assemblage à trémolite + clinochlore + clinozoisite tend à se développer au détriment de la paragenèse à haute pression.

En résumé, la semelle mylonitique comporte trois paragenèses attribuable à des épisodes de métamorphisme. (1) Une première, presque systématiquement oblitérée et caractérisée par des assemblages à trémolite + clinochlore \pm actinote correspondant à une paragenèse caractéristique du faciès schiste verte. (2) Une seconde caractérisée par des assemblages à glaucophane + albite \pm omphacite correspondant à des conditions de métamorphisme situées entre le faciès schiste bleu et le faciès éclogite. (3) Une dernière paragenèse recouvrant les précédentes est composée de trémolite + clinochlore + clinozoisite.

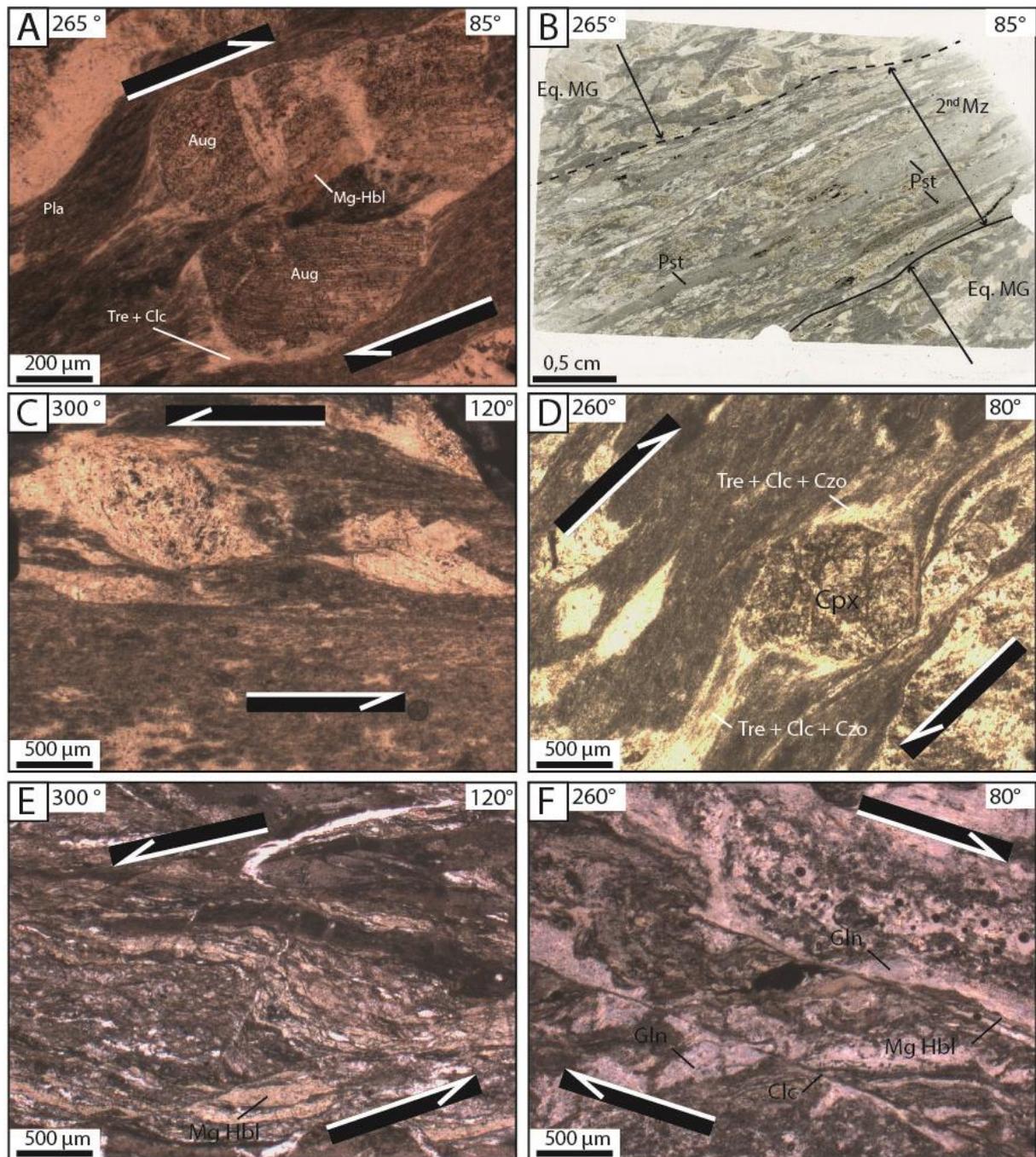


Fig.4. 8 : Photographie et scans de lames minces illustrant la déformation ductile et la cinématique associée dans la semelle mylonitique. A : Porphyroclastes d'augite peu fracturés et flanqués de queues de déformation de faible extension indiquant une cinématique vers l'est. Elles sont composées de trémolite et de clinocllore (localité D de la Fig. 4.9). B : Scan d'une lame mince réalisée dans une zone mylonitique secondaire de faible épaisseur (localité C). La zone mylonitique présente un phénomène de réduction de grain important et est associé à des veines de pseudotachylites ante- ou syn-mylonitisation et post-mylonitisation. C : porphyroclastes sigmoïdes (localité E). D : Queues de déformation autour d'un porphyroclaste de clinopyroxène (localité D). E : Bandes de cisaillement indiquant une cinématique vers l'ouest recoupant des hornblendes magnésiennes (localité A). F : Bandes de cisaillement recoupant des glaucophanes et associées à une cinématique vers l'est (localité A). Clc = clinocllore, Tre = trémolite, Aug = augite, Mg-hbl = hornblende magnésienne, Czo = clinozoïsite, Gln = glaucophane. Pst = Pseudotachylite, Eq. MG = métagabbro équant, 2nd Mz = zone mylonitique secondaire. La chronologie relative entre les différents épisodes de déformation et les relations avec la formation des différentes générations de pseudotachylites seront traitées dans le chapitre 6.

Metagabbro

wt.% analysis	Minéraux primaires			Assemblage schiste bleu / eclogite				Assemblage schiste vert tardif			
	Plagioclase	Cpx (Di)	Cpx (Aug)	Titanite	Gln	Gln	Omp	Albite	Trémolite	Clinocllore	Clinozoïsite
SiO ₂	43,79	52,51	56,89	28,42	48,48	47,68	59,06	62,71	55,54	29,67	39,24
MgO	0,03	17,27	20,91	3,83	0,45	0,71	15,62	0,92	20,12	27,01	0,93
FeO	1,73	4,31	6,11	1,36	0,25	0,15	6,31	0,67	5,41	7,71	3,77
Al ₂ O ₃	30,31	2,85	2,17	2,89	38,54	37,76	8,3	22,13	3,08	18,52	29,62
Na ₂ O	1,41	0,6	0,49	0	6,75	6,99	5,24	12,87	1,06	0,04	0,03
CaO	21,27	22,65	13,08	25,35	0,18	0,09	4,15	1,63	11,9	0,42	22,85
K ₂ O	0	0	0	0	1,01	1,21	0	0	0,08	0	0,02
MnO	0,1	0,06	0,22	0	0	0,06	0,16	0,06	0,01	0,11	0,2
TiO ₂	0,06	0,5	0,11	36,71	0	0	0	0	0,1	0	0,02
Cr ₂ O ₃	0,05	0,4	0,35	0,11	0	0	0	0	0,25	0,19	0,19
NiO	0,07	0	0	0	0	0,04	0	0	0	0	0,03
Total	98,82	101,15	100,33	98,67	95,66	94,69	98,84	100,99	97,55	83,67	96,9
% An	93,78							11,24			

Tableau. 3 : Composition des principaux minéraux constitutifs du métagabbro.

IV.3. Les pseudotachylites de la nappe du Cima di Gratera.

IV.3.1. Localisation des affleurements et échantillonnage.

Les occurrences de pseudotachylites sont répertoriées sur la Figure 4.9. Elles se concentrent essentiellement dans la partie occidentale et centrale de la nappe. Aucune veine de pseudotachylite n'a été observée dans la partie est ainsi que dans la serpentinite. À l'exception des affleurements situés au sud-ouest, les occurrences de pseudotachylites sont toutes situées à une relative proximité du contact tectonique ϕ_2 séparant l'unité ultramafique de l'unité mafique. La description détaillée de ce contact et de la zone déformée associée est faite dans le chapitre 6.

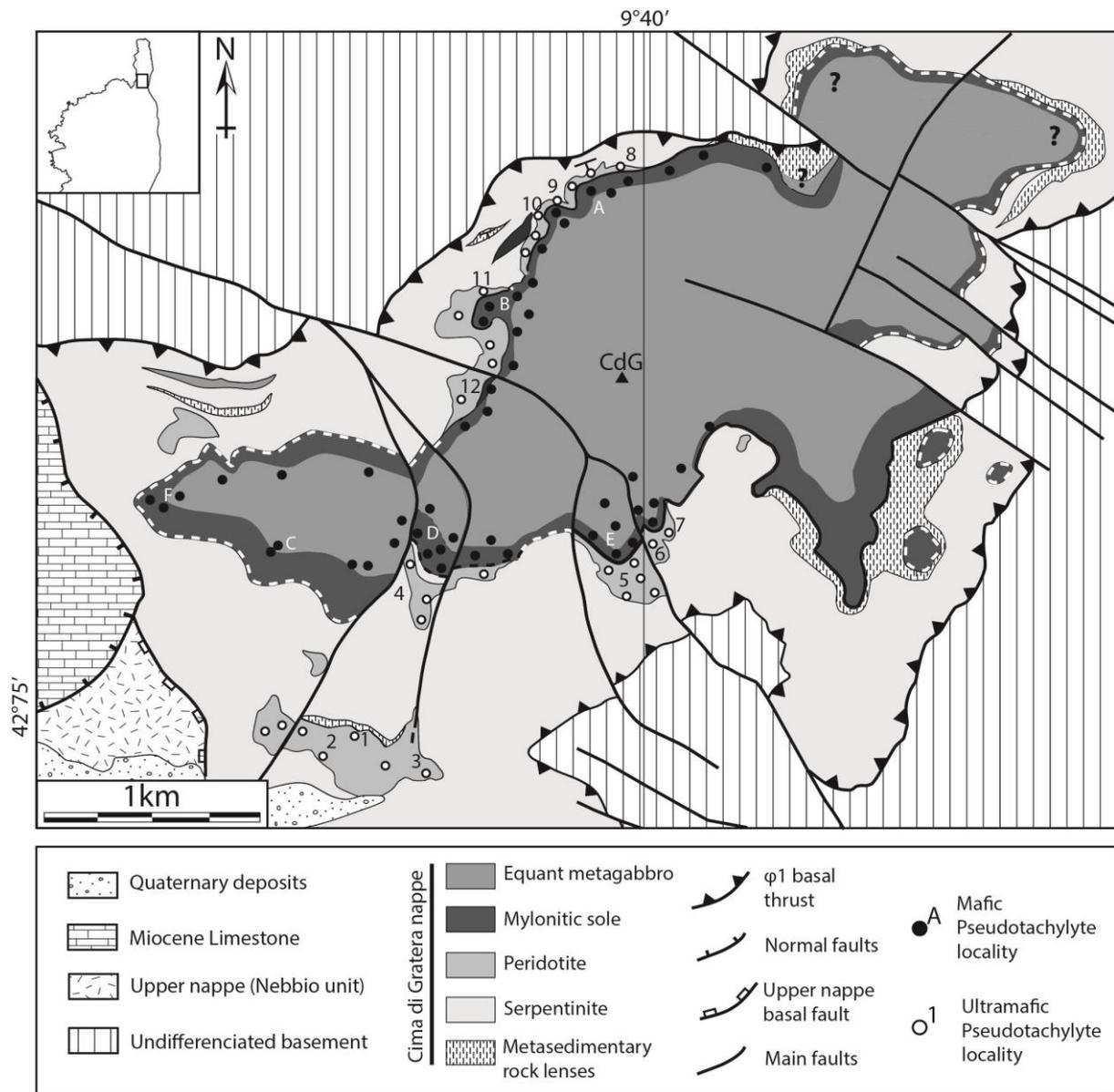


Fig.4. 9 : Localisation des occurrences de pseudotachylites. Les affleurements encaissés dans la péridotite sont indiqués par des chiffres, ceux encaissés dans le métagabbro le sont par des lettres.

IV.3.2. Pétrographie des pseudotachylites ultramafiques de la nappe du Cima di Gratera.

IV.3.2.1. Description macroscopique des pseudotachylites ultramafiques.

Les pseudotachylites recoupant les péridotites de l'unité ultramafique du Cima di Gratera sont caractérisées par une patine beige à orangé, légèrement plus claire que celle des péridotites (Fig. 4.10A). Absentes de la serpentinite, elles ont systématiquement un relief positif et sont affectées par de fines craquelures perpendiculaires à l'éponte. Ces fractures n'affectent pas l'éponte et sont nettement plus marquées en termes de largeur comme de densité dans les veines les plus épaisses. Les veines de génération sont presque systématiquement organisées en réseaux d'épaisseur variable (de 15 cm à plusieurs dizaines de mètres) montrant de nombreuses relations de recoupement (Fig. 4.10A). Les veines appartenant à ces réseaux sont globalement parallèles entre elles. Des veines de génération isolées, parfois associées à des veines d'injection ont été observées, mais demeurent l'exception (Fig. 4.10B). L'épaisseur des veines de génération est, dans la majorité des cas, de l'ordre du centimètre avec des amplitudes entre 0,2 cm et 2 cm. Des veines plus épaisses pouvant atteindre 30 cm d'épaisseur sont courantes, toutefois la majorité des veines dite épaisses ont une épaisseur comprise entre 5 et 15 cm (Fig. 4.10C). Elles ont été observées de façon éparse dans les réseaux de veines de pseudotachylites et ne sont jamais recoupées. L'extension latérale des veines est très variable, allant d'une dizaine de centimètres à plus de 4 mètres. Les veines les plus épaisses ont une extension généralement proportionnelle à leur épaisseur, mais toujours comprises entre 50 cm et 5 m. Quelle que soit l'épaisseur des veines, les clastes sont difficiles à observer à l'œil nu, car ils ne dépassent pas quelques millimètres.

Il est à souligner que les pseudotachylites de l'unité ultramafique de la nappe du Cima di Gratera ne correspondent pas à l'habitus classique des pseudotachylites. Contrairement aux occurrences couramment décrites, les veines de génération ne recoupent pas la roche encaissante de façon franche et droite, mais forment des veines irrégulières et légèrement ondulées (Fig. 4.10B). L'épaisseur des veines de génération est en outre constante, contrairement aux habitus classiques qui peuvent fréquemment montrer des aspects pincés au niveau du plan de glissement. En revanche, les veines d'injection, bien qu'assez rares, présentent l'habitus classique des pseudotachylites. Elles peuvent par ailleurs former des duplex reliant des veines de génération entre-elles.

La proportion en volume de pseudotachylite par rapport à la péridotite encaissante tend à diminuer de la partie sommitale de l'unité, au niveau du contact ϕ_2 , vers la base de l'unité ultramafique.

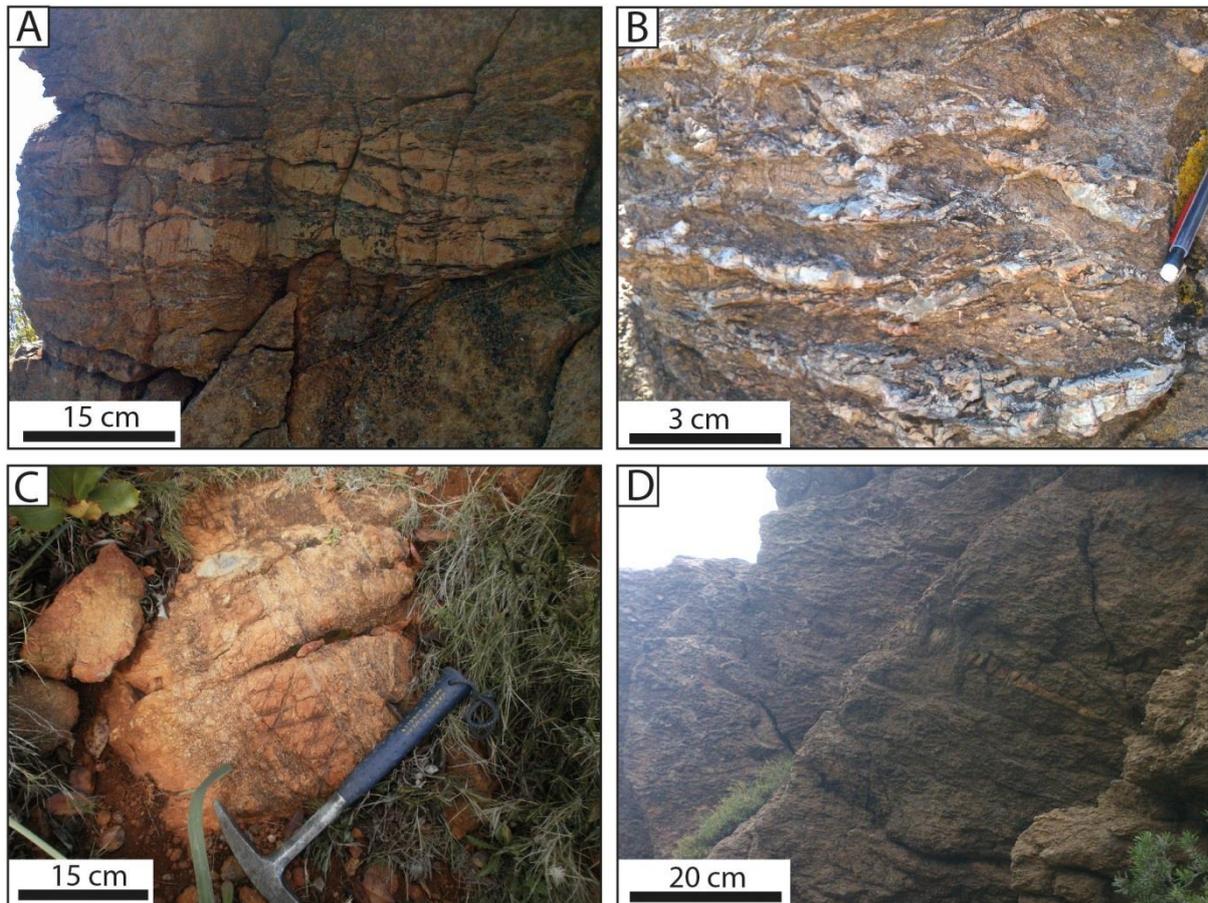


Fig.4. 10 : Affleurements de péridotite traversés par des pseudotachylites. A : Réseau de veines de pseudotachylites enchevêtrées de faible épaisseur. Les veines sont faiblement pentées (localité 2). B : Gros plan sur un réseau de veines de génération enchevêtré (localité 1). La majorité des veines d'injection sont fines. C : Veine épaisse flanquée de zones cataclastiques traversées par des veines plus fines (localité 5). La zone déformée comprenant cataclasites et pseudotachylite est épaisse d'une trentaine de centimètres. D : Veine isolée d'épaisseur variable (localité 9).

IV.3.2.2. Aspects microscopiques des pseudotachylites ultramafiques.

Bien que les pseudotachylites encaissées dans la péridotite correspondent à plusieurs générations, comme l'attestent les multiples recoupements, leurs caractéristiques pétrographiques sont globalement similaires (Fig. 4.11).

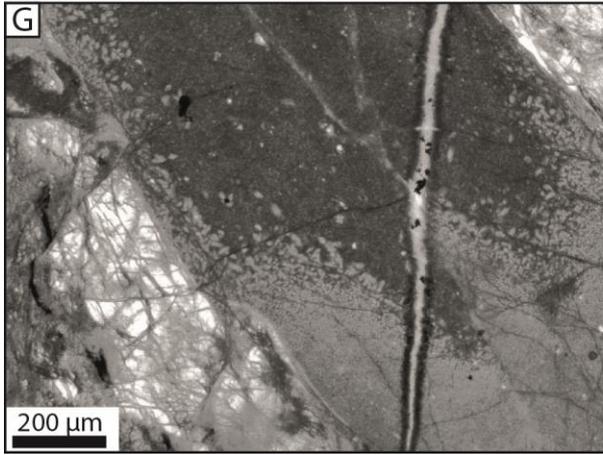
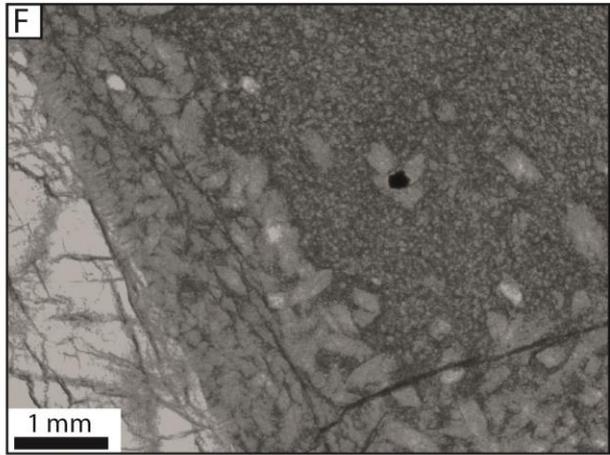
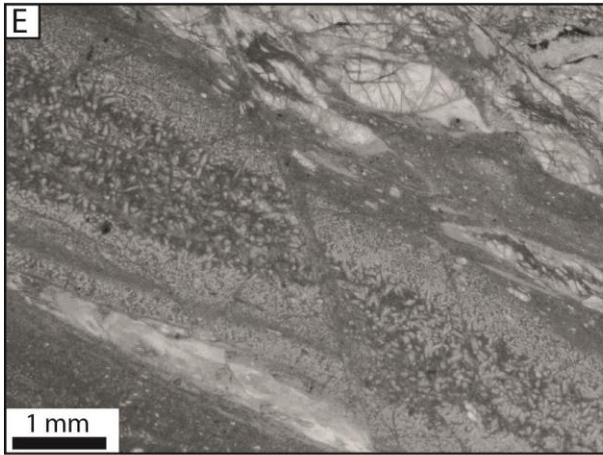
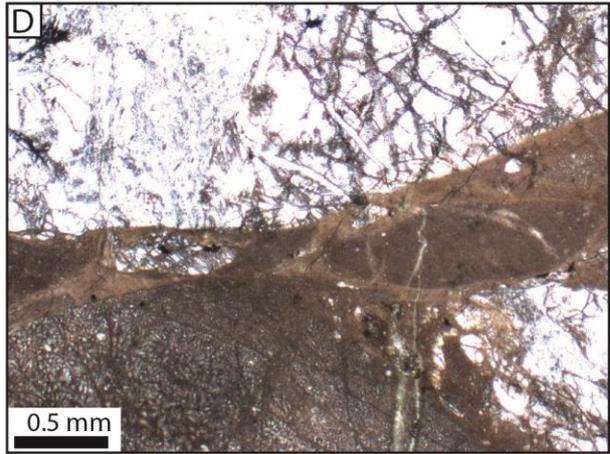
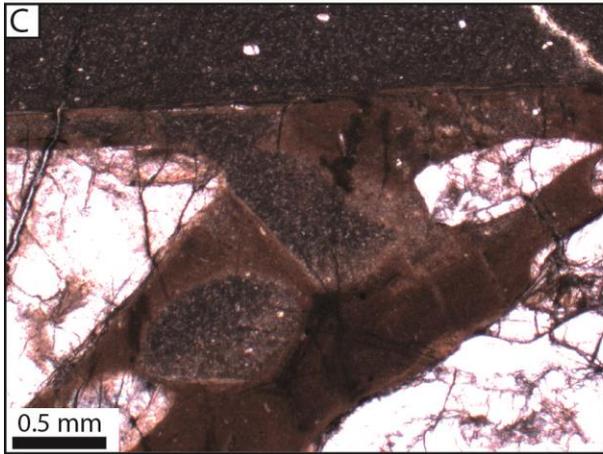
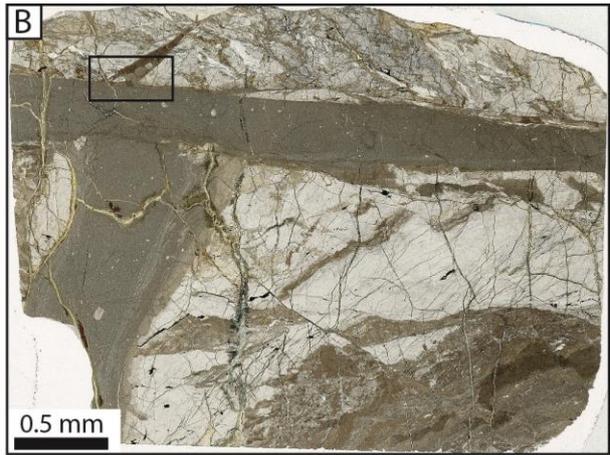
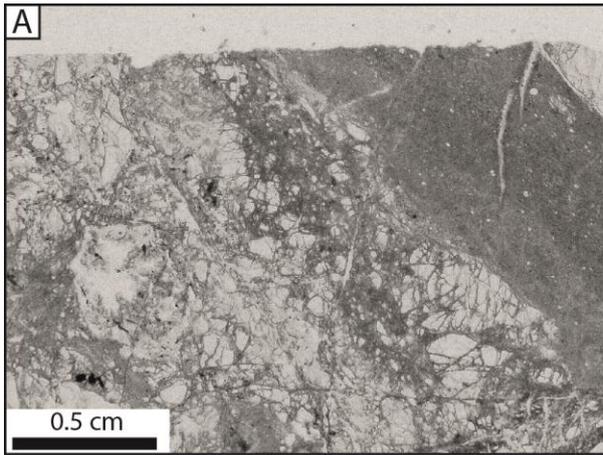
Les veines de génération sont presque systématiquement associées à de la cataclasite sur une éponte, l'autre étant franche (Fig. 4.11A). L'éponte cataclastique présente une augmentation progressive dans le degré de déformation, passant du stade de la proto-cataclasite à la cataclasite, puis à l'ultracataclasite avant la pseudotachylite. Le contact entre produits broyés (ultracataclasite) et fondu (pseudotachylites) est alors difficile à délimiter avec précision rendant la limite floue (Fig. 4.11A, Fig. 4. 12C). Le long d'une veine, il est fréquent que l'éponte cataclastique devienne progressivement franche tandis que l'autre, au même niveau, passe de franche à cataclastique, maintenant dans tous les cas une éponte cataclastique et une autre franche. Lorsque des veines d'injection de petite taille (< 3

mm) sont présentes, elles se développent dans l'éponte franche. Les veines d'injection plus importantes peuvent s'ouvrir aussi bien du côté franc que du côté cataclastique.

Les clastes arrondis sont globalement peu nombreux (autour de 10 % du volume) et de taille restreinte. Les veines d'injection comportent des clastes plus grands et souvent plus nombreux que dans les veines de génération. Ces derniers sont majoritairement des olivines fracturées, des clinopyroxènes et dans des cas plus rares, des reliques d'anciennes pseudotachylites ou des chromites (Fig. 4.11C et D). Les enstatites présentes dans la péridotite encaissante ne sont jamais préservées. Dans les veines les plus fines, dont l'épaisseur n'excède pas 1 cm, les clastes sont toujours monocristallins. Ils peuvent être polycristallins dans les veines les plus épaisses (> 4 cm d'épaisseur) mais restent de taille millimétriques et en des proportions proche de 10 % en volume. Les clastes arrondis peuvent fréquemment avoir des formes allongées et parallèles aux épontes dans les veines de génération, notamment à proximité des épontes. Les clastes présents dans la partie centrale sont plus arrondis et peuvent présenter des invaginations, en particulier dans le cas du diopside.

La matrice est dominée par les microlites présentant des textures de croissance rapide qui traduisent un refroidissement brutal. Ces textures sont principalement aciculaires pour les pyroxènes (enstatites et diopsides), et en latte pour les olivines. Ces microlites peuvent avoir, selon l'épaisseur de la veine, des formes et des tailles différentes. Dans les veines les plus fines (<1 mm), les microlites sont sensiblement moins développés, en particulier ceux d'olivine, ce qui peut donner à la veine un aspect brun homogène (Fig. 4.11D). Les veines les plus épaisses, au contraire peuvent présenter des microlites de pyroxène de grandes tailles (≈ 1 mm) ayant des textures de croissance rapide de type spinifex, dendritique ou aciculaire (Fig. 4.12E et F).

Fig.4. 11 : (Page suivante) Microphotographies et scan de lames minces de veines de pseudotachylites ultramafiques non altérées. A : Épontes différentes de part et d'autre de la veine. L'éponte cataclastique (à gauche) montre une progressivité dans la comminution et forme une jonction floue avec le produit fondu. L'éponte située à droite est franche (Localité 3). B : Scan de lame mince d'une double veine de génération associées chacune à une veine d'injection. La veine de génération la plus tardive se développe entre la veine de génération la plus épaisse et en remanie une partie. Le carré noir correspond à la photo C. (Localité 2) C : Veine de génération et d'injection remaniant des éléments de la veine la plus ancienne. Les clastes arrondis correspondent à de l'olivine de l'encaissant et à des fragments de l'ancienne pseudotachylite. D : Veine de génération remaniée par une seconde veine plus récente. Des clastes arrondis de la première veine sont préservés dans la seconde (Localité 2). Veine de génération montrant la variabilité dans la taille des microlites. La partie centrale est moins riche en microlite que les épontes (Localité 2). Gros plan sur l'éponte d'une veine de génération montrant les agrégats de microlite formant la marge figée. Un clast de chromite a servi de base nucléante à quatre microlites d'olivine (localité 8). G : Front de nucléation de microlites figé dans une veine d'injection. La partie sombre est composée de verre et de microlite très fins (Localité 11). Microlites aciculaires poussant sur un clast arrondis d'ancienne pseudotachylite selon une texture en peigne (Localité 6).

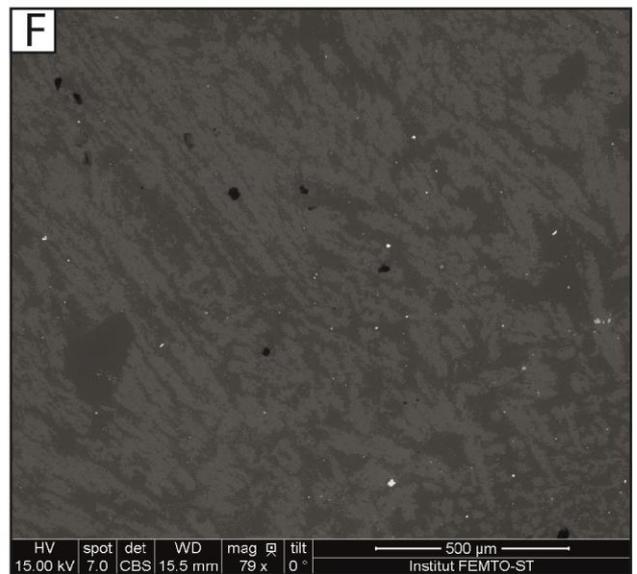
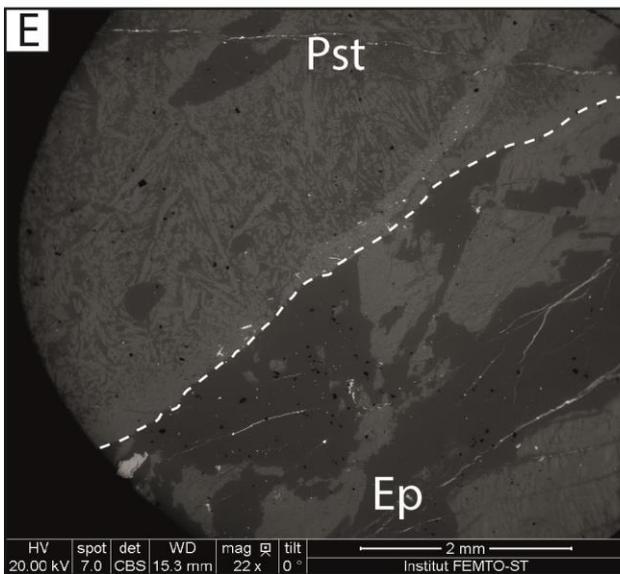
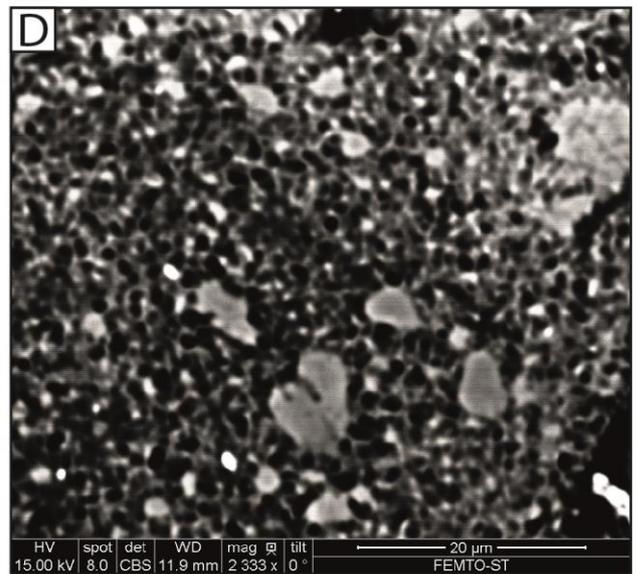
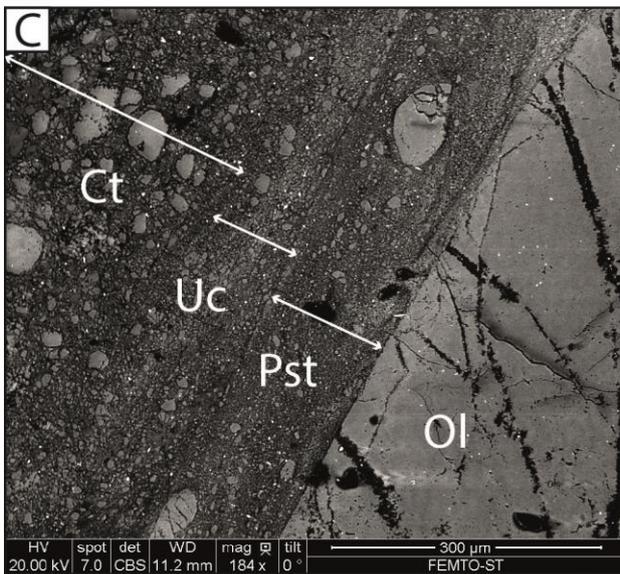
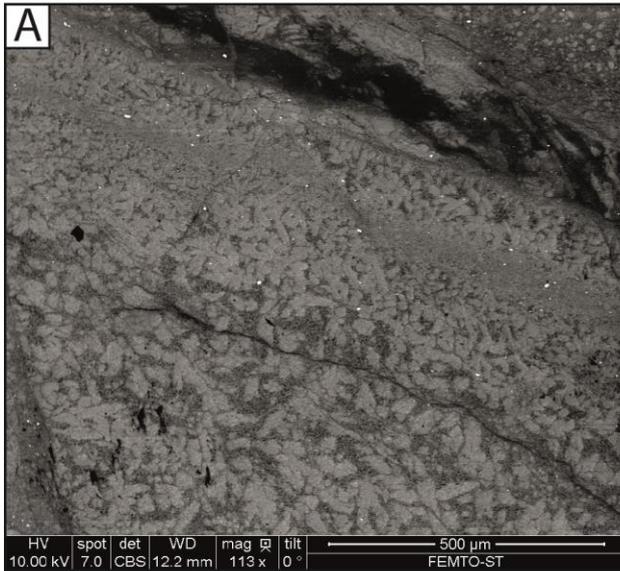


Les microlites matérialisant la marge figée sont agglutinés entre eux et on souvent une taille restreinte, comprise entre 15 et 30 μm . La taille de ces microlites augmente progressivement de l'éponte vers le centre de la veine. Toutefois, le centre des veines n'est pas toujours comblé de microlite de grande taille et peut accumuler des plages importantes de matériaux fins (très petits microlites, verre). Des fronts de nucléation des microlites sont parfois bien visibles et apparaissent figés indiquant le sens de propagation de la nucléation des microlites (Fig. 4.11G). Dans les zones centrales des veines, dominées par le verre et les matériaux fins, les clastes arrondis font souvent office de base à la nucléation cristalline ou se développe des microlites, souvent avec une texture en peigne caractéristique (Fig. 4.11F et H). Cette texture est également fréquente le long des épontes franches dans les veines les plus épaisses (Fig. 4.12E et F)

La matrice englobant les microlites et composée d'une mésostase vitreuse généralement dévitrifiée et d'éléments cristallins très fin pouvant correspondre à des microlites de petite taille (Fig. 4.12D). De nombreuses cavités elliptiques à circulaires percent cette matrice trahissant la dévitrification donnent à la matrice une texture vacuolaire.

Dans les veines de génération plus épaisses ainsi que dans la majorité des veines d'injection sont présentes des textures d'écoulement (*flow folds*) confirmant l'origine fusionnelle des veines de pseudotachylites, mais aussi leur fluidalité. Ces textures sont souvent soulignées par des variations subtiles de la taille des microlites ou de leurs orientations.

Fig.4. 12 : (Page suivante) Cliché pris au microscope électronique à balayage de lames mince de pseudotachylites ultramafiques. A : Éponte d'une veine de génération. La marge figée est riche en microlites agglutinés et de petite taille. La taille des microlites (en latte) augmente vers le centre de la veine (localité 1). B : Bordure figée regroupant les microlites aciculaires. La veine est dominée par la matrice, le centre de la veine et plus pauvre en microlites (localité 2). C : Progression du degré de déformation des épontes cataclastiques. La veine de pseudotachylite est bordée sur un côté par de l'ultracataclasite, puis de la cataclasite (localité 2). D : Gros plan sur la matrice, dans les zones non dominées par les microlites. Les cavités peuvent correspondre à des zones dévitrifiées. E : Éponte d'une veine de pseudotachylite épaisse partiellement serpentinisée. Les microlites à textures spinifex et dendritiques poussent sur les épontes et les clastes arrondis avec une texture en peigne (Localité 4). Les Tirés blanc souligne l'éponte franche F : Gros plan sur les microlites à texture spinifex et dendritiques dans les veines épaisses.



IV.3.2.3. Géochimie des microlites et de la matrice.

La composition chimique des microlites est globalement proche de celle des minéraux de même nature présents dans l'encaissant. Le taux de forstérite des microlites est légèrement plus faible que celui des olivines de l'encaissant avec respectivement des taux de %Fo⁸⁰⁻⁸¹ et de %Fo⁸³⁻⁸⁵ rendant les microlites d'olivine légèrement plus ferrifères que les olivines primaires de la péridotite. Les microlites d'olivine contiennent également des proportions de chrome plus importante que dans l'encaissant avec des quantités comprises entre 0,27 et 0,54 wt % Cr₂O₃ pour des proportions presque nulles dans les olivines encaissantes (Table. 2 et 4). En revanche, ces microlites sont légèrement appauvris en NiO avec des valeurs comprises entre 0,08 et 0,33%wt NiO quand les olivines primaires en contiennent entre 0,23 et 0,5 %wt NiO (Table. 2 et 4). Il est également à noter que certains microlites d'olivine peuvent incorporer des quantités significatives, d'Al₂O₃ pouvant atteindre 2,5%.

Pseudotachylites ultramafique									
	Microlite	Microlite	Microlite	Microlite	Microlite	Matrice	Clast	Clast	Clast
wt.% analysis	Olivine	Olivine	Enstatite	Olivine	Diopside		Olivine	Diopside	Chromite
SiO ₂	43,44	43,96	48,38	43,74	48,85	40,78	40,55	50,86	1,01
MgO	45,22	35,34	37,88	41,74	31,67	41,74	49,74	19,01	6,6
FeO	10,81	10,39	8,25	9,6	8,6	7,15	10,93	3,5	31,08
Al ₂ O ₃	0,4	2,59	3,67	2,72	6,5	3,67	0,03	4,77	25,5
Na ₂ O	0	0	0,03	0,07	0,09	0,09	0,02	0	0,07
CaO	0,32	0,52	2,14	1,81	5,34	0,08	0,03	21,03	0,16
K ₂ O	0	0	0,03	0	0,02	0,04	0	0	0
MnO	0	0,12	0,17	0,03	0,11	0,14	0	0,07	0,51
TiO ₂	0,01	0,09	0	0,09	0,14	0,03	0	0,29	0,41
Cr ₂ O ₃	0,27	0,54	0,62	0,5	0,29	0,35	0	1,28	33,79
NiO	0,33	0,08	0,31	0,37	0,18	0,31	0,33	0	0
Total	100,8	100,54	101,49	100,69	101,78	94,39	101,63	100,81	99,13
% Fo	80,71	80,33		81,25	/	/	81,98	/	/

Table. 4 : Composition chimique des pseudotachylites ultramafiques.

IV.3.3. Pétrographie des pseudotachylites mafiques de la nappe du Cima di Gratera.

IV.3.3.1. Description macroscopique des pseudotachylites mafiques.

Dans l'unité mafique, les pseudotachylites sont présentes principalement à proximité du contact $\phi 2$. On les observe aussi bien dans la semelle mylonitique formant la base de l'unité que dans le métagabbro équant situé au-dessus. De la même façon que dans l'unité ultramafique, la densité de veine est maximale à proximité directe du contact $\phi 2$, puis décroît au fur et à mesure que l'on s'en éloigne. En revanche, les pseudotachylites de l'unité mafique sont nettement moins nombreuses et représentent un volume par rapport à la roche moins important (environ 15% au maximum).

Deux catégories de pseudotachylites ont été observées dans l'unité mafique de la nappe du Cima di Gratera. Les premières sont mylonitisées et présentes essentiellement dans la semelle foliée et dans une moindre mesure dans les zones mylonitiques secondaires traversant le métagabbro équant (Fig. 4.13A). Les secondes sont postérieures à la déformation ductile et recoupent donc la foliation (Fig. 4.13B, C et D).

À l'affleurement, les **pseudotachylites mylonitisées** forment de très fines veinules grises intégrées dans la foliation. Leur épaisseur est inférieure ou égale au millimètre et leur extension n'excède pas 3 à 4 cm (Fig. 4.13A). Les dimensions restreintes de ces veines les rendent difficiles à observer, sauf dans le cas où plusieurs d'entre elles sont agglomérées comme illustré par la Fig. 4.13A. Aucune veine d'injection n'est préservée dans la périphérie de ces veines. Elles peuvent être affectées par des microplis et des recristallisations.

Les **pseudotachylites postérieures à la mylonitisation**, à l'affleurement, ont une patine majoritairement de couleur beige à gris clair (Fig. 4.13 B, C et D). À la cassure fraîche, la majorité d'entre-elles sont soit grises-verdâtres à grises soit bleues foncées, plus rarement noire (Fig. 4.13E). Nous verrons plus tard que ces différences de couleurs n'ont pas d'impact sur la composition minéralogique des veines. L'épaisseur des veines de génération est comprise entre 0,2 cm et 2 cm, toutefois la majorité d'entre-elles ont une épaisseur autour de 0,5 cm (Fig. 4.13C et D). Dans de rares cas, elles peuvent atteindre des épaisseurs sub-décimétriques mais toujours sous forme de brèche dominées par les clastes et à matrice de pseudotachylite. Le relief des veines les plus fines (< 1 cm) est peu marqué par rapport à l'encaissant, en particulier lorsqu'elles traversent des zones à grains fins. Les veines les plus épaisses, en revanche, présentent toujours des reliefs positifs. Leur extension peut atteindre les deux mètres.

Les clastes arrondis sont bien visibles, y compris dans les veines les moins épaisses (Fig. 4.13C). La couleur blanche des fragments indique une surreprésentation du plagioclase parmi ceux-ci. Les veines les plus épaisses peuvent contenir des clastes de grande taille correspondant à du métagabbro folié

lorsqu'elles traversent le métagabbro ou à des monominéraux de plagioclase lorsqu'elles traversent du métagabbro à gros grains ou sub-pegmatoïde (Fig. 4.13E).

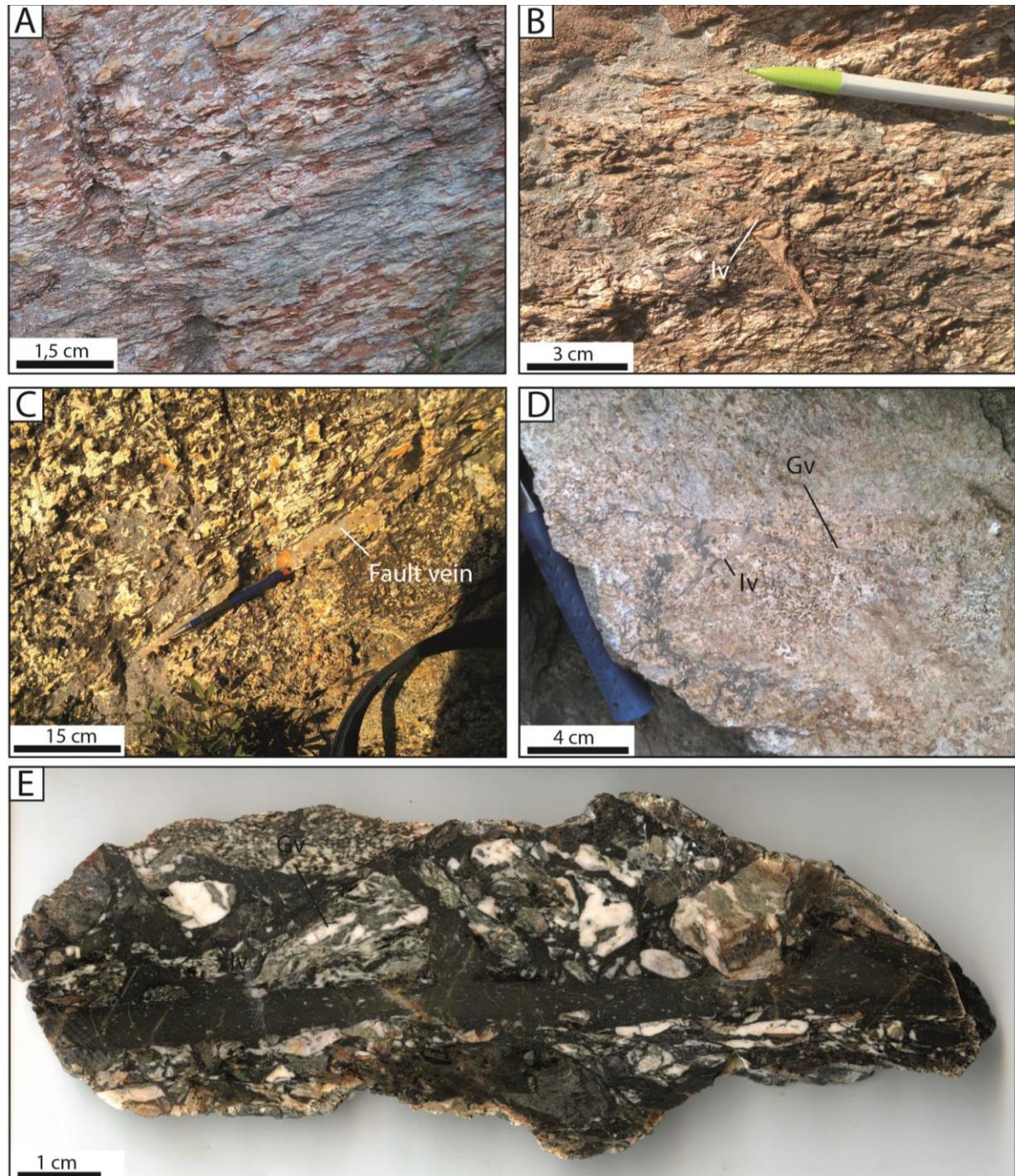


Fig.4. 13 : Photographie macroscopique d'affleurements et d'échantillons traversés par des pseudotachylites. A : Veines de pseudotachylites mylonitisées (localité D). Les veinules grises correspondent aux pseudotachylites. B : Veine d'injection affectant le métagabbro équant (localité D). C : Veine de génération traversant le métagabbro au niveau d'une zone de variation de la taille des grains (localité A). D : Veines de génération (Gv) et d'injection (Iv) affectant le métagabbro folié (localité C). E : Section polie d'un échantillon comportant une veine de pseudotachylite de génération et plusieurs injections. La taille des clastes est hétérogène.

Les veines d'injection sont fréquentes et peuvent atteindre 10 cm de longueur (Fig. 4.13B). Il est à noter que la longueur de ces veines n'est pas proportionnelle à l'épaisseur des veines de génération. Les veines d'injection peuvent être droites ou présenter une forme ondulée, notamment dans les zones mylonitiques. Tout comme dans les veines de génération, les clastes préservés à l'intérieur des veines sont bien visibles, y compris dans les veines les plus fines. Toutefois, contrairement aux veines de génération, les clastes de grande taille y sont rares (Fig. 4.13E).

Les veines de génération se forment souvent dans des zones hétérogènes du métagabbro pouvant faciliter la propagation. Dans le métagabbro équant, les zones où la taille des grains change brutalement constituent le cas le plus fréquent (Fig. 4.13C), les veines se développant à l'interface entre les deux zones. La réactivation d'une éponte d'une veine de génération plus ancienne lors de la formation d'une nouvelle veine de génération est également fréquemment observée.

Bien qu'ayant été observées sur le terrain, les relations de recoupement entre veines de génération sont moins fréquentes que dans l'unité ultramafique.

IV.3.2.2. Aspects microscopiques des pseudotachylites ultramafiques.

L'observation au microscope des lames minces réalisées dans les différents types de pseudotachylites a permis de déterminer trois types de pseudotachylites. Les premières sont les veines mylonitisées dont la minéralogie primaire n'est pas préservée. Elles sont présentes dans la semelle foliée et dans les zones mylonitiques secondaires. Les secondes, observées uniquement dans le métagabbro équant sont caractérisées par des microlites caractéristiques de HP/BT. La dernière catégorie, observée à la fois dans la semelle mylonitique et dans le métagabbro équant, est composée de microlites d'amphibole.

IV.3.2.2.1. Les pseudotachylites mylonitisées.

Bien qu'intensément déformées, les pseudotachylites mylonitisées préservent certaines caractéristiques des pseudotachylites classiques, notamment la présence de clastes arrondis. Elles ont, en lame mince, souvent une morphologie en *pinch and swell* leur donnant un aspect elliptique (Fig. 4.14A). Leur extension est rarement supérieure au centimètre. Les clastes sont allongés et étirés de façon parallèle à la foliation et il est fréquent d'observer des cristallisations en zone abritée de part et d'autre de ces clastes (Fig. 4.14B), ainsi que des queues de déformation. Les bordures figées comme les microlites sont oblitérés et recristallisés. Les minéraux néoformés sont majoritairement des albites d'aspect fibreux et dans une moindre mesure, des trémolites, de la hornblende et du clinochlore. Ils sont également étirés et parallèles à la foliation. Les ombres de pression encadrant les clastes sont composés d'omphacite sur laquelle poussent des assemblages à trémolite + clinochlore ± clinozoisite (cf. chapitre 6). De nombreux sphères d'aspect elliptique sont préservés dans ces veines.

Certain clastes, principalement de clinopyroxène préservent des invaginations, mais le phénomène reste rare.

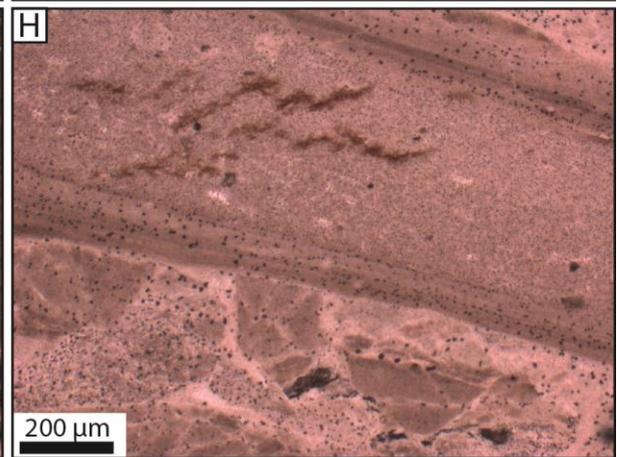
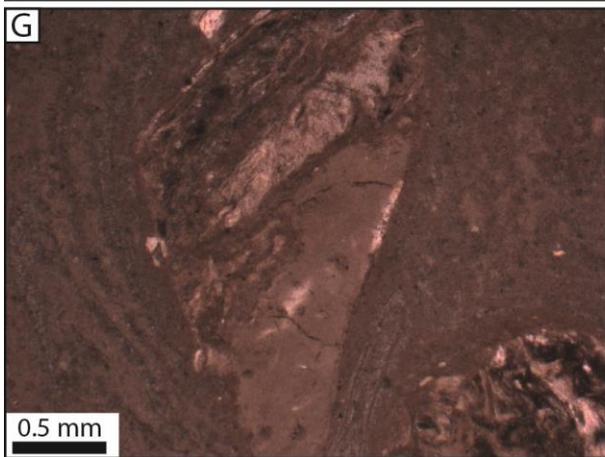
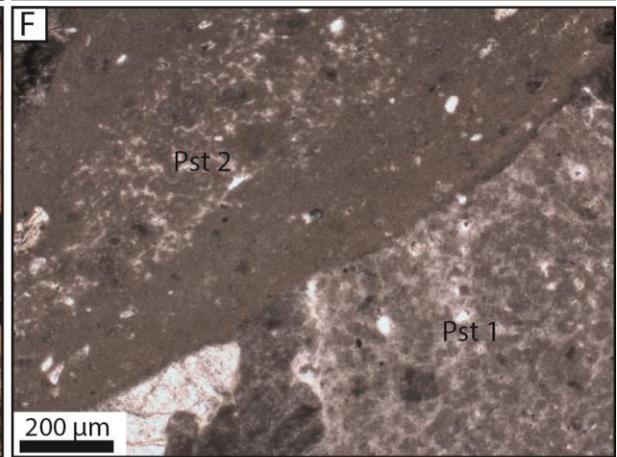
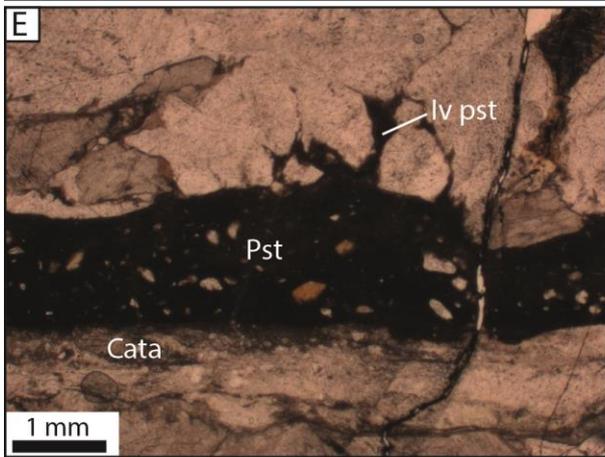
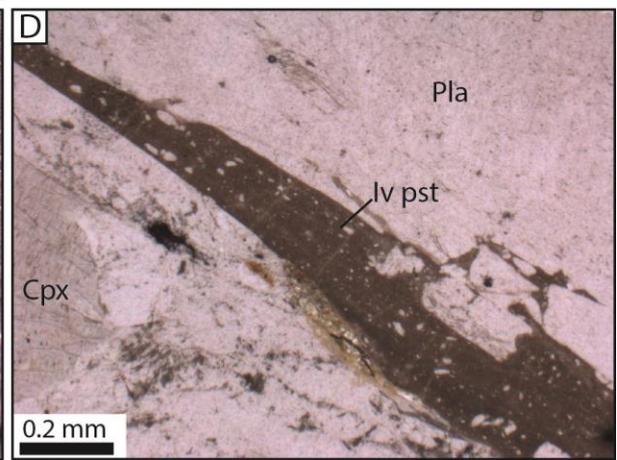
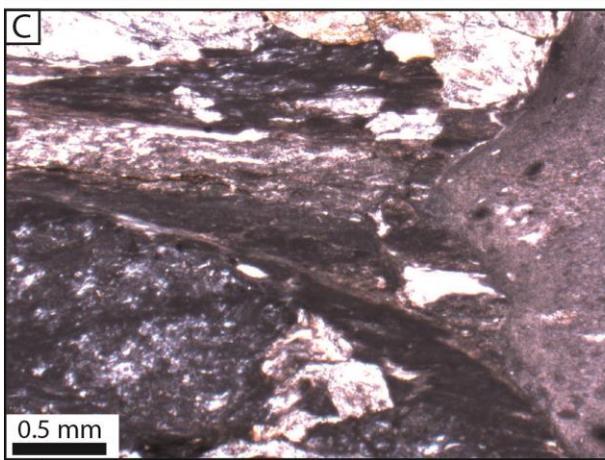
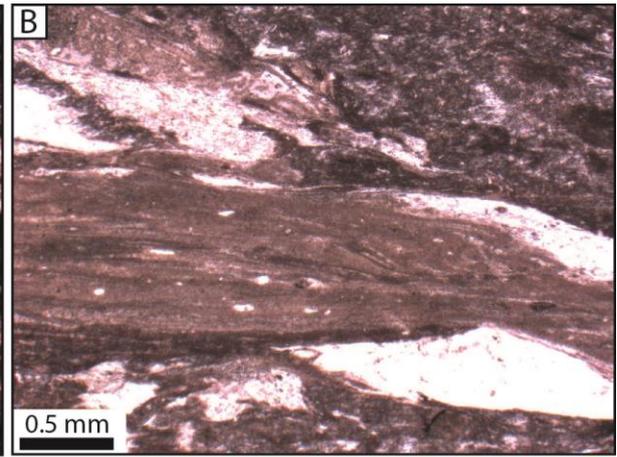
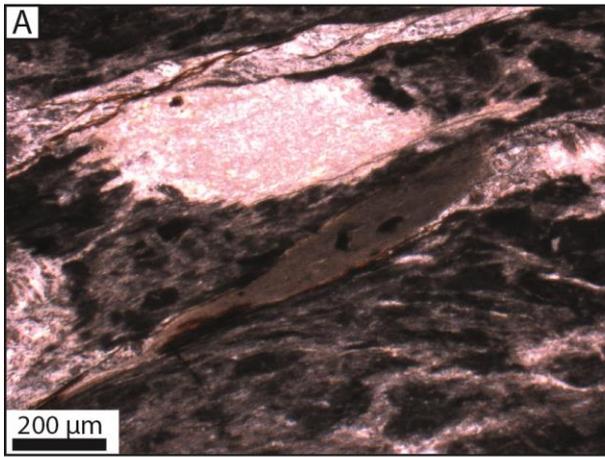
IV.3.2.2.2. Les pseudotachylites à microlites d'omphacite.

Les pseudotachylites à omphacite n'ont été observées que dans le métagabbro équant. Le fait qu'elles ne recoupent aucune autre structure de déformation en fait les objets relatifs à la déformation les plus anciens observés dans le métagabbro équant.

Les clastes peuvent être regroupés en deux catégories. La première correspond à de petits clastes, nombreux et exclusivement composés de plagioclases. Ils ont une forme arrondies et sont répartis de façon homogène dans la veine. A fort grossissement, ils ne présentent ni fracture ni orientation préférentielle. Leur taille est comprise entre 500 μm et 800 μm . La seconde catégorie de claste est beaucoup plus hétérogène tant en terme de taille que de morphologie ou de nature minéralogique. Bien qu'ils soient majoritairement composés de plagioclases, les clinopyroxènes sont bien représentés. Dans de rares cas, des clastes de sphènes sont présents. Les clastes de plagioclases représentent environ 2/3 des clastes et ont généralement des compositions d'anorthite ($\text{An}^{87}\text{-An}^{94}$). Ils peuvent fréquemment avoir des formes allongées et sont alors parallèles aux épontes de la veine. Peu fracturés, ils ne présentent que rarement des invaginations. Les clastes de clinopyroxènes représentent un peu moins d'1/3 des clastes arrondis dans les veines de pseudotachylite à omphacite. Principalement composés d'augites et de diopsides, ils sont généralement fracturés. Ces clastes peuvent être affectés par des invaginations de façon plus fréquente, mais aussi plus marquée que les clastes de plagioclase. Contrairement aux clastes de la première catégorie, ces clastes sont surreprésentés dans la partie centrale des veines. Des clastes d'anciennes pseudotachylites remaniées sont parfois présents dans les veines les plus épaisses. Ils sont rares et présents uniquement dans les zones où la densité de veine est localement plus importante, et donc, les recouvrements plus fréquents. Ces clastes correspondent toujours à d'anciennes veines de pseudotachylites à omphacite, indiquant un caractère polyphasé de la rupture sismique qui en est à l'origine. Étant généralement de grande taille (0,5 à 3 mm), ces clastes peuvent incorporer une partie de l'ancienne éponte (Fig. 4.14G).

Les clastes de la seconde catégorie peuvent avoir des tailles variables, entre 0,3 et 5 mm pour les veines les plus courantes (épaisseur comprise entre 0,5 cm et 1,5 cm).

Fig.4. 14 : (Page suivante). Photographies en microscopie optique des veines de pseudotachylite traversant l'unité mafique. A : Veine mylonitisée présentant une texture de type *pinch and swell* (localité D). B : Veine mylonitisée. Les clastes sont aplatis et entourés de queues de recristallisation (localité E). C : Veine d'injection recoupant la foliation (localité E). D : Veine d'injection dans le métagabbro équant. E : Veine de génération et d'injection dans le métagabbro équant (localité B). F : Relation de recoupement entre veines de pseudotachylite. La pst 1 est recoupée par la pst 2. La pst 1 présente une texture de dévitrification (Localité A). G : Claste d'ancienne pseudotachylite et son éponte remaniée dans une pseudotachylite plus récente (localité D). H: veine tardive recoupant une veine précoce de grande épaisseur (localité D)



La matrice qui cimente ces clastes est composée de microlites d'omphacite présentant des textures de croissance rapide aciculaires ou squelettiques (Fig. 4.15E et F). Des microlites d'anorthite sont présentes mais dans des proportions bien moindres (< 30%). Leur taille, comprise entre 15 et 30 μm , est assez homogène. Les microlites sont cimentés par une mésostase vitreuse à cryptocristalline. La densité de ces microlites est très importante au niveau de l'éponte, leur donnant un aspect enchevêtré ou la mésostase est presque absente. Elle décroît brutalement pour devenir homogène en dehors de la bordure figée (Fig. 4.15). Il est à noter que l'épaisseur de la veine n'a aucune influence sur la taille des microlites, leur texture ou l'épaisseur des bordures figées.

Les veines d'injection présentent des caractéristiques en tous points similaires avec celles des veines de génération.

Dans certains cas, dans les veines d'injection les plus épaisses des textures d'écoulement sont présentes (*flow folds*) confirmant l'origine fusionnelle des veines de pseudotachylites, mais aussi leur fluidalité. Ces textures sont souvent soulignées par des liserés fins (< 30 μm) ou les microlites sont absents et remplacés par de la matrice vitreuse ou cryptocristalline.

IV.3.2.2.3. Les pseudotachylites à microlites d'amphiboles.

Les pseudotachylites à microlites d'amphiboles ont été observées aussi bien dans le métagabbro équant que dans le métagabbro folié. Elles recoupent les veines de pseudotachylites mylonitisées, celles à omphacite, et se recoupent parfois entre-elles. À part d'autres pseudotachylites à microlites d'amphiboles, elles ne sont recoupées par aucune autre structure liée à la déformation.

À l'instar des pseudotachylites à omphacite, les veines de pseudotachylites à amphiboles présentent deux catégories de clastes. Les premiers ont une taille inférieure à 1 mm et sont composés uniquement de plagioclases ayant une composition d'anorthite (An^{97} ; Tableau 5). Ils sont répartis de façon homogène dans les veines quelle que soit l'épaisseur de celles-ci. Seul ce type de claste est présent dans les marges figées. Ils sont globalement similaires à ceux de première catégorie présents dans les veines de pseudotachylites à microlites d'omphacite. La seconde catégorie est caractérisée par des clastes de plus grandes tailles et moins nombreux. Ils peuvent être des plagioclases, des clinopyroxènes (augite ou diopside), des hornblendes, des sphènes ou des reliquats d'anciennes pseudotachylites. Les plus gros peuvent être polycristallins et comporter l'ensemble de la minéralogie du métagabbro. Les clastes de plagioclases sont les plus fréquents ($\approx 60\%$). Ceux de pseudotachylites, de clinopyroxènes et de hornblendes sont présents dans des proportions modérées ($\approx 40\%$), mais peuvent localement avoir des proportions plus importantes. Les clastes de sphènes sont rares et ont toujours une très petite taille (< 50 μm).

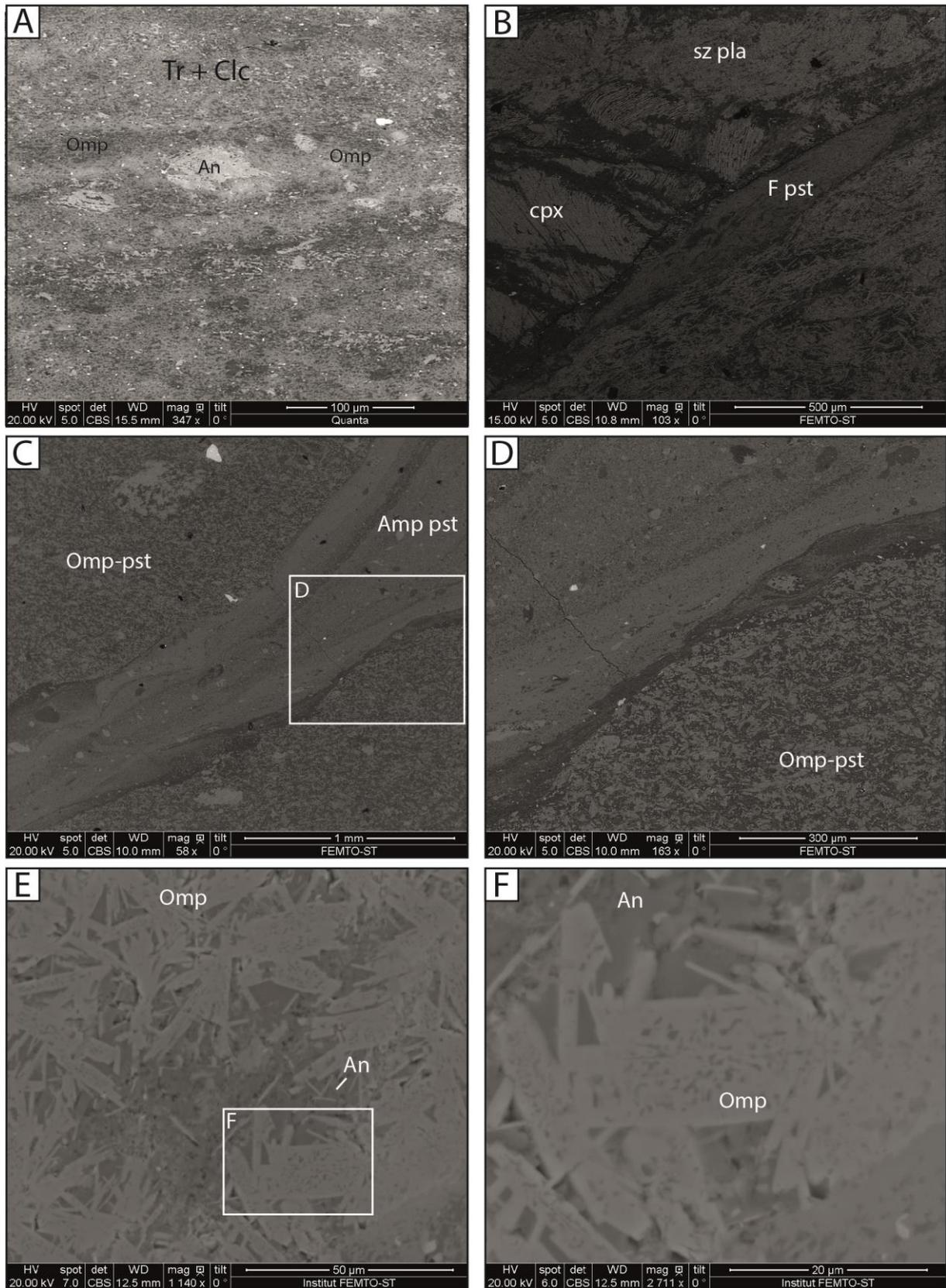


Fig.4. 15 : Photographie MEB des pseudotachylites traversant le métagabbro. **A:** Gros plan sur un claste arrondis mylonitisée. Les ombres de pression ont permis la recrystallisation d'omphacite (localité E). **B:** Pseudotachylite mylonitisée (localité D). **C:** Recoupement d'une veine de pseudotachylite à microlites d'omphacite recoupée par une veine de pseudotachylite à microlites d'amphibole. **D:** Gros plan sur le contact entre les deux générations de pseudotachylites. **E:** Gros plan sur les microlites dans une veine de pseudotachylite à omphacite. **F:** Texture squelettique des microlites d'omphacite.

Les clastes de pseudotachylite sont globalement plus nombreux que dans les veines à omphacite. Ils peuvent correspondre à d'anciennes veines mylonitisées lorsque situés dans une veine localisée dans la semelle mylonitique, à d'anciennes veines à omphacite lorsque situés dans une veine présente dans le métagabbro équant, ou à d'autres veines à amphiboles lorsque des relations de recoupement ont lieu (Fig. 4.14G). Certains clastes peuvent présenter des invaginations, notamment ceux de clinopyroxène et d'anciennes pseudotachylites. Le phénomène est plus marqué sur les clastes fracturés et/ou de grande taille. La taille des clastes de seconde catégorie est assez hétérogène, allant d'environ 200 μm à plus de 5 cm. Toutefois, la nature minéralogique des clastes conditionne grandement leur taille. Ainsi, les clastes les plus gros (< 1,5cm) correspondent soit à de grands monocristaux d'anorthite soit à des fragments de métagabbro microgrenu. Les clastes de clinopyroxène n'excèdent pas 0,4 cm, ceux de sphène restent de taille limitée (< 150 μm). Les clastes de pseudotachylites peuvent atteindre 4 à 5 mm mais ont le plus souvent une taille autour du millimètre.

La matrice est dominée par les microlites. Ils correspondent majoritairement à des hornblendes présentant des textures en lattes zonées ou squelettique, à des trémolites / actinotes à texture aciculaire et à des anorthites. Ces microlites baignent dans une mésostase souvent dévitrifiée. La taille des microlites varie selon leur position dans la veine, ainsi, ceux qui sont situés dans la partie centrale ont des tailles plus importantes, autour de 40 μm pour les hornblendes, 15 μm pour les trémolites / actinotes et 25 μm . Au niveau des épontes, dans la bordure figée, les microlites sont de plus petite taille ($\approx 10 \mu\text{m}$) et beaucoup plus enchevêtrés (Fig. 4.15D) augmentant la proportion de microlites par rapport à la mésostase. La proportion d'anorthite y est également moins importante que dans le centre de la veine. Les hornblendes y sont surreprésentées.

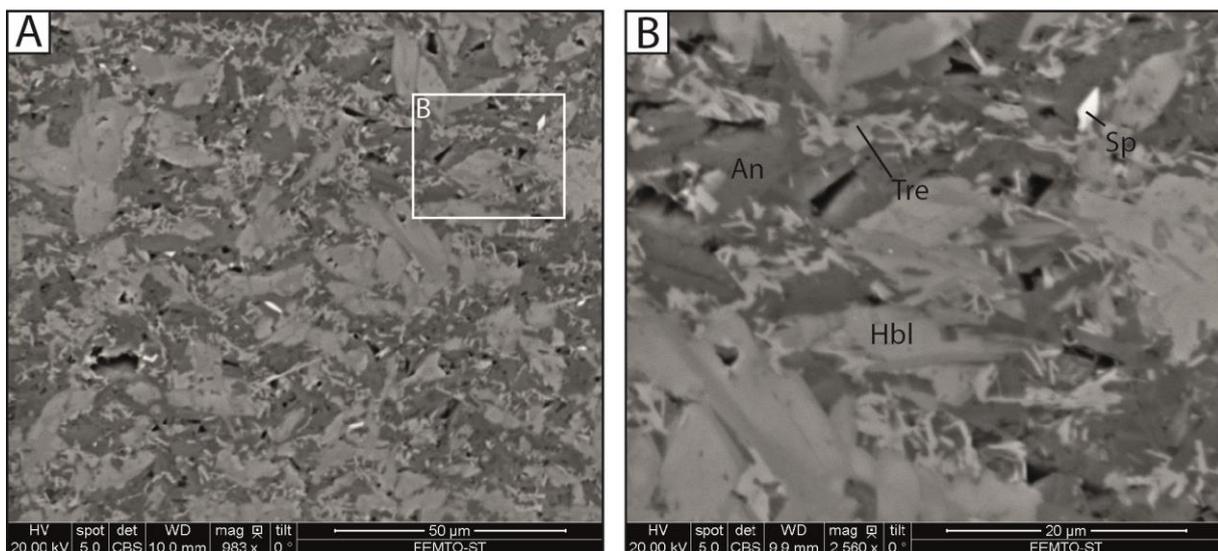


Fig.4. 16 : Photographie MEB des pseudotachylites à microlites d'amphiboles traversant le métagabbro. A : Matrice microlitique des pseudotachylites à microlites d'amphiboles. B : Gros plan sur les microlites aciculaires de trémolite, de hornblende et d'anorthite.

IV.3.2.3. Géochimie des microlites et de la matrice.

IV.3.2.3.1. Pseudotachylites à microlites d'omphacite.

Les microlites d'omphacite composant la matrice sont enrichis en aluminium et légèrement appauvris en SiO₂. Ils peuvent parfois incorporer des quantités notables de titane (jusqu'à environ 0,5 % wt TiO₂, tableau 4) dont l'origine est probablement liée à la présence de sphènes dans le métagabbro encaissant. Les microlites de plagioclase ont un taux d'An⁹²⁻⁹⁴. Ils comportent de faibles proportions de FeO et de MgO comprises respectivement entre 1,53 et 1,91 % wt FeO et 0,46 et 0,79 % wt MgO.

L'analyse chimique de la mésostase qui cimente les clastes et les microlites indique une perte d'environ 9 %. Cette perte peut être interprétée comme résultant d'un phénomène de dévitrification lors duquel se seraient échappées les phases volatiles. Elle montre un enrichissement significatif en MgO.

Omphacite-bearing pst									
	Clast	Clast	Microlite	Microlite	Microlite	Microlite	Microlite	Microlite	Bulk Matrix
wt.% analysis	Augite	Anorthite	Omphacite	Omphacite	Omphacite	Omphacite	Anorthite	Sphene	
SiO ₂	53,67	45,66	44,1	48,87	49,43	50,18	43,74	20,21	49,12
MgO	15,83	0,12	15,35	9,79	11,3	9,88	0,46	0,42	11,04
FeO	3,98	1,13	8,03	6,48	4,41	5,74	1,91	0,37	5,98
Al ₂ O ₃	12,62	30,13	16,05	18,53	18,91	17,23	30,38	1,04	15,6
Na ₂ O	2,25	2,66	3,2	3,91	3,96	3,47	1,25	0,11	2,29
CaO	9,48	19,29	11,19	9,83	10,83	12,52	21,1	18,09	13,64
K ₂ O	0,07	0	0,05	1,32	0,36	0	0	0	0
MnO	0,05	0	0,29	0	0,11	0,06	0	0	0,19
TiO ₂	0,06	0,02	0,87	0,2	0,25	0,49	0	59,46	0,74
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,08	0	0	0,04	0	0,26	0,04
NiO	0	0,03	0,15	0,06	0	0,07	0	0,01	0,23
Total	98,04	99,05	99,36	98,99	99,56	99,68	98,84	99,97	98,84

Tableau 4 : Composition chimique des éléments constitutifs des pseudotachylites mafique à omphacite.

IV.3.2.3.1. Pseudotachylites à microlites d'amphiboles.

Les microlites observés dans les pseudotachylites à amphiboles sont composées principalement de hornblende magnésienne, de trémolite et d'anorthite.

Les microlites de hornblende sont légèrement appauvris en FeO et CaO par rapport à celle présentes dans l'encaissant. De faibles proportions de Cr₂O₃ (≈ 0,4% wt Cr₂O₃) sont systématiquement présentes dans les microlites de hornblendes.

Les microlites de trémolite sont caractérisés par des teneurs en Na₂O légèrement supérieure à celle issues du métamorphisme schiste vert et présentes dans l'encaissant. De même elles de l'ordre de 1% wt MgO de moins que les trémolites métamorphiques. Contrairement aux microlites présents dans les veines à omphacites, les microlites de trémolite ne contiennent pas d'éléments mineurs (Ti, Cr, Ni, Mn).

La composition de la mésostase se rapproche d'une composition d'anorthite comprenant des proportions notable en MgO (≈ 6% wt MgO) et en FeO (≈ 2,5% wt FeO).

wt.% analysis	Amphibole-bearing pseudotachylites						Bulk Matrix
	Clast	Clast	Microlite	Microlite	Microlite	Microlite	
	Anorthite	Cpx (Di)	Tremolite	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Actinote	
SiO ₂	42,74	50,59	54,52	54,65	54,34	51,18	43,18
MgO	0,46	16,92	19,72	16,63	19,41	16,63	6,33
FeO	1,91	3,97	5,01	5,24	5,24	5,24	2,59
Al ₂ O ₃	30,38	3,71	5,3	9,1	5,37	9,1	31,85
Na ₂ O	1,25	0,4	1,37	1,91	1,37	1,91	5,58
CaO	21,1	22,28	11,75	10,28	11,99	10,28	0,8
K ₂ O	0	0	0	0,06	0	0,06	0,2
MnO	0,03	0,01	0,13	0,09	0,1	0,09	0,04
TiO ₂	0	0,39	0,05	0	0,05	0	0
Cr ₂ O ₃	0,01	0,85	0,03	0,41	0,39	0	0,04
NiO	0,03	0,01	0	0	0,08	0	0
Total	97,91	99,13	97,86	98,46	98,41	94,49	90,62

Tableau 5 : Composition chimique des éléments constitutifs des pseudotachylites mafique à amphiboles.

IV.3.4. Altération et préservation des veines de pseudotachylites.

La composition minéralogique des veines à microlites d'amphiboles, largement formées de minéraux hydratés, a posé la question d'une éventuelle altération des veines de pseudotachylite tardives. Les amphiboles de la famille des actinotes et trémolites sont notamment caractéristiques des substitutions minéralogiques associées au métamorphisme de type schiste vert dans l'unité mafique de la nappe du Cima di Gratera. Aussi, leur présence dans les veines de pseudotachylites peut laisser supposer des phénomènes de recristallisation sous l'influence du métamorphisme. Cependant, plusieurs paramètres indiquent un caractère primaire des microlites de ces veines.

Il n'a été observé, au niveau des zones de recoupement avec les veines de pseudotachylites à microlites d'omphacites, aucune altération de celle-ci, tant au niveau des microstructures (forme des microlites, contact clastes/microlites) que de la nature minéralogique des microlites.

De même, certains microlites de hornblende présentent toujours une texture squelettique. Cette texture, caractéristique d'une croissance rapide, est délicate, et ne serait donc pas préservée en cas de recristallisation.

En outre, les assemblages caractéristiques du métamorphisme schiste vert dans l'unité du Cima di Gratera impliquent systématiquement des chlorites de la famille du clinochlore et dans le cas de l'épisode de type schiste vert le plus tardif, également de l'épidote de la famille des clinozoisite. Or aucun de ces deux minéraux caractéristiques n'a été observé dans les veines de pseudotachylites à amphibole.

IV.4. Récapitulatif.

L'ensemble des observations et analyses menées sur les échantillons prélevés au sein de la nappe du Cima di Gratera peuvent être résumés de la façon suivante :

- Aspects pétrographiques des formation de la nappe du Cima di Gratera:

(1) L'**unité ultramafique** est composée de masses de péridotites très peu serpentinisées (< 10%) et traversée par de nombreuses veines de pseudotachylites. Ces masses de péridotite sont encaissées dans de la serpentinite variablement déformée. La péridotite correspond à de la Iherzolite à plagioclases et n'a subi que des épisodes de déformation cassants (cataclase et fusion frictionnelle co-sismique). Elle a enregistré deux épisodes de métamorphisme se traduisant par la substitution de parties mineures des pyroxènes par des assemblages à trémolite et clinochlore.

La serpentinite est majoritairement composée d'antigorite et a subi une déformation cassante et ductile. Certaines zones peuvent être préservées de la déformation. Les serpentinites non / peu

déformée présentent alors toujours la texture primaire de la péridotite anté-serpentinisation. Le site du pyroxène y est remplacé par de la bastite. Au moins deux épisodes de serpentinisation affectent l'unité.

(2) L'**unité mafique** correspond à des métagabbros océaniques métamorphisés dans le facies schiste bleu à facies éclogite. La base de l'unité correspond à du métagabbro fortement folié sur une épaisseur variable (2 à environ 50 m), le reste de l'unité étant caractérisée par une texture grenue hétérogène. La minéralogie primaire de ces gabbros correspond à un assemblage à plagioclases (An^{94}), clinopyroxènes (Diopsides et augites) et dans des proportions moindres, à olivines et ilménites.

Les métagabbros ont été affectés par **trois épisodes de métamorphisme**. Le **premier**, peu préservé, est attribué à l'extension et est de type **schiste vert**. Il est caractérisé par des assemblages minéralogiques à hornblende verte et actinote se substituant au pyroxène, et par de la serpentine se substituant partiellement à l'olivine. Lorsqu'il est préservé, l'épisode de métamorphisme est associé à une déformation ductile orientée vers l'ouest.

Le **second** épisode de métamorphisme est de type **schiste bleu à éclogite**. Il est caractérisé par des paragenèses à glaucophane, omphacite, barroisite et épidote. Cet épisode est associé à une **déformation ductile orientée vers l'ouest** dans la semelle foliée. Il est à noter que cet épisode n'est pas enregistré dans l'unité ultramafique.

Un **troisième** et dernier **épisode de métamorphisme** de type **schiste vert** recoupe et efface partiellement les deux précédents. Il est caractérisé par des assemblages minéralogiques à trémolite, clinochlore et épidote (clinozoisite). Cet épisode est associé à une **déformation ductile orientée vers l'est**.

Dans le métagabbro équant, les trois épisodes de métamorphisme sont présents mais affectent les minéraux de façon statique.

- Déformation cassante.

Les deux unités composant la nappe du Cima di Gratera sont affectées par des épisodes de déformation cassant, lesquels se traduisent le plus souvent par la présence de cataclasites ou de pseudotachylytes.

- Dans l'**unité ultramafiques**, les pseudotachylytes n'ont été observées que dans les masses de péridotites préservées de la serpentinisation primaire. Les veines de pseudotachylytes présentent toutes les **mêmes caractéristiques pétrographiques**: une patine orangée plus claire que celle de l'encaissant péridotitique et un relief positif. À échelle microscopique, elles sont formées de microlites en lattes ou aciculaires, plus rarement dendritiques. Leur organisation structurale permet de les regrouper en deux familles : les **réseaux de**

pseudotachylytes faiblement pentés, organisés de façon parallèle au contact φ_2 , et les **réseaux fortement pentés**, dont l'épaisseur est plus restreinte et qui sont caractérisés par des pendages vers l'est de l'ordre de 55° (Fig.4. 17). Les réseaux faiblement pentés constituent l'essentiel du volume de roche fondue par fusion frictionnelle et peuvent s'étendre sur des épaisseurs supérieures à 250 m.

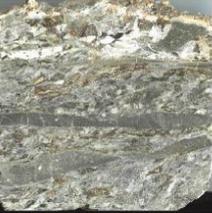
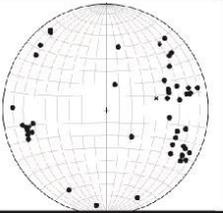
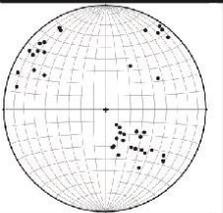
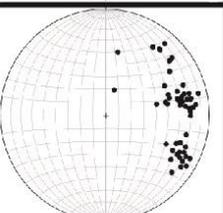
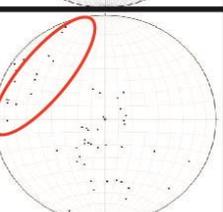
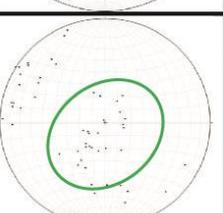
Gabbro			<p><u>Pseudotachylytes à amphibole</u></p> <p><u>Microlites</u>: trémolites, hornblendes</p>
Gabbro			<p><u>Pseudotachylytes à omphacite</u></p> <p><u>Microlites</u>: omphacite, plagioclase</p>
Gabbro folié			<p><u>Pseudotachylytes mylonitisés</u></p> <p><u>Microlites</u>: effacés <u>Recristallisations</u>: Omphacites, plagioclases, trémolite, clinochlore</p>
Péridotite			<p><u>Pseudotachylytes fortement pentés</u></p> <p><u>Microlites</u>: Diopsides, olivines Textures en late</p>
Péridotite			<p><u>Pseudotachylytes faiblement pentés</u></p> <p><u>Microlites</u>: Diopsides, olivines Textures en late</p>

Fig.4. 17 : Tableau récapitulatif des différentes catégories de pseudotachylytes observées dans la nappe du Cima di Gratera. Les veines de pseudotachylytes ultramafiques sont classifiées selon leurs caractéristiques structurales. Les veines mafiques le sont par la composition de leurs microlites et par leur déformation.

- Dans l'**unité mafique**, les pseudotachylytes sont caractérisées par la composition de leurs microlites et par leur déformation. Trois familles y ont été décrites. La première, localisée uniquement dans la base foliée de l'unité correspond à des **pseudotachylytes mylonitisés**. Les microlites primaires y sont oblitérés. Elles sont, le plus souvent intégrées dans la foliation. La seconde famille n'a été observée que dans la partie équante du métagabbro et est caractérisée par des microlites d'omphacite et de plagioclase. Parfois recoupées par de fines

zones mylonitiques ou par d'autres pseudotachylytes, elles sont caractérisées comme **pseudotachylytes à omphacites**. La dernière famille et également la plus tardive est présente à la fois dans la partie équante et dans la partie foliée du métagabbro, est caractérisée par des microlites de hornblende et de trémolite (Fig.4. 17). Cette génération tardive de pseudotachylyte recoupe l'ensemble des structures de déformation précédentes. Elle est qualifiée de **pseudotachylyte à amphiboles**.

Chapitre 5 : Cinématique associée aux ruptures sismiques dans l'unité mantellique du Cima di Gratera.

Subduction zone intermediate-depth seismicity: Insights from the structural analysis of Alpine high-pressure ophiolite-hosted pseudotachylite (Corsica, France).

Rémi MAGOTT ¹, Olivier FABBRI ¹, Marc FOURNIER ²

1. UMR CNRS 6249 Chrono-environnement, Université Bourgogne Franche-Comté, Besançon, France.

2. : Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005 Paris, France.

Magott et al., 2016, Journal of Structural Geology, 95 – 114.

Abstract.

Pseudotachylite in the Cima di Gratera ophiolite, Alpine Corsica, is distributed in the peridotite unit and in the overlying metagabbro unit and was formed under blueschist to eclogite metamorphic facies conditions, corresponding to a 60-90 km depth range. Peridotite pseudotachylite is clustered in fault zones either beneath the tectonic contact with overlying metagabbros or at short distance from it. Fault zones are either parallel to the contact or make an angle of 55° to it. Displacement sense criteria associated with fault veins indicate top-to-the-west or top-to-the-northwest reverse senses. Cataclasite flanking most veins was formed before or coevally with frictional melting and likely mechanically weakened the peridotite, facilitating subsequent seismic rupture. In the basal part of the metagabbro unit, post-mylonitization pseudotachylite can be distinguished from pre-mylonitization pseudotachylite formed earlier. In the equant metagabbro above the mylonitic sole, only one episode of pseudotachylite formation can be identified. Kinematics associated with metagabbro pseudotachylite remain unknown. The geometry and kinematics of the pseudotachylite veins from the peridotite unit and to a lesser extent from the metagabbro unit are similar to modern seismic ruptures of the upper parts of the Wadati-Benioff zones such as in the Pacific plate beneath NE Japan.

Keywords: Pseudotachylite, intermediate-depth seismicity, peridotite, metagabbro, subduction, Alpine Corsica.

IV.1. Introduction.

Subduction zone seismicity consists mainly of shallow 'megathrust-type' earthquakes (focal depths < 60 km), intermediate-depth earthquakes (focal depths between 60 and 300 km), and deep-focus earthquakes (focal depths > 300 km). Events from the first category typically nucleate and propagate at the interface between the two lithospheric plates, while those from the last two categories nucleate in the crust or the mantle of the subducting slab. In subduction zones, the most destructive earthquakes are those from the first category. Their hypocenters can be shallow, their magnitudes can reach or exceed 8, and they can trigger tsunamis. Though less spectacular, intermediate-depth earthquakes still represent a significant threat because of the proximity of their epicenters with major cities and also because of infrequent but high magnitudes. Events illustrating such hazards include the 1939 Chile earthquake (Frohlich, 2006) or the 2001 El Salvador earthquake (Vallée et al., 2003; Martinez-Diaz et al., 2004).

In subduction zones, the hypocenters of intermediate-depth earthquakes tend to be clustered along a so-called Wadati-Benioff seismic zone. In most cases, precise hypocentral locations allow to divide the Wadati-Benioff seismic zone into two sub-zones. The separation between the two sub-zones is comprised between 8 and 30 km and is a function of the age of the subducting plate (Hasegawa et al., 1978a and b, 2009; Yoshii, 1979; Kao and Chen, 1995; Kao and Liu, 1995; Seno and Yamanaka, 1996; Brudzinski et al., 2007). The upper sub-zone appears to be located in the crust and/or in the uppermost part of the underlying mantle, while the lower sub-zone lies entirely in the mantle (Igarashi et al., 2001; Preston et al., 2003; Abers et al., 2013; Nakajima et al., 2013).

Pseudotachylite exposed in Cape Corse (Alpine Corsica, France) is of tectonic origin and was generated under blueschist to eclogite facies metamorphic conditions (Austrheim and Andersen, 2004; Andersen and Austrheim, 2006; Andersen et al., 2008, 2014; Deseta et al., 2014a and b). As such, it was likely formed in Cretaceous to Paleogene times in the Wadati-Benioff seismic zone of a subducting Tethysian lithosphere. The aim of this contribution is to analyze the geometry of the pseudotachylite fault veins and the kinematics during their formation. The results of this analysis then allows a comparison between the fossil Corsican Cretaceous to Paleogene seismic ruptures and present-day Wadati-Benioff seismic zones observed in cold slabs such as the Pacific plate beneath NE Japan.

V.2. Geological settings and structure of the study area.

V.2.1. General settings.

Alpine Corsica is a segment of the Alpine orogen which displays an imbrication of thrust sheets composed of rocks of various origins and variably deformed and metamorphosed. Peridotite,

serpentinite, gabbro, basalt, calcareous schist, siliceous schist and marble represent remnants of the lithosphere of the Jurassic Piemonte-Liguria oceanic basin and its pelagic sedimentary cover. Radiometric dating of the oceanic peridotites and gabbros yielded Middle to Late Jurassic ages between 169 and 152 Ma (Ohnenstetter et al., 1981; Rossi et al., 2002; Rampone et al., 2009; Li et al., 2015). Several observations indicate that the spreading ridge of the Piemonte-Liguria basin was of slow to very slow type (Rampone and Piccardo, 2000; Piccardo, 2008; Manatschal and Müntener, 2009).

Crystalline thrust sheets (composed mainly of orthogneisses) and proximal sedimentary deposits are interpreted as fragments of the stretched European continental paleo-margin and its sedimentary cover (Vitale-Brovarone et al., 2011, 2014; Meresse et al., 2012). The imbrication of such a variety of rocks is classically interpreted as the result of an eastward-dipping Cretaceous subduction of the Piemonte-Liguria oceanic basin and a part of the stretched European margin beneath the continental lithosphere of Apulia followed by an Eocene collision between the European and Apulian continental lithospheres (Mattauer and Proust, 1976; Mattauer et al., 1977, 1981; Warburton, 1986). Initiation of the subduction is poorly dated. Paleogeographic reconstructions suggest a Late Cretaceous age (Stampfli et al., 1998), but Late Cretaceous absolute ages of the HP metamorphism suggest that subduction started in Middle Cretaceous times or earlier (source). The ophiolite-bearing Schistes Lustrés nappe complex lies between the two blocks involved in the collision.

The classical Alpine evolutionary models were modified by taking into account the Apennine orogeny (e.g., Durand-Delga and Rossi, 2002). Several authors suggested that the east-dipping Cretaceous subduction ceased in Paleocene-Early Eocene times and was followed by a west-dipping subduction of a young oceanic lithosphere of a back-arc basin formed further east (Jolivet et al., 1998; Lacombe and Jolivet, 2005; Molli, 2008; Molli and Malavieille, 2010; Agard and Vitale-Brovarone, 2013). Based on new Late Eocene HP metamorphism ages, Vitale-Brovarone and Herwartz (2013) suggest that the subducting oceanic plate now preserved as ophiolitic thrust sheets and nappes in Alpine Corsica was of 'Apennine' affinity, i.e., was dipping westward since the very beginning of the convergence. These authors however acknowledge that more datings are needed before invalidating the eastward-dipping ('Alpine') subduction. In this paper, the Late Cretaceous to Early Tertiary oceanic subduction will be considered as an Alpine-type east-dipping subduction, before it is replaced by a west-dipping Apennine-type subduction in Middle Eocene times.

A large part of Alpine Corsica rocks suffered from a high pressure-low temperature (HP-LT) blueschist to lawsonite-eclogite facies metamorphism (Ravna et al., 2010; Vitale-Brovarone et al., 2013 and references therein). This HP-LT metamorphism is of Eocene age (55-34 Ma, Brunet et al., 2000; Martin et al., 2011; Maggi et al., 2012; Vitale-Brovarone and Herwartz, 2013) and is interpreted as the result of the subduction of continental or oceanic units at great depths. A retrograde greenschist

facies metamorphism is also recorded in some units and is interpreted as the consequence of a late- to post-orogenic extension during late Oligocene to early Miocene times (Jolivet et al., 1990, 1991, 1998; Fournier et al., 1991).

Non-metamorphic tectonic units (so-called upper or superficial nappes) lie at the top of the structural stacking of thrust sheets. These units consist of sedimentary strata mostly of Jurassic to Eocene age and ophiolitic rocks and related deposits. The rocks constituting these superficial nappes were likely formed or deposited on the margin of the Apulian continent (or an intervening island arc or micro-block) and subsequently transported westward during the collision above the metamorphic units (source).

Structures associated with the ductile non-coaxial deformation of the metamorphic units include a widespread foliation, various folds (including sheath folds) and a pervasive E-W stretching and mineral lineation. The sense of shear associated with the non-coaxial deformation during the prograde metamorphism is top-to-the-west (Mattauer et al., 1977, 1981; Faure and Malavieille, 1981; Harris, 1985; Warburton, 1986) whereas that associated with the retrograde metamorphism and the late- to post-orogenic extension is mainly top-to-the east (Fournier et al., 1991; Jolivet et al., 1990, 1991). The late- to post-orogenic extension is also attested by numerous normal faults striking around N-S and dipping eastwards or westwards.

V.2.2. Structure of the study area.

The study area is located in the southern part of the Cape Corse peninsula, around the Cima di Gratera peak, and consists of what will be referred to hereafter as the Cima di Gratera ophiolitic nappe. Through an inferred tectonic contact called ϕ_1 , this nappe overlies ductilely deformed units composed of continental basement rocks, meta-ophiolites and meta-sedimentary cover rocks (Pigno-Olivaccio and Morteda-Farinole units, Fig. 5.1) which recorded a HP-LT metamorphism (Lahondère, 1981, 1996; Vitale-Brovarone et al., 2013). The Cima di Gratera nappe consists of two superimposed units (Fig. 5.2): a lower serpentinite-peridotite unit (hereafter peridotite unit) and an upper metagabbro unit separated by a brittle/ductile flat-lying contact referred to as ϕ_2 .

According to Vitale-Brovarone et al. (2013), the highest metamorphic conditions recorded by meta-sedimentary rocks and continental units surrounding the Cima di Gratera nappe are temperatures between 414 and 471°C and pressures between 1.9 and 2.6 GPa, corresponding to blueschist to eclogite facies conditions. Comparable P-T conditions (1.3 GPa, 455 ± 35°C) were estimated by Lahondère and Guerrot (1997) in similar units nearby the Cima di Gratera nappe. No accurate P-T conditions could be determined directly from the Cima di Gratera units. Following Deseta et al. (2014a and b) and despite the presence of faults between them, we suppose that the Cima di Gratera

units suffered from P-T conditions comparable to those of the surrounding units, that is, blueschist to eclogite facies P-T conditions.

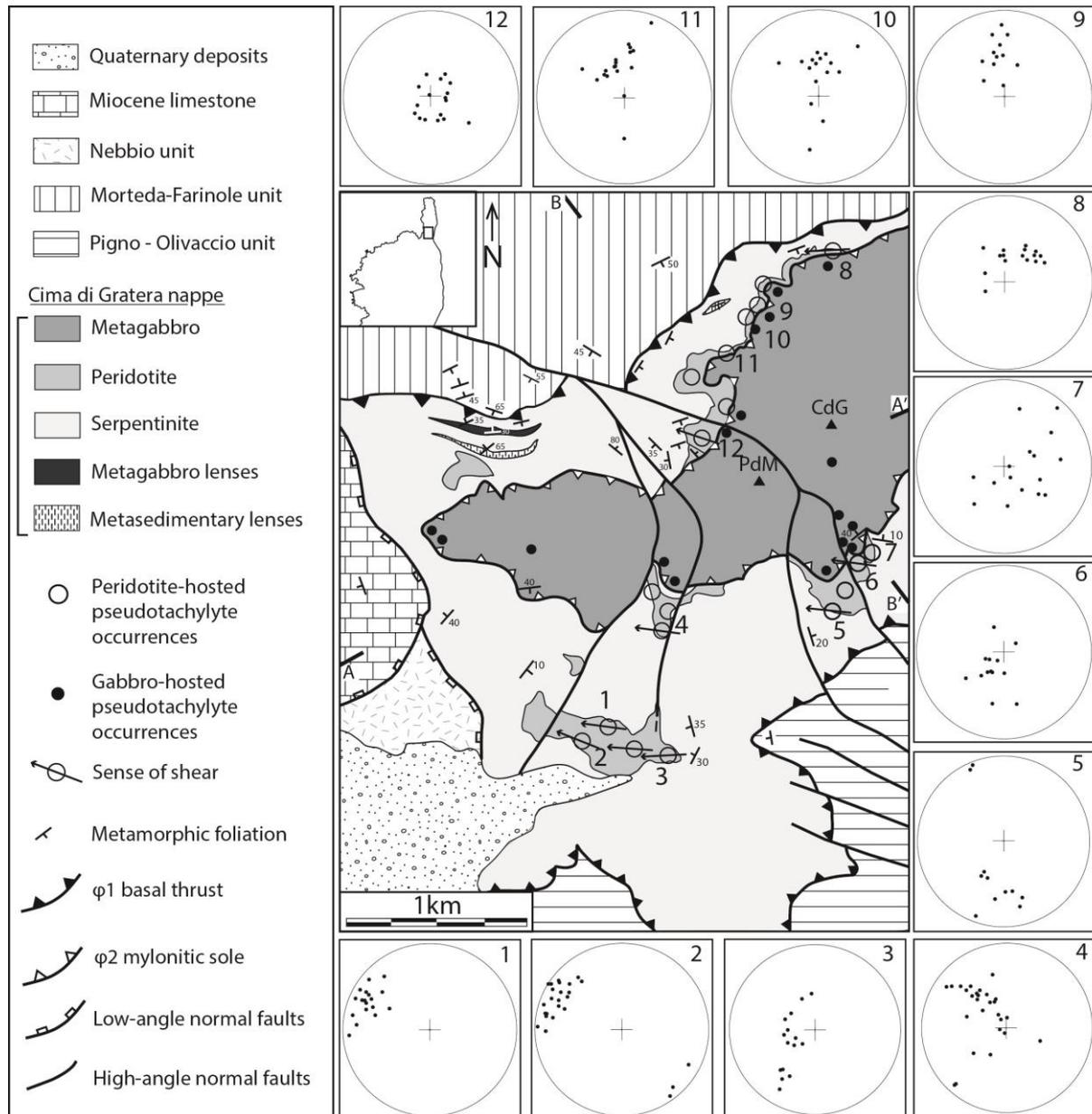


Fig.5. 1 : Structural map of the study area (modified after Faure and Malavieille, 1981, Lahondère, 1996 and Meresse et al., 2012) and lower-hemisphere equal-area projections of poles to pseudotachylite fault veins in the peridotite unit. Arrows indicate the sense of shear associated with pseudotachylite fault veins. The locations of cross-sections A-A' and B-B' (see Fig. 2) are shown. CdG: Cima di Gratera; PdM: Punta di Muzzelli.

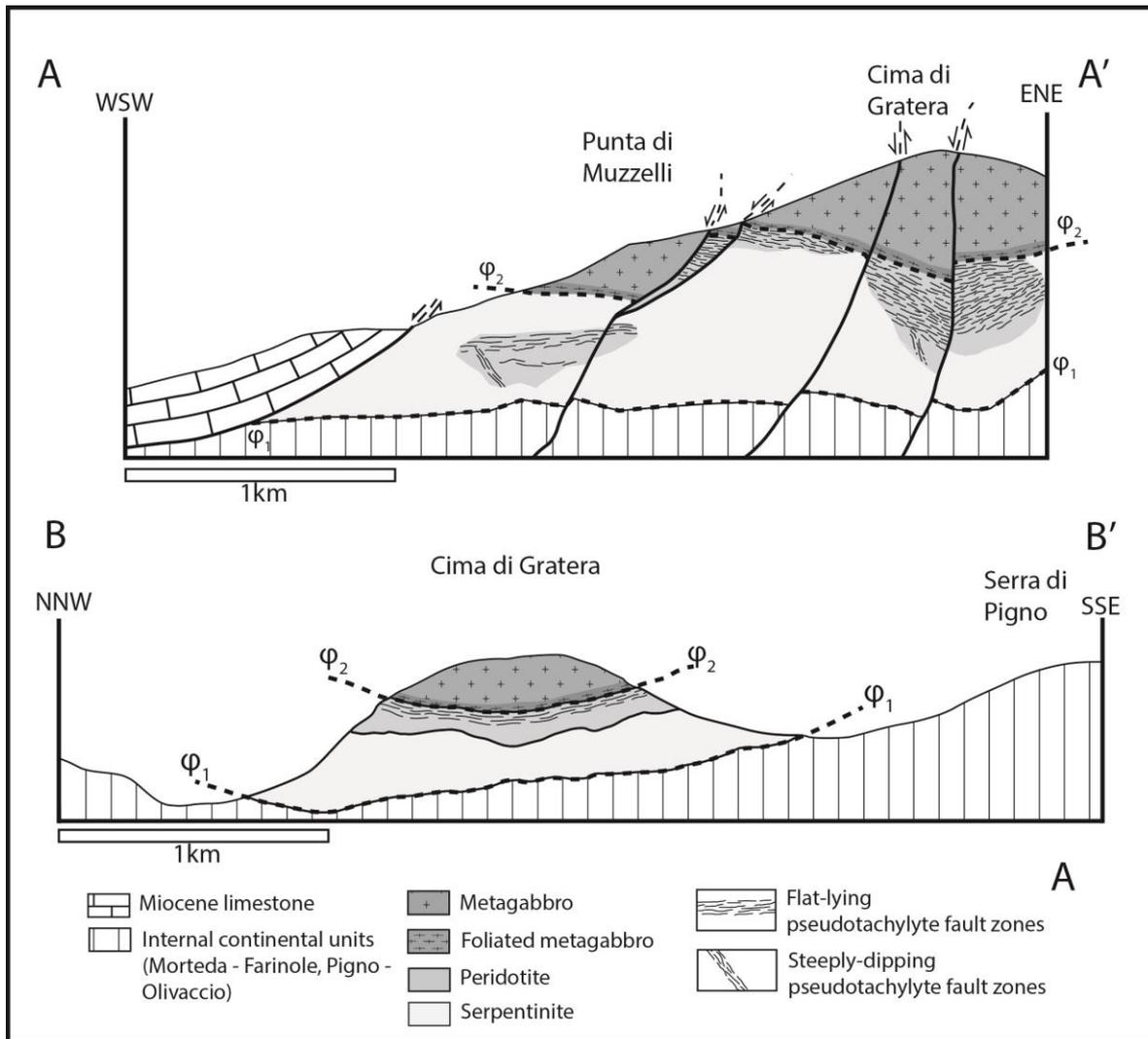


Fig. 5. 2 : Geological cross-sections of the study area (location in Fig. 1).

V.2.2.1. The peridotite unit.

The peridotite unit is composed of massive or foliated serpentinite embedding fresh to variably serpentinized peridotite lenses. Near the inferred ϕ_1 tectonic contact, the base of the unit consists of strongly foliated serpentinites whose foliation is severely folded or sheared by C-like surfaces. This intense basal deformation is interpreted as a consequence of the emplacement of the nappe over its substratum. Most serpentinites are distributed in the lower part of the peridotite unit and the degree of serpentinization generally decreases upwards from ϕ_1 . Most peridotite masses are located near the ϕ_2 contact and have thicknesses between 20 m and 300 m. The peridotite is massive and granoblastic. At locality 3 (Fig. 5.1), it is cut by a gabbro dyke. The peridotite is lherzolitic in composition, and is constituted by olivine, diopside, enstatite and minor plagioclase, Cr-spinel and magnetite (Deseta et al., 2014a). Pyroxenite was found near the contact ϕ_2 (locality 7), but the poor exposure conditions prevent to determine its actual extent and its nature (dyke, cumulate or sill). Recrystallization of

diopside and enstatite to clinocllore and tremolite testifies to a greenschist facies metamorphism of the peridotite (Deseta et al., 2014a and b). On the other hand, and unlike the metagabbro of the overlying unit (see below), no mineralogical evidence for blueschist facies metamorphism could be found in the peridotite. That the peridotite itself does not contain any evidence for blueschist facies metamorphism most likely reflects the fact that its composition does not allow formation of minerals diagnostic of blueschist facies. Indeed (see our observations below and also Deseta et al., 2014a and b), peridotite-hosted pseudotachylite veins contain omphacitic microlites indicating that the melt cooled and solidified under blueschist facies to eclogite facies conditions.

According to Deseta et al. (2014a), the greenschist facies metamorphism occurred during two events or successions of events, first *before* the formation of pseudotachylite and then *after* it. The early metamorphic event or succession of events are tentatively related to hydrothermal alterations having occurred during ocean-continent hyperextension, during seafloor spreading at the ridge, or near the trench where the approaching plate bends. The late metamorphic event or succession of events are likely contemporaneous with slab exhumation or nappe emplacement processes.

In several localities, especially in the northern part of the study area, thin (about 15 m) to thick (> 500 m) lenses of strongly foliated meta-sedimentary rocks and metagabbros are found within the serpentinites, generally at short distances from the inferred basal contact ϕ_1 (Fig. 5.1). These lenses likely correspond to slices of the underlying units that were incorporated in the peridotite unit during nappe emplacement. The generally strong deformation (intense folding, shear bands offsetting foliation) of the rocks in the lenses and of the surrounding serpentinites is in favor of this interpretation.

V.2.2.2. The metagabbro unit.

The description of the metagabbro unit by Deseta et al. (2014a) is summarized below and is completed by our observations. The metagabbro unit is predominantly composed of an equant metagabbro. Only its basal part consists of a foliated metagabbro. The primary minerals of the equant metagabbro are plagioclase, diopside, minor olivine and rare ilmenite. Alteration of plagioclase into sericite and of olivine into serpentine, magnetite or iddingsite is common. The texture frequently changes from micro-gabbro to coarse-grained gabbro and locally to pegmatitic gabbro. A magmatic foliation is locally observed but could not be mapped because of exposure scarcity. The metagabbro is intruded by dolerite dykes (locality 12, Fig. 5.1). According to Deseta et al. (2014a), an early greenschist facies metamorphism of the gabbro is responsible for the partial or total replacement of diopside by actinolite, bastite or Mg-hornblende. This early greenschist facies metamorphism is followed by a blueschist facies metamorphism as attested by the replacement of diopside, actinolite, Mg-hornblende and plagioclase by glaucophane, barroisite, albite and epidote. A late greenschist facies metamorphism

is evidenced by epidote, clinocllore and pumpellyite overprinting the blueschist facies minerals. Like for the peridotite unit, the early greenschist metamorphism of the gabbro is tentatively related to hydrothermal alteration having occurred during ocean-continent hyperextension, during seafloor spreading at the ridge, or near the trench through normal faulting of the bending plate (Deseta et al., 2014a and b). The late metamorphic event is considered to be contemporaneous with slab exhumation or nappe emplacement.

V.2.2.3. The contact between the two units.

The contact ϕ_2 between the two units of the Cima di Gratera nappe, already described by Andersen et al. (2014), can be observed at several places (localities 6, 7, 8 and 9, Fig. 5.1). It consists in a flat-lying sharp fracture surface which undulates gently and which superimposes equant or foliated gabbro over peridotite or serpentinite. Weakly marked striations or corrugations trending N75°E to N120°E are preserved on the surface. The peridotite below the contact surface is intensely fractured and hosts abundant pseudotachylite fault veins, most of which being parallel or slightly oblique to the surface (see description below). In the localities where the footwall consists of serpentinites, no pseudotachylite could be found in these rocks. Where the hanging-wall consists of equant metagabbro, up to 10 cm thick pseudotachylite veins locally outline the base of the metagabbro unit. Where the hanging-wall consists of foliated metagabbro, the foliation is generally parallel to the contact but can also be oblique to it, forming angles of up to 35°. The thickness of the basal foliated metagabbro is between 20 cm and 30 m. The mylonitic deformation progressively decreases in intensity when going upward, that is away from ϕ_2 . The foliation bears a stretching lineation around N120°E. Polished hand-sample sections and thin sections perpendicular to the foliation and parallel to the lineation did not provide any consistent shear senses. Going upward and away from ϕ_2 , minor shear zones cross-cut the equant metagabbro. Their thickness is about 15 cm but can locally reach 1.5 m. They strike about N-S and dip between 10 and 40° westward. Their foliation bears a weakly marked stretching lineation along N80°E. No consistent shear senses could be retrieved from hand sample sections or thin sections. The spatial as well as the chronological relationships between these minor shear zones and the main basal foliated zone could not be clarified.

V.3. Pseudotachylites.

V.3.1. Pseudotachylite in the peridotite unit: results from field mapping and from outcrop, hand sample and thin section observations.

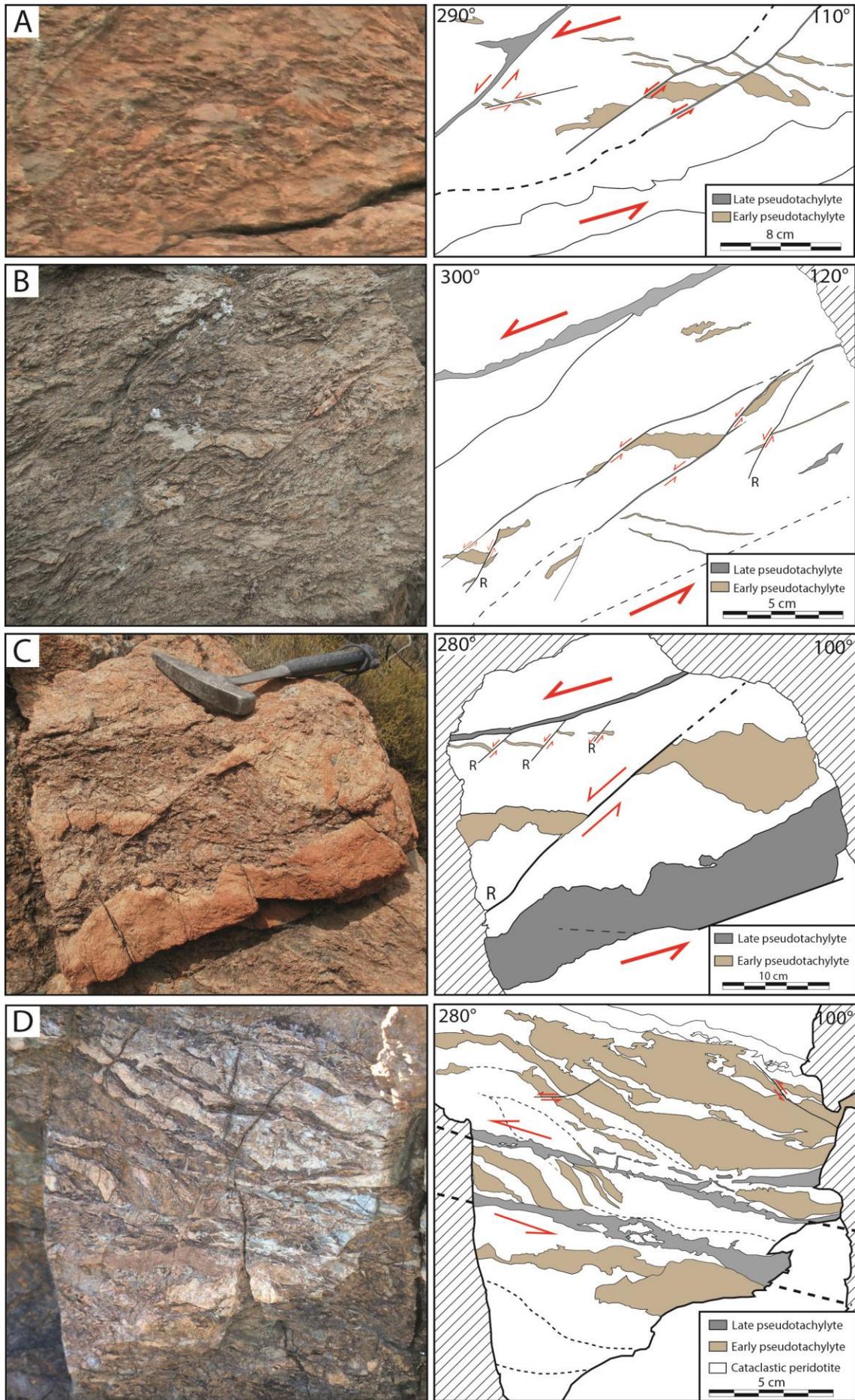
V.3.1.1. General observations.

A summary of the description of the pseudotachylite in the peridotite unit by Andersen et al. (2008, 2014), Andersen and Austrheim (2006), Austrheim and Andersen (2004) and Deseta et al. (2014a and b), completed by our observations, is given in the following. Pseudotachylite veins in the peridotite are characterized by a positive relief and by an orange to yellowish color which contrasts with the rusty color of the host rock (Figs. 5.3 and 5.5). Two categories of pseudotachylite veins are distinguished: fault veins and injection veins. In contrast with injection veins, fault veins can be followed along several tens of centimeters up to a few meters, have similar orientations, and their thickness is between a few millimeters and 30 cm. Injection veins are rare, small (length < 10 cm), and often cut by microfaults or cataclastic shear zones, rendering their recognition difficult. Most fault veins (about 90 %) do not occur as isolated occurrences, but are clustered in fault zones in which a large number of veins (commonly several tens) form anastomosed or tangled networks (Figs. 5.3 to 5.6).

As demonstrated by hand sample polished sections or thin sections, the peridotite hosting the pseudotachylite veins, whatever these are isolated or forming networks, is cataclastic to varying extents. Where cataclasis is important, the granoblastic texture cannot be recognized any more. Where cataclasis is moderate, olivine crystals, yet fractured, can be distinguished.

In the peridotite unit, the fresh (i.e., not serpentinized) peridotite always contains pseudotachylite. Conversely, the massive serpentinite does not contain any pseudotachylite. In the vicinity of localities 4 and 12 (Fig. 5.1), some fault or injection veins can be recognized in serpentinite but, in these occurrences, serpentinization affects both the host rock and the veins, and clearly post-dates pseudotachylite formation.

Fig.5. 3 : (Next page) Examples of outcrop-scale top-to-the-west or top-to-the-northwest displacement sense criteria from the flat-lying fault zones in the peridotite unit. A, B and C: West-dipping or northwest-dipping Riedel-like pseudotachylite-coated normal faults (labeled by R) offsetting earlier fault veins. A and B from locality 6, C from locality 5. D: Southeast-dipping pseudotachylite-coated reverse faults offsetting earlier fault veins at locality 3.



As already reported by Andersen et al. (2014), unlike all pseudotachylite occurrences described in non-ductilely deformed host rocks and particularly in other ultramafic rocks (Obata and Karato, 1995; Piccardo et al., 2007, 2010; Souquière and Fabbri, 2010; Ueda et al., 2008), the peridotite fault veins form complex anastomosed or tangled networks inside which no general relative chronology between veins can be established. Indeed, cross-cutting relationships between a limited number (up to 3) veins are often observed at the outcrop scale and also at the thin section scale, but remain insufficient with respect to the large number of veins to allow a complete chronology of a single fault zone to be reconstructed.

Another difference between the Cima di Gratera peridotite pseudotachylite and most occurrences from elsewhere lies in the scarcity of sharp and planar fault surfaces adjacent to fault veins. Indeed, since the pioneering work of Sibson (1975), it has been recognized that fault veins are always flanked, on one side or on both sides, by sharp, commonly planar, slip surfaces whose length is between one and several meters or tens of meters (e.g., Allen, 2005; Di Toro and Pennacchioni, 2005; Grocott, 1981; McNulty, 1995; Swanson, 1988; Wenk et al., 2000; Zechmeister et al., 2007). In the case of the Cima di Gratera peridotite unit, such meter-scale slip surfaces are rare. This seems to be also the case for the Lanzo peridotite pseudotachylite (Piccardo et al., 2007, 2010).

V.3.1.2. Geometry and kinematics of pseudotachylites-bearing fault zones.

As reported by Andersen and Austrheim (2006), two types of pseudotachylite fault vein-bearing zones can be distinguished in the peridotite unit: flat-lying fault zones in the upper part of the unit (near φ_2), and steeply-dipping fault zones in the middle or lower part of the unit (Fig. 5. 2). Isolated fault veins also follow this geometry: flat-lying veins in the upper part of the peridotite unit, steeply dipping ones in the lower part. To determine the sense of displacement (seismic slip) associated with pseudotachylite fault veins and given the fact that the fault veins or associated cataclastic surfaces lack displacement direction indicators such as striations, field-oriented hand samples were cut along vertical planes striking N-S, NE-SW, E-W and NW-SE. For all samples, the most coherent sense of displacement criteria are observed along NW-SE surfaces and to a lesser extent along E-W surfaces. This indicates that the NW-SE direction is likely the displacement direction.

V.3.1.2.1. Flat-lying pseudotachylite-bearing fault zones.

Two main flat-lying fault zones are found in the peridotite unit (Fig. 5.2): the first one is located immediately beneath the φ_2 contact where it can be followed almost continuously (localities 4 to 12, Fig. 5.1); the second one is located in the median part of the unit (localities 1 and 3, Fig. 5.1). The thickness of the fault zone beneath φ_2 varies between 25 and 250 m, while that at localities 1 and 3 is about 15 m. In the fault zone beneath φ_2 , fault veins are parallel or slightly oblique to φ_2 and their

density unambiguously increases upwards when getting closer to ϕ_2 . The parallelism between veins also tends to increase when getting closer to the contact. Examination of outcrops, polished hand sample sections and thin sections reveals numerous cross-cutting relationships between fault veins. As stated above, because of the complexity of the relationships, it is not possible to establish a unique and complete chronology of seismic ruptures in the flat-lying fault zones. The only clear relationship observed at all localities consists in early gently to moderately ($5\sim 20^\circ$) dipping fault veins offset by late flat-lying to gently dipping ($0\sim 10^\circ$) fault veins. Early veins often show blurred boundaries. Conversely, late veins have sharp boundaries, and are frequently thinner than early veins. Cataclasite is always associated with the early veins but is seldom observed along the late veins. For the two fault zones (Figs 5.3 and 5.4), the sense of displacement associated with late veins is top-to-the-northwest or top-to-the-west. The sense of displacement associated with the early veins remains undetermined. Top-to-the-northwest or top-to-the-west displacement senses are obtained for isolated flat-lying fault veins scattered in the peridotite unit.

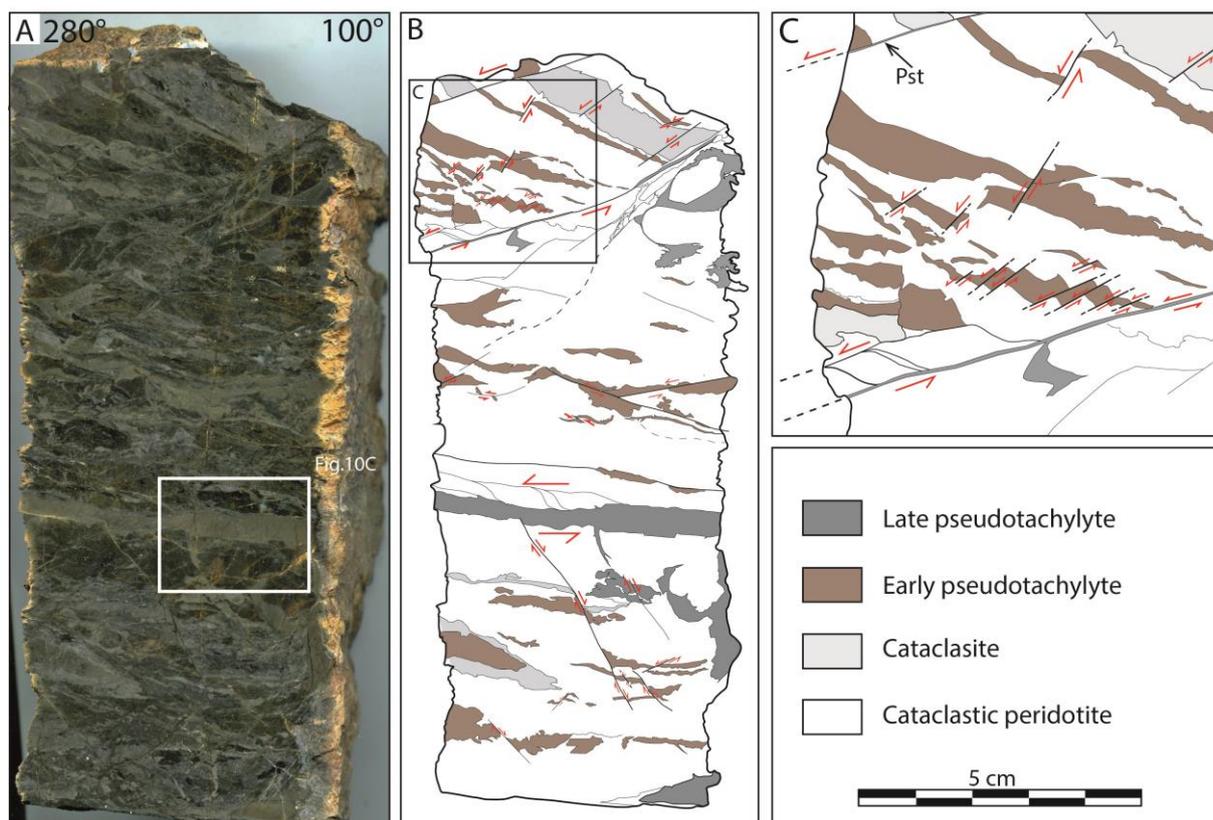


Fig.5. 4 : Polished surface (A) and corresponding sketches (B and C) of a peridotite hand sample from the upper flat-lying fault zone at locality 2 (Fig. 1) showing two stages of pseudotachylite formation. The kinematics associated with the early pseudotachylite veins is undetermined, while that associated with the late pseudotachylite veins is top-to-the-west ($N280^\circ E$). Rectangle on (A) corresponds to the thin section scanned image of Fig. 10C.

V.3.1.2.2. Steeply-dipping pseudotachylites-bearing fault zones.

In addition to isolated steeply dipping veins, three steeply dipping pseudotachylite-bearing fault zones are observed (localities 1, 3 and 5, Fig. 5.1). They consist of anastomosed networks of fault veins hosted by cataclastic peridotite. Their thickness varies between 30 cm and 1 m. The two first zones strike N20°E to N40°E and dip 55° eastwards. The third zone (locality 5) strikes around N80-N100°E and dips 55° northwards. The two first fault zones display a clear zonation with cataclastic peridotite predominating in the hanging-wall side and fault veins predominating in the footwall side. This asymmetrical zonation is reminiscent of pseudotachylite described in different geological settings and host rocks (Fabbri et al., 2000). Kinematic indicators suggest that the sense of displacement during formation of the steeply fault veins was a reverse one, that is a top-to-the-northwest one (Figs 5. 5 and 5. 6). Flat-lying or gently-dipping (0~10°) fault surfaces, most of them being coated by pseudotachylite, cross-cut the steeply dipping fault veins of the three steeply-dipping fault zones.

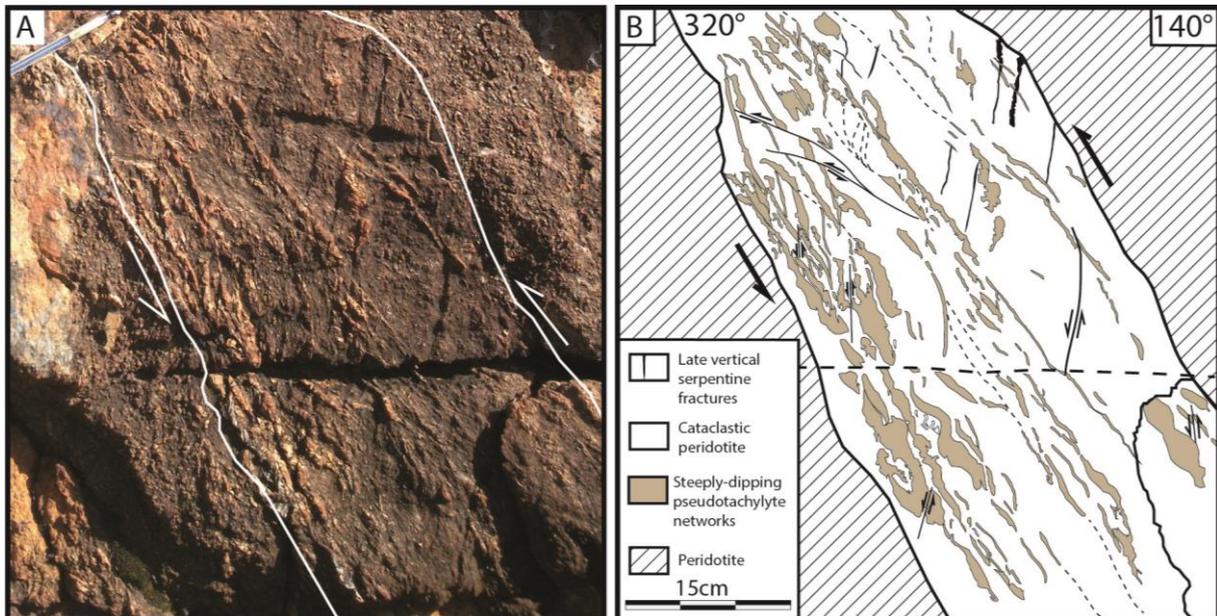


Fig.5. 5 : Detailed field view (A) and corresponding sketch (B) of a steeply-dipping reverse fault zone (locality 2) showing anastomosed fault veins crossing cataclastic peridotite.

Kinematic indicators associated with these late flat-lying faults indicate a top-to-the-west or top-to-the-northwest sense of displacement. The same cross-cutting relationships and kinematics are obtained for the isolated steeply dipping fault veins scattered in the peridotite unit: steeply dipping fault veins are cross-cut by flat-lying veins, but both types are characterized by a top-to-the-west or top-to-the-northwest sense of displacement.

V.3.1.2.3. Relative dating of flat-lying and steeply-dipping fault zones.

Both flat-lying and steeply dipping fault zones were the sites of repeated seismic ruptures, as attested by multiple generations of pseudotachylite veins. Given the complexity of cross-cutting relationships, it is difficult to establish a chronology of seismic ruptures within each fault zone and also between fault zones. It is particularly impossible to establish a chronology between flat-lying and steeply-dipping fault zones. However, the latest recorded seismic ruptures are those corresponding to flat-lying or gently dipping, thin (< 5 mm) pseudotachylite veins displacing all pre-existing veins in either type of fault zones. These veins are rarely associated with cataclasite, hence their sharp boundaries. The ubiquity of these most recent veins suggests that activity of the flat-lying fault zones, especially that beneath ϕ_2 (which contains a lot of such late veins), lasted for a longer time than that of the steeply dipping fault zones.

V.3.1.3. Pseudotachylite in the peridotite unit: microscopic observations.

The peridotite pseudotachylite fault veins are of two types: microlitic and annealed (Fig. 5.7). Unlike the annealed type which is found only in the flat-lying fault zone beneath ϕ_2 , the microlitic type is found in all vein types, whatever their relative chronology (early as well as late veins).

The microlitic type is characterized by abundant microlites embedded in a brownish amorphous or crypto-crystalline matrix (Fig. 5.7A, B and C). Microlites have dendritic shapes, with sizes between 1 μm and 120 μm . They commonly draw a zonation in veins, with no or very small microlites at the vein margins and large microlites in the median part of the veins. Such zonations likely reflect quenching at the vein margins. Microlites observed in the thickest veins (> 5cm) have sizes up to 1.5 mm and display spinifex textures. Microlites consist mostly of olivine. Diopside and enstatite are less common. ‘Survivor’ clasts, about 10% in volume, consist mostly of monocrystalline olivine and minor pyroxene. Some polycrystalline clasts consist of olivine and pyroxene. Clasts of pseudotachylite are also observed, especially in the flat-lying fault veins beneath ϕ_2 . The largest clasts are frequently elongated and parallel to the vein walls. Flow folds are common in injection veins, especially at their root. Although most pseudotachylite vein boundaries are sharp, some are diffuse and show a progressive transition from pseudotachylite to cataclasites (see below). Such diffuse boundaries are found on one side of the vein wall only, the other showing a sharp transition from pseudotachylite to host rock. Some microlitic veins, especially flat-lying ones located near the boundary between intact peridotite and surrounding serpentinite, are serpentinitized, but the textures, including microlites and clasts, are preserved, showing that serpentinitization post-dates melting (Fig. 5.7C).

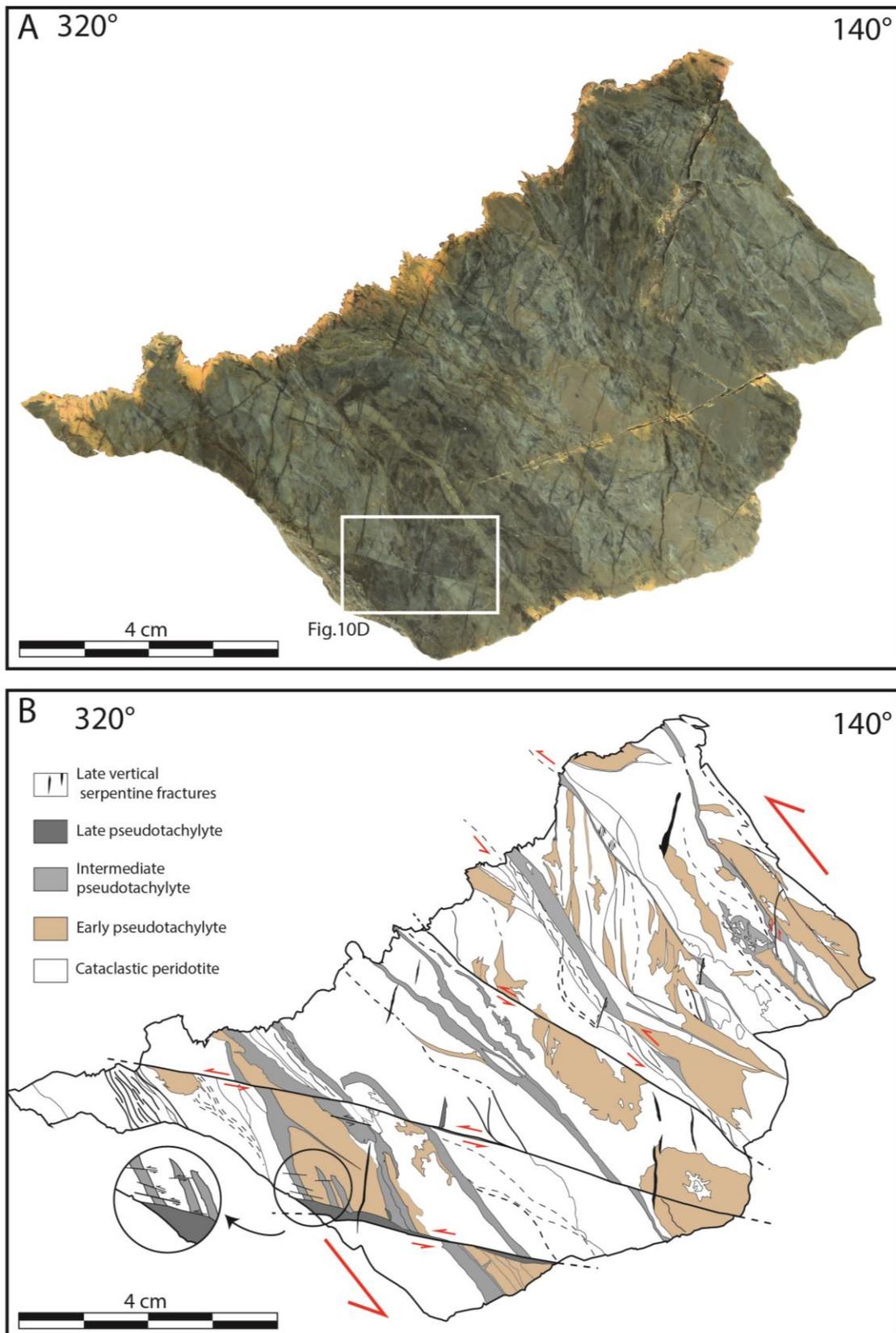


Fig.5. 6 : Polished surface (A) and corresponding sketch (B) of a peridotite hand sample from the steeply-dipping fault zone of locality 2 showing three stages of pseudotachylite formation. Senses of shear of the intermediate and late seismic ruptures are top-to-the-northwest (N320°E). Rectangle on (A) corresponds to Fig. 5.10D.

The annealed pseudotachylite type (Fig. 5.7D and E) was observed only in the flat-lying fault zone of locality 4. The annealed type fault veins have thicknesses between 0.8 and 1.5 cm. They are crossed by numerous cooling cracks perpendicular to the vein walls. The matrix consists of entirely recrystallized olivine with a granoblastic annealed texture. The crystal size is homogeneous, except at the margins, with a mean size of *ca.* 10 μm . Crystal junctions are triple and typically define 120° angles. Chilled margins are thin (< 0.5 mm thick). Survivor clasts are rare (< 5% in volume) and consist of monocrystalline or polycrystalline olivine. Injection veins are not entirely recrystallized, their central part showing a microlitic texture. This suggests that the annealed-type veins are originally microlitic type veins that were subsequently recrystallized.

An important characteristic of the peridotite fault veins, especially the early ones, is that they are frequently flanked, on either side, by cataclastic peridotite (Fig. 5.8 and 5.9). Cataclasite can be found in association with late veins from flat-lying fault zones, but never with late veins from the steeply dipping fault zones. Where cataclasite is present, a progressive evolution from proto-cataclasite to cataclasite and to ultra-cataclasite can be observed. The cataclasite usually remains on the same side of the fault vein, but can also shift to the opposite side, through a progressive decrease of the cataclastic domain on one side and a correlative increase on the other side.

The kinematics determined from the observation of outcrops or of polished hand sample sections (top-to-the-west or top-to-the-northwest displacement senses) are also observed at the thin section scale. Figure 5.10 shows examples of criteria of displacement senses associated with early and late veins of steeply dipping fault zones and with late veins from flat-lying fault zones.

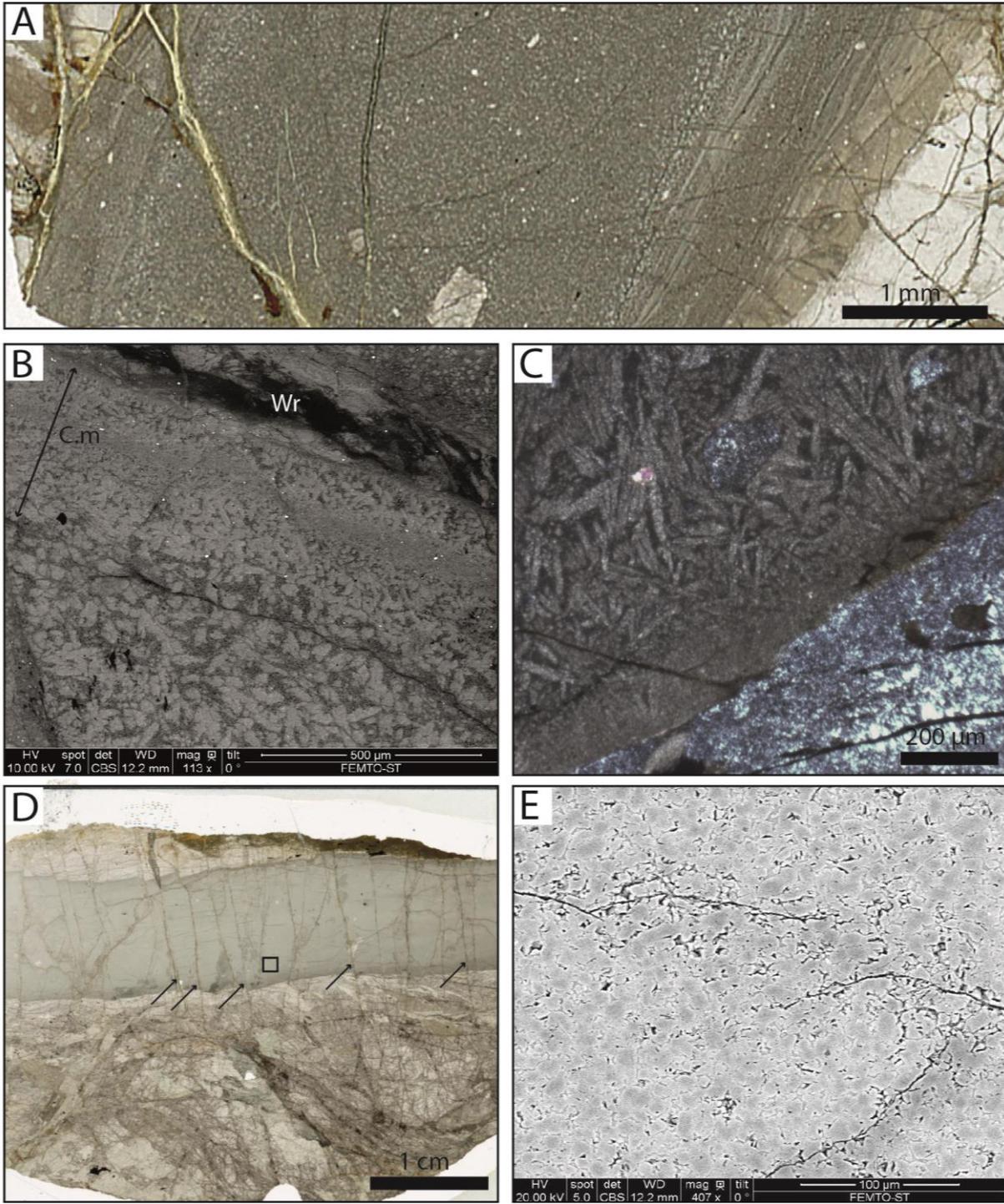


Fig.5. 7: Thin section scanned images, SEM images and photomicrographs of microlitic-type and annealed-type pseudotachylite veins in the peridotite. **A:** Thin section scanned image of a microlitic-type fault vein showing a zonation parallel to the boundaries with the host rock (locality 3). **B:** Chilled margin (C.m) of a microlitic-type fault vein showing a sharp decrease in microlite size. Microlites consist of olivine and pyroxene (locality 1). **C:** Pyroxene microlites in an injection vein (locality 4). Olivine microlites are serpentinized. **D:** Annealed-type fault vein from locality 4. Arrows indicate cooling cracks. Square is for E. **E:** SEM image of D showing olivine with a granoblastic annealed texture.

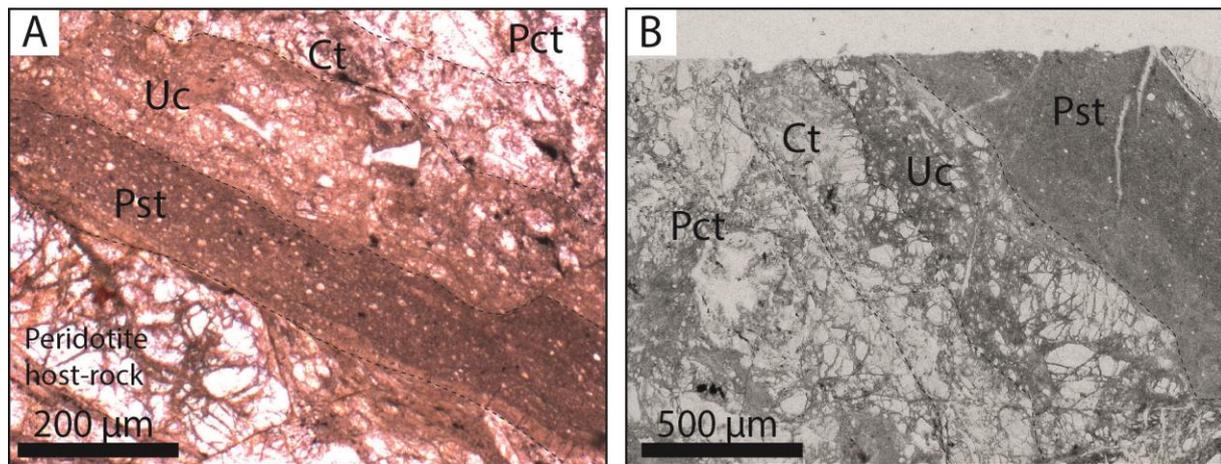


Fig.5. 8 : Examples of pseudotachylite-cataclasite associations in the peridotite-hosted steeply dipping fault zone at locality 2. A: Photomicrograph. (B) Thin section scanned image. Ct: cataclasite; Pct: proto-cataclasite; Pst: pseudotachylite; Uc: ultra-cataclasite.

V.3.2. Pseudotachylites in the metagabbro unit: Result from outcrop, hand sample and thin section observations.

In the metagabbro unit, pseudotachylite veins are common in the mylonitic sole and abundant just above it (in the equant metagabbro). Their density decreases upwards. At a distance larger than 300 m above φ_2 , no more veins can be found. As already noted by Andersen and Austrheim (2006), within the mylonitized sole, some veins were formed *before* mylonitization and others were formed *after* it (Fig. 5.11).

V.3.2.1. Pre-mylonitization pseudotachylite in the foliated sole.

In the foliated metagabbro, dark bluish to blackish fault veins are parallel or slightly oblique to the foliation. Their thickness is less than 5 mm. Because of mylonitization-related stretching and pinch-and-swell, they show a poor lateral continuity and cannot be followed over more than a few centimeters. In some instances, they are flanked by injection veins which are offset by millimeter-thick shear zones parallel to the foliation. No clear kinematics is associated with the pre-mylonitization veins. Most textures typical of pseudotachylite are obliterated by the penetrative foliation (Fig. 5.12). Flow structures, chilled margins and microlites are no longer recognizable. Newly formed minerals are aligned in the foliation and consist of glaucophane, albite, epidote and ilmenite. Survivor clasts, mostly plagioclases, are elongated in the foliation and are flanked with pressure shadows. They are smaller (maximum 50 μm , 30 μm on average) than the clasts in the non-mylonitized veins.

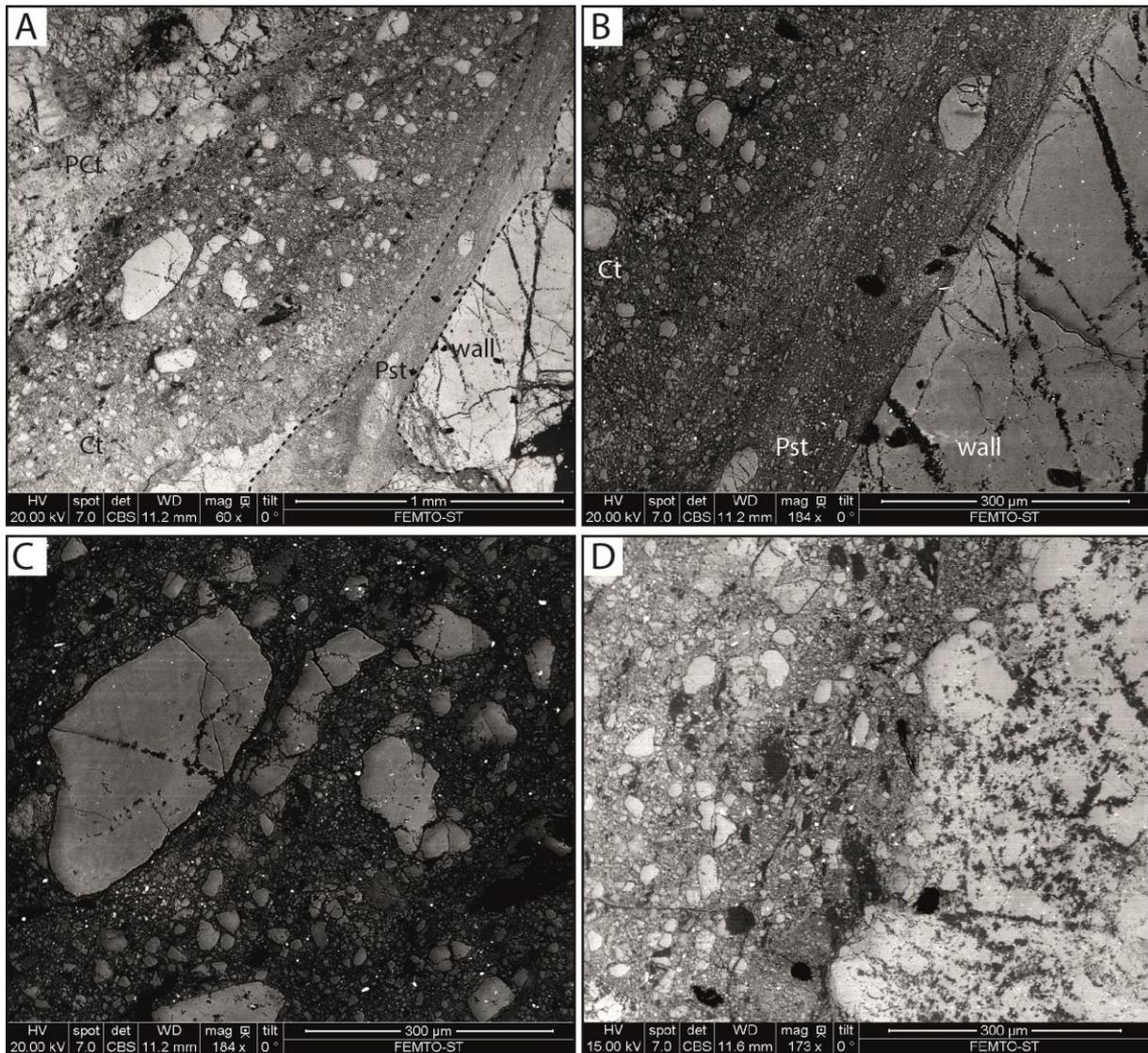
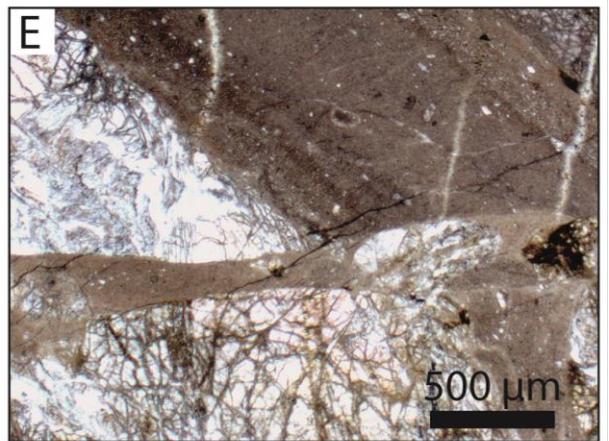
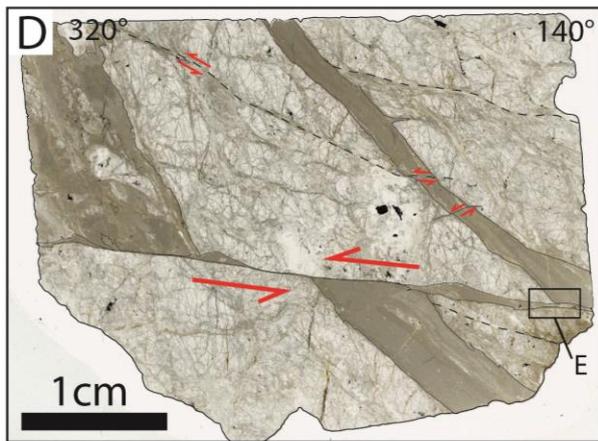
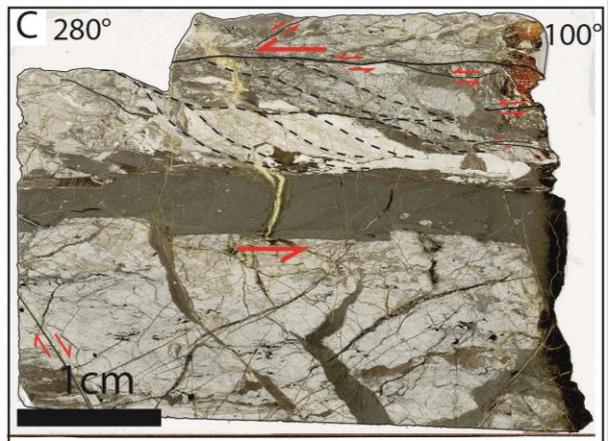
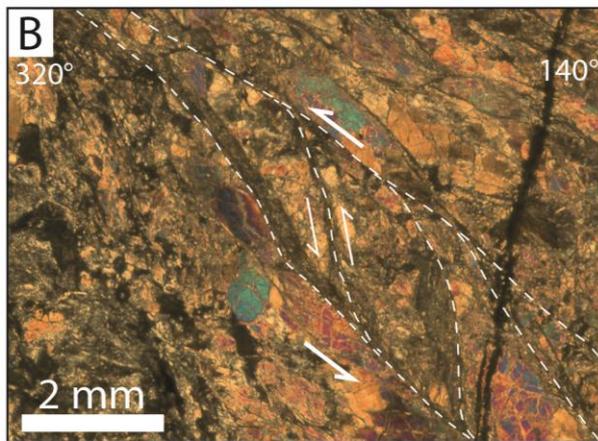
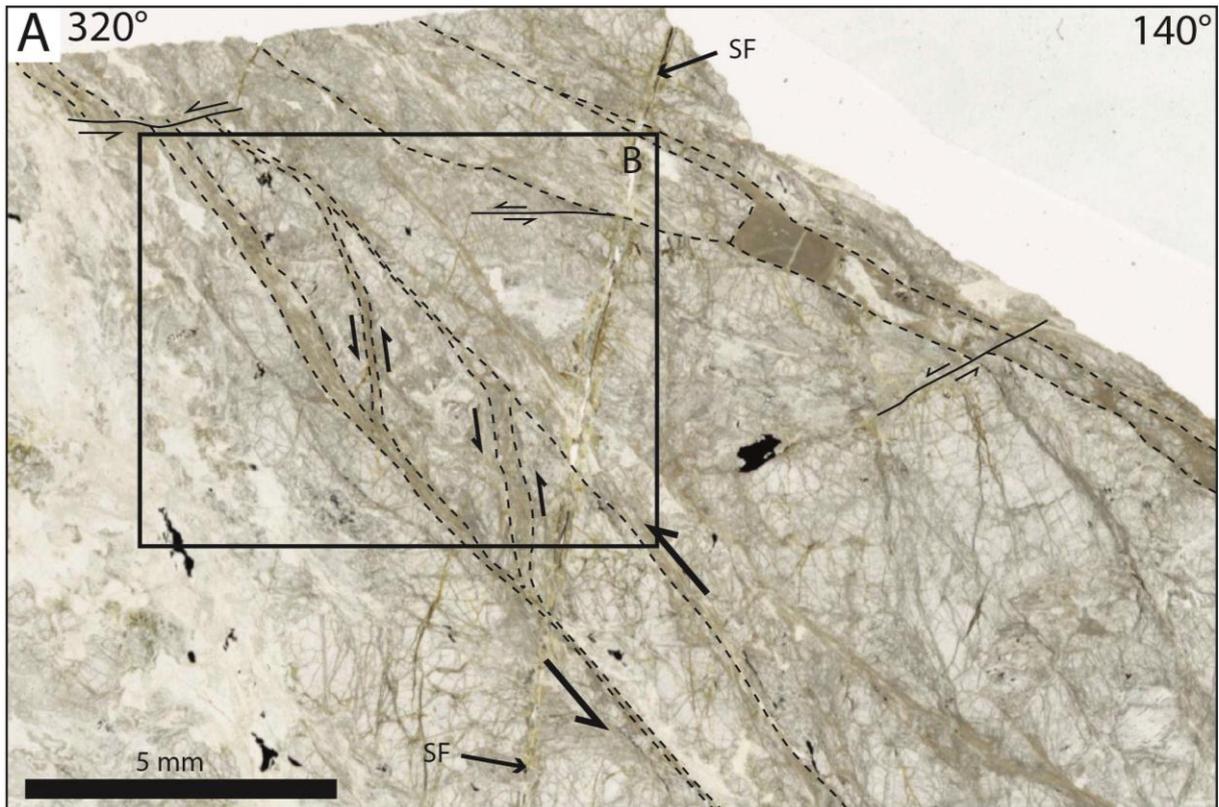


Fig.5. 9 : SEM images of associated cataclasites and pseudotachylites in peridotite from locality 6. **A**: From top left to bottom right, juxtaposition of proto-cataclasite (Pct), cataclasite (Ct), pseudotachylite (Pst) and moderately fractured peridotite (wall). **B**: Detail of the Ct-Pst-host rock zoned domain of (A). **C**: Detail of the Ct domain of (A), showing angular clasts. **D**: Detailed view of a cataclasite-wall rock contact.

Fig.5. 10 : (Next page) Thin section scanned images and photomicrographs of fault veins from the steeply dipping fault zone at locality 2 (A and B) and from the flat-lying fault zone at locality 3 (C, D and E) showing top-to-the-west or top-to-the-northwest displacement senses. **A**: Parallel polarized thin section scanned image showing an anastomosed network of steeply dipping cataclasite zones with a reverse displacement sense. **B**: Crossed-polar enlarged image from (A) showing cataclastic zones offsetting olivine crystals in a reverse sense. **C**: Parallel-polar thin section scanned image of a pseudotachylite vein and associated sheared peridotite suggesting a top-to-the-west sense of displacement. **D**: Parallel-polar thin section scanned image showing an early steeply dipping pseudotachylite vein left-laterally offset by a late flat-lying pseudotachylite vein. **E**: Detail of D showing that the flat-lying vein is younger than the vein dipping to the right.



V.3.2.2. Post-mylonitization pseudotachylite in the foliated sole.

Post-mylonitization fault veins are greenish to greyish and are not foliated (Fig. 5.11). Most fault veins are parallel or nearly parallel to the foliation. The parallelism between most of the fault veins and the foliation likely reflects a mechanical influence of the foliation on the seismic rupture propagation and hence on the resulting attitude of the veins. Post-mylonitization fault veins as well as injection veins are also found to cross-cut pre-mylonitization veins. No clear kinematics can be attributed to the post-mylonitization pseudotachylite veins.

Post-mylonitization fault veins are usually less than 5 mm thick, but can reach 10 mm. Clasts consist mostly of plagioclase, with minor tremolite or pyroxene. The largest clasts, especially the pyroxene ones, show embayments. The matrix is cryptocrystalline or glassy, and includes microlites of albite and glaucophane. The length of the microlites is between 10 and 20 μm , but decreases to less than 5 μm near the vein boundaries (chilled margins). Flow folds are abundant and are defined by alternating layers of microlites of different sizes. Injection veins are rare. They include less clasts than the fault veins do. The cryptocrystalline or glassy matrix contains microlites which are slightly larger (40 μm) than in the fault veins. The mineralogical nature of clasts or microlites is the same as in the fault veins.

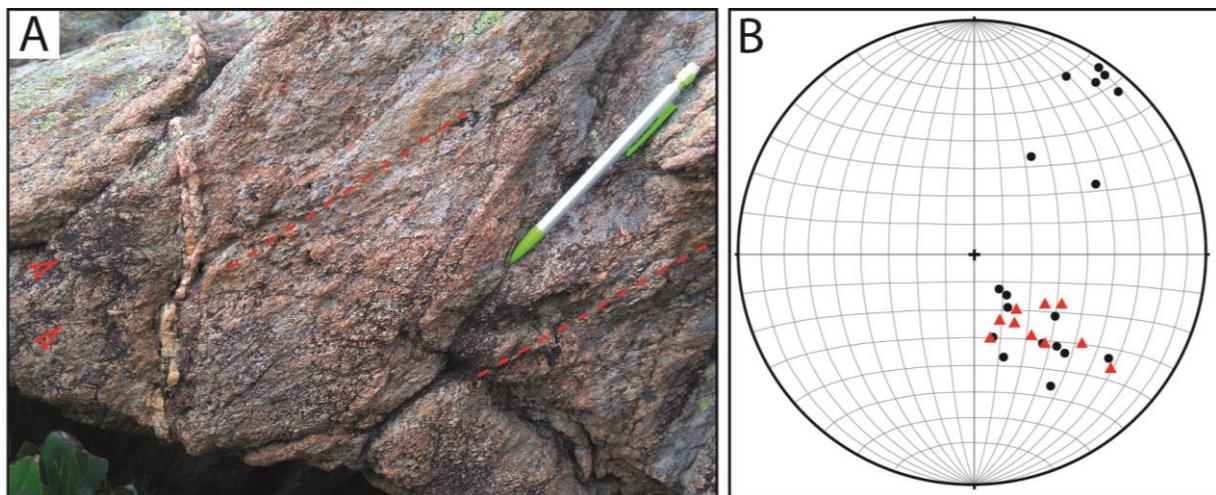


Fig.5. 11 : Outcrop aspect of pre- and post-mylonitization pseudotachylite veins in the foliated metagabbro sole at locality 4 and attitudes of nearby post-mylonitization veins. A: Foliated metagabbro showing a post-mylonitization fault vein secant on pre-mylonitization fault veins and on foliation. The foliation is outlined by the dashed red line. Red arrows point at pre-mylonitization fault veins. B: Lower-hemisphere equal-area projection of poles to post-mylonitization fault veins (solid circles) and poles to foliation (red triangles).

V.3.2.3. Pseudotachylite in the equant metagabbro above the foliated sole.

The appearance of pseudotachylite veins in the equant metagabbro is similar to that of post-mylonitization veins in the foliated sole. In particular, cross-cutting relationships between veins are common and indicate polyphase seismic rupturing. A notable difference is that lenses of pseudotachylite-supported breccias are observed in equant metagabbro but not in the foliated sole. These lenses are up to 15 cm thick and include rounded fragments of equant metagabbro and foliated metagabbro. They are interpreted as local accumulations in so-called dilatational or releasing bends located along slipping surfaces (Sibson, 1986). Another difference is that the fault vein attitudes in the equant metagabbro are scattered. Particularly, veins parallel or slightly oblique to ϕ_2 are scarce.

The metagabbro pseudotachylite matrix is glassy or crypto-crystalline. Deseta et al. (2014b) produced diffractograms without diffraction points, showing unambiguously the presence of glass in the matrix. Survivor clasts are well rounded and show the same mineralogical nature as in post-mylonitization veins. Feldspar clasts are numerous and small whereas pyroxene and olivine clasts are scarce and large. Microlites consist mainly of fibrous or acicular, rarely spherulitic, pyroxene. Deseta et al. (2014b) report the presence of blueschist facies microlites, namely Al-rich omphacite, high-Fe anorthite and accessory ilmenite. A few thin sections show different microlite assemblages, suggesting different stages of vein formation. Some veins contain omphacite but no tremolite or actinolite; some others contain tremolite or actinolite but no omphacite. Omphacite-bearing veins likely formed under high-pressure conditions while amphibole-bearing veins formed in shallower conditions (greenschist facies). Unfortunately, such observations are too scarce to allow a reliable sorting of the equant metagabbro veins.

Pseudotachylite veins in the equant metagabbro and post-mylonitization veins in the foliated sole can be considered as contemporaneous. However, a part of the veins in the equant metagabbro, especially those cut by other veins, could be older and could have been formed coevally with the pre-mylonitization veins. Only absolute dating of the veins could help clarify the relationships between post-mylonitization veins in the foliated metagabbro and veins in the non-foliated metagabbro.

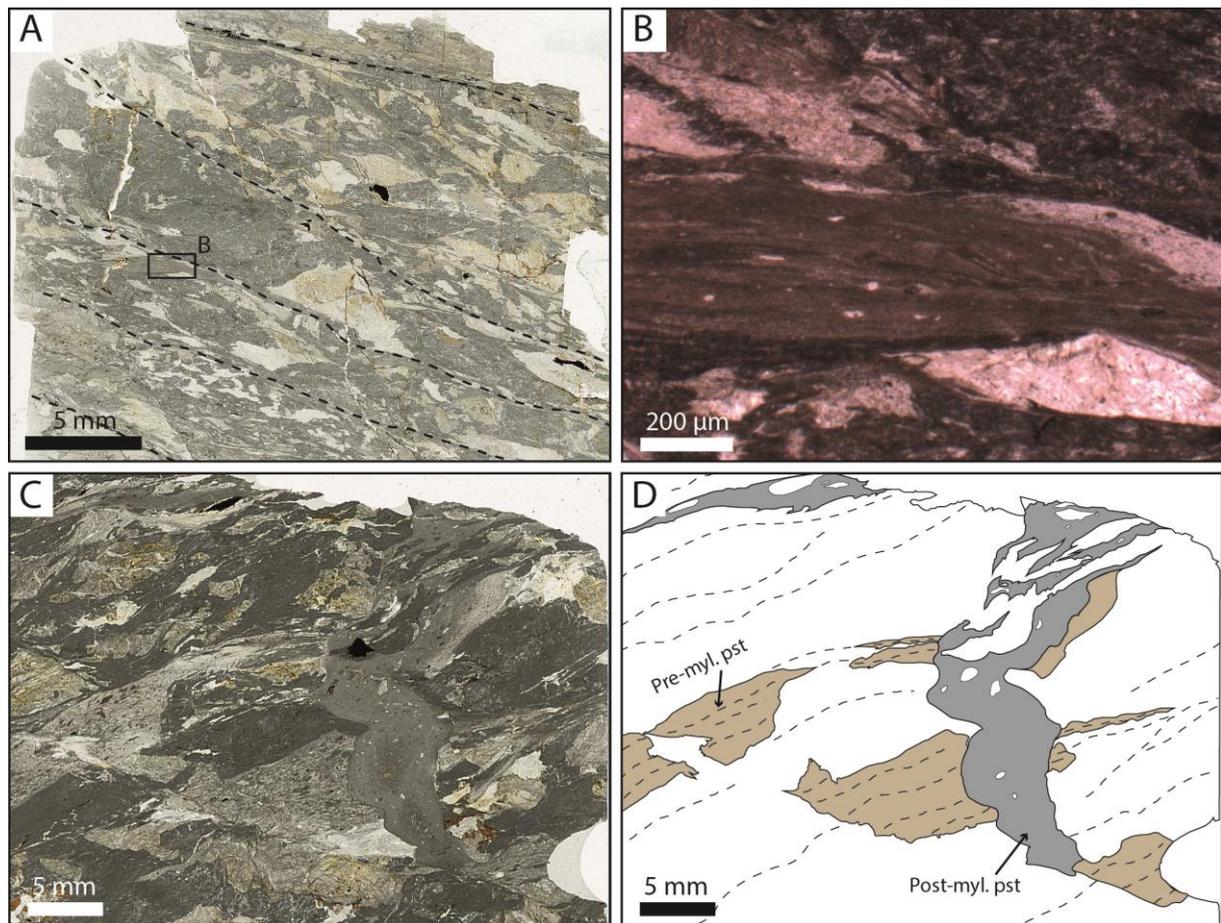


Fig.5. 12 : Microscopic aspect of pre- and post-mylonitization pseudotachylite veins in the foliated sole of the metagabbro unit. **A:** Parallel-polar thin section scanned image of the foliated metagabbro. **B:** Detail of **A** showing a mylonitized pseudotachylite vein. The foliation inside the vein is slightly oblique to the foliation outside, likely because of some obliquity of the vein with respect to the deformation axes. **C:** Parallel-polar thin section scanned image showing a post-mylonitization fault vein, a post-mylonitization injection vein and a foliated pre-mylonitization vein. **D:** sketch of **C**. Pre-myl. pst: pre-mylonitization vein; Post-myl. Pst: post-mylonitization vein. Dashed lines outline the foliation trace.

V.4. Analysis of the seismic ruptures fossilized in the study area and comparison with present-day subduction zone seismology.

V.4.1. Significance of the ϕ_2 contact and formation of metagabbro mylonite and pseudotachylite.

The ϕ_2 contact is interpreted as an ancient deformed Moho interface by Andersen et al. (2008, 2014). Alternatively, ϕ_2 can be interpreted as an ancient low-angle detachment fault or shear zone dating back to the initial stretching of the continental lithosphere before formation of the Piemonte-Liguria basin (Meresse et al., 2012), following the model of Manatschal and Müntener (2009). It can also be interpreted as an ancient low-angle detachment fault located at or near the accretion ridge of the Piemonte-Liguria basin (Vitale-Brovarone et al., 2014) following the models of Tucholke and Lin (1994) or Cannat et al. (2009). If ϕ_2 is an ancient detachment (at the ridge or in the ocean-continent

transition), it may not coincide with the Moho interface. The supposed detachment could have been reactivated during plate convergence or during subsequent collision and nappe emplacement. Whatever its origin, the detachment should have been localized beneath the bulging sides of a gabbro diapiric pluton emplaced in the uppermost mantle, to account for the gabbro-over-peridotite succession observed in the study area. Lastly, the two scenarios (reactivated Moho or detachment in the uppermost mantle) are not contradictory. Both involve a low-angle shear zone in the upper part of the lithosphere.

The ductile deformation of the metagabbro sole may result from one or several of the following settings: (1) normal shear along a crustal-scale detachment following continental lithosphere breakup (e.g., [Meresse et al., 2012](#); [Vitale-Brovarone et al., 2014](#)), (2) normal shear along an axial detachment fault near the spreading ridge of the Piemonte-Liguria basin, (3) reverse shear along the crust-mantle boundary (Moho) of the subducting slab. The lack of kinematic indicators in the metagabbro sole prevents distinguishing stages (1) or (2) (normal sense of shear) from stage (3) (reverse sense of shear).

Whatever the setting, the ductile deformation was achieved at a place where the ambient temperature was higher than the brittle/ductile transition temperature of gabbro. Since the plagioclase modal content in the metagabbro is about 50%, a minimum estimate of the brittle/ductile transition temperature is *ca.* 550°C (e.g., [Molli, 1994](#); [Hansen et al., 2013](#)). Given the abundance of pyroxenes (about 35 % modal content), the actual transition temperature of the metagabbro is likely higher. The maximum metamorphic temperatures in the study area are 414-471°C ([Vitale-Brovarone et al., 2013](#)), that is less than 550°C. This could rule out the possibility of a ductile deformation in the subducting slab. However, by admitting that the metagabbro underwent some hydrothermal alteration (as can be expected if ϕ_2 is a reactivated detachment), its brittle/ductile transition temperature would have been lower (*ca.* 300°C, [Stünitz, 1993](#)), thus permitting ductile deformation.

Calling upon ductile deformation of the metagabbro sole along a detachment in the ocean-continent transition or at the mid-oceanic ridge (and hence generation of pre-mylonitization pseudotachylite at the same place) requires that these early structures will then be transported until the subduction zone at intermediate depths where they will be overprinted by (post-mylonitization) pseudotachylite veins. In particular, it means that (pre-mylonitization) pseudotachylite veins formed away (at least 200 km away according to [Guerrera et al., 1993](#); [Molli, 2008](#); [Faccenna et al., 2001](#); [Van Hinsbergen et al., 2014](#); [Turco et al., 2012](#); [Marroni and Pandolfi, 2007](#); [Rosenbaum et al., 2002](#)) from the subduction zone will be overprinted by (post-mylonitization) pseudotachylite veins formed at depth (> 60 km) in a subduction zone. Though not impossible, such a coincidence does not seem very plausible.

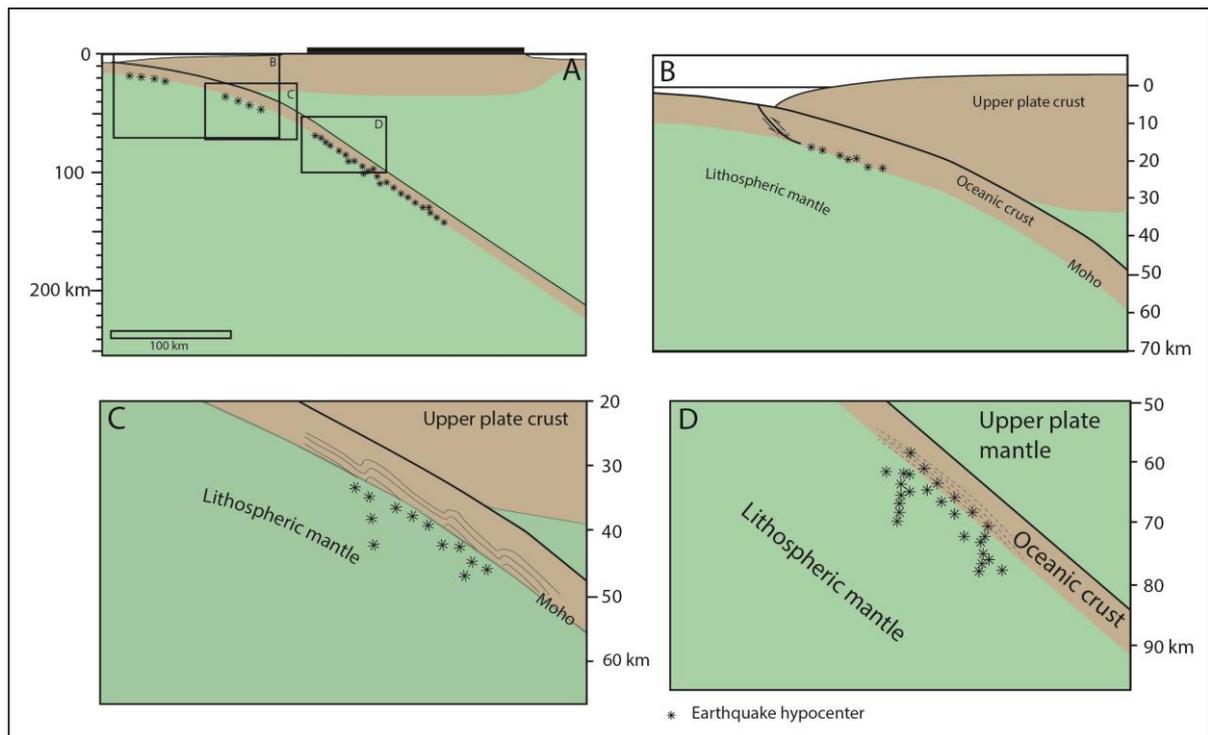


Fig.5. 13 : Multi-stage scenario of formation of pseudotachylite and mylonite in the Cima di Gratera nappe. A: General sketch showing the east-dipping subduction of the Piemonte-Liguria oceanic basin beneath an arc or a micro-continent in Cretaceous times. Also depicted are the hypocenters (asterisks) of the Wadati-Benioff seismic zone. B: Formation of pre-mylonitization pseudotachylite at shallow depth at or near the mantle-crust boundary. C: Ductile deformation of the base of the oceanic crust and coeval formation of pseudotachylite in the underlying peridotite. D: Formation of post-mylonitization veins in the ductilely deforming metagabbro by seismic ruptures nucleated in the peridotite and having propagated upward across and beyond the foliated metagabbro.

Figure 13 suggests a simpler scenario in which both pseudotachylite and mylonite are formed in the subducting slab at shallow to intermediate depths. Pre-mylonitization pseudotachylite is formed at depths shallower than the gabbro brittle/ductile transition isotherm. It can be formed near the trench, along the Moho (Fig. 5.13A), following a scenario proposed by Singh et al. (2008, 2011) to account for the location of the hypocenters and rupture propagation geometries of the 2004 Sumatra and 2010 Pagai events. A similar possibility of seismic ruptures inside the oceanic crust of the subducting Philippine Sea plate beneath SW Japan was also suggested by Tsuji et al. (2009, 2013). Pre-mylonitization pseudotachylite can alternatively be formed deeper, before being subsequently mylonitized when passing through the brittle/ductile transition isotherm. Continuing shear along the crust-mantle boundary would result in ϕ_2 -parallel seismic ruptures in the brittle peridotite and in ϕ_2 -parallel foliation in the metagabbro sole (Fig. 5.13B). That post-mylonitization pseudotachylite cross-cuts the foliated metagabbro suggests oscillations of the gabbro brittle/ductile transition isotherm. Such oscillations are possible. Indeed, numerical simulations of long-term equilibrium state of the subduction interplate show that the brittle/ductile transition is almost parallel to the crust-mantle boundary of the subducting slab (Arcay, 2012). An alternative view is that post-mylonitization pseudotachylite veins, especially those perpendicular or highly oblique to the foliation, result from

seismic ruptures having nucleated in the underlying mantle and having propagated upwards across the ductile metagabbro (Fig. 5.13D).

V.4.2. Formation of peridotite pseudotachylite at intermediate depths.

V.4.2.1. Weakening mechanisms facilitating ruptures at intermediate depths.

Intermediate-depth seismicity as well as deep-focus seismicity are puzzling. Indeed, given the high stresses expected at depths > 60 km, brittle fracturing or frictional sliding along pre-existing fractures require unrealistic rock strengths or over-pressurized pore fluids which could reduce stresses. Yet earthquakes occur. To solve this paradox, three mechanisms have been proposed (Green and Houston, 1995; Hacker et al., 2003; Frohlich, 2006; Houston, 2015): dehydration embrittlement, ductile shear instability and transformational faulting.

Transformational faulting calls for the formation of antiracks during phase transformation of olivine to denser phases such as β - or γ -spinel (Green and Burnley, 1989; Kirby et al., 1991; Wiens et al., 1993; Schubnel et al., 2013). The applicability of transformational faulting as a possible mechanism accounting for *intermediate-depth* seismicity in the subducting oceanic lithosphere is questionable (e.g., Hacker et al., 2003) because (1) the expected reactions are too slow compared with earthquake timescales, (2) olivine remains stable at the considered depths, and (3) the metamorphism of basalts or gabbros does not involve the polymorphic reactions required in transformational faulting processes.

Dehydration embrittlement is based on a pore fluid pressure increase leading to brittle fracturing or reactivation by decrease of the otherwise high normal stresses. The pore fluid pressure increase would result from fluid accumulations following dehydration reactions of hydrated minerals. Seismological observations and data modeling, laboratory experiments, field observations and thermal and thermodynamic computations have pointed out possible links between intermediate-depth seismicity and dehydration reactions affecting hydrated rocks or minerals of the subducting slab such as basalt, gabbro, chlorite, antigorite, talc or brucite (Raleigh and Paterson, 1965; Rutter and Brodie, 1988; Green and Burnley, 1989; Green et al., 1990; Green and Houston, 1995; Kirby, 1995; Seno and Yamanaka, 1996; Davis, 1999; Peacock, 2001; Seno et al., 2001; Dobson et al., 2002; Wang, 2002; Hacker et al., 2003; Preston et al., 2003; Yamazaki and Seno, 2003; Jung et al., 2004; Wang et al., 2004; Brudzinski et al., 2007; Hirose and Bystricky, 2007; Rondenay et al., 2008; Hasegawa et al., 2009; Nakajima et al., 2009; Angiboust et al., 2012; Abers et al., 2013; Nakajima et al., 2013; Houston, 2015). A strong argument justifying the link between intermediate-depth seismicity and dehydration reactions in the subducting slab lies in overlaps between predicted dehydration reaction isotherms and location of hypocenters (e.g., Peacock, 2001 or Hacker et al., 2003). Regarding the

upper Wadati-Benioff seismic sub-zone, the source of fluids would lie in dehydration reactions transforming basalts or gabbros into blueschist or eclogite-facies rocks (Hacker et al., 2003; Preston et al., 2003; Yamazaki and Seno, 2003; Kita et al., 2006; Nakajima et al., 2009). Regarding the *lower* Wadati-Benioff sub-zone, the source of fluids should be searched for in dehydration reactions of chlorite or antigorite since these two minerals are thought to be present in the mantle of subducting slabs (Seno and Yamanaka, 1996; Peacock, 2001; Seno et al., 2001; Hacker et al., 2003). Dehydration reactions have been invoked to account for secondary olivine crystallization along natural fault zones in ophiolitic rocks from the Voltri complex in Italy (Hoogerduijn-Strating and Vissers, 1991; Scambelluri et al., 1991). According to Hoogerduijn-Strating and Vissers (1991), fluid overpressures would nearly reach lithostatic values.

Ductile instability, also called thermal runaway or thermal shear instability, postulates that the temperature-dependent viscosity of a highly localized, ideally fine-grained, creeping ductile shear zone is progressively reduced by the heat provided by continuing creep (Ogawa, 1987; Kameyama et al., 1999; Braeck and Podladchikov, 2007; Kelemen and Hirth, 2007). This positive feedback between continuing creep and temperature rising can eventually lead to seismic failure. This mechanism was evoked in the case of the 1994 M_w 8.2 Bolivian deep-focus earthquake (depth = 637 km) by Kanamori et al. (1998), who further suggested that failure could have led to melting along the newly nucleated fault surface. Indeed, these authors calculated that, for a starting shear zone thinner than 1 cm, temperature elevation in the shear zone would exceed 10,000°C, which is far higher than melting temperature of any rock. Source parameter scaling and energy budget of clusters of intermediate-depth (140-160 km) M_w 4-5 earthquakes beneath northern Colombia led Prieto et al. (2013) to suggest that propagation of these ruptures was caused by a thermal runaway mechanism. A similar mechanism was suggested by Wiens and Snider (2001) to account for deep (550-600 km) earthquakes in the Tonga slab. From the analysis of closely associated mylonitic zones and pseudotachylite across a gabbro metamorphosed under high- to ultrahigh-pressure conditions in Norway, John et al. (2009) suggested that co-seismic melting was contemporaneous with ductile shear and is the result of a self-localizing thermal runaway process along the shear zones. Another example of possible thermal runaway frozen in the geological record is provided by Andersen et al. (2008, 2014) and Deseta et al. (2014a), as is discussed below.

V.4.2.1.1. Did dehydration embrittlement facilitate seismic failure in the peridotite unit?

According to Deseta et al. (2014a), the metagabbro pseudotachylite was formed under eclogite facies P-T conditions (presence of omphacite microlites in the matrix) before being retrogressed under blueschist facies P-T conditions (presence of glaucophane microlites). These authors estimate that the P-T conditions of crystallization of glaucophane and omphacite microlites in the metagabbro

pseudotachylite are between 430 and 550°C and 1.8 GPa and 2.6 GPa, corresponding to blueschist to eclogite facies conditions. These values are close to those obtained in the units around the Cima di Gratera nappe by Vitale-Brovarone et al. (2013) which are 414-471°C and 1.9-2.6 GPa. With a mean rock density of 3000 kg/m³ and assuming a lithostatic equilibrium, the pressure range corresponds to depths between 60 and 90 km. P-T conditions in the peridotite pseudotachylite cannot be ascertained. Indeed, the microlites (diopside, olivine, enstatite and clinocllore) that crystallized during cooling of the melt do not bring any constraints on the pressure conditions during pseudotachylite formation. However, if considering the peridotite unit as *attached* to the metagabbro unit during subduction, then the same metamorphic conditions should apply to both units. In other words, it can be assumed that pseudotachylite in the peridotite unit formed under blueschist to lawsonite-eclogite facies conditions, as suggested by Deseta et al. (2014a).

As mentioned above, antigorite, which is common in the serpentinites or serpentitized peridotites of the Cima di Gratera nappe, is a candidate to account for dehydration embrittlement and subsequent seismicity in subducting slabs. The P-T conditions for antigorite dehydration are known from experiments and are between 550 and 720°C for pressures between 1 and 3 GPa (Ulmer and Trommsdorff, 1995; Wunder and Schreyer, 1997; Dobson et al., 2002; Perillat et al., 2005; Hilairt et al., 2006; Padron-Navarta et al., 2010). The peak temperatures supposedly recorded by the peridotite pseudotachylite (430-550°C, see above) or in the surrounding units (414-471°C, Vitale-Brovarone et al., 2013) are lower than the temperatures required for dehydration of antigorite-bearing serpentinite. This temperature difference renders dehydration of the mantle unit antigorite unlikely. In addition to these temperature issues, no optical microscope or SEM observations of secondary olivine newly crystallized at the expense of primary antigorite, such as the assemblages described by Hoogerduijn-Strating and Vissers (1991) or by Scambelluri et al. (1991), could be found in the pseudotachylite veins or in their vicinity, confirming that antigorite dehydration did not occur in the peridotite. Andersen et al. (2014) and Deseta et al. (2014b) confirm that they did not observe secondary anhydrous minerals resulting from the dehydration of serpentine, talc, clinocllore or amphibole in the Cima di Gratera metagabbros or peridotites. For the time being, we consider that dehydration embrittlement was not an operative mechanism during seismic failure in the peridotite unit.

V.4.2.1.2. Did self-localizing thermal runaway facilitate failure in the peridotite unit?

Deseta et al. (2014a) report thin-section scale (20 mm to < 100 µm range) ductile (plastic) deformation structures inside or along pseudotachylite fault veins. These structures include (1) elongated wallrock clasts in gabbro-hosted pseudotachylite veins, (2) crystal plastic deformation of the host metagabbro along the boundaries of pseudotachylite veins, (3) grain boundary alignment in prolate and lozenge-shaped grains suggesting grain boundary migration in some peridotite-hosted pseudotachylite veins,

and (4) plastic ribbons in gabbro- or peridotite-hosted ultracataclasites. Additionally, by analyzing dislocation slip systems in olivine from peridotite wall rock or from clasts in the pseudotachylite with the help of electron backscatter diffraction, Andersen et al. (2014) and Deseta et al. (2014b) suggested that ductile deformation preceded pseudotachylite formation. Based on these microscale ductile precursors to seismic faulting found along pseudotachylite fault veins in the Cima di Gratera peridotites and gabbros, Andersen et al. (2014) and Deseta et al. (2014a and b) suggested that seismic ruptures were facilitated or triggered by a self-localizing thermal runaway process.

The possible activity of this process in the basal foliated metagabbro sole cannot be demonstrated nor discarded. Indeed, the parallelism between (post-mylonitization) pseudotachylite fault veins and the foliation of the basal metagabbro probably results from the influence of the pre-existing foliation on the propagation of the seismic rupture, as often invoked in other settings (e.g., Grocott, 1981; Swanson, 1988; Allen, 2005; Zechmeister et al., 2007). More generally, pseudotachylite veins preserved inside mylonitic zones are quite common (e.g., Sibson, 1980; Passchier, 1982), and their formation, although influenced or guided by the pre-existing planar heterogeneity as stated above, does not necessarily depend on a precursory softening shortly before seismic rupturing, as required in the ductile instability mechanism.

Unlike Deseta et al. (2014a and b), we did not observe any ductile shear zones along the peridotite fault veins, despite a large number of thin sections prepared with samples from the peridotite unit. We rather observe a quasi-ubiquitous association of pseudotachylite veins with cataclastic peridotite. Consequently, ductile instability does not appear as a predominant mechanism associated with seismic ruptures in the peridotite unit of the study area.

V.4.2.1.3. Did cataclasis facilitate seismic failure in the peridotite unit?

Peridotite-hosted pseudotachylite fault veins are almost always flanked by cataclasite (Figs 5.8, 5.9 and 5.10). Cataclasis may predate or postdate frictional melting, as shown by cataclasite zones crossed by pseudotachylite veins or by fragments of pseudotachylite included in cataclasites. Similar pseudotachylite-cataclasite associations were reported from natural occurrences (Maddock, 1992; Magloughlin, 1992; Swanson, 1992; McNulty, 1995; Obata and Karato, 1995; Curewitz and Karson, 1999; Fabbri et al., 2000; Rowe et al., 2005; Di Toro and Pennacchioni, 2004, 2005; Piccardo et al., 2007, 2010) and also from rock friction experiments (Spray, 1995; Del Gaudio et al., 2009; Hirose et al., 2012). Swanson (1992) considered the cataclasite as the result of the propagating seismic rupture front, frictional melting occurring during seismic slip behind the front. Curewitz and Karson (1999) proposed that cataclasite results from slip surface leveling by asperity grinding and abrasion. Since a cataclastic peridotite is obviously mechanically weaker than an intact peridotite, one can expect cataclasis to be a precursory weakening mechanism facilitating ensuing seismic rupture. Unlike

dehydration-derived over-pressurized fluids, cataclasis *per se* does not contribute to counterbalance the high stresses expected at depths > 60 km. Though this mechanism does not bring any answer to the enigma of earthquakes at great depths, it however provides a plausible way to mechanically weaken strong rocks.

V.4.3. Co-seismic displacement kinematics frozen in the peridotite unit compared with present-day Wadati-Benioff zone earthquakes.

Figure 5.14 shows a comparison between co-seismic kinematics frozen in the peridotite unit and the intermediate-depth seismicity of the Pacific plate presently subducting beneath NE Japan. The Pacific plate is taken as representative of a cold slab. The choice of the intermediate-depth seismicity is justified by the fact that the peridotite-hosted pseudotachylite were formed at depths between 60 and 90 km, as suggested by the metamorphic pressure conditions in the overlying metagabbro unit, supposed attached to the underlying unit, as discussion above. Since the kinematics of gabbro-hosted pseudotachylite are undetermined, the discussion will be largely based on peridotite-hosted occurrences. As stated in Section V.2.1, the discussion is based on the assumption of an Alpine-type east-dipping subduction.

Given the large (55°) angle between flat-lying fault zones and the earliest veins of the steeply-dipping fault zones in the peridotite unit, no unique stress tensor can account for simultaneous slip along the two zones, suggesting that when one fault zone was active, the other was not active. The pervasive intermingling between flat-lying and steeply-dipping veins suggests that the two types of fault zones were active alternatively and under oscillating stress conditions. Such changing stress conditions could result from the near-surface interplate seismic cycle and periodic unlocking of the shallow plate interface during large earthquakes as suggested by Astiz et al. (1988).

Several authors showed that in the case of cold slabs, the upper surface of the intermediate-depth Wadati-Benioff zone is characterized by a so-called downdip compression, meaning that P axes of earthquakes are parallel or almost parallel ($< 30^\circ$) to the dipping direction of the subducting slab (Isacks and Molnar, 1971; Apperson and Frohlich, 1987; Green and Houston, 1995; Kao and Liu, 1995; Igarashi et al., 2001; Chen et al., 2004). The reverse kinematics observed in the steeply-dipping fault zones agree with this configuration. Indeed, in slab coordinates, a 55° dipping earthquake fault plane would have a 'favorably' oriented P axis at 30 to 45° to the fault plane, that is, at 10° to 25° to the slab upper surface (taken parallel to φ_2).

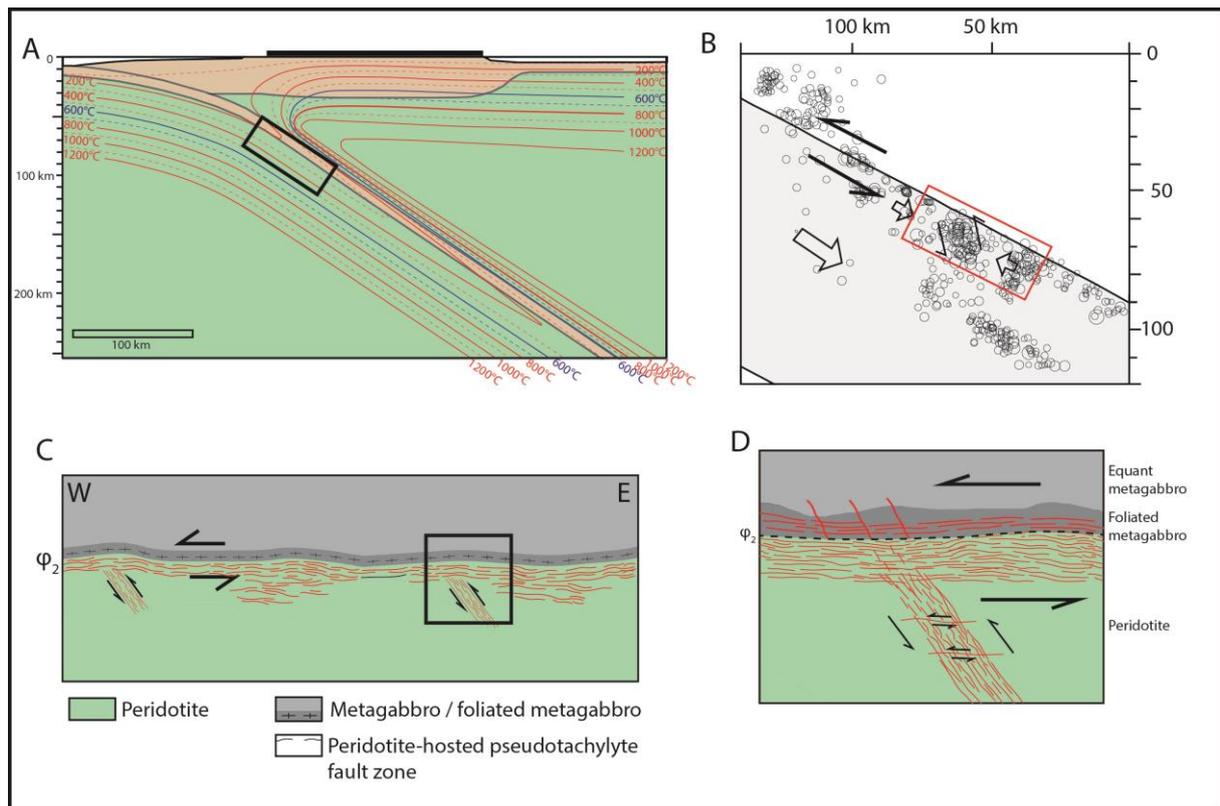


Fig.5. 14 : Geometrical and kinematic similarities between the present-day seismic activity of the Wadati-Benioff zone beneath NE Japan (A and B) and the Corsican fossil seismic ruptures (C and D). A: Possible location of the Corsican seismic ruptures (rectangle) in a cold slab thermal model (isotherms after Peacock, 2001 and Hacker et al., 2003). **B:** Hypocenters and kinematics of the 2002-2003 seismic activity in the uppermost part of the Pacific plate off NE Japan (Hasegawa et al., 2007). The red rectangle delineates the possible equivalent of the seismic fault zones frozen in Corsica. **C:** Sketch summarizing the geometry and kinematics of the Corsican fossil seismic ruptures in the peridotite unit (approximate width: 10 km). **D:** Detail of C emphasizing large ruptures propagating upwards across the crust-mantle boundary and beyond the foliated basal metagabbro (approximate width: 1 km).

Refining the comparison with cold subducting plates, a series of events having occurred in the early 2000s in the Pacific plate beneath NE Japan gives some insights on the geometry and sense of slip of the Corsican paleo-ruptures (Fig. 5.14B and C). First, the November 3, 2002, M 6.1 earthquake which occurred along the upper Wadati-Benioff plane beneath NE Japan (Okada and Hasegawa, 2003) can constitute an analog to seismic ruptures along *flat-lying* fault zones in the peridotite unit or in the base of the metagabbro unit, on either side of ϕ_2 . Indeed, the actual fault plane of this event was parallel to the alignment defining the upper Wadati-Benioff plane (i.e., parallel to the crust-mantle boundary) and the sense of slip was reverse. The analogy is somewhat limited by the shallow focal depth (38 km) of this event (Hasegawa et al., 2007), meaning that it is not strictly speaking an intermediate-depth earthquake. Second, the May 26, 2003 M 7.1 earthquake that occurred in the Pacific plate (focal depth 68 km) can be an analog to seismic ruptures along *steeply-dipping* fault zones in the peridotite unit. This event was located near the upper Wadati-Benioff plane, close to the crust-mantle boundary (Okada and Hasegawa, 2003). Its hypocenter was 50 km away from the November 3, 2002 event. Okada and Hasegawa (2003) further showed that aftershocks were distributed along the steeply-

dipping nodal plane, straddling both the oceanic crust and the uppermost mantle. Sense of slip was reverse. The angle between the fault plane and the crust-mantle boundary is 50° (Hasegawa et al., 2007), a value quite comparable to the 55° angle between the flat-lying and the steeply dipping fault zones observed in the peridotite unit. The analogy between the Pacific slab upper Wadati-Benioff seismic events and the Corsican configuration is depicted on Fig. 14. Slab-boundary parallel seismic ruptures would be analogous of the November 3, 2002 earthquake off NE Japan and, more generally, could be deeper equivalents of the low-angle thrust fault (“LT”) type events of Igarashi et al. (2001).

In summary, the reverse senses associated with the seismic ruptures frozen in the study area can be compared with earthquakes with reverse-type focal mechanisms or ‘down-dip compression’ events. More particularly, the lack of normal kinematics associated with pseudotachylite generation suggests that normal-type events such as those corresponding to reactivation at depth of normal faults formed in the slab before it starts subducting (e.g., Jiao et al., 2000; Barnhart et al., 2014) either did not occur in the Corsican subduction zone or did not leave any imprint.

V.5. Conclusion.

The structural analysis of pseudotachylite in the Cima di Gratera ophiolitic nappe leads to the following results.

Pseudotachylite veins in the peridotite unit are either isolated and scattered in the unit or clustered in fault zones. Isolated veins as well as fault zones are horizontal (flat-lying type) or dip about 55° (steeply dipping type). In fault zones, the abundance of fault veins likely reflects a large number of repeating seismic ruptures, among which some may correspond to small magnitude events like aftershocks. The lack of clear cross-cutting relationships suggests that the flat-lying fault zones and their steeply dipping equivalents were active alternatively, as a consequence of oscillating stress states possibly resulting from periodic unlocking of the shallow plate interface during the seismic cycle. The activity of the flat-lying fault zones probably lasted for a longer time than the steeply dipping fault zones. The sense of displacement associated with steeply dipping fault zones and with most of the flat-lying fault zones is top-to-the-west or top-to-the northwest. Cataclasite flanking most of the veins was formed before or coevally with frictional melting and likely mechanically weakened the peridotite, facilitating subsequent seismic rupture.

The base of the metagabbro unit is mylonitic. The origin of the mylonitization remains undetermined. The scenario retained here suggests that the ductile deformation was achieved in the subducting slab below the brittle-ductile transition depth of the gabbro. The isotherm corresponding to the brittle-ductile transition depth of the gabbro can be taken as parallel to the crust-mantle boundary in the subducting slab. Pseudotachylite veins in the metagabbro are distributed in the lower part of the unit,

in the foliated sole as well as in the equant metagabbro above. They are not as well organized as their equivalents in the peridotite unit. Flat-lying veins are abundant near the contact with the underlying peridotite, steeply dipping veins are scattered in the lower part of the unit. The ductile deformation affecting the basal part of the unit allows to distinguish pre-mylonitization pseudotachylite formed above the brittle-ductile transition depth of the gabbro from post-mylonitization veins formed below this depth. In the equant metagabbro above the basal mylonitic zone, it is no longer possible to distinguish more than one episode of pseudotachylite formation. No information regarding the sense of displacement associated with seismic ruptures could be retrieved from gabbro pseudotachylite veins, whatever their positions or attitudes. It is furthermore not possible to establish a relative chronology between pseudotachylite formed on either side of the contact φ_2 between the peridotite and metagabbro units.

Depth constraints provided by the metamorphic conditions recorded by metagabbro pseudotachylite (1.9-2.6 GPa pressure range, [Deseta et al., 2014 a and b](#)) and geometry as well as kinematics data from peridotite pseudotachylite show similarities with well documented seismic ruptures occurring in the Wadati-Benioff zone of the Pacific plate beneath NE Japan. These similarities allow to propose a scenario of formation of pseudotachylite which encompasses shallow seismic ruptures along the crust-mantle boundary as suggested by [Singh et al. \(2008\)](#) for the 2004 Sumatra earthquake and deeper ruptures in the Wadati-Benioff zone (60-100 km depth range). In this scenario, seismic ruptures in the subducting mantle would always occur under brittle conditions while those in the lower part of the subducting crust would partly be coeval with ductile deformation. No relative chronology between pseudotachylite of either side of φ_2 (peridotite vs. metagabbro) can be firmly established. A part of the metagabbro post-mylonitization veins could be the result of large ruptures nucleated in the peridotite unit and propagated upward across φ_2 and through a metagabbro sole under ductile conditions.

Deciphering intermediate-depth seismicity from ophiolite-hosted pseudotachylite is a complex task because rocks may have recorded earthquakes elsewhere than in the subducting slab. The rocks may have been deformed, at least partly, at the axial ridge during oceanic accretion or in the continent-ocean transition, during initial crustal thinning. Final ophiolite emplacement, whatever by obduction or collision, and subsequent episodes (e.g., late- to post-orogenic extension) are also responsible for additional deformation. All these deformation episodes may contribute to clutter the final picture. However, like for the continental lithosphere ([Swanson, 1992](#); [Obata and Karato, 1995](#); [Allen, 2005](#); [Di Toro and Pennacchioni, 2005](#); [Ueda et al., 2008](#)), pseudotachylite is a valuable tool to improve our understanding of the mechanics of the seismic ruptures in the oceanic lithosphere, in complement to geophysical studies.

Acknowledgements.

This work was funded by the CNRS-INSU TelluS-ALEAS program. Electronic microscopy was supported by the RENATECH Network. Reviews by G. Di Toro and an anonymous reviewer significantly helped clarifying several points of the paper.

Chapitre 6 : Enregistrement de la déformation le long d'une paléo-faille sismique.

Polyphase ductile/brittle deformation along a major tectonic boundary in an ophiolitic nappe, Alpine Corsica: Insights on subduction zone intermediate-depth asperities

Rémi MAGOTT ¹, Olivier FABBRI ¹, Marc FOURNIER ²

1. UMR CNRS 6249 Chrono-environnement, Université Bourgogne Franche-Comté, Besançon, France.

2. : Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005 Paris, France.

Soumis le 20 août 2016 au Journal of Structural Geology

Abstract.

In an ophiolitic nappe of Alpine Corsica, a major fault zone separates a metagabbro from serpentinite and peridotite. This fault zone recorded ductile and brittle deformation events. In the hanging-wall metagabbro damage zone, early deformation occurred under greenschist to blueschist or eclogite facies conditions and consisted of west-verging ductile shear alternating with pseudotachylite-forming faulting with undetermined vergence. This deformation is likely coeval with west-verging seismic (pseudotachylite-forming) faulting in the footwall peridotite or with ductile (distributed) deformation of footwall serpentinite. Early structures are interpreted as the result of reverse faulting/shear in the east-dipping subducting oceanic lithosphere in Cretaceous to Eocene times. Late deformation events consist of ductile shear and seismic faulting having occurred under retrograde greenschist conditions. Kinematics of the ductile shear is top-to-the-east. These events are interpreted as the result of syn- to post-collision extension of the Alpine Corsica in Eocene to Miocene times. Regarding the early events, the uneven distribution of pseudotachylite veins along the fault zone (abundant at peridotite-metagabbro interfaces, rare or absent at foliated serpentinite-metagabbro interfaces) is interpreted as the result of contrasted frictional properties of the rocks in contact. High-friction peridotite-metagabbro contacts are patches characterized by large seismic ruptures (asperities) whereas low-friction serpentinite-metagabbro are creeping zones.

Keywords: Alpine Corsica, pseudotachylite, mylonite, metagabbro, peridotite, serpentinite, asperity

VI.1. Introduction.

Subduction zone seismicity is a major concern in terms of seismic hazard assessment and mitigation. Indeed, on average, it accounts for more than 85% of the seismic energy released in the world (Scholz, 2002). Particularly worrisome are seismic ruptures at the plate interface, at depths shallower than 60 km (so-called shallow depth seismicity, Frohlich, 2006). Such ruptures are able to trigger giant tsunamis that can add to devastation resulting from ground shaking. Though less concerning than the shallow one, intermediate-depth seismicity, with hypocenters between 60 and 300 km, still constitutes a major threat in coastal areas, either through direct shaking (Frohlich, 2006) or through indirect loading of shallower close-to-failure faults (e.g., Astiz et al., 1988).

Earthquake studies indicate that seismic rupture surfaces are not homogeneous but are constituted of patches or domains with contrasted physical characteristics. Such heterogeneities, basically taken into account in the concepts of asperities or barriers, are observed in intra-plate as well as in inter-plate seismic fault surfaces (Das and Aki, 1977; Kanamori and Stewart, 1978; Aki, 1979, 1984; Lay and Kanamori, 1981; Lay et al., 1982; Bakun and McEvilly, 1984; Baer, 1985; Dmowska and Lovison, 1992; Nadeau et al., 1995; Nadeau and McEvilly, 1997; Igarashi et al., 2003; Okada et al., 2003; Seno, 2003; Pulido and Kubo, 2004; Yamanaka and Kikuchi, 2004; Bürgmann et al., 2005; Semmane et al., 2005; Hasegawa et al., 2007; Kato et al., 2007; Park and Mori, 2007; Uchida et al., 2007; Ariyoshi et al., 2009; Legrand et al., 2012). Heterogeneities are tentatively characterized by differences in earthquake physical parameters such as coseismic slip, seismic moment release, stress drop, seismic coupling ratio, frictional properties (friction coefficient or rate-and-state dependent friction law $a - b$ parameter, Gutenberg-Richter law b parameter) or pore pressure. Some asperities seem to be spatially persistent, at least at the scale of several years or several tens of years (Bakun and McEvilly, 1984; Nadeau et al., 1995; Igarashi et al., 2003; Okada et al., 2003; Hasegawa et al., 2007; Uchida et al., 2007). Such a spatial persistency suggests that the location of asperities is, at least partly, controlled by specific rocks that in turn likely influence the values of the above-mentioned physical parameters. In subduction zones, asperities are mostly described along the plate interface seismogenic zone (megathrust) of the upper 50 to 60 km. At depths larger than 60 km, asperities are less commonly reported and are poorly localized (Igarashi et al., 2003; Hasegawa et al., 2007; Legrand et al., 2012).

Pseudotachylites containing blueschist to eclogite facies mineral assemblages are considered to result from earthquake faulting at intermediate to large depths in subduction zones. Their study can thus provide insights on the physical or chemical processes that trigger, accompany or follow intermediate-depth seismic ruptures (Austrheim and Boundy, 1994; John and Schenk, 2006; John et al., 2009). An example of such blueschist to eclogite facies pseudotachylites likely formed in a subduction zone framework is provided by the Corsican occurrences initially reported by Austrheim and Andersen (2004) and subsequently analyzed from the petrographic, mineralogical or structural points of view by

Andersen and Austrheim (2006), Andersen et al. (2008, 2014), Deseta et al. (2014a and b), Magott et al. (2016) and Ferré et al. (2016). The paleo-seismic veins are distributed in the vicinity of a major fault surface separating oceanic crust rocks from oceanic mantle rocks.

This aim of this paper is two-fold. First, the chronology and the kinematics of the deformation episodes recorded in oceanic crust rocks are analyzed and then compared with the results of Magott et al. (2016) obtained in the mantle rocks. These investigations allow to distinguish ductile shear events and seismic faulting events which, for the earliest of them, took place in a subducting slab at depths around 60 km. Second, the presence or absence of seismic slip evidence is tentatively related to contrasts in friction of rocks that are in contact along faults. This tentative correlation provides information about the lithological nature of areas with high friction (asperities) vs. areas with low friction, thus suggesting a possible geological explanation for fault surface heterogeneities detected by seismological observations.

VI.2. Geological setting.

Three main types of tectonic units are recognized in the Corsican segment of the Alpine-Apennine orogenic system (Mattauer and Proust, 1976; Faure and Malavieille, 1981; Mattauer et al., 1981; Jolivet et al., 1990, 1991; Fournier et al., 1991; Lahondère, 1996; Molli, 2008; Molli and Malavieille, 2011; Vitale-Brovarone et al., 2011a and b, 2013, 2014): (i) the *Schistes Lustrés* units, (ii) the Corsica continental margin units, and (iii) the *Nappes Superficielles* (Upper Nappes).

The *Schistes Lustrés* units correspond to an imbrication of ophiolitic rocks and continental crystalline rocks and sedimentary deposits (Meresse et al., 2012; Vitale-Brovarone et al., 2011a and b, 2013, 2014). Ophiolitic rocks include peridotite, serpentinite and metagabbro and are considered as remnants of the Piemonte-Liguria Ocean, a branch of the Tethys formed along a slow to very-slow spreading ridge (Piccardo, 2008; Manatschal and Müntener, 2009; Lagabrielle et al., 2015). Radiometric dating of gabbro and trondhjemite in oceanic peridotite indicates ages between 169 and 152 Ma (Middle to Late Jurassic; Ohnenstetter et al., 1981; Rossi et al., 2002; Rampone et al., 2009; Li et al., 2015). Sedimentary rocks such as marbles, pelitic schists and radiolarites are interpreted as remnants of pelagic sediments deposited directly on the oceanic floor.

The Corsica continental margin units consist mainly of Variscan crystalline rocks (orthogneiss and paragneiss and Carboniferous to Permian intrusive rocks) derived from the stretched ocean-continent transition domains (Lahondère, 1996; Vitale-Brovarone et al., 2011b; Meresse et al., 2012; Vitale-Brovarone et al., 2013). These units display a partly preserved Variscan deformation overprinted by a later greenschist to blueschist facies metamorphism (Fournier et al., 1991; Lahondère, 1996; Jolivet et al., 1991; Molli, 2008; Ravna et al., 2010; Vitale-Brovarone et al., 2011a and b, 2013, 2014).

The Upper Nappes consist of ophiolitic rocks, continental rocks slivers and Cretaceous sedimentary rocks characterized by a low-grade greenschist (prehnite-pumpellyite) facies metamorphism (Fournier et al., 1991; Molli, 2008).

The stacking or imbrication of ophiolites and continent-derived units is classically interpreted as the result of an Eocene collision between the Apulian and European continental blocks following an east-dipping subduction of the Piemonte-Liguria Ocean and its ocean-continent transition zone in Cretaceous to Early Tertiary times (Mattauer and Proust, 1976; Mattauer et al., 1977, 1981; Harris, 1985; Warburton, 1986; Fournier et al., 1991; Jolivet et al., 1991; Meresse et al., 2012; Vitale-Brovarone et al., 2013; Lagabrielle et al., 2015). More complex models call for a shift from the east-dipping 'Alpine' subduction of the Piemonte-Liguria Ocean to a west-dipping subduction, either intra-oceanic or beneath a continental or island-arc microblock (Guerrera et al., 1993; Malavieille et al., 1998; Durand-Delga and Rossi, 2002; Molli, 2008; Molli and Malavieille, 2011; Turco et al., 2012).

Most of the Corsica Alpine units underwent a HP/LT (blueschist to lawsonite-eclogite facies) metamorphism, associated to a top-to-the-west kinematics (Lahondère, 1996; Ravna et al., 2010; Vitale-Brovarone et al., 2011a, 2013). This HP/LT metamorphism is considered to result from the Alpine subduction during Eocene (55-34 Ma, Brunet et al., 2000; Martin et al., 2011; Maggi et al., 2012). Vitale-Brovarone and Herwartz (2013) suggested that the metamorphic peak could be between 34 and 37 Ma. A late retrograde greenschist facies metamorphic event occurred during the exhumation of Alpine Corsica in the Oligocene-Miocene. This event is associated non-coaxial top-to-the-east ductile shear (Jolivet et al., 1990; Fournier et al., 1991; Jolivet et al., 1991; Rossetti et al., 2015).

VI.2.2. Study area

The study area is located around the Cima di Gratera peak and consists of an ophiolitic nappe thrust over continental units (so-called Mordeda-Farinole and Pigno-Olivaccio units, Lahondère, 1996; Méresse et al., 2012) through a fault zone labelled ϕ_1 (Fig. 6.1). The nappe, referred to as the Cima di Gratera nappe, is a part of the *Schistes Lustrés* complex and is composed of two units: A lower ultramafic unit consisting of serpentinite including decameter to hectometer-scale elliptical masses of variably serpentized peridotite, and an upper mafic unit composed of metagabbro. The contact between the two units is a fault surface referred to as ϕ_2 .

VI.2.3. The ultramafic unit

The ultramafic unit consists predominantly of massive serpentinite. However, decameter to hectometer-scale masses of fresh to moderately serpentized peridotite are locally preserved in the serpentinite. The fresh peridotite is composed of olivine (Fo⁸⁴), clinopyroxene, enstatite and minor

plagioclase, Cr-spinel and magnetite, with the modal proportions of a plagioclase lherzolite (Deseta et al., 2014a). In moderately serpentinized peridotite, olivine is replaced by serpentine, talc and magnetite. Serpentinite is composed of serpentine, talc, magnetite and pyroxene, the latter being almost entirely recrystallized into bastite. Serpentine analyzed by Raman spectroscopy consists of antigorite.

Most peridotite masses are located in the center or to the west of the study area and immediately beneath φ_2 (Fig. 6.1). Rare pyroxenite and gabbro dykes were observed in the peridotite near φ_2 . Foliated serpentinite is found locally at the top of the unit, immediately beneath φ_2 (see below, C type deformation zone) or scattered within the median part of the unit, away from φ_2 .

According to Deseta et al. (2014a), the peridotite suffered from two greenschist facies metamorphic events leading to partial recrystallization of diopside and enstatite to tremolite and actinolite, and of olivine to talc and serpentine. The first metamorphic event is related to the hydrothermal alteration associated with the ocean-continent-transition hyperextension. The second metamorphic event is interpreted as retrograde metamorphism during syn- to post-collision extension (Deseta et al., 2014a). Because the peridotite composition does not allow the formation of medium- to high-pressure diagnostic mineral assemblages, it is impossible to ascertain whether the ultramafic unit suffered from a HP/LT metamorphism or not.

Peridotite is crossed by numerous pseudotachylite fault veins (Andersen and Austrheim, 2006; Andersen et al., 2008, 2014; Deseta et al., 2014a; Magott et al., 2016). Most of them are flat-lying and are parallel to φ_2 . The volume of pseudotachylite veins increases toward the contact. Immediately below φ_2 , the proportion of melted rock can reach about 75% in volume. Steeply-dipping (*ca.* 55°E) N20 to N40°E pseudotachylite-bearing fault zones are developed at distance from φ_2 . Close to φ_2 , the steeply dipping veins tend to be obliterated by the flat lying ones. Peridotite hosting pseudotachylite veins is cataclastic (Magott et al., 2016). Cataclasis predates frictional melting.

No pseudotachylite vein could be found in the foliated serpentinite, whatever the latter is located in the middle part of the ultramafic unit or immediately below φ_2 . Besides, where the serpentinite is not foliated, pseudotachylite veins are present, although serpentinized to various degrees. In these occurrences, serpentinization post-dates pseudotachylite formation. At the microscopic scale, this chronology is confirmed by the presence of entirely serpentinized olivine microlites (recognizable with their lath shapes).

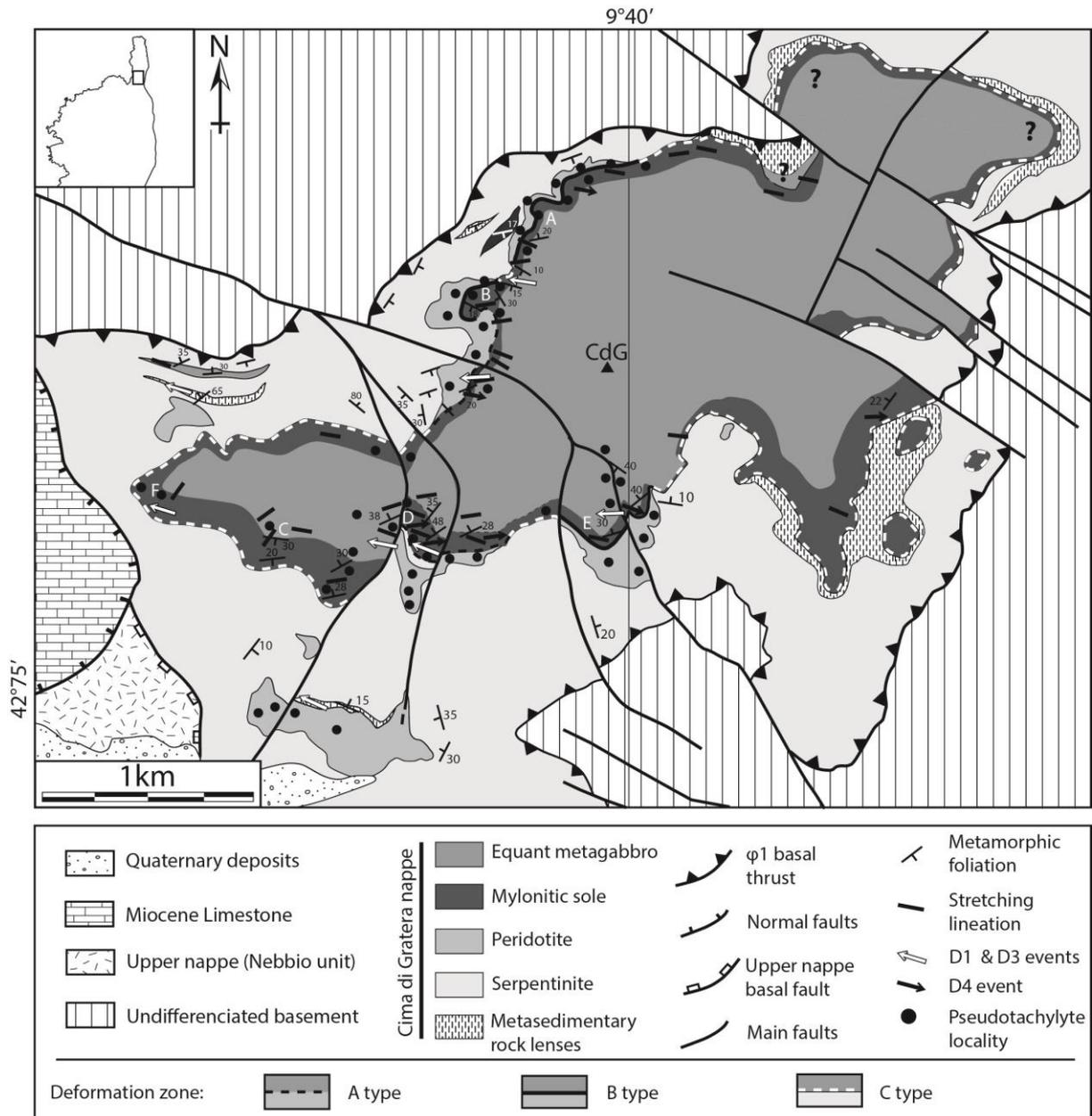


Fig.6.1 : Structural map of the Cima di Gratera unit (after Faure and Malavielle, 1981, Lahondère, 1996; Meresse et al., 2012 and our observations). Localities A to F refer to measurement sites of Fig. 6.5.

VI.2.4. The mafic unit

Most of the mafic unit corresponds to a massive equant metagabbro. The primary (magmatic) mineralogical composition of the metagabbro consists of commonly sericitized plagioclase (An^{92}), clinopyroxene (diopside and augite), minor olivine (Fo^{90}) and ilmenite. According to Deseta et al. (2014a), the mafic unit suffered from three metamorphic events which are: (1) an early greenschist facies event associated with the partial replacement of pyroxene by actinolite, tremolite, Mg-hornblende and clinocllore, and with partial or total replacement of olivine by serpentine, magnetite and iddingsite. (2) A HP/LT metamorphic event characterized by the substitution of pyroxene,

tremolite, actinolite and Mg-hornblende by glaucophane, omphacite, barroisite and clinozoisite, and the substitution of plagioclase by albite. (3) A late greenschist facies metamorphic event corresponding to crystallization of tremolite, clinocllore, epidote, pumpellyite and albite on all pre-existing minerals, including those formed during the two above-mentioned events. The highest pressure/temperature metamorphic conditions recorded in the Cima di Gratera nappe correspond to blueschist to low-grade eclogite facies of the second metamorphic event, as attested by the presence of glaucophane and omphacite in the mafic unit (Deseta et al., 2014a). According to these authors, the peak temperature conditions range from 430 and 550°C and the peak pressure conditions range from 1.8 GPa to 2.6 GPa. These ranges are similar to those obtained by Vitale-Brovarone et al. (2013) in nearby units, namely 414 to 471 °C and 1.9 to 2.6 GPa.

The basal part of the mafic unit, which will be referred to as the mylonitic sole, consists of a mylonitic metagabbro (Fig. 6.1) whose thickness varies from a few centimeters to about 30 m. The transition between the equant metagabbro and the mylonitic metagabbro is progressive and takes place over a few meters. Above the mylonitic sole, the equant metagabbro is crossed by flat-lying to gently dipping mylonitic shear zones which can followed laterally over several tens of meters. Their thickness generally does not exceed 50 cm. In the localities where the junction is exposed, the secondary shear zones merge with the mylonitic sole.

VI.2.5. The ϕ_2 contact and the different damage zone types

The ϕ_2 contact consists of a sharp planar or gently undulating striated surface. On either side of this surface, the rock is brecciated over a few millimeters. Striations borne by this surface trend around N120°E. Sense of slip is undetermined. Differences between rock types of the hanging-wall and footwall of the ϕ_2 fault surface allow to map three different types of damage zones (DZs) labelled A, B and C (Figs 6.1 and 6.2).

VI.2.5.1. A type DZ

A type DZ (Figs. 6.2A and 6.3) superimposes mylonitic metagabbro over pseudotachylite-rich peridotite. The mylonitic metagabbro also includes pseudotachylite veins, but much less than in the footwall. These pseudotachylite veins will be described below (Section 3.2). The A type DZ is characterized by a 0.5 to 1.5 m thick pseudotachylite layer intercalated between the mylonitic gabbro above and the pseudotachylite-rich peridotite below (Figs 6.2A and 6.3). This characteristic layer, referred to as *intermediate pseudotachylite*, was already reported by Andersen et al. (2014; see Fig. 6.3 therein). The ϕ_2 surface is located between this intermediate pseudotachylite and the overlying metagabbro (Fig. 6.3A). The contact between the intermediate pseudotachylite and the lower peridotite is not faulted. It is a classical pseudotachylite-host rock intrusive contact.

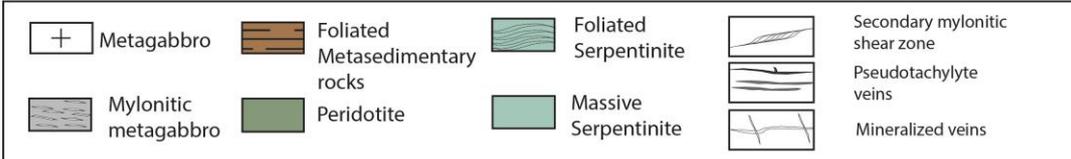
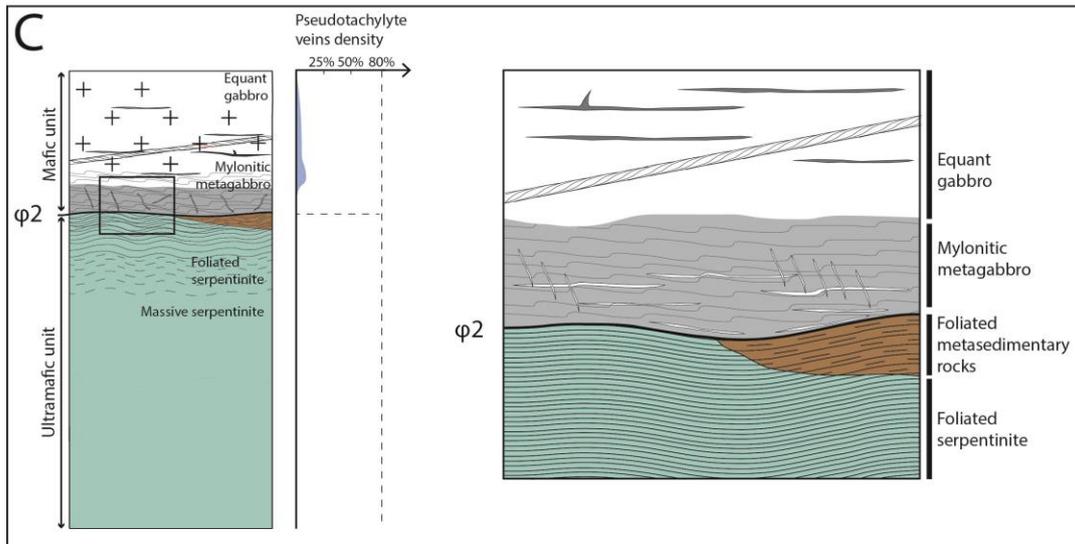
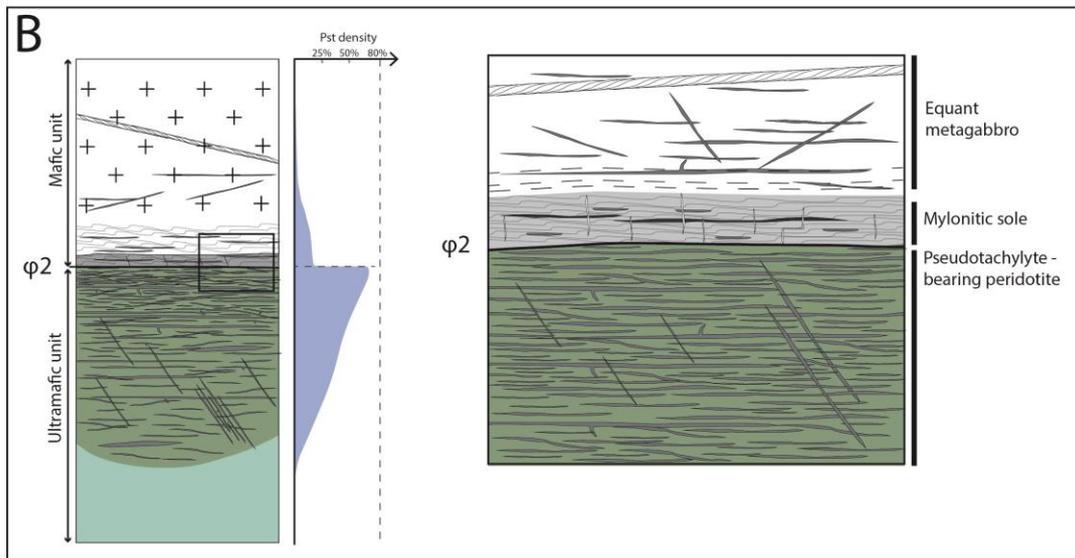
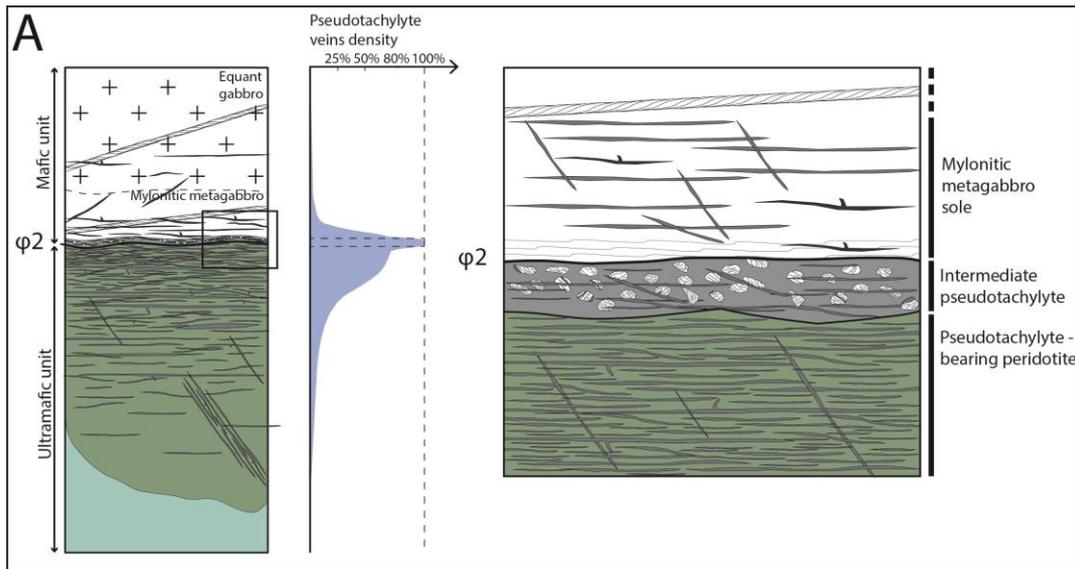
At the outcrop scale, the intermediate pseudotachylite is characterized by the presence of numerous rounded mylonitic metagabbro clasts whose dimensions are between 1 and 10 cm (Fig. 6.3C). Some clasts contain pre-brecciation pseudotachylite veins abutting against the clast-matrix contact. The clasts are embedded in a dark green to dark blue pseudotachylite matrix (Fig. 6.3D). At the microscopic scale, the pseudotachylite matrix consists of a series of intermingled fault or injection veins, some of them being partly cataclastic, some others cutting the veins having suffered from cataclasis. In some instances, up to 4 stages of vein formation (that is, frictional melting) can be counted, alternating or not with cataclastic events. This estimate is conservative and the actual number of frictional melting events is probably larger. Due to cataclasis and subsequent alteration or weathering, it is uneasy to identify all the pseudotachylite veins. However, the following observations can be ascertained.

(1) Some veins consist almost only of serpentine occurring as needles or as polygonal crystals. Minor greenschist-facies amphibole (possibly tremolite) is also observed. Survivor clasts are rounded and thoroughly serpentinized. Despite the lack of glass (possibly devitrified) or microlites (possibly serpentinized), these veins are interpreted as pseudotachylite veins. They likely result from frictional melting of the peridotite, before subsequent pervasive serpentinization, the latter being favored by late fluid flow.

(2) Some veins include omphacite microlites and are interpreted as resulting from frictional melting of the metagabbro under eclogite facies conditions. These veins include survivor clasts of clinopyroxene and plagioclase, and also of pseudotachylite (Fig. 6.4). They can be reworked together with their host metagabbro clasts, or can be secant to the clasts and to older veins.

(3) Finally, some veins contain tremolite + Mg-hornblende microlites and clinopyroxene survivor clasts, and therefore result from frictional melting of the metagabbro, but under greenschist facies conditions. These veins crosscut all other veins, especially the omphacite-bearing ones. They are among the latest formed.

In summary, the intermediate pseudotachylite is the final result of a number of brittle deformation events mixing frictional melting events and cataclastic events. At least some of the oldest frictional melting events occurred under eclogite facies conditions while the youngest frictional events occurred under greenschist facies conditions. Both the above-lying metagabbro and the underlying peridotite supplied melt to the intermediate pseudotachylite.



VI.2.5.2. B type DZ

Like the A type DZ, the B type DZ superimposes mylonitic metagabbro over pseudotachylite-rich peridotite. However, it lacks the intermediate pseudotachylite (Figs 6.2B and 6.3). Moreover, the metagabbro contains thin (thickness < 1 mm) albite veins parallel or oblique to the foliation. The veins postdate both the foliation and the pseudotachylite veins. Their filling consists exclusively of granular albite.

VI.2.5.3. C type DZ.

The C type DZ consists of a direct superimposition of mylonitic metagabbro over foliated serpentinite or, less commonly, over metasedimentary rocks (Figs. 6.2C and 6.3). Another conspicuous difference with the two other DZ types (especially with the A type one) is the presence of abundant mineralized veins in the mylonitic metagabbro. The foliation in the serpentinite below ϕ_2 is regular, finely spaced and parallel to ϕ_2 . Optical microscope observation suggests that the serpentinite foliation results from cataclastic flow, without any clear crystal plastic deformation, similarly to the observations made on experimentally deformed serpentine samples at pressures up to 1000 MPa and room temperature (Escartin et al., 1997). Deformation of the foliated serpentinite looks ductile at the hand sample scale, but is best described as ‘distributed’ at the microscale. The serpentinite foliation bears a fine mineral lineation trending N95 to N140°E. With increasing distance from ϕ_2 , the foliation tends to be less regular and more loosely spaced, before disappearing. At distances of about 20 to 30 m, the serpentinite is massive. In the localities where the footwall consists of metasedimentary rocks (marbles, meta-radiolarites, pelitic schists, basic schists), the foliation is parallel to that of the metagabbro. Near ϕ_2 , pseudotachylite veins could be found neither in the serpentinite, whatever foliated or massive, nor in the metasedimentary rocks. The foliation of the mylonitic metagabbro is parallel or slightly oblique (< 5°) to ϕ_2 . No pseudotachylite vein could be found in the mylonitic metagabbro. Conversely, the hanging-wall of C type DZ shows abundant mineralized veins, either coeval with the ductile deformation or post-dating it. The oldest veins consist of glaucophane + plagioclase (mostly albite) assemblages. These veins are deflected, folded or stretched, showing that they suffered from ductile deformation. The most widespread veins, which crosscut the previous ones, are filled with epidote + clinocllore + actinolite + tremolite. These veins are locally folded, but folding intensity is weaker than for the glaucophane/plagioclase veins.

Fig.6. 2 : (Previous page) Schematic sections across the three types of damage zones around ϕ_2 along with estimated pseudotachylite vein density. A: A type DZ between mylonitic metagabbro and pseudotachylite-rich peridotite, with intermediate pseudotachylite between. The density of the peridotite-hosted pseudotachylite fault veins increases toward the contact. B: B type DZ between mylonitic metagabbro and pseudotachylite-rich peridotite. C: C type DZ between mylonitic metagabbro and either foliated serpentinite or metasedimentary rock. In this last DZ type, pseudotachylite veins are observed neither in the hanging-wall nor in the footwall of ϕ_2 .

The youngest veins consist of albite + epidote assemblages. They are parallel or slightly oblique to the foliation. They are never folded nor deflected, and are secant on all above-mentioned veins. Their thickness can reach 2 mm, whereas that of the other types does not exceed 1 mm.

VI.3. Deformation structures in the mafic unit deformation zones.

VI.3.1. Ductile deformation structures.

The foliation of the mylonitic metagabbro (sole and secondary mylonitic shear zones) are most frequently parallel to ϕ_2 , though oblique relationships are also observed. At the microscopic scale, the foliation is defined by ductilely flattened plagioclase or by a preferred orientation of pyroxene. Plagioclase porphyroclasts are flanked by hornblende and glaucophane overgrowths themselves partially overprinted by tremolite + clinocllore + epidote assemblages. Clinopyroxene porphyroclasts are flanked by overgrowths of tremolite, clinocllore and minor omphacite.

The foliation of the mylonitic metagabbro bears a mineral and stretching lineation whose trend is predominantly between N80 and N140°E and whose plunge is between 10 and 40° eastward (Fig. 6.5). More precisely, two lineation clusters can be distinguished, one with trends around N80°E and another one with trends around N120°E. As will be detailed in Section 5, the kinematic analysis allows to distinguish between two sets of lineation corresponding to the two directional clusters, namely the N80°E set and the N120°E set. Indeed, at the microscopic scale, thin sections parallel to N80°E indicate predominantly top-to-the-east shear senses whereas thin sections parallel to N120°E indicate predominantly top-to-the-west shear senses. In the field, it is not possible to differentiate the two sets of lineation on the basis of mineralogical criteria because both are outlined by elongated plagioclase porphyroclasts and by hornblende crystals aligned following their longest dimension.

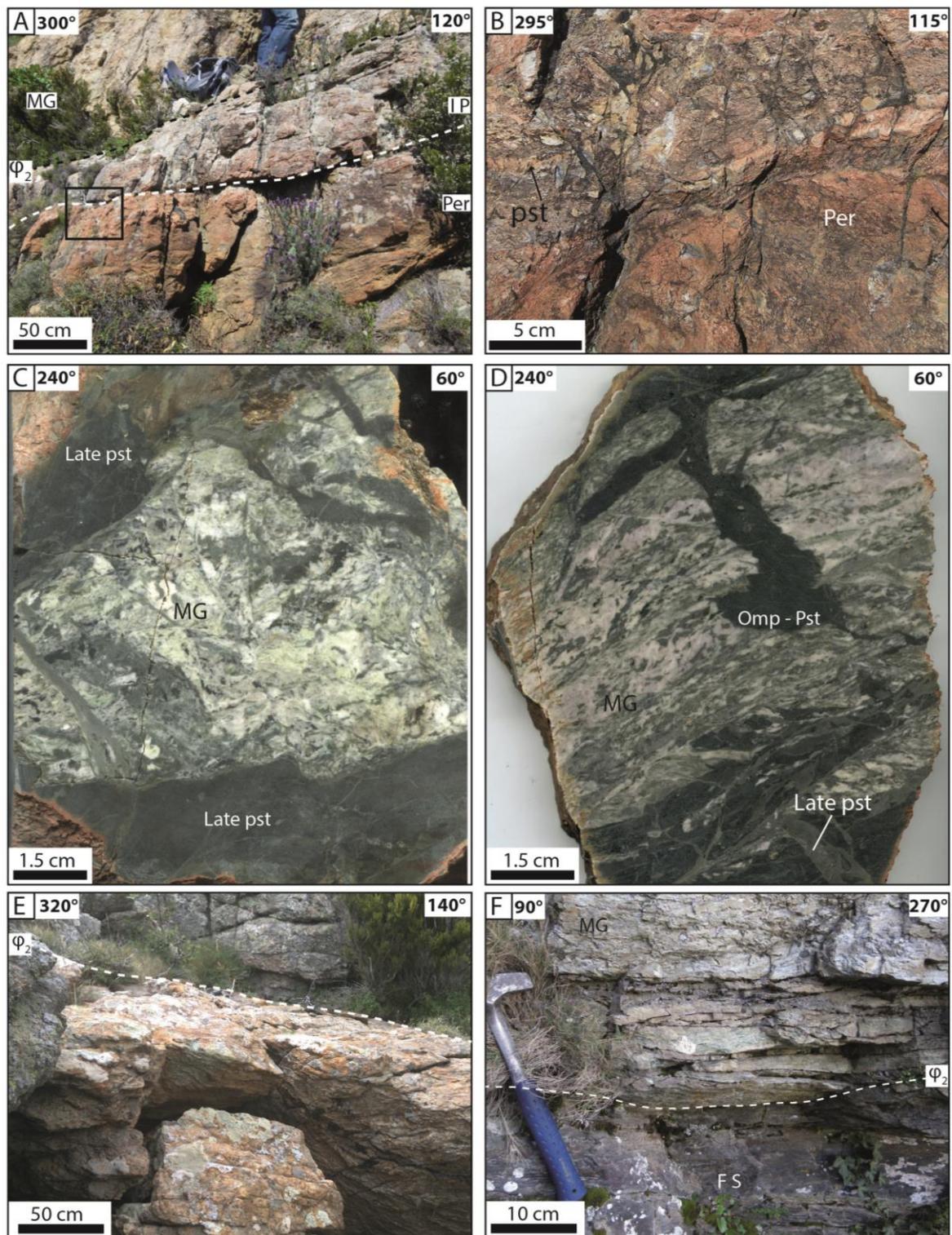


Fig.6. 3 : Field and hand sample aspect of the relationships between ϕ_2 hanging-wall and footwall damage zones. A: A type DZ across $\square 2$ showing, from top to bottom, the mylonitic metagabbro (MG) of the mafic unit, the intermediate pseudotachylite (IP), and the pseudotachylite-rich peridotite (Per). B: closer view (rectangle in A) showing the clast-laden intermediate pseudotachylite (IP) and the underlying peridotite (Per). C: hand sample section showing a metagabbro clast (MG) embedded in a pseudotachylite 'matrix' (pst). The clast itself is crossed by older omphacite-bearing pseudotachylite veins. D: hand sample section showing a metagabbro clast (MG) crossed by omphacite-bearing pseudotachylite veins (Omp-pst) injected from the surrounding 'matrix'. E: B type DZ showing foliated metagabbro lying over pseudotachylite-rich peridotite. F: C type DZ showing foliated metagabbro (MG) overlying foliated serpentinite (FS). Note the lack of pseudotachylite veins in either side of ϕ_2 .

VI.3.2. Pseudotachylite veins

VI.3.2.1. Veins in mylonitic metagabbro (sole and secondary mylonitic shear zones)

Two sets of pseudotachylite fault veins are preserved in the mylonitic metagabbro. The first set was formed before mylonitization. Fault veins of this set are boudinaged and never exceed 1.5 cm in length and 0.5 cm in thickness. At the microscopic scale, the survivor clasts are flattened and flanked by overgrowths of fibrous omphacite. The matrix is foliated and microlites are not recognizable. The second set of fault veins is not ductilely deformed and therefore post-dates mylonitization. Veins of this set are between 1 and 10 mm thick (see Fig. 5.12B in [Magott et al., 2016](#)). Figure 6.6 shows the attitudes of post-mylonitization fault veins in the mylonitic sole. Most veins dip gently to moderately, but the dipping directions are scattered. At the microscopic scale, plagioclase and pyroxene survivor clasts are embedded in a microlitic matrix. Microlites consist of acicular Mg-hornblende, tremolite and actinolite (Fig. 6.7).

VI.3.2.2. Veins in equant metagabbro

In the equant metagabbro, pseudotachylite fault veins are abundant, but their density decreases upwards with increasing distance to the contact. Figure 6 shows that fault veins are either flat-lying to gently dipping or moderately to steeply dipping. Such a geometry is reminiscent of what is observed in the ultramafic unit where flat-lying veins coexist with steeply-dipping veins ([Andersen and Austrheim, 2006](#); [Magott et al., 2016](#)).

Based on microscopic observations and on microprobe analyses (Table 6), two types of pseudotachylite veins can be distinguished in the equant metagabbro: omphacite-bearing veins are characterized by microlites of Al-rich omphacite and anorthite (as already described by [Austrheim and Andersen, 2004](#) and [Deseta et al., 2014a and b](#)), and amphibole-bearing veins characterized by microlites of acicular to skeletal Mg-hornblende, tremolite and actinolite. Amphibole-bearing veins unambiguously crosscut omphacite-bearing veins (Fig. 6.7C) and are therefore younger.

wt.% analysis	Mylonitized pseudotachylites			Omphacite-bearing pseudotachylite					Amphibole-bearing pseudotachylites			
	Clast	Pressur shadows	Matrix	Clast	Clast	Microlite	Microlite	Microlite	Clast	Microlite	Microlite	Bulk Matrix
	Anortite	Omphacite	Albite	Augite	Anorthite	Omphacite	Augite	Sphene	Anorthite	Tremolite	Mg-Hornblende	
SiO ₂	35,59	43,1	68,58	53,67	45,66	43,1	52,21	20,21	42,74	54,52	54,65	43,18
MgO	0,02	15,35	0,61	15,83	0,12	15,35	19,32	0,42	0,46	19,72	16,63	6,33
FeO	2,57	8,03	0,28	3,98	1,13	8,03	6	0,37	1,91	5,01	5,24	2,59
Al ₂ O ₃	31,31	16,05	19,22	12,62	30,13	16,05	6,88	1,04	30,38	5,3	9,1	31,85
Na ₂ O	0,09	3,2	11,01	2,25	2,66	3,2	1,44	0,11	1,25	1,37	1,91	5,58
CaO	24,02	11,19	0,46	9,48	19,29	11,19	12,38	18,09	21,1	11,75	10,28	0,8
K ₂ O	0,01	0,05	0	0,07	0	0,05	0,05	0	0	0	0,06	0,2
MnO	0,18	0,29	0	0,05	0	0,29	0,1	0	0,03	0,13	0,09	0,04
TiO ₂	0,04	0,87	0	0,06	0,02	0,87	0,05	59,46	0	0,05	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0,08	0	0,03	0,01	0,08	0,05	0,26	0,01	0,03	0	0,04
NiO	0	0,15	0,02	0	0,03	0,15	0,12	0,01	0,03	0	0	0
Total	97,84	98,36	100,17	98,02	99,05	98,36	98,61	9,98	97,91	97,86	97,96	90,62
Est. H ₂ O	2,16	1,64		1,98	0,95	1,64	1,39	0,02	2,09	2,14	4,51	9,38

Tableau. 6: Average composition of microlites and clasts in pseudotachylite veins from the equant metagabbro, mafic unit.

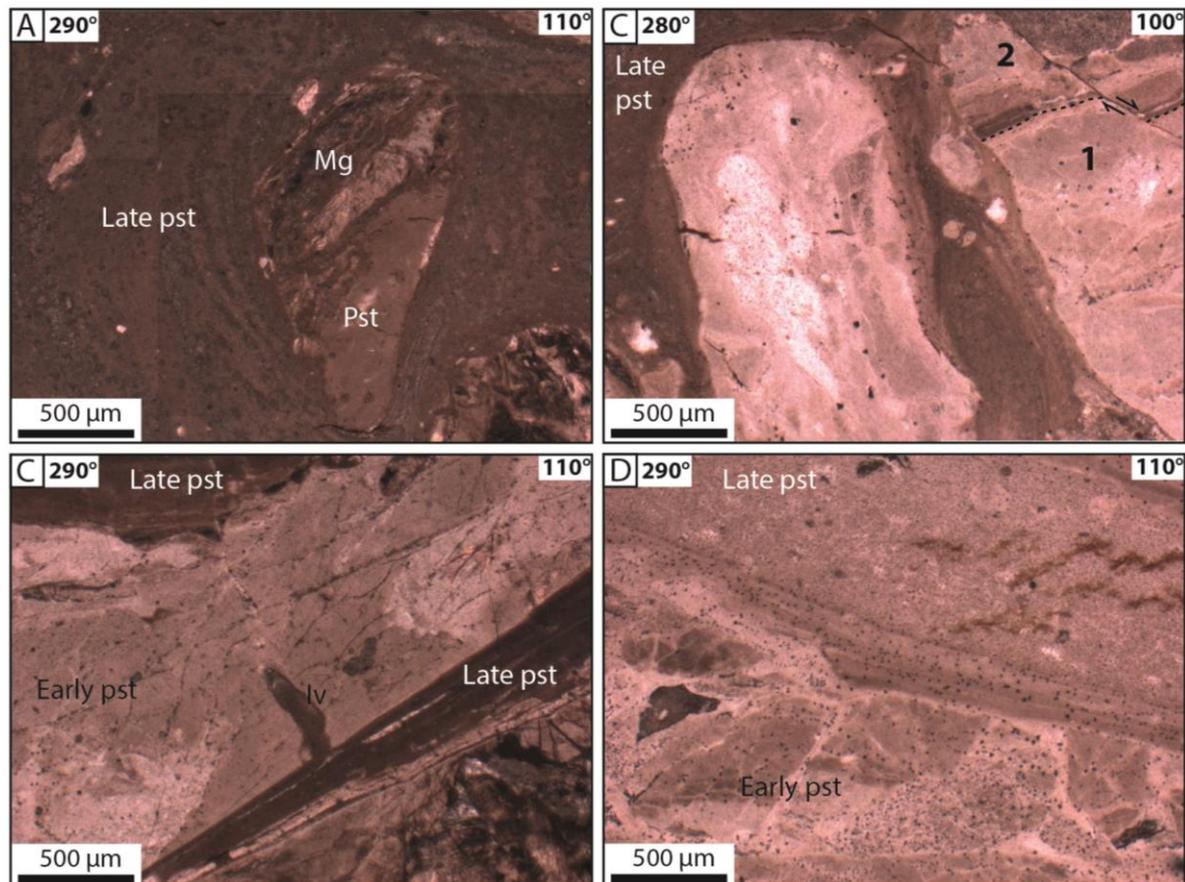


Fig.6. 4: Photomicrographs showing typical features of the intermediate pseudotachylite of the A type DZ. A: pseudotachylite reworking a metagabbro survivor clast (Mg) attached to pseudotachylite (Pst). B: clasts of pseudotachylite embedded in a pseudotachylite matrix. The clast to the right is itself composed of a young vein (2) crossing an older vein (1). Note the chilled margin of vein 2 and the minor fault offsetting it. C: Late pseudotachylite veins intruded on both sides of an early fault vein. The two generations of veins are supposed to result from gabbro melting. Note the fracture network crossing the early vein. D: Late pseudotachylite vein intruded across an early fault vein. Note the abundant iron hydroxides (dark dots). The two veins are supposed to result from melting of the metagabbro.

VI.4. Metamorphic conditions in the mafic unit deformation zones.

VI.4.1. Mylonitic metagabbro.

At the thin section scale, the succession of three episodes of metamorphism (greenschist facies → blueschist to eclogite facies → greenschist facies) reported by Deseta et al. (2014a) is recognized in the mylonitic metagabbro. Some asymmetric pressure shadows are made of fibrous assemblages of tremolite and clinocllore while others consist of glaucophane, plagioclase and omphacite. Mg-hornblende resulting from the greenschist facies metamorphism of pyroxene can be flanked by asymmetric recrystallizations of assemblages of glaucophane, plagioclase and omphacite, indicating that the greenschist facies metamorphic event was followed by a blueschist to eclogite facies metamorphic event. Conversely, in some instances, blueschist to eclogite facies assemblages are overprinted by greenschist facies mineral assemblages consisting of tremolite, clinocllore and clinozoisite.

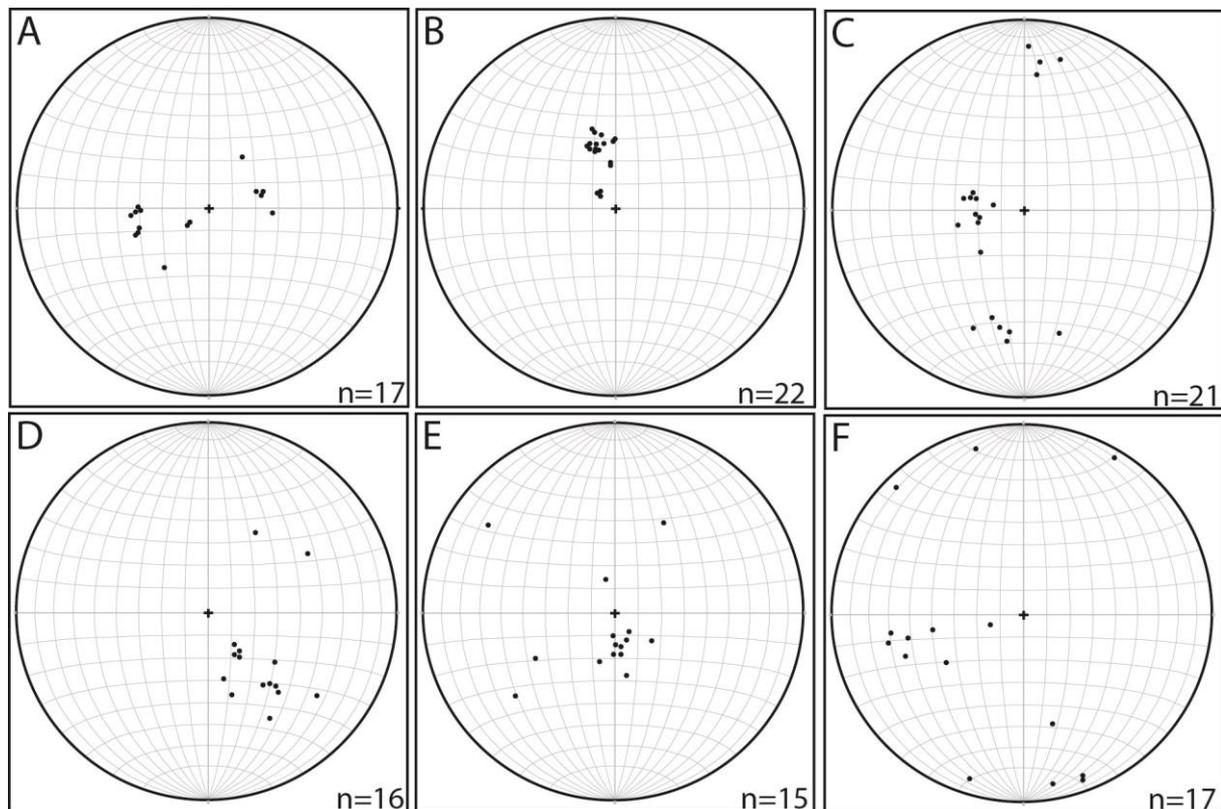


Fig.6. 5 : Poles to pseudotachylite veins in the equant metagabbro and post-mylonitization pseudotachylite veins in the mylonitic metagabbro. See Fig. 1 for location of measurements.

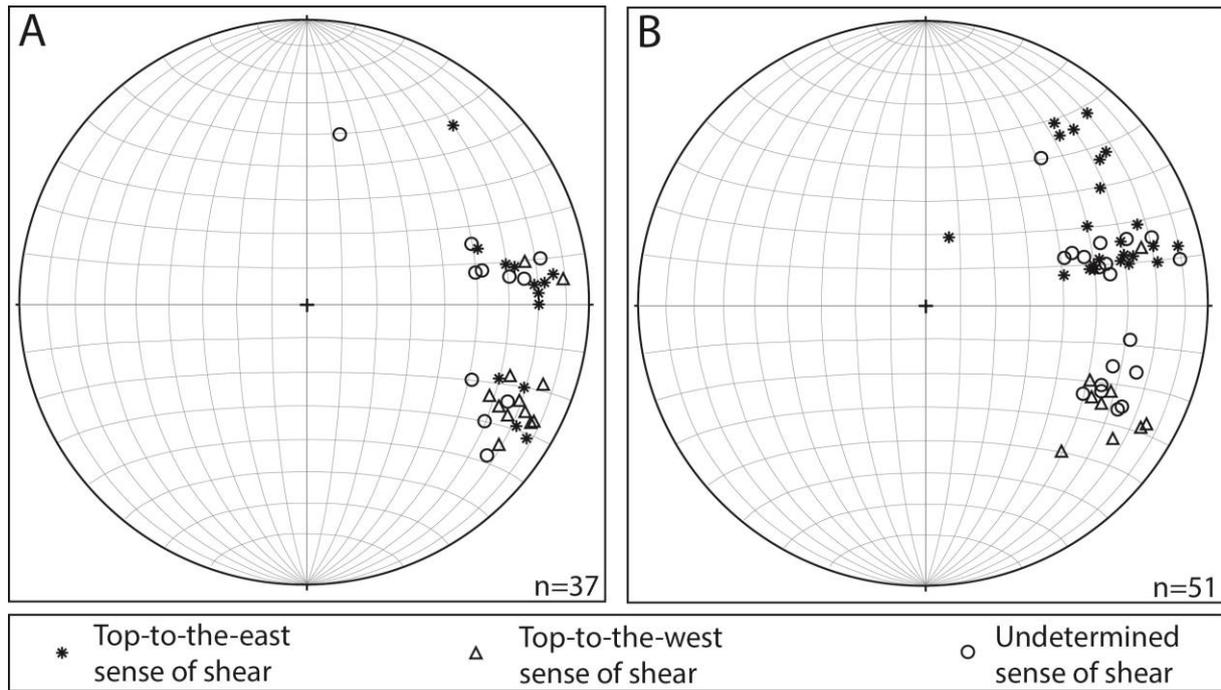


Fig.6. 6 : Lower-hemisphere equal-area projection of the mineral and stretching lineation in the mafic unit and associated senses of shear. A: basal mylonitic sole. B: secondary mylonitic shear zones.

VI.4.2. Pseudotachylite veins.

Microscopic observations and microprobe analyses indicate that the *pre-mylonitization veins* were *ductilely deformed* under eclogite-facies conditions. At the microscopic scale, the veins of this set show flattened and elongated plagioclase clasts flanked by omphacite overgrowths. *Post-mylonitization veins* were formed in greenschist facies conditions, as attested by Mg-hornblende, tremolite and actinolite microlites (see above).

Since they contain the same microlite assemblages, the pseudotachylite veins of the second set of both the mylonitic sole and the overlying equant metagabbro possibly formed coevally in greenschist facies conditions. Besides, the first (older) set of veins in the equant metagabbro was formed under the same eclogite facies conditions as the ductilely deformed veins of the mylonitic sole. Here again, both types of veins could have been formed coevally, but this synchronicity cannot be further ascertained.

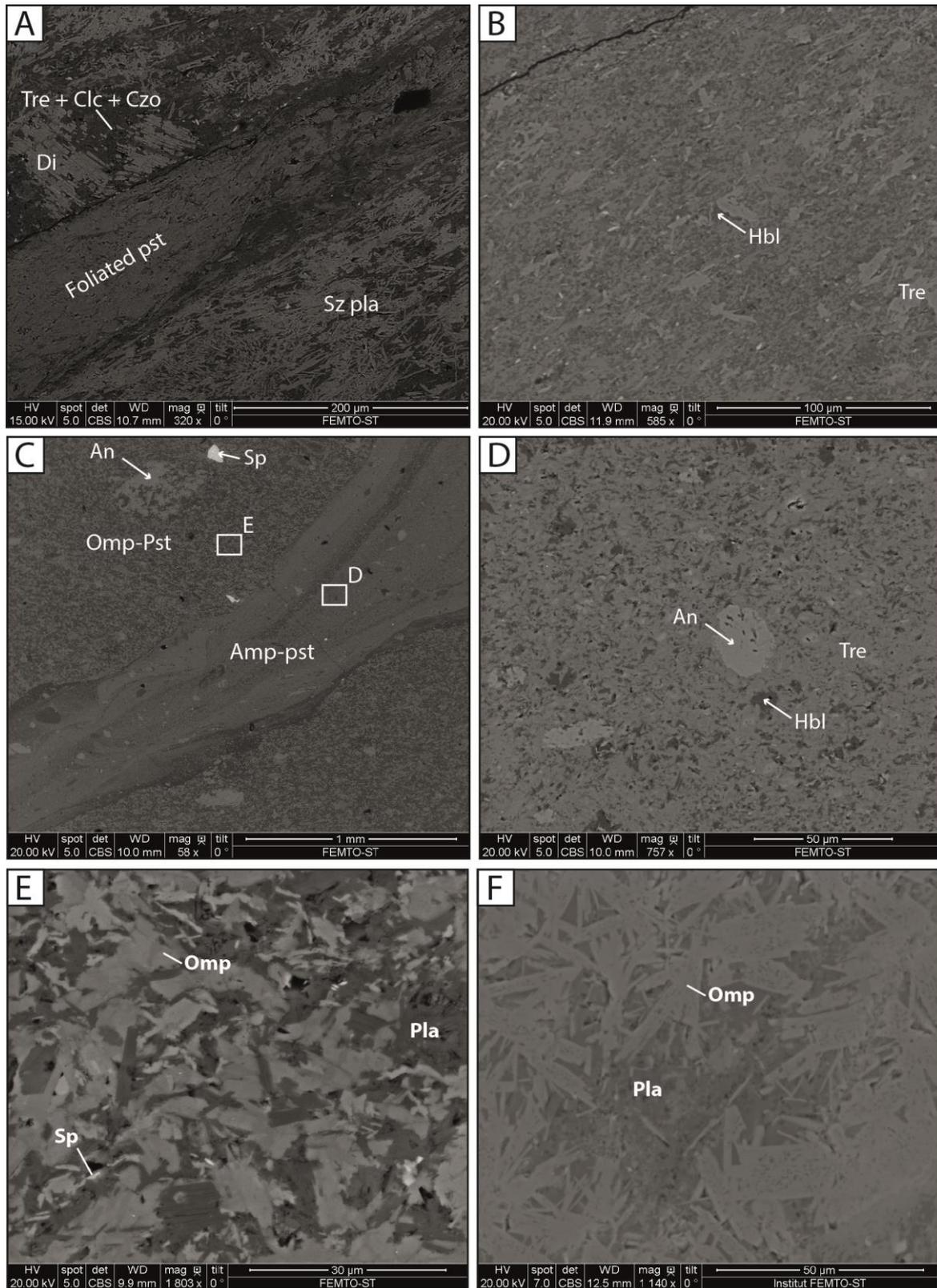


Fig.6. 7 : Scanning electron microscope (SEM) images of metagabbro pseudotachylite. A: pre-mylonitization fault vein in mylonitic metagabbro. B: post-mylonitization fault vein in mylonitic metagabbro. C: amphibole-bearing pseudotachylite vein intruded across an omphacite-bearing pseudotachylite vein. D: Close view of the amphibole-bearing pseudotachylite vein showing a clast of anorthite and tremolite and hornblende microlites. E: Close view of omphacite-bearing pseudotachylite vein with microlites of omphacite and plagioclase. F: Skeletal texture of omphacite microlites in an omphacite-bearing pseudotachylite vein. Abbreviations: Amp: amphibole, An: anorthite, Clc: clinoclone, Czo: clinozoisite, Di: diopside, Hbl: hornblende, Pla: plagioclase, pst: pseudotachylite, Omp: omphacite, Sp: serpentine, Sz pla: sericitized plagioclase, Tre: tremolite.

VI.5. Kinematics in the mafic unit deformation zones.

VI.5.1. Ductile deformation structures

Figure 5 shows that the mineral and stretching lineation in the mylonitic metagabbro of the sole and the secondary shear zones falls into two clusters, one around N80°E and another one around N120°E. Thin sections parallel to the N120°E lineation show criteria such as asymmetric omphacite pressure shadows around augite or diopside porphyroclasts, micro-faulted porphyroclasts, sigma-type porphyroclast systems or shear bands marked by glaucophane (Fig. 6.8). These criteria indicate that ductile shear was non-coaxial, took place under blueschist to eclogite facies conditions and that the shear sense was top-to-the-west.

Conversely, in thin sections parallel to the N80°E lineation, criteria such as asymmetric pressure shadows of tremolite + clinocllore + clinozoisite around augite or diopside porphyroclasts, micro-faulted porphyroclasts, sigma-type porphyroclast systems or shear bands (Fig. 6.9) indicate that the ductile shear was non-coaxial, occurred under greenschist facies conditions, and that the shear sense is top-to-the-east. Most importantly, Fig. 6.9 shows greenschist facies mineral assemblage (tremolite + clinocllore + clinozoisite) along shear bands that offset glaucophane-marked foliation, indicating that the east-verging shear post-dates the blueschist to eclogite facies shear, that is, the west-verging shear.



 Top-to-the-west shear criteria

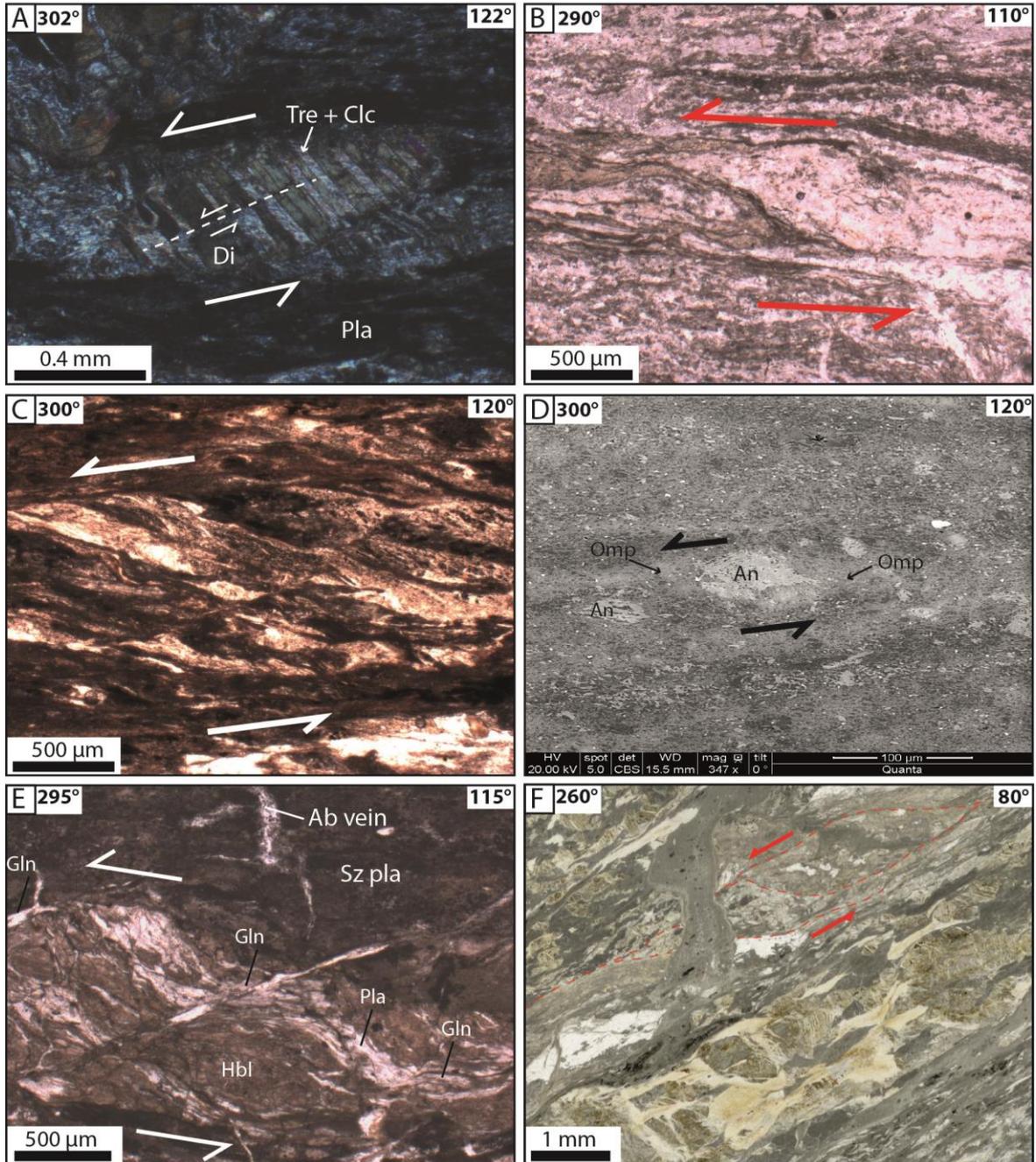


Fig.6. 8 : Photomicrographs (A, B, C, E and F) and SEM images (D) of top-to-the-west greenschist to blueschist facies ductile shear sense criteria in metagabbro or in metagabbro-hosted pseudotachylite. Localities refer to Fig. 1. A: diopside porphyroclast crossed by a normal microfault and flanked by asymmetric tails of fibrous tremolite + clinocllore (metagabbro, locality E). B: plagioclase porphyroclast flanked by asymmetric tails of glaucophane (metagabbro, locality B). C: shear bands offsetting the foliation of the mylonitic metagabbro (locality D). D: elongated albite 'survivor' clast flanked by asymmetric tails of omphacite (pre-mylonitization pseudotachylite vein, locality E). E: shear bands marked by glaucophane and deflecting the foliation of a mylonitic metagabbro (locality B). F: sigmoidally deformed sericitized plagioclase porphyroclast. Note that this porphyroclast is crossed by a (post-mylonitization) pseudotachylite injection vein (mylonitic metagabbro, locality D). Same Abbreviations as for Fig. 6.7. Ab: albite, Gln: glaucophane.



 Top-to-the-east shear criteria

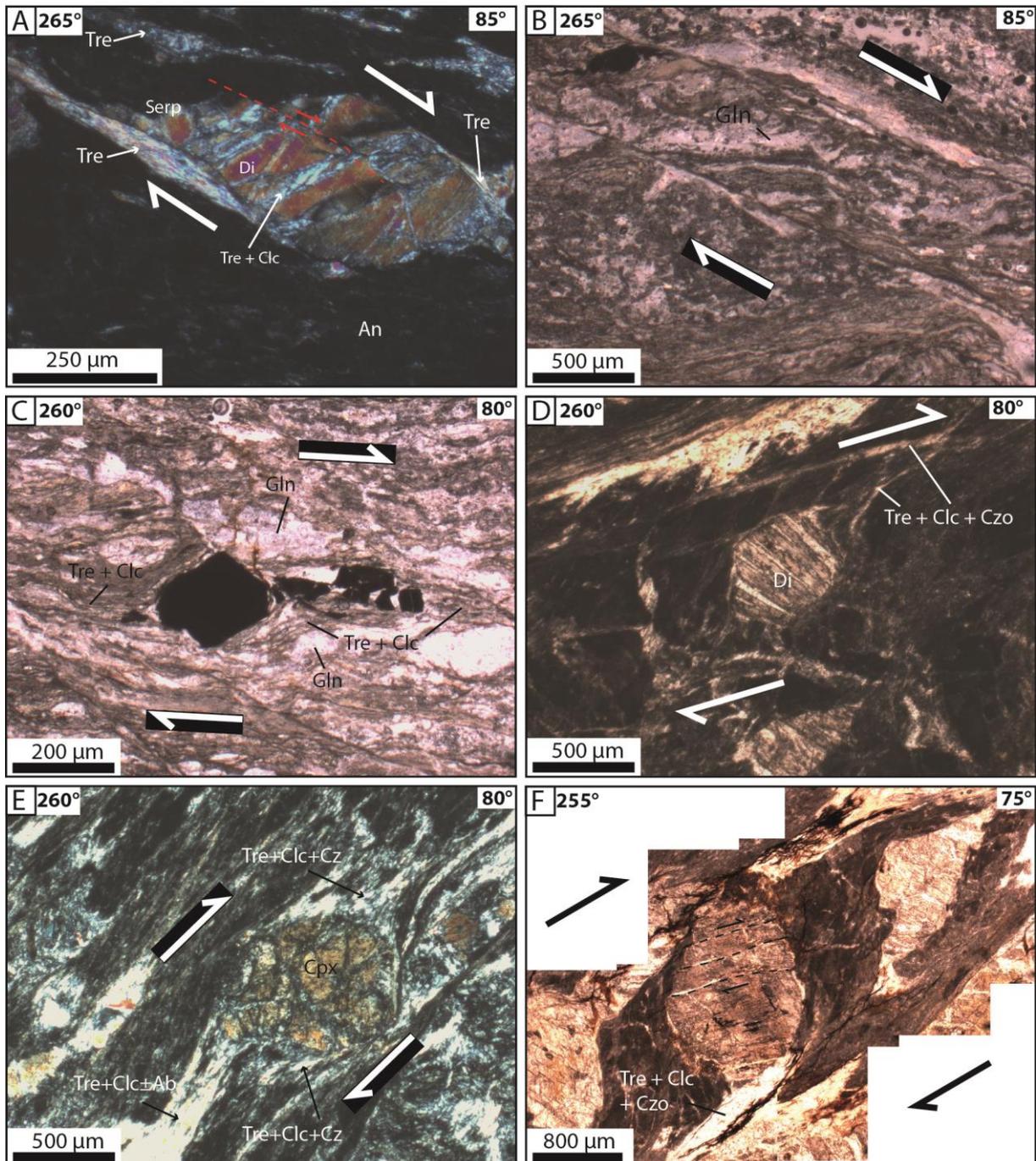


Fig.6. 9 : Photomicrographs of top-to-the-east greenschist facies ductile shear sense criteria in mylonitic metagabbro. Localities refer to Fig. 1. A: sigmoidal diopside porphyroblast flanked with tremolite overgrowths (locality E). B: shear bands outlined by tremolite + clinocllore + clinozoisite and offsetting glaucophane-marked foliation (locality B). C: opaque minerals flanked by asymmetric tremolite + clinocllore overgrowths (locality A). D: diopside porphyroblast flanked by tremolite + clinocllore + clinozoisite overgrowths (locality D). E: clinopyroxene with recrystallized tails and tremolite + clinocllore + clinozoisite overgrowths (locality D). F: diopside porphyroblast crossed by reverse microfaults and flanked by tremolite + clinocllore + clinozoisite overgrowths (locality D). Same abbreviations as for Fig. 6.7. Czo: clinozoisite, Serp: serpentine.

VI.5.2. Pseudotachylite veins

In rare instances, ductilely deformed pre-mylonitization pseudotachylite veins contain clasts flanked with asymmetric omphacite overgrowths indicating non-coaxial shear with top-to-the-west senses (Fig. 6.8D). Such observations agree with the kinematics recorded in the host mylonitic metagabbro.

The sense of displacement associated with the formation of amphibole-bearing pseudotachylite veins is poorly documented. However, four hand-samples from either the mylonitic sole or from secondary shear zones indicate a top-to-the east or northeast sense (Fig. 6.10). Despite the small amount of evidence, the sense of displacement is supposed to be towards east or northeast.

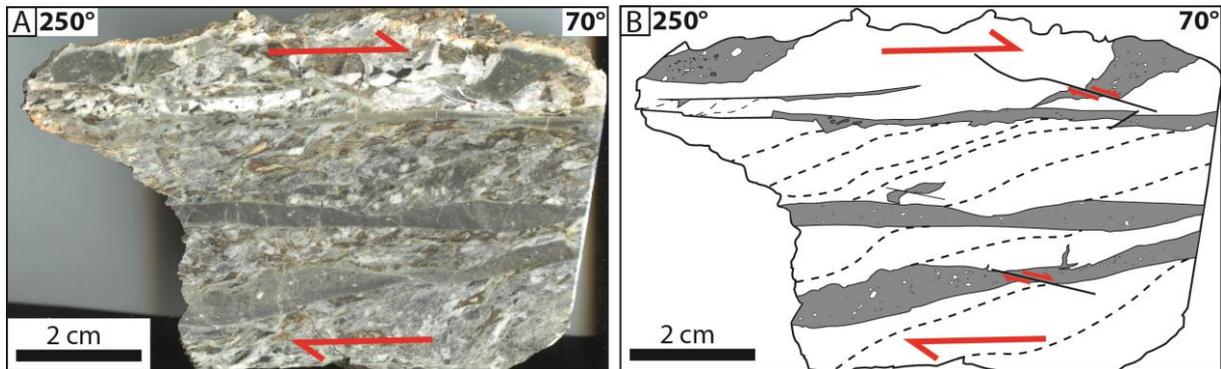


Fig.6. 10 : Metagabbro polished hand sample showing top-to-the-east offset of the foliation of a secondary shear zone by amphibole-bearing pseudotachylite fault veins (locality C, Fig. 6.1). The offset of fault veins by Riedel-like microfaults is also consistent with the top-to-the east sense of displacement.

VI.6. Discussion

VI.6.1. Chronology of deformation in the mafic unit DZs and correlation with the upper ultramafic unit

The succession of deformation episodes recorded in the damage zones (DZs) flanking φ_2 is summarized in Fig. 6.11. The oldest recorded event D1 consists of a west-directed ductile shear under greenschist facies conditions at the base of the mafic unit and locally within the unit (secondary shear zones). This ductile shear is considered responsible for the formation of the foliation and the N120°E lineation. D1 is followed by brittle event D2 responsible for the formation, in the mylonitic sole, of pseudotachylite veins under blueschist to eclogite facies conditions. Likely contemporaneous with D2 (though difficult to ascertain) is the formation of pseudotachylite under similar blueschist to eclogite facies conditions in the equant metagabbro. No kinematics can be related to D2 pseudotachylites. D3 corresponds to a westward-directed (N120°E) ductile shear under continuing blueschist to eclogite facies conditions. This shear is also responsible for the mylonitization of pseudotachylite veins formed during D2. The D1 to D3 succession is considered to have taken place within the subducting lithosphere of the Piemonte-Liguria Ocean in Cretaceous to Eocene times (Fig. 6.12).

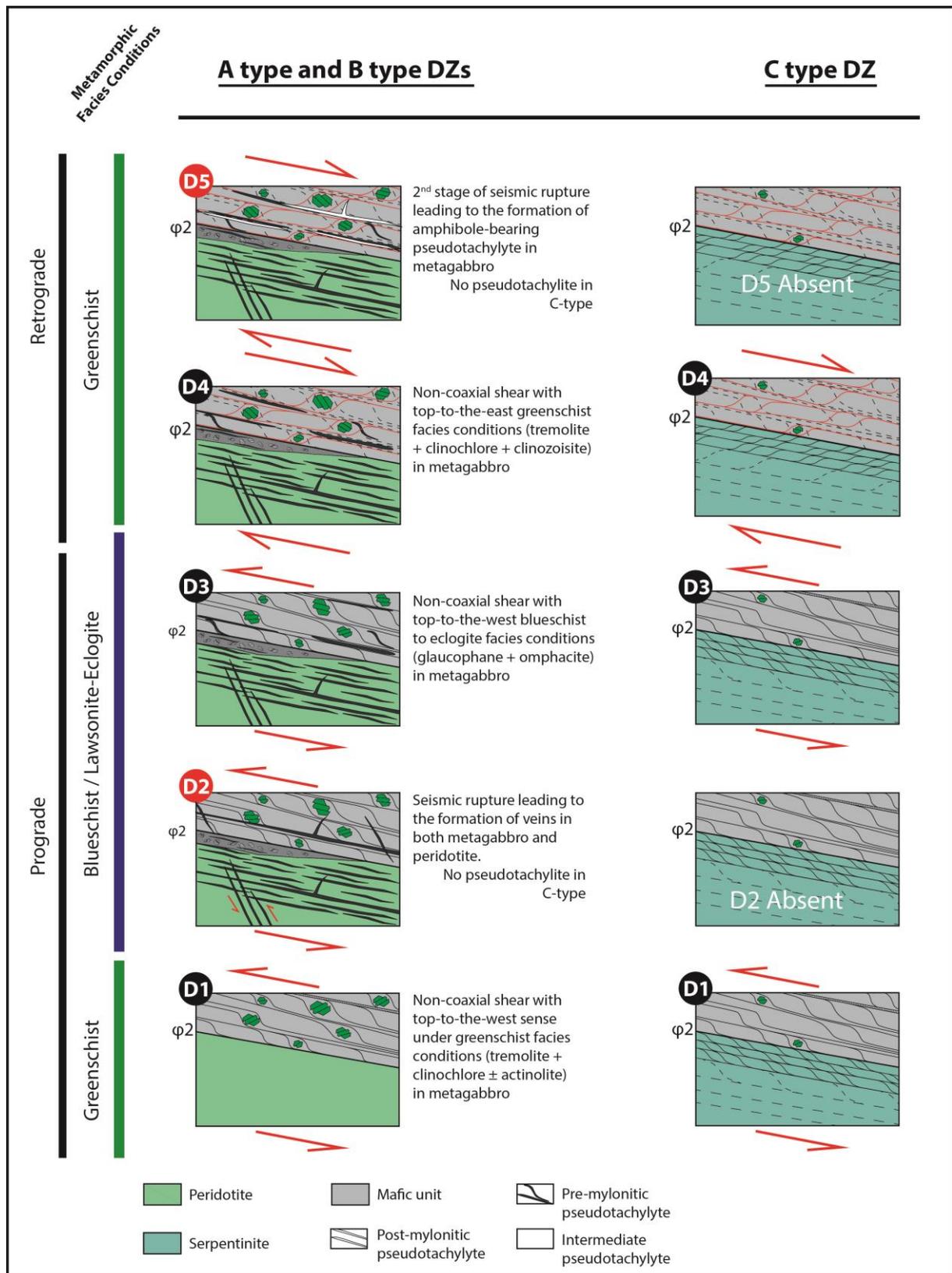


Fig.6. 11 : Synthesis of the succession of deformation events (D1 to D5) recorded in the damage zones (DZs) flanking $\phi 2$. The depicted breccia stands for the intermediate pseudotachylite characterizing A type DZ. Deformation events D2 and D5, which consist of pseudotachylite formation (seismic faulting), are labelled in red. D4 corresponds to a N80°E-directed shear under greenschist facies conditions. D5 is the second faulting event at the origin of the formation, in greenschist facies conditions, of pseudotachylite veins

in the mylonitic sole as well as in the equant metagabbro. Whatever the host rock, these pseudotachylite veins were not subsequently ductilely deformed. No kinematics can be related to D5 pseudotachylites. Eastward vergence of D4 and the retrograde (greenschist facies) conditions prevailing during D4 and D5 suggest that these two events took place during late- to post-collision extensional collapse of the mountain belt in Oligocene times, as observed in other Corsican Alpine units by Jolivet et al. (1990, 1991), Fournier et al. (1991), Daniel et al. (1996), Lahondère (1996) and Molli and Malavieille (2011). D4 and D5 are considered as distinct from the early, pre-collisional, subduction history.

Below φ_2 , the ultramafic unit shows either brittle structures (pseudotachylite) in peridotite of A or B type DZs, or ductile structures (foliation and faint lineation) in serpentinite or metasedimentary rocks of C type DZs. Magott et al. (2016) showed that pseudotachylite in the peridotite formed during west-directed reverse faulting. Such a kinematics is compatible with events D1 and D3, given the fact that the peridotite likely remains brittle even in conditions under which gabbro is ductile. Conversely, since serpentine can shift to a 'ductile' (distributed) behavior as early as D1 (greenschist facies conditions), ductile deformation of the serpentinite can therefore have lasted from D1 through D2 until D3. The kinematics of the deformation of the serpentinite is unknown, due to the lack of sense of shear criteria. What happened in the ultramafic unit during D4 and D5 remains undetermined, due to the lack of kinematic or metamorphic constraints that would allow correlations between the two units.

VL6.2. Geodynamic setting for the deformation history of the mafic unit/ultramafic unit interface.

The succession of two ductile deformation episodes consisting of an early west-directed shear under blueschist to eclogite facies conditions and a late east-directed shear under greenschist facies conditions has already been described in the tectonic units surrounding the Cima di Gratera nappe by many authors. Some authors put emphasis on the early prograde west-directed shear as a consequence of the east-dipping subduction of the Piemonte-Liguria Ocean in Cretaceous to Eocene times (e.g., Mattauer and Proust, 1976; Mattauer et al., 1977, 1981) while other authors gave more details about the late retrograde top-to-the-east shear and its link with late- to post-collision extension in Oligocene times (Jolivet et al., 1990, 1991; Fournier et al., 1991; Daniel et al., 1996; Lahondère, 1996; Molli and Malavieille, 2011).

The D1 to D3 succession of events in the mafic unit is compatible with top-to-the-west reverse faulting (pseudotachylite) in the ultramafic unit. In the mafic unit and supposedly in the ultramafic unit, metamorphic conditions increased from greenschist facies to eclogite facies conditions between D1 and D3. The D1 to D3 succession is interpreted as resulting from non-coaxial reverse faulting/ductile shear in the descending slab at depths at which P/T conditions are between greenschist facies to eclogite facies conditions. The highest metamorphic conditions (omphacite) correspond to

depths between 60 and 90 km, assuming a mean rock density of 3000 kg/m^3 and lithostatic equilibrium. The alternating brittle/ductile conditions in the mafic unit can reflect temporal variations of the temperature at depth and corresponding depth oscillations of the brittle-ductile transition, as suggested by Magott et al. (2016). Concurrently, in the underlying ultramafic unit, brittle (seismic) deformation took place in peridotite while ductile (distributed) deformation prevailed in serpentinites. A preliminary dating of an omphacite-bearing pseudotachylite vein crossing an equant metagabbro by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method has yielded a $54 \pm 10 \text{ Ma}$ age. The large uncertainty likely reflects argon excess in the analyzed sample. However, despite the uncertainty, this preliminary age is in agreement with the 60-55 to 34 Ma ages of the HP/LT metamorphism obtained in units around the Cima di Graterana nappe (Vitale-Brovarone and Herwartz, 2013, and references therein).

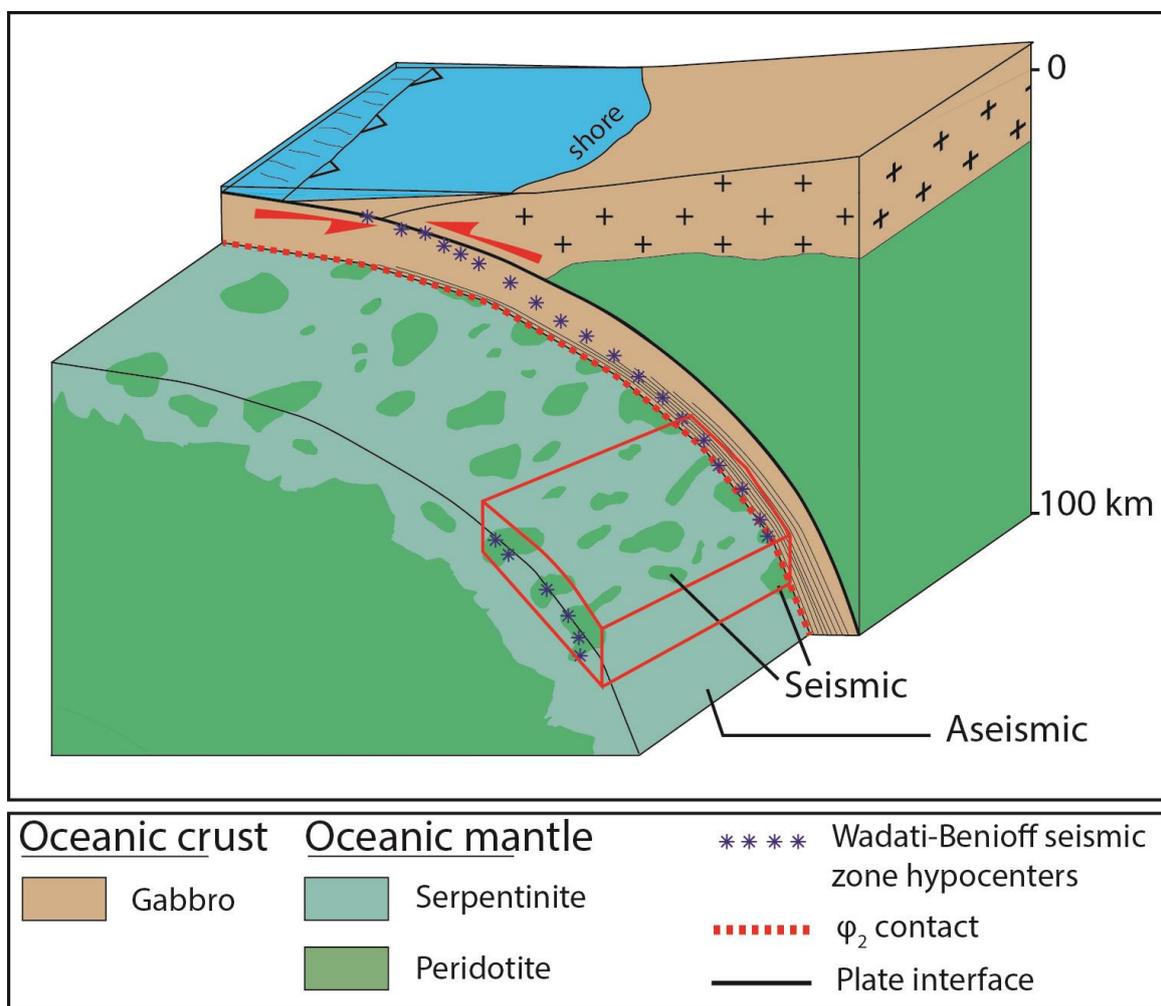


Fig.6. 12 : Schematic block diagram (scale is approximate) showing the supposed geodynamical framework of the D1 to D3 deformation events along or near $\square 2$ (boxed volume). Above ϕ_2 , the metagabbro is deformed either in a brittle mode (pseudotachylite) or in a ductile mode (mylonite). Below ϕ_2 , fresh peridotite is deformed in a brittle mode while serpentinite is deformed in a 'ductile' (distributed) mode.

VI.6.3. Significance of the lateral transition from pseudotachylite-bearing to pseudotachylite-free DZs

Detailed mapping of the walls of φ_2 (Figs 6.1 and 6.2) shows that A type DZs are characterized by pseudotachylite veins on either side of φ_2 and by the lack of mineralized veins. Conversely, C type DZs lack pseudotachylite and show mineralized veins along with serpentinization of φ_2 footwall where the latter consists of mantle rocks (not sedimentary rock lenses). With a lesser amount of pseudotachylite and a larger amount of mineralized veins than for A type DZ, B type DZs are considered as representing a transitional type between A and C type DZs.

These observations suggest that interfaces between peridotite and gabbro in A type DZs were preferential sites for frictional melting, along or near the contact. Though it is not possible to estimate the amount of pseudotachylite generated and the number of earthquakes that could have led to the production of this amount, A type DZ interfaces may be regarded as patches where the co-seismic displacements were larger than the surrounding B or C type DZs. The larger amount of melting can result from larger amounts of strain accumulated in A type DZs due to higher mechanical strength of peridotite or to larger coefficients of friction of the gabbro-peridotite interface (e.g., [Del Gaudio et al., 2009](#); [Niemeijer et al., 2011](#)). Conversely, the foliated serpentinite (and the metasedimentary rocks) of the other end-member (C type DZ interface) are intrinsically weaker than the massive peridotite, and the coefficient of friction of serpentinite-gabbro interface is likely weaker than the gabbro-peridotite interface one ([Moore et al., 1997](#); [Hirose and Bystricky, 2007](#); [Kohli et al., 2011](#); [Sone et al., 2012](#); [Proctor et al., 2014](#); [Brantut et al., 2016](#)). Given the strength and/or the friction contrasts, it is likely that the gabbro-peridotite interfaces can accumulate more interseismic strain than the serpentinite-gabbro interface, thus experiencing larger co-seismic displacements during ruptures.

In addition to contrasted peridotite and serpentinite mechanical properties, the likely presence of over-pressurized fluids along φ_2 (as suggested by mineralized veins, especially the flat-lying ones) may also have played a role in the weakening of the contact along B or C type DZs. Such over-pressurized fluids may lower the strength of the interface, allowing less strain accumulation and therefore less release of energy during earthquakes. Ultimately, over-pressurized fluids may prevent the serpentinite-gabbro contact surfaces from locking, allowing creep and rendering seismic ruptures unlikely or of small magnitudes.

Assuming that the gabbro-peridotite contacts (A type DZs) correspond to some extent to seismological asperities, it is then necessary to compare the sizes of the two types of heterogeneities. In the study area, the exposed widths of A type DZs are between 0.5 and 1 km (Fig. 6.1). Assuming that these exposed widths are the largest expected and that the shape of the heterogeneity is close to a square or a circle, the area of the A type contacts is less than about 1 km². Such a surface is significantly smaller than most asperities reported from subduction interfaces. However, several authors describe asperities

whose areas are of the order of 1 km² or even less (Bakun and McEvelly, 1984; Nadeau et al., 1995; Nadeau and McEvelly, 1997; Igarashi et al., 2003; Seno, 2003). Geological asperities suspected in the study area may include a part of the surrounding B type contacts, increasing the actual sizes. The 1 km² value is clearly a conservative estimate.

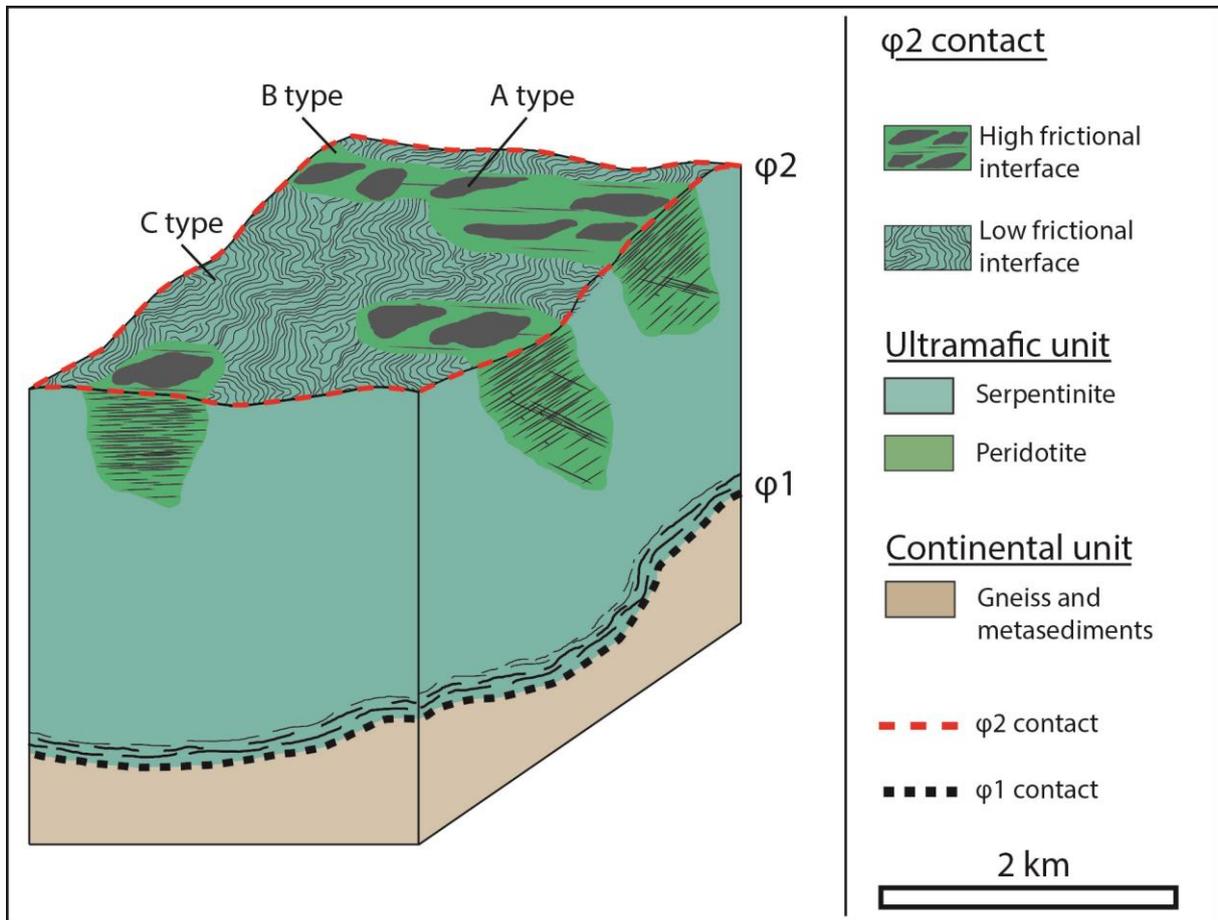


Fig.6. 13 : Block diagram showing the Cima di Gratera ultramafic unit after removal of the mafic unit. The uppermost surface of the unit consists either of foliated serpentinite or massive peridotite. The coefficient of friction of the gabbro-serpentinite contact is weak, allowing distributed slip without significant melting. The coefficient of friction of the gabbro-peridotite contact is higher, leading to seismic ruptures with significant related frictional melting.

VI.7. Conclusion

The structural analysis of the ϕ_2 contact in the Cima di Gratera nappe leads to the following results.

(1) The Cima di Gratera nappe contains a major fault which recorded a complex succession of five brittle/ductile deformation events. D1 to D3 deformation events are consistent with a prograde ductile/brittle deformation under high-grade (greenschist to eclogite facies) conditions during the

subduction of the Piemonte-Liguria oceanic lithosphere. D4 and D5 stages are related to retrograde metamorphism and deformation in association to the syn- to post-orogenic extension.

(2) The major fault preserved in the Cima di Gratera nappe is characterized by three types of damage zones. One end-member (A type DZ) corresponds to gabbro-peridotite contact and is characterized by numerous pseudotachylite veins on either side of the fault. The other end-member (C type DZ) is observed where gabbro is in contact with foliated serpentinite or with meta-sedimentary rocks. It is characterized by the absence of pseudotachylite and by the presence of discreet mineralized veins. The B type DZ is intermediate between the two end-members.

(3) The abundance of pseudotachylite veins along or near A type DZs suggests that gabbro-peridotite contacts released large amounts of co-seismic slip during a likely large number of events. Conversely, the paucity of pseudotachylite along or near C type DZs suggests that gabbro-serpentinite or gabbro-metasedimentary rocks did not release significant amounts of co-seismic slip, possibly because their incapacity to accumulate large inter-seismic strain.

(4) As suggested by mineralized veins, fluid flow possibly played a role in the weakening of C and to a lesser extent of B type contacts through a more intense serpentinization of the peridotite.

The intact peridotite bodies preserved in the otherwise largely serpentinized mantle rocks of the Cima di Gratera nappe may provide a picture of small size asperities encountered in subducting slabs such as the Pacific plate in the Mariana subduction zone.

Acknowledgments.

This work was funded by the CNRS-INSU TelluS-ALEAS program. Scanning electron microscopy was supported by the RENATECH network. Discussions with P. Agard and C. Rosenberg were stimulating. P. Monié is thanked for preliminary attempts of pseudotachylite dating.

Partie 3 :
**Étude de la zone de faille paléo-sismique de l'unité
péridotitique du Monte-Maggiore**

Chapitre 7: La rupture sismique dans l'unité péridotitique du Monte-Maggiore : Le phénomène de *dehydration embrittlement* en question.

Résumé

L'unité péridotitique du Monte-Maggiore, localisée au nord-ouest du Cap corse, est traversée par des réseaux de pseudotachylites traduisant d'anciennes ruptures sismiques. Deux groupes de veines de génération ont été observés. Le plus fréquentes sont faiblement pentées vers le nord et peuvent être organisées en réseau ou être isolées. Un autre groupe se caractérise par un fort pendage vers le nord. Les veines sont généralement organisées en réseau. Les veines de pseudotachylites sont encaissées dans une serpentinite fortement cataclastique mais présentent des épontes où l'olivine est recristallisée. Cette olivine est toutefois différente des olivines primaires de la péridotite tant dans leur composition qu'au niveau de leur habitus.

Leur origine peut être double. Dans le cas d'une serpentinitisation précoce et localisée, la propagation d'une rupture initiée dans la péridotite fraîche jusque dans la péridotite serpentinisée peut avoir formé ces olivines secondaires via la déshydratation des épontes consécutive à l'injection d'un liquide à haute température (1200 à 1400°C), cette température étant largement supérieure à celle nécessaire à la déshydratation de la serpentine. Une autre possibilité serait que les olivines secondaires soient associées à un phénomène de *dehydration embrittlement*, suspecté de contribuer au déclenchement des séismes à profondeur intermédiaire.

VII.1. Contexte géologique.

L'unité ultramafique du Monte-Maggiore est localisée à l'extrémité nord-ouest du Cap corse. D'une superficie d'environ 4 km², elle est composée principalement de péridotite variablement serpentinisée (0 à 80% de serpentinisation) et de serpentinite. La base de l'unité est séparée de l'unité d'affinité continentale de Centuri par un niveau de chloritoschistes de faible épaisseur (Jackson et Ohnenstetter, 1981).

Bien que la majorité de l'unité soit composée de péridotites fraîches, la partie sud ainsi que certaines zones du massif présentent des degrés de serpentinisation proches ou supérieurs à 90%. Certaines zones serpentinisées d'extension modérée et orientées selon un axe E – W sont également présentes dans les parties centrales et nord du massif (Debret et al., 2013 et nos observations ; Fig.7. 1). Les serpentinites au sud et à l'est ont subi une déformation d'intensité très inégale, les zones les plus déformées étant localisées à proximité de la base de l'unité, non loin des chloritoschistes.

Les péridotites correspondent à des lherzolites à spinelle ayant été imprégnées par des magmas asthénosphériques dans le domaine de la péridotite à plagioclase (Muntener et Piccardo, 2003 ; Piccardo et Guarnieri, 2010). Elles présentent un degré de serpentinisation variable, compris entre 10 et 80%, et pouvant varier de façon importante sur des distances courtes (de l'ordre du mètre). Outre les fréquents dykes de gabbro, elles peuvent contenir des agrégats de chromites podiformes et des "gouttes" gabbroïques de tailles centimétriques (Ohnenstetter, 1992). Ces agrégats de chromites et de gabbros sont souvent associés dans des zones de faible extension et rarement observés l'un sans l'autre.

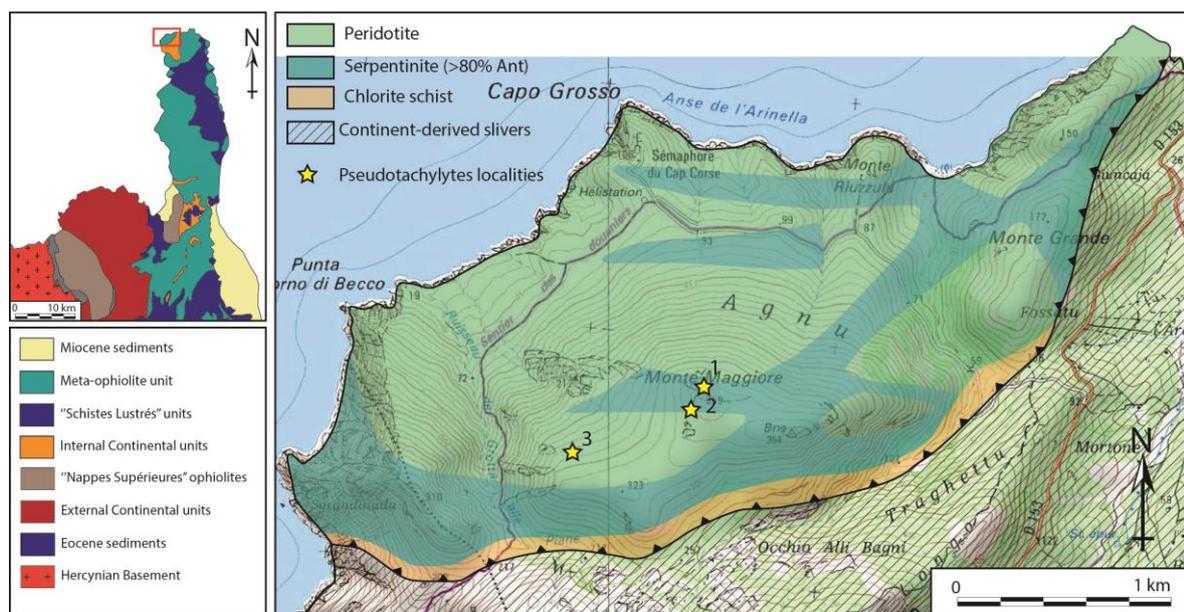


Fig.7. 1 : Carte géologique simplifiée de l'unité péridotitique du Monte-Maggiore (D'après Debret, 2013, Ohnenstetter et al., 1981 et nos observations). Les occurrences de pseudotachylites sont représentées par les étoiles jaunes.

La péridotite de l'unité du Monte-Maggiore est intrudée par de nombreux dykes de gabbro dont la minéralogie varie de la troctolite au ferro-gabbro (Jackson et Ohnenstetter, 1981). Leur largeur est souvent comprise entre 1 et 15 cm, mais certains peuvent atteindre le mètre (Piccardo et Guarnieri, 2010). Les minéraux les composant ont une taille généralement centimétrique, mais localement, des textures pégmatoïdes peuvent être observées. Ces dykes sont répartis de manière inégale dans l'unité, et bien qu'il soit possible de les observer sur l'ensemble de celle-ci, des concentrations plus importantes sont à signaler au nord et à l'ouest. Ces gabbros ont enregistré des conditions de métamorphisme HP-BT telles que l'indiquent les paragenèses jadéite + paragonite + zoïsite + chlorite, caractéristiques du faciès schiste bleu (Debret et al., 2013 et nos observations).

Piccardo et Guarnieri (2010) ont déterminé quatre types de péridotite dans le massif :

(1) Les lherzolites lithosphériques à spinelle sont les péridotites les plus fréquentes. Elles sont composées d'olivines, d'orthopyroxènes, de clinopyroxènes et de spinelles selon les proportions suivantes : $Ol < Opx < Cpx < Sp$. Elles sont fréquemment traversées par des bandes de pyroxénites épaisses d'environ 1 cm et composées principalement d'assemblages à $Opx + Cpx + Sp$. Les lherzolites lithosphériques présentent souvent des agrégats ovoïdes d'orthopyroxènes et de spinelles. Ces clusters sont interprétés comme la recristallisation dans le faciès de la péridotite à spinelle, des grenats primaires. Elles sont caractérisées par une texture porphyroclastique et sont souvent cataclastiques.

(2) Les harzburgites et péridotites appauvries en pyroxènes sont caractérisées par des proportions en clinopyroxènes assez faibles (< 8%) et plus importantes en olivines (70 à 90 %). Les proportions en clinopyroxènes et olivines peuvent toutefois fluctuer de façon importante tout en restant appauvries en clinopyroxènes par rapport aux lherzolites à spinelles. La taille moyenne des grains est plus importante que pour les autres types de péridotites, leur donnant un aspect grossier. Contrairement aux lherzolites lithosphériques, aucune bande de pyroxénite ne recoupe les harzburgites et péridotites appauvries en pyroxènes. En revanche, des bandes de dunités à spinelle d'épaisseur centimétrique à décimétrique les recoupent.

(3) Les péridotites à plagioclase, comme leur nom l'indique, sont caractérisées par la présence de proportions significatives de plagioclases (jusqu'à 20 % de la composition modale) et d'orthopyroxènes. Ces minéraux sont formés au détriment de l'olivine mantellique qui est sous-représentée. Le plagioclase peut être présent sous différents habitus. (i) sous forme de simplectites ou d'agrégats microgranulaires à orthopyroxènes et plagioclases ; (ii) de façon isolée, sous forme de cristaux dans les olivines déformées ; (iii) sous forme d'agrégats interstitiels à orthopyroxènes et plagioclases entre les porphyroclastes d'olivine ; (iv) sous forme de veines de plagioclases de taille millimétrique à centimétrique et aux épontes floues. L'absence de déformation des plagioclases et des orthopyroxènes indique un caractère néoformé et tardif. La présence de ces minéraux est interprétée

comme résultant de la percolation de liquides saturés en silicium dans la péridotite et imprégnant cette dernière.

(4) Les dunites à spinelle sont caractérisées par la taille importante (≥ 1 cm) des olivines qui les composent. L'absence de pyroxène est mise en relation avec la grande taille des olivines via la dissolution des orthopyroxènes et clinopyroxènes par un liquide sous-saturé en silicium. Ce liquide aurait, d'un côté dissous les pyroxènes et "développé" les olivines par des surcroissances, comme semble l'attester le fait que les spinelles soient presque systématiquement inclus dans les olivines. Des plagioclases peuvent parfois être présents autour des olivines.

VII.2. Les pseudotachylites de l'unité du Monte-Maggiore.

Les pseudotachylites de l'unité mantélique du Monte-Maggiore s'observent aux localités 1, 2 et 3 de la Figure 7.1. Elles sont en place au niveau des localités n°1 et 2, et sous forme de pierres volantes au niveau de la localité n°3.

VII.2.1. Observations générales.

À l'affleurement, les pseudotachylites ont un aspect gris clair qui contraste avec la patine ocre à orangée de la péridotite. Elles ont toujours un relief positif et sont affectées par de fines fractures perpendiculaires aux épontes. Deux types de pseudotachylites ont été observés : des veines de génération (*fault veins*), majoritaires, et des veines d'injections (*injection veins*), plus rares. Les veines de génération peuvent s'organiser soit en réseaux comprenant plusieurs veines proches, souvent entremêlées, soit de façon isolées (Fig. 7.2). Les veines isolées sont moins fréquentes que celles organisées en réseaux et sont souvent plus épaisses. Elles comportent des veines d'injection plus nombreuses et plus longues (de 2 à 8 cm). La largeur de la base de ces veines d'injection est également plus importante, avec des largeurs pouvant atteindre 1 cm. Des clastes arrondis peuvent être observés dans les veines les plus épaisses. Les veines isolées ont un aspect typique des pseudotachylites, avec des bordures franches et une épaisseur fluctuante (Fig. 7.2D). L'extension des veines de génération est généralement supérieure à un mètre mais n'excède pas trois mètres.

Les réseaux de veines peuvent avoir des épaisseurs très variables allant de 5 cm à environ un mètre. A l'inverse des veines isolées, les veines appartenant à un réseau ont un aspect plus ondulé et plus flou vis-à-vis de l'encaissant (Fig. 7.2C). Les veines organisées en réseaux ont le plus souvent une épaisseur homogène n'excédant pas 1 cm. Elles peuvent présenter un aspect enchevêtré impliquant de nombreuses relations de recoupement. L'extension latérale des veines de génération n'excède pas une trentaine de centimètres. Les veines d'injection peuvent fréquemment former des relais entre différentes veines (Fig. 7.2C).

Des microfailles à faible pendage décalent parfois sur quelques millimètres, les pseudotachylites appartenant aux réseaux, le plus souvent dans le cas des réseaux à pendage importants.

Les deux catégories de veines sont presque systématiquement développées dans des zones fortement cataclastiques présentant une serpentinisation importante. En outre, des cumulats de gabbros et des nodules de chromite dont le diamètre n'excède pas quelques centimètres sont fréquents dans les zones où ont été observées les pseudotachylites.

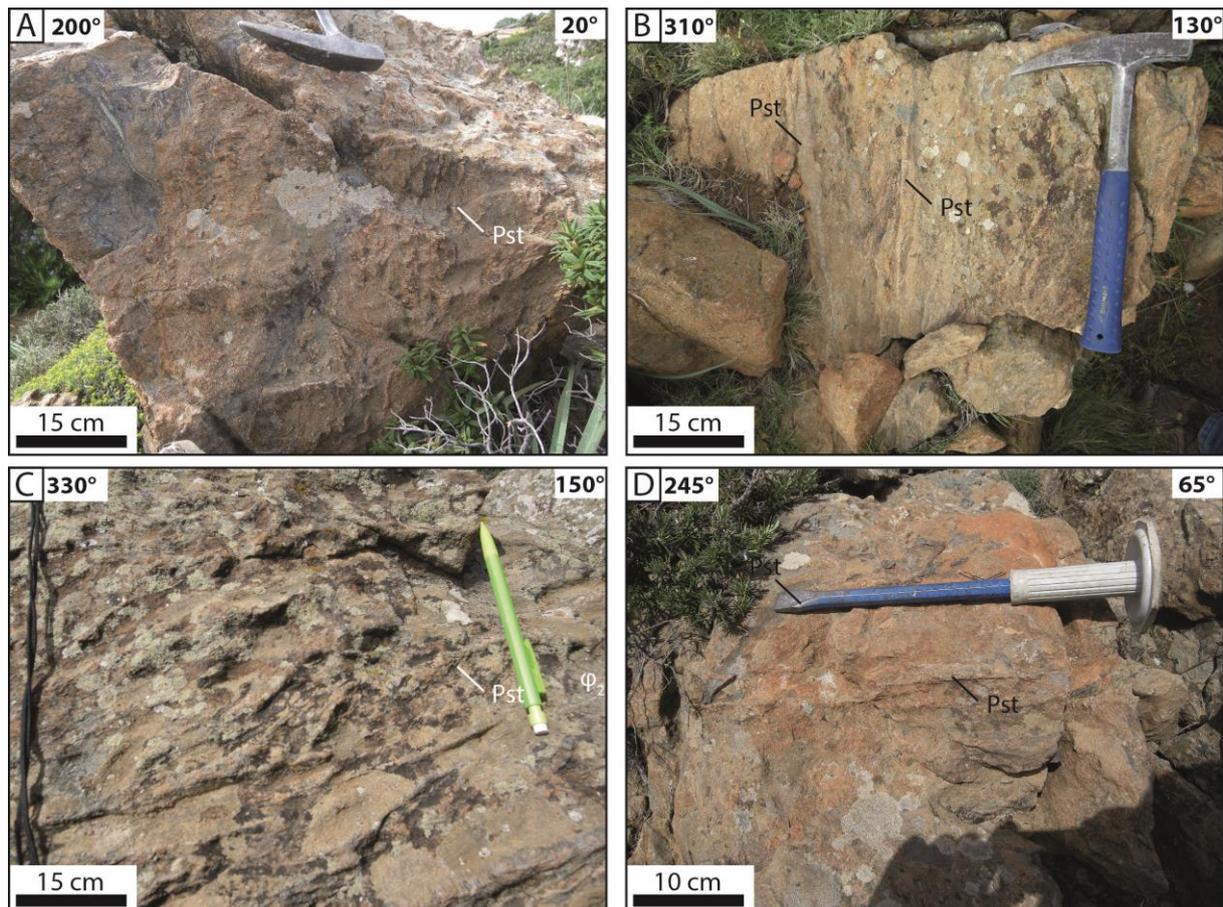


Fig.7. 2 : Les pseudotachylites du Monte-Maggiore à l'échelle de l'affleurement. Tous les affleurements sont situés autour de la localité n°1. A : Réseau de pseudotachylites à fort pendage épais d'une vingtaine de centimètre. B : Regroupement de plusieurs veines de génération à fort pendage dans une péridotite cataclastique. C : Réseau de pseudotachylites à faible pendage dont les veines d'injection forment des relais entre les veines. D : Veine de génération isolée.

VII.2.2. Analyse structurale.

Les veines et réseaux de veines de pseudotachylites s'organisent en deux familles distinctes. Les plus fréquents, dites "veines à faible pendage", présentent des orientations comprises entre N40°E et N120°E et sont faiblement pentés vers le nord. Les pendages sont compris entre N15 et 50°N avec une majorité entre 20 et 25°N (Fig. 7.3A). Les veines à faible pendage sont majoritairement organisées en réseaux mais peuvent, plus rarement, être isolées. Environ un quart des veines à faible pendage sont

isolées. D'un point de vue topographique, les veines isolées sont souvent situées plus bas que les réseaux.

La seconde famille, dite à "fort pendage", est caractérisée par des orientations comprises entre $N20^{\circ}$ et $N120^{\circ}E$ et des pendages compris entre 75° et 85° vers le nord (Fig. 7.3B). Il s'agit principalement de réseaux de faible épaisseur et de veines isolées dans des proportions équilibrées. Les veines à fort pendage sont moins fréquentes que celles à faible pendage.

Aucune relation de recoupement d'une famille sur l'autre n'a été observée, de fait, il n'est pas possible d'affirmer que l'une est antérieure à l'autre.

D'un point de vue topographique, les réseaux fortement pentés ont souvent été observés dans les zones les plus basses où les seules veines peu pentées présentes étaient toujours isolées. Les réseaux peu pentés sont situés topographiquement plus haut où ils côtoient des veines de génération à fort pendage isolées (Fig. 7.4).

L'unité est en outre traversée par des zones de cisaillement ductile orientées N – S et faiblement pentées vers l'est (18° à $30^{\circ}E$; Fig. 7.4). Elles sont situées topographiquement plus bas par rapport aux réseaux de pseudotachylites. Aucune relation entre ces deux enregistrements de la déformation n'a pu être établie.

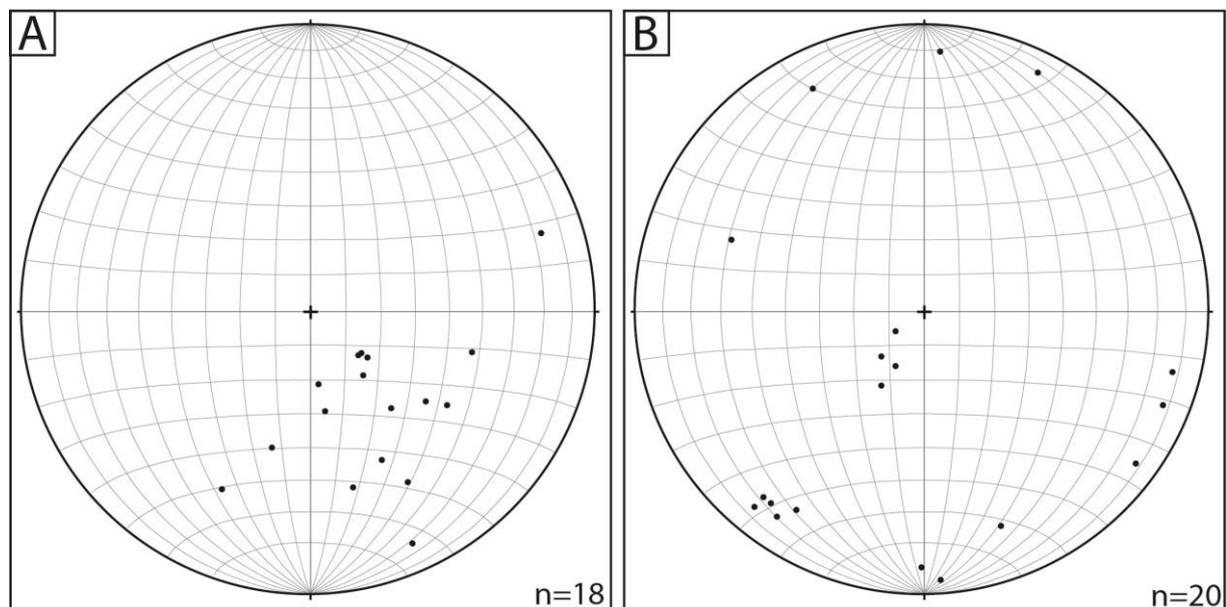


Fig.7. 3 : Pôles des veines de génération du Monte-Maggiore. Les pôles reportés en (A) correspondent aux veines mesurées à la localité 1 et en (B) à la localité 2.

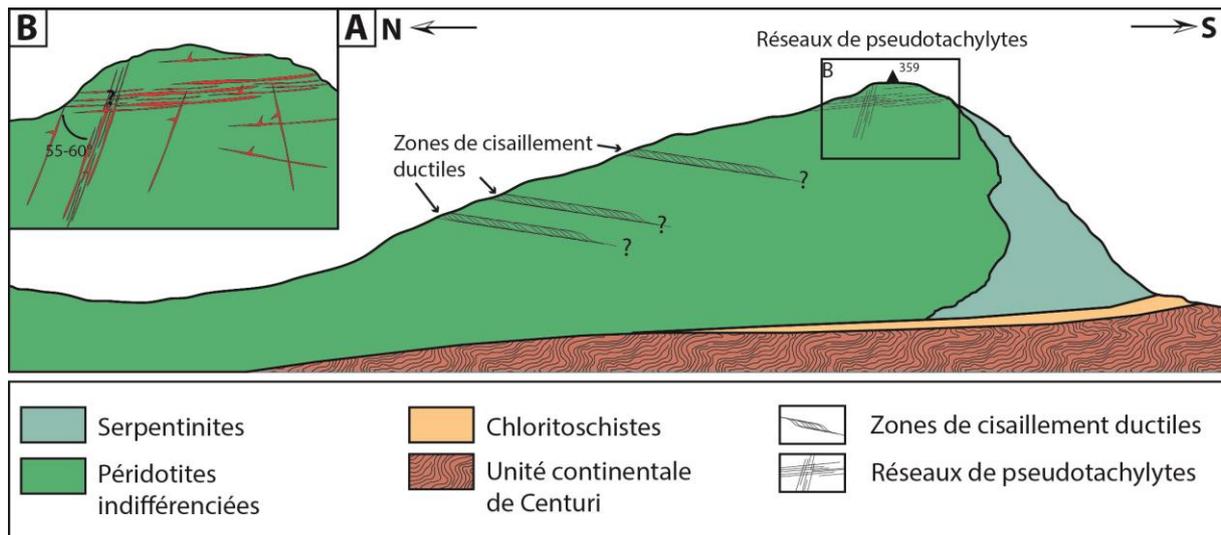


Fig.7. 4 : Organisation structurale de la déformation à l'échelle de l'unité du Monte Maggiore. A : Coupe simplifiée N-S de l'unité du Monte-Maggiore. B : Organisation structurale des réseaux de pseudotachylites (localités 1 et 2).

VII.2.3. Pétrographie des pseudotachylites.

Les **veines de génération** ont une épaisseur très variable allant de quelques millimètres à 2,5 cm. Elles sont systématiquement associées à de la cataclasite. Dans la majorité des cas, celle-ci n'est présente que sur une bordure de la veine, l'autre étant en contact avec de la péridotite intacte (Fig. 7.5C et F). Dans certains cas, la cataclasite borde les deux côtés de la veine de pseudotachylite ; la limite entre cataclase et le produit de la fusion frictionnelle est alors diffuse (Fig. 7.5B). Les veines dont les deux épontes sont cataclastiques sont le plus souvent des veines tardives pouvant remanier d'anciennes pseudotachylites, comme l'atteste la présence de clastes arrondis de pseudotachylites (Fig. 7.5D). Les veines d'injection, lorsqu'elles sont présentes, sont le plus souvent développées dans les épontes pas ou peu cataclastiques (Fig. 7.5A et F).

Les clastes arrondis ont des dimensions hétérogènes comprises entre 100 et 800 μm pour des veines inférieures à 2 mm d'épaisseur. Dans le cas des veines de taille centimétrique, des clastes d'un diamètre proches de la largeur de la veine peuvent être présents. Les clastes sont majoritairement composés d'olivines serpentinisées, de pyroxènes et dans une moindre mesure, de fragments d'anciennes pseudotachylites (Fig. 7.5D). De forme généralement ovoïde, les clastes les plus allongés sont systématiquement parallèles aux épontes de la veine. Les clastes les plus gros et particulièrement ceux formés à partir d'anciennes pseudotachylites, présentent des invaginations caractéristiques. Les clastes de pyroxènes, souvent plus petits que les autres (< 500 μm), sont fréquemment fracturés. De manière générale, les clastes de très petite taille (2 à 10 μm) sont les plus nombreux.

La matrice est dominée par des microlites de forme sphérique, en latte ou aciculaire dont la taille est comprise entre 20 et 80 μm . Dans les veines de génération les plus épaisses ainsi que les veines

d'injection, la matrice présente souvent des textures polygonales, probablement dues à la dévitrification ou à la serpentinisation partielle et tardive des veines (Fig. 7.5A et Fig. 7.6B). De la serpentine interstitielle postérieure à la formation des pseudotachylite est présente, ainsi que de la magnétite secondaire fossilisant partiellement la forme d'anciens microlites. D'autres opaques à la forme arrondie sont présents de façon éparses mais homogène dans les veines de génération. Leur aspect sphérique exclut une origine métamorphique ou d'altération. Ils pourraient correspondre à des *sulfide droplets*. Dans les veines dont l'épaisseur est supérieure à 2 mm, des structures d'écoulement (*flow folds*) sont souvent visibles, en particulier autour des clastes les plus massifs (>500 µm). Ces structures d'écoulement sont également très présentes dans les veines d'injection. Les microlites, bien que partiellement altérés, sont majoritairement des clinopyroxènes et des olivines.

Les **veines d'injection** sont de tailles centimétriques et toujours perpendiculaires aux veines de génération. Elles présentent des zonations ainsi que des relations de recoupement indiquant un fonctionnement polyphasé (Fig. 7.5A). Les clastes arrondis sont plus fréquents que dans les veines de génération (≈ 15 %) mais sont plus petits, avec des diamètres n'excédant pas 250 µm. Ils sont composés de reliquats d'anciennes pseudotachylites, de clinopyroxènes et d'olivines serpentinisées. Comme pour les veines de génération, la dévitrification est à l'origine de structures ovoïdes soulignant les sphérulites de la matrice. Les zones dévitrifiées sont comblées par de la serpentine et de la magnétite. De nombreux opaques de forme circulaire à ovoïde sont présents dans la matrice. Leur forme très arrondie, incohérente avec la forme des microlites interdit qu'ils soient le produit de la serpentinisation, il peut donc s'agir de *sulfide droplets*. Leur taille n'excède pas quelques dizaines de microns (Fig. 7.5D).

Les veines de pseudotachylite sont régulièrement recoupées par des veines de serpentine qui peuvent être en *crack-seal* ou fibreuses. Ces veines peuvent atteindre 1 cm d'épaisseur. Ces veines, plus la présence de recristallisation de serpentine à la place de l'ancienne mésostase des veines de pseudotachylite indiquent qu'une partie significative de la serpentinisation est postérieure à la formation des pseudotachylites.

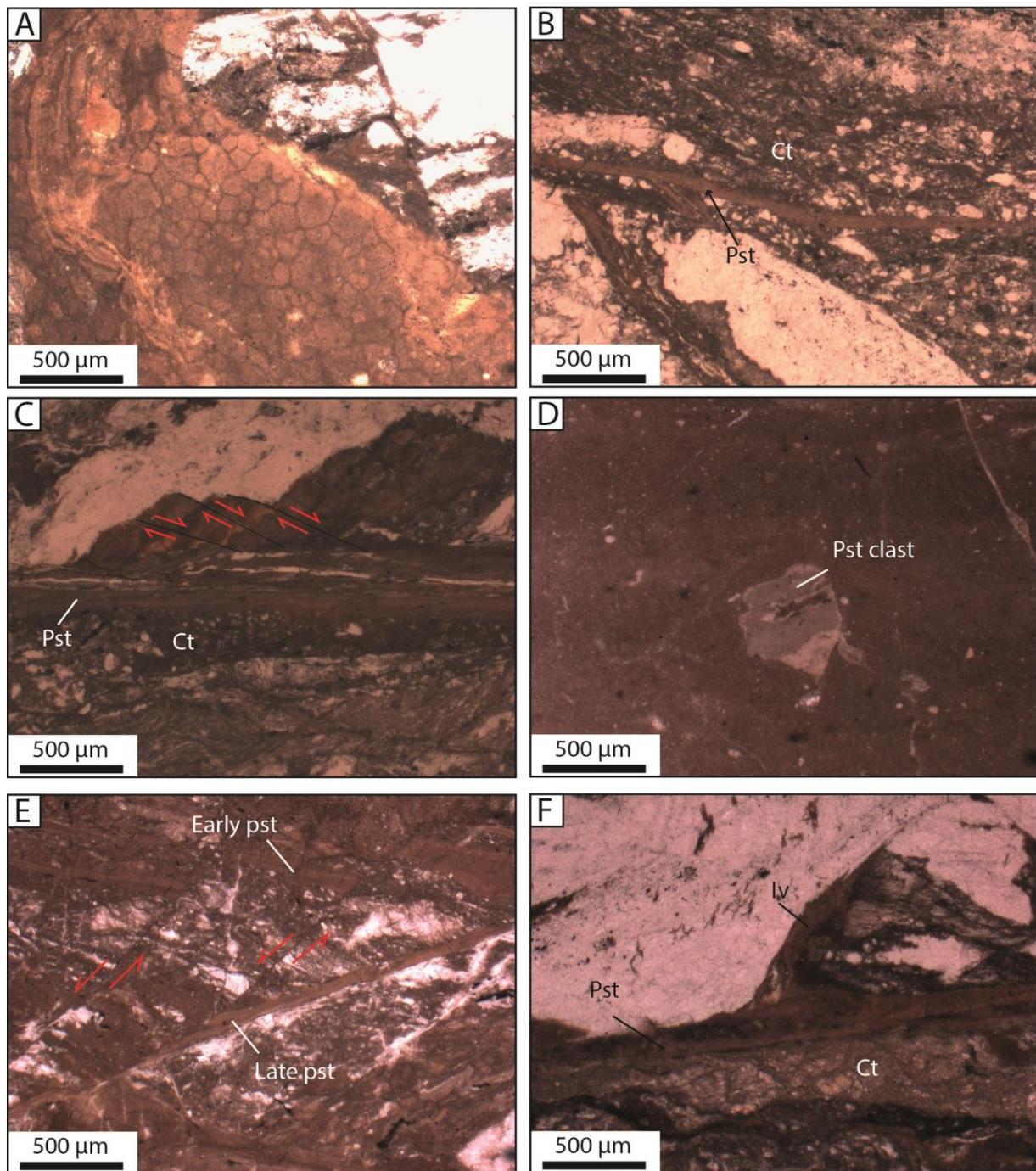


Fig.7. 5 : Photographie en microscopie optique des pseudotachylites de l'unité du Monte-Maggiore (localités 1 et 3).
A : Texture polygonale dans la matrice des veines de pseudotachylites (injection et génération). **B :** Importance de la cataclase autour de certaines veines de génération. Les deux épontes sont fortement cataclastiques. **C :** Relation de recoupement entre différentes générations de pseudotachylite. Une seule éponte de la veine la plus tardive est cataclastique. **D :** Clast arrondi provenant d'une ancienne pseudotachylite indiquant un caractère polyphasé de la formation des ruptures sismiques. **E :** Relation de recoupement entre différentes générations de pseudotachylite. **F :** Veine d'injection établie dans l'éponte non cataclastique d'une veine de génération tardive. L'autre éponte est fortement cataclastique.

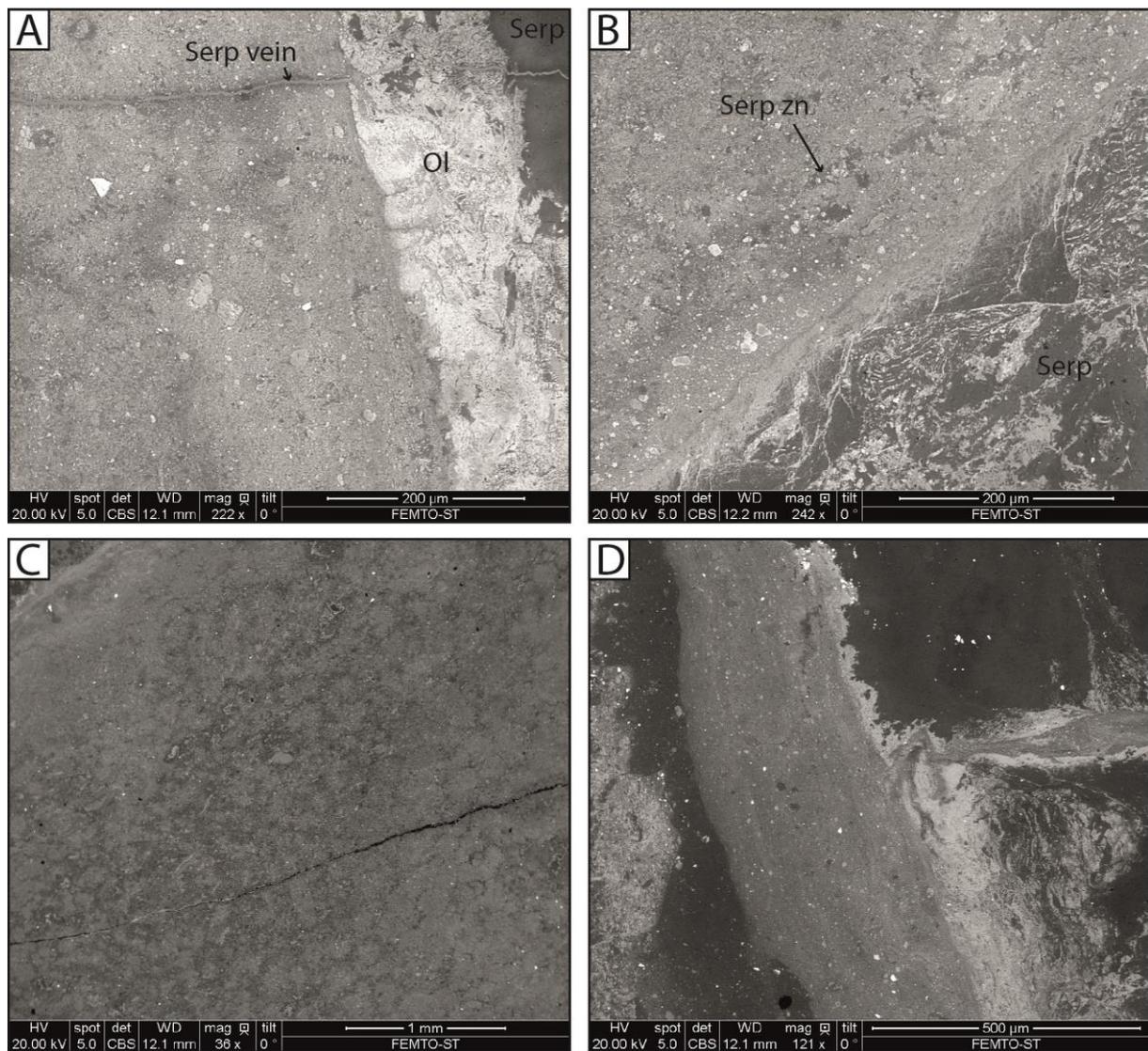


Fig.7. 6 : Images au microscope électronique à balayage des veines de pseudotachylite. **A :** Veine de génération recoupée par une veine de serpentine tardive. L'encaissant serpentinitisé présente des épontes d'olivine. **B :** Serpentinisation partielle des veines de pseudotachylite. **C :** microlites sphérulitiques préservés dans la partie centrale de la veine. La densité des microlites augmente vers les bordures figées, leur taille décroît. **D :** Veine d'injection. La bordure droite de la veine de génération dont la couleur est claire correspond à de l'olivine enrichie en FeO.

VII.2.4. Géochimie des pseudotachylites.

Les analyses à la microsonde des microlites et de la matrice des veines de pseudotachylites bouclent rarement à 100% confirmant une altération des minéraux (Tableau. 7). La majeure partie des microlites préservés correspondent à des clinopyroxènes avec une composition d'augite et de diopside.

La mésostase qui cimente les microlites a une composition proche de celle de l'olivine et un taux de forstérite de Fo⁸⁵, ce qui est légèrement inférieur à celui des péridotites de l'unité du Monte-Maggiore qui est situé autour de Fo⁹⁰ (Piccardo et Guarnieri, 2010). La mésostase comprend également des proportions notables d'Al₂O₃ et de CaO avec des valeurs pouvant atteindre respectivement 6,52% wt Al₂O₃ et 3,76% wt CaO. Cette présence de l'aluminium et du calcium peut être imputée à la fusion des

pyroxènes de l'encaissant. En outre, la mésostase incorpore des proportions faibles mais néanmoins notables de TiO_2 et de Cr_2O_3 avec des pourcentages en poids d'oxydes pouvant atteindre respectivement 3,31 % et TiO_2 et 0,29 wt Cr_2O_3 .

Pseudotachylites								
wt.% analysis	Microlite	Microlite	Microlite	Matrice	Matrice	Clast	Clast	Clast
	Cpx	Cpx	Cpx			Cpx	Clc	Ilmenite
SiO ₂	52	49,77	51,52	40,11	39,48	52,15	31,95	2,51
MgO	17,35	26,97	17,3	32,37	34,31	13,42	33,06	2,86
FeO	7,03	3,17	6,55	8,69	12,23	10,59	5,31	39,87
Al ₂ O ₃	1,37	3,5	2,46	6,52	5,72	0,84	16,93	0,78
Na ₂ O	0	0,58	0,24	0,11	0	0,18	0	0
CaO	22,42	11,73	21,17	3,76	2,91	23,43	0,12	0
K ₂ O	0,02	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0,13	0	0,2	0,39	0,3	0	2,9
TiO ₂	0	0,16	0,26	0,31	0,23	0	0,3	51,33
Cr ₂ O ₃	0,1	0,17	0	0,29	0,15	0	0	0
NiO	0,15	0	0,21	0,12	0,08	0	0,1	0
Total	100,44	96,18	99,71	92,48	95,5	100,91	87,77	100,25
% Fo	/	/	/	/	/			/

Tableau 7: Composition chimique des éléments constitutifs des pseudotachylites de l'unité du Monte-Maggiore.

VII.3. Les relations pseudotachylites cataclasites.

L'une des spécificités des réseaux de pseudotachylites de l'unité du Monte Maggiore est l'importance de la déformation cataclastique. Les veines sont presque systématiquement associées à de la cataclasite selon des modalités qui cependant peuvent varier.

Dans la majorité des cas, aucune gradation de la taille des fragments en direction des veines de génération n'a été observée. Les fragments, fortement anguleux, ont une taille hétérogène. L'importance de la cataclase peut être assez variable selon les occurrences et il n'est pas rare d'observer des veines de pseudotachylites recouper des zones de protocataclasite, où les fragments sont de grande taille et la comminution limitée. De même des zones fortement cataclastiques peuvent être recoupées. L'importance de la cataclase, lorsqu'elle est antérieure à la fusion frictionnelle a peu d'influence sur la morphologie des pseudotachylites. Celles-ci auront alors presque toujours des épontes franches. La cataclasite peut parfois incorporer des clastes anguleux de pseudotachylites. Inversement, les pseudotachylites peuvent contenir des clastes arrondis de cataclasites. Le phénomène est particulièrement visible dans les veines d'injection et les veines de génération appartenant à des réseaux, qu'elles soient de génération ou d'injection. Bien que largement dominée par les clastes, une matrice à dominante de serpentine et à grain fin cimente la cataclasite. L'ensemble des clastes n'étant pas totalement serpentinisés, cette matrice à serpentine est donc probablement postérieure à la déformation cataclastique.

Dans certain cas, les veines de pseudotachylites sont bordées par une éponte franche et par une éponte cataclastique. Celle-ci présente une gradation dans le degré de déformation formant un continuum entre protocataclasite jusqu'au produit de la fusion frictionnelle. Entre ces deux stades, l'éponte passe par les stades de la cataclasite puis de l'ultracataclasite avant la pseudotachylite. L'interface entre le produit de la fusion frictionnelle et l'éponte ultracataclasite peut alors être difficile à délimiter, formant une jonction floue (Fig. 7.5F). Ces veines présentant une progressivité dans la déformation ne sont recoupées ni par d'autre veines de pseudotachylites, ni par des microfailles.

En résumé, trois types de relation pseudotachylites / cataclasites existent :

- (1) Les veines présentant un continuum de déformation sur une seule éponte. La seconde étant franche.
- (2) Les veines présentant un continuum de déformation sur les deux épontes. Elles sont généralement fines et difficiles à délimiter.
- (3) Les veines recoupant la cataclasite de façon indifférenciée et dotées d'épontes franches.

VII.4. Description des épontes.

Les épontes des veines de génération comportent fréquemment des bordures composées d'olivines très finement cristallisées sur une épaisseur n'excédant pas 200 μm (Fig. 7.6B et D, Fig. 7.7A). Ces olivines sont caractérisées par leur petite taille, comprise autour de 30 μm , et leur aspect fibreux à vermiculaire. L'épaisseur de ces bandes d'olivines est régulière et il est possible de les observer sur l'ensemble des épontes franches des veines de pseudotachylite. Elles sont également caractérisées par une composition chimique différente de celle des olivines mantéliques primaires. En effet, ces olivines secondaires sont enrichies en FeO, avec des taux de forstérite situés autour de Fo⁶²⁻⁶⁸, quand les olivines primaires ont un taux compris entre Fo⁸⁴ et Fo⁹¹ (Tableau 8).

Si ces olivines sont bien visibles sur les épontes franches et faiblement cataclastiques (protocataclasite), elles sont également présentes de façon plus diffuse dans les épontes cataclastiques. Dans ce cas, les olivines secondaires sont réparties dans les fragments majoritairement serpentinisés. Il est alors possible d'observer ces olivines jusqu'à 400 μm de l'éponte de la veine.

L'observation au microscope optique indique que de la serpentine pousse sous forme d'aiguille à partir de ces olivines (Fig. 7.7A), indiquant une phase de serpentinisation postérieure à la formation de ces olivines secondaires.

Certaines veines d'injection présentent également des bordures d'épontes formées d'olivines enrichies en FeO. Lorsque c'est le cas, on note que ces bordures d'olivines secondaires se raccordent systématiquement avec celles bordant les épontes des veines de génération (Fig. 7.6D). En revanche, les veines d'injection adjacentes de veines de génération ne présentant pas d'olivines secondaires sur les épontes, n'en présentent pas non plus. Cette absence des olivines secondaires est particulièrement marquée dans le cas des veines traversant des zones fortement cataclastiques et dont la déformation responsable de cette cataclase est antérieure à la formation de la veine de pseudotachylite (Fig. 7.5B).

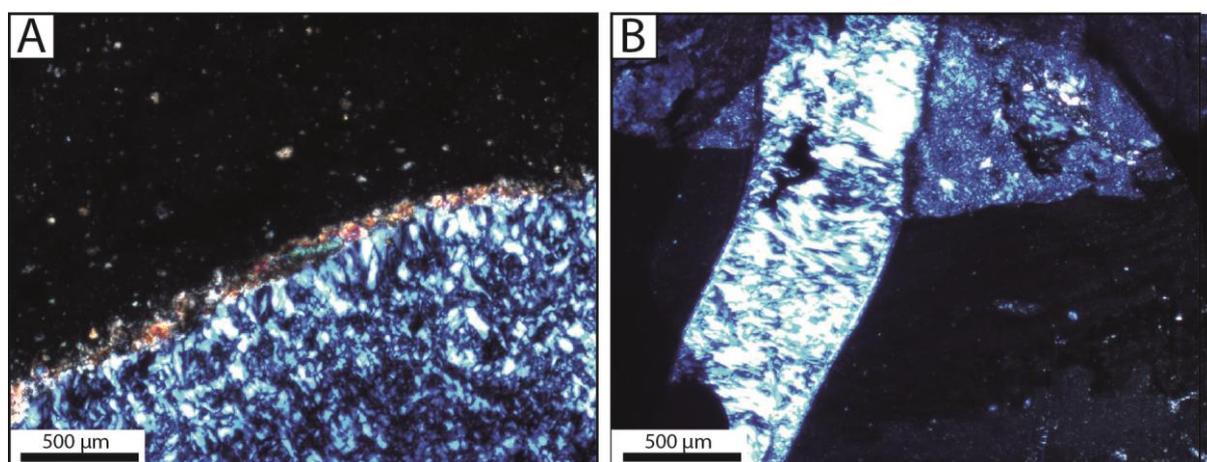


Fig.7. 7 : Épontes franches et serpentinisation dans les veines de pseudotachylites de l'unité du Monte Maggiore. A : Éponte d'olivines enrichies en fer. Les aiguilles de serpentine poussent dessus. B : Veine de serpentines fibreuses recoupant l'encaissant serpentinisé et la veine de pseudotachylite.

Olivines secondaires					
wt.% analysis	Éponte	Éponte	Éponte	Ol primaire	Ol primaire
	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine
SiO ₂	39,28	38,45	39,88	40,95	40,65
MgO	41,26	37,6	39,45	50,85	49,95
FeO	18,69	23,51	21,75	10,64	9,27
Al ₂ O ₃	0,23	0,1	0,23	0	0,17
Na ₂ O	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0,09
K ₂ O	0	0	0	0	0
MnO	0,57	1	0	0,24	0
TiO ₂	0	0	0,12	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0,04
NiO	0,12	0,17	0,22	0,38	0
Total	100,15	100,83	101,65	103,06	100,17
% Fo	68,82	61,53	64,46	82,70	84,35

Tableau 8 : Composition chimique des olivines des épontes par rapport aux olivines primaires.

VII.5. Serpentinisation.

VII.5.1. Serpentinisation de l'unité du Monte-Maggiore.

La serpentinisation au sein de l'unité du Monte-Maggiore a fait l'objet d'une étude en 2013 (Debret, 2013). Les conclusions de cette étude ont été reprises et étayées par des analyses des phases de serpentinisation à proximité des réseaux de pseudotachylyte du Monte-Maggiore.

La serpentinisation est très variable à l'échelle de l'unité du Monte-Maggiore, avec des zones totalement serpentinisée et d'autres totalement préservées (Fig.7. 1). La majeure partie de l'unité ayant subi une serpentinisation variable de 20% à 80% à l'échelle du mètre (Debret, 2013). La serpentinisation est le plus souvent bimodale, avec une phase de serpentinisation matérialisée par des veines de tailles centimétriques à pluri-centimétriques, et une phase plus pénétrative préservant la texture initiale de la péridotite. Cette dernière phase est toutefois plus marquée à proximité directe des veines de serpentine, avec des taux de serpentinisation proche des 100% à une distance d'au maximum 10 cm des épontes des veines. Au-delà, le taux de serpentinisation chute rapidement à moins de 25%.

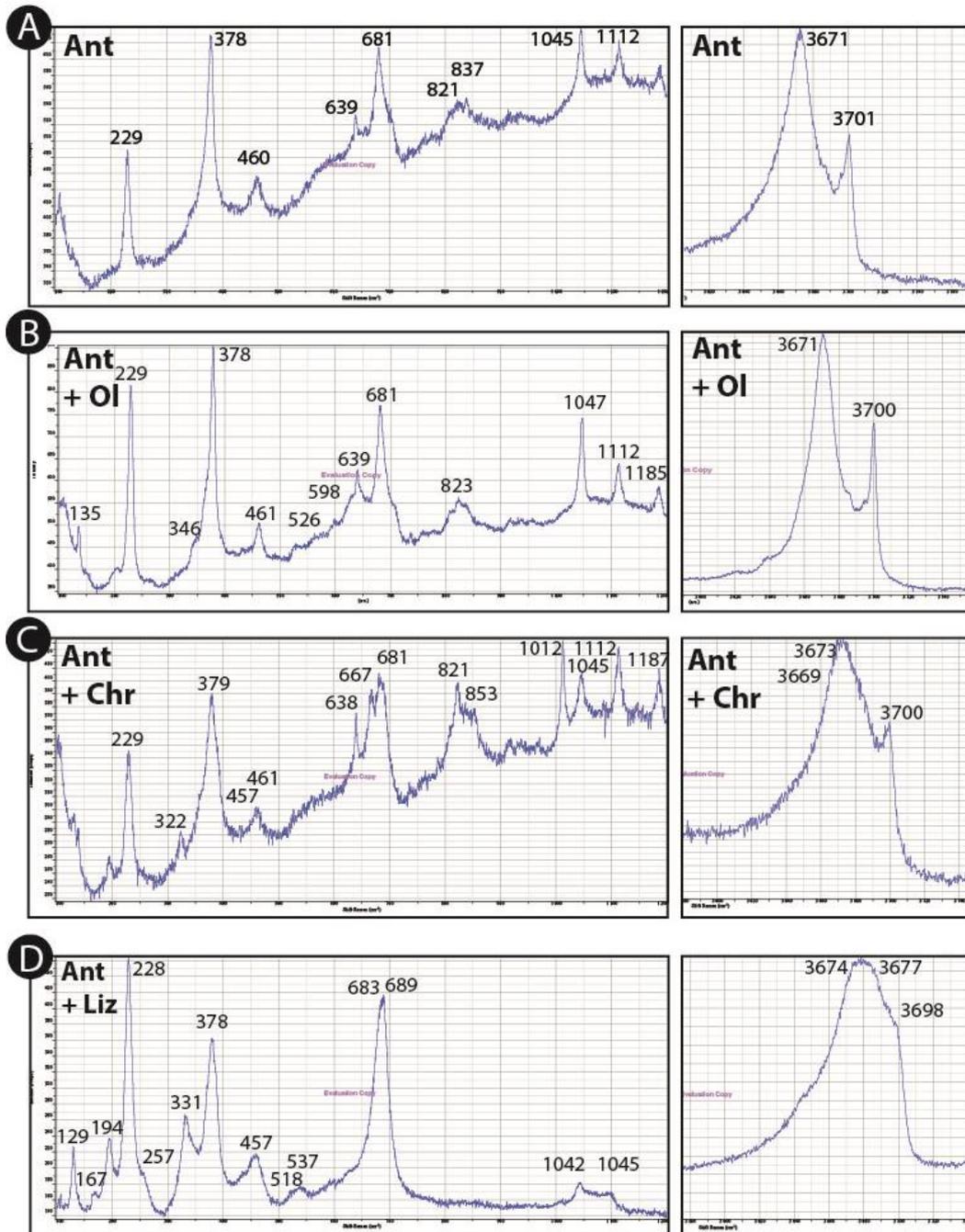


Fig.7. 8 : Spectres Raman de l'encaissant, des veines tardives de serpentinite et des veines de pseudotachylytes serpentinisées. A : Spectre Raman des veines de serpentines tardives recoupant les pseudotachylytes. B : Spectre Raman dans la matrice, à proximité des veines de pseudotachylytes (localité 1). C et D : Spectres Raman des veines de pseudotachylytes, le spectre C correspond à la matrice, le D à un claste.

Une première série d'épisodes de serpentinitisation associée à la formation de lizardite et de chrysotile se développe pendant l'océanisation. Trois épisodes principaux ont été observés (Debret, 2013).

- La première génération (V1) se développe principalement de manière pénétrative et est fréquemment associée à des agrégats de magnétite. Les spectres RAMAN indiquent la présence de lizardite ou d'association entre lizardite et chrysotile.

- La seconde génération de serpentine (V2) est observée à la fois sous forme de veines et sous forme pénétrative. Cette phase de serpentinisation substitue fréquemment le pyroxène par de la bastite. Les spectres RAMAN des serpentines V2 présentent des pics correspondant à ceux de la lizardite.
- La troisième génération de serpentine (V3) se développe à l'éponte des veines déjà existantes selon une texture fibreuse parallèle à la veine. Elles peuvent également se développer sous forme de veines en crack-seal. Les spectres RAMAN qui leur sont associés présentent des pics correspondant à un intermédiaire entre la lizardite et le chrysotile.

Un épisode plus tardif impliquant la formation d'antigorite se développe au détriment des premières générations de serpentines, ainsi que sous forme de veines de faible épaisseur. Ces veines, peu fréquentes, recoupent toutes les veines de serpentines associées à la première série (< 5 mm) ainsi que les pseudotachylytes observées aux localités 1 et 2 (Fig.7. 7B).

La serpentine comblant ces veines peut être soit fibreuse (Fig.7. 7B), soit en crack-seal. Les spectres RAMAN obtenus à partir de ces veines sont caractérisés par un pic à 1045 cm^{-1} à basse fréquence et par deux pics à haute fréquence à 3671 cm^{-1} et 3701 cm^{-1} (Fig.7. 8A).

VII.5.2. Serpentinisation des veines de pseudotachylytes.

Les veines de pseudotachylytes traversant l'unité du Monte Maggiore sont affectées par une serpentinisation d'intensité variable. Celle-ci est plus marquée au niveau des veines tardives où la serpentinisation peut atteindre 60%. La serpentinisation correspond principalement au développement d'antigorites fibreuses, caractérisées par des pics à basses fréquences à 1042 cm^{-1} et 1045 cm^{-1} et à haute fréquence, à 3674 cm^{-1} et $3698\text{-}3700\text{ cm}^{-1}$ (Fig.7. 8C et D). L'importance de la serpentinisation décroît rapidement au-delà de 0,5 cm de part et d'autre des veines d'antigorite tardives.

Il est à noter que certains clastes arrondis présents dans les veines de pseudotachylytes montrent, dans les spectres RAMAN, à la fois des pics caractéristiques de la lizardite et de l'antigorite, soit, 1090 cm^{-1} à basse fréquence et 3649 cm^{-1} et 3680 cm^{-1} à haute fréquence pour la lizardite et à basse fréquence 1042 cm^{-1} et à haute fréquence 3700 cm^{-1} pour l'antigorite (Fig.7. 8D). Cette association traduit une serpentinisation partielle par la lizardite, de l'encaissant avant la formation des pseudotachylytes, puis un développement de l'antigorite.

VII.6. Discussion.

VII.6.1. Chronologie des événements.

En dehors de l'évolution magmatique de la péridotite de l'unité du Monte-Maggiore telle que décrite par Piccardo & Guarnieri (2010), trois événements distincts et successifs affectent la péridotite au niveau des localités 1 et 2.

Le premier événement significatif consiste en une première phase de serpentinisation se produisant de manière pénétrative au niveau des joints de grains entre les olivines et dans une moindre mesure entre les olivines et les pyroxènes. Les serpentines formées sont principalement des lizardites et, dans une moindre mesure, des chrysolites (Fig.7. 9A). Des veines d'épaisseur variable (< 1 mm à 5 cm) composées de lizardite et de chrysotile se mettent également en place lors de cet événement. La serpentinisation pénétrative est synchrone de la mise en place des veines (Fig.7. 9). L'étude menée par Debret (2013) précise que la phase de serpentinisation à lizardite + chrysotile se déroule en trois phases au cours de l'océanisation.

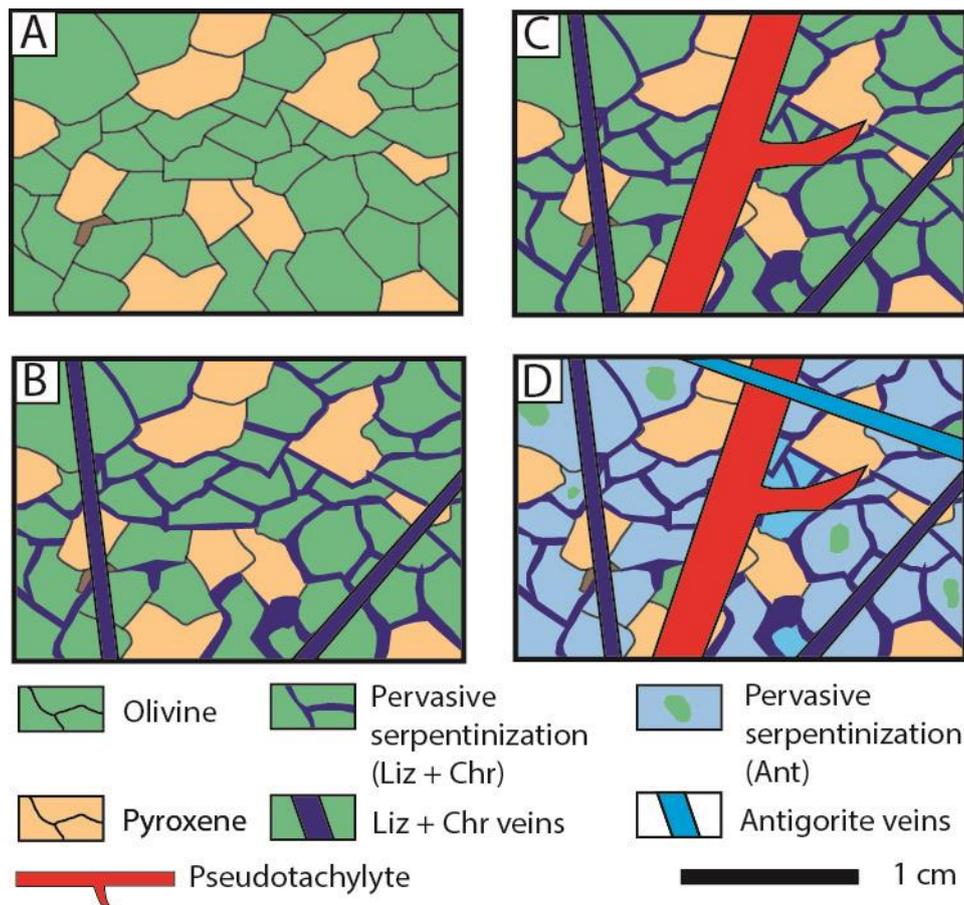


Fig.7. 9. Chronologie des événements affectant la péridotite de l'unité du Monte-Maggiore au niveau des localités 1 et 2. A : Lherzolite anté-modification. B : Première phase de serpentinisation à lizardite et chrysotile se développant de façon pénétrative et sous forme de veines. C : Phase de ruptures sismiques enregistrée par les pseudotachylytes. D : Seconde phase de serpentinisation à antigorite substituant partiellement la première phase de serpentinisation et une partie des olivines préservées.

La péridotite, partiellement serpentinisée est ensuite affectée par une succession d'événements sismiques matérialisés par la présence de réseaux de pseudotachylytes. Le caractère polyphasé des ruptures sismiques est attesté par les nombreuses relations de recoupement au niveau des veines de génération (réseaux enchevêtrés à anastomosés ; Fig.7. 2C).

Un stade ultérieur de serpentinisation vient affecter l'ensemble de la péridotite ainsi que les veines de pseudotachylytes. Celle-ci est associée à la formation d'antigorite au détriment de la lizardite et du chrysotile des premiers stades de serpentinisation, mais aussi au détriment des minéraux primaires de la péridotite préservés du premier stade de serpentinisation. Cet épisode de serpentinisation se développe principalement sous forme de veines, mais aussi de façon pénétrative à proximité de ces veines. Les microlites des veines de pseudotachylytes sont également affectés par cet épisode tardif de serpentinisation, mais de façon très inégale. La serpentinisation des microlites est nettement plus marquée à proximité des veines tardives d'antigorite, alors qu'elle est presque inexistante à distance de celle-ci.

VII.6.2. Comparaison avec le système de faille paléo-sismique de la nappe du Cima di Gratera.

Les pseudotachylites de l'unité du Monte-Maggiore comportent des similitudes avec celles observés dans la nappe du Cima di Gratera. Dans les deux cas, les veines de générations sont organisées en réseaux plus ou moins enchevêtrée, contrastant avec l'habitus classique de veines de pseudotachylites. Ce caractère enchevêtré est toutefois moins marqué dans l'unité du Monte-Maggiore que dans la nappe du Cima di Gratera où les veines de génération isolées sont courantes. Les veines d'injection y sont également plus fréquentes et de plus grande taille. Les veines isolées sont sensiblement plus fréquentes dans l'unité du Monte-Maggiore et présentent un habitus plus caractéristique des pseudotachylites, ce qui n'existe que dans les parties les plus éloignées du contact φ_2 et situées dans la partie inférieure des masses de péridotite.

Les proportions de produits fondus sont sensiblement inférieures par rapport à celles de l'unité ultramafique du Cima di Gratera. Toutefois, les différences structurales doivent être prises en compte. Les pseudotachylites de l'unité du Monte Maggiore sont localisées au sommet de l'unité, aucune n'ayant été relevée dans les zones structurellement plus basses. L'absence des parties structurellement supérieures et démantelées par l'érosion doivent donc être prises en considération.

Le caractère cataclastique d'une éponte sur les deux qui forment certaines veines, associé à l'existence d'une seconde éponte franche, est un point commun avec les veines de la nappe du Cima di Gratera. Toutefois, certaines veines de génération sont établies dans des zones intensément cataclasées formant un continuum allant de matériaux broyés au produit de la fusion frictionnelle. Dans ce cas, les épontes

sont cataclastiques de chaque côté et la limite entre cataclasites et pseudotachylites est floue. D'autres veines recoupent indistinctement un encaissant cataclastique sans qu'il soit possible d'associer la déformation responsable de la cataclase de celle responsable de la fusion frictionnelle. La cataclase n'est donc pas toujours associée à la formation de veine de pseudotachylites et inversement. Dans tous les cas, la cataclase est plus importante que dans les péridotites de la nappe du Cima di Gratera. A l'instar de la nappe du Cima di Gratera, cette intense déformation fragile a pu être un élément facilitateur de la rupture sismique.

D'un point de vue structural, les deux unités sont traversées par des réseaux de pseudotachylites organisées en familles à faible pendage (*flat-lying pseudotachylite*) et à fort pendage (*stipply-dipping pseudotachylite*). L'écart entre des deux est assez proche avec des angles de 55° dans la nappe du Cima di Gratera et autour de 60° dans l'unité de Monte-Maggiore (Fig.7. 8). Toutefois, le peu de données concernant la cinématique du déplacement ne permet pas de rapprocher davantage les deux systèmes de failles.

La principale différence entre les deux systèmes de failles tient à la présence des olivines secondaires le long des bordures des veines de pseudotachylites, absentes dans le cas des veines de génération des péridotites de la nappe du Cima di Gratera.

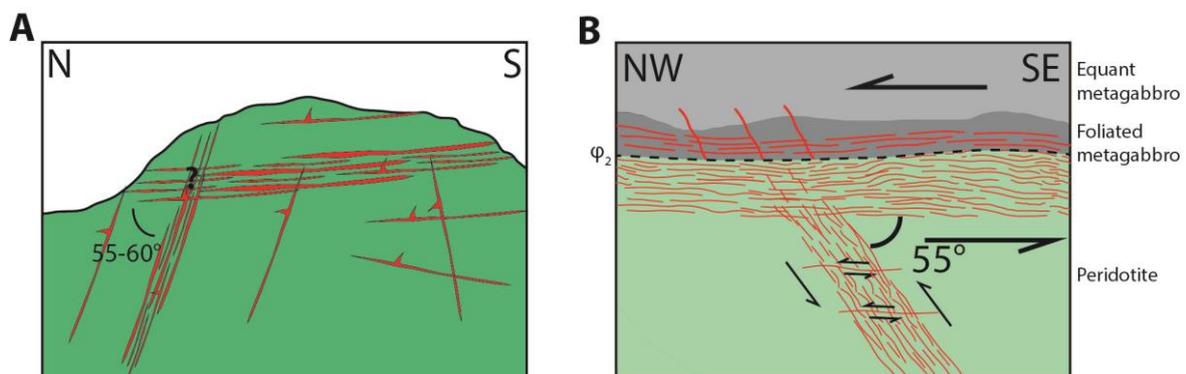


Fig.7. 10 : Comparaison de l'organisation structurale des réseaux de pseudotachylites du Monte-Maggiore (A) et de la nappe du Cima di Gratera (B).

VII.6.3. Signification des olivines secondaires.

La présence d'olivines secondaires situées le long des bordures des épontes des veines de génération est une des caractéristiques des pseudotachylites de l'unité du Monte Maggiore. La différence de composition chimique par rapport aux olivines primaires, fortement magnésienne (Fo^{85-90}) indique que ces olivines (Fo^{62-68}) ne peuvent pas être des reliquats n'ayant pas subi la serpentinisation. En outre,

leur localisation à l'éponte laisse penser qu'elles sont liées d'une façon ou d'une autre à la formation des pseudotachylites.

Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer la présence de ces olivines.

- La première fait intervenir le processus de *dehydration embrittlement*. La rupture sismique responsable de la formation des pseudotachylites serait due à une déshydratation de l'antigorite à des températures supérieures à 600 - 650 °C (Fig.7. 11). La péridotite de l'unité du Monte Maggiore étant passée dans la zone de la péridotite à spinelle avant de passer dans la zone de la péridotite à plagioclases (profondeur moindre), elle a donc été localisée entre 30 et 50 km de profondeur par rapport à la limite supérieure de la lithosphère océanique. En contexte de subduction et compte tenu de fait que le *slab* liguro-piémontais est de type océan à extension lente, la zone paléo-sismique que constitue le Monte-Maggiore pourrait correspondre au plan de Wadati-Benioff inférieur. Cette hypothèse est toutefois discutable car aucune paragenèse caractéristique de la déserpentinisation (olivine secondaire + titanoclinohumite + enstatite, Hoogerduijn-Strating et Vissers, 1991; Scambelluri et al., 1991) n'a été observée.

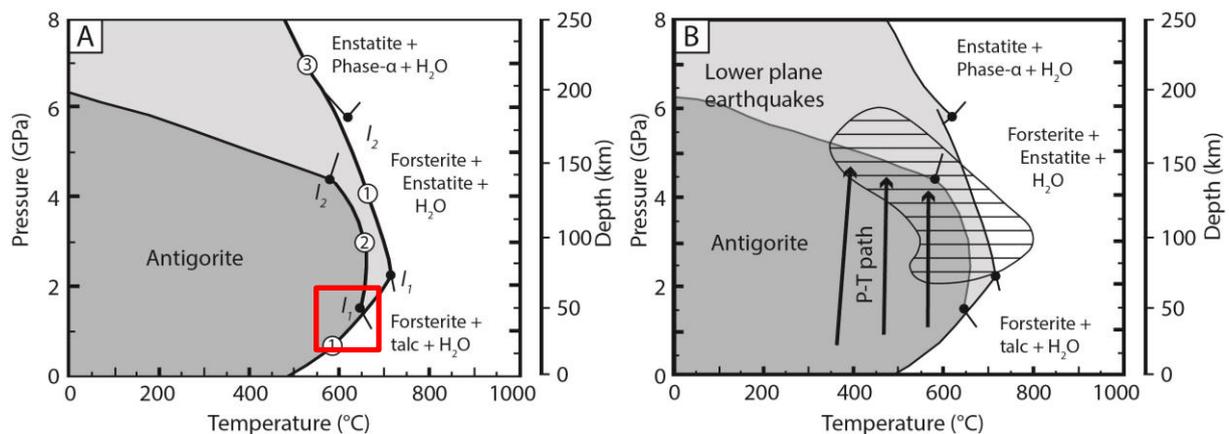


Fig.7. 11 : Diagramme de stabilité de l'antigorite (Ulmer et Trommsdorf, 1995). La zone encadrée de rouge correspondrait au condition de pression et température nécessaire pour déclencher le processus de *dehydration embrittlement* dans l'unité du Monte-Maggiore

- La seconde hypothèse impliquerait un métamorphisme de contact lors de la propagation et de l'injection du produit de la fusion frictionnelle dans un encaissant déjà partiellement serpentinisé (Fig.7. 12). Les épontes, soumises au contact d'un liquide dont la température est comprise entre 1200 et 1600 °C, se seraient alors instantanément déshydratées en formant des olivines secondaires. En outre, la brutalité du processus pourrait justifier l'aspect microcristallin et parfois vermiculaire des olivines néoformées. Le processus serait également cohérent avec le fait que certaines veines d'injection présentent également le phénomène.

Cette seconde hypothèse n'impliquerait pas la nécessité d'une température suffisante pour déserpentiniser l'unité.

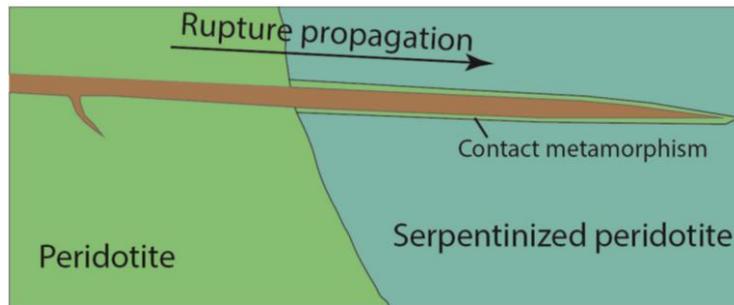


Fig.7. 12 : Processus de déserpentinisation par métamorphisme de contact lors de la formation des pseudotachylites du Monte-Maggiore. La rupture sismique s'effectue dans la péridotite fraîche ou peu serpentinisée et se propage dans une zone plus serpentinisée, ce qui induit une déserpentinisation des éponges sont l'influence du liquide issu de la fusion frictionnelle.

Elle permet également de rattacher le réseau de faille à pseudotachylites de l'unité du Monte-Maggiore, de par ses similitudes, avec celui de la nappe du Cima di Gratera. Elle pourrait correspondre, de par son organisation structurale à la partie inférieure d'un système de faille tel que décrit dans la nappe du Cima di Gratera (Fig. 7.9).

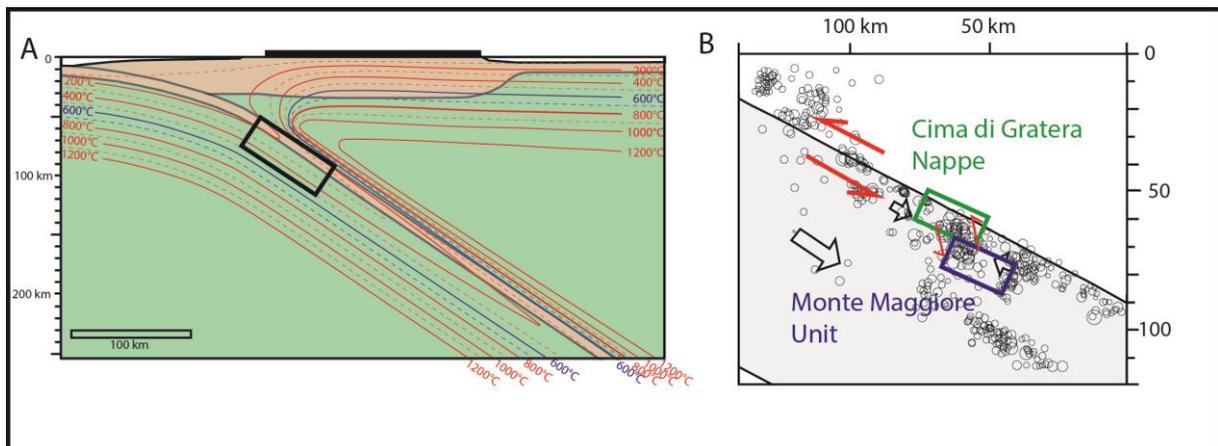


Fig.7. 13 : Localisation possible des systèmes de failles du Cima di Gratera (cadre vert) et du Monte-Maggiore (cadre bleu).

VII.8. Conclusion.

Les pseudotachylites de l'unité péridotitique du Monte-Maggiore présentent des similitudes significatives avec celles de l'unité du Cima di Gratera, tant au niveau de l'habitus que de l'organisation structurale. Elles en diffèrent toutefois par la présence d'olivines secondaires le long des épontes des veines de pseudotachylites. Ces olivines peuvent être interprétées comme provenant du principal processus de nucléation des séismes de profondeur intermédiaire : le processus de *dehydration embrittlement*. Toutefois, l'absence de paragenèse associées à la déserpentinisation autour des veines de pseudotachylites doit relativiser l'hypothèse, malgré le fait que l'ensemble ait été postérieurement serpentinisé.

Une autre hypothèse fait intervenir un phénomène de métamorphisme de contact très localisé au niveau des épontes. Le liquide issu de la fusion frictionnelle pourrait être responsable de la déserpentinisation sur une épaisseur restreinte d'un encaissant partiellement serpentinisé.

Des études supplémentaires, notamment au niveau de la chronologie de la serpentinisation devraient permettre de clarifier ces hypothèses.

Conclusion et perspectives.

L'objectif de cette thèse, tel que nous l'avions défini initialement, était de décrire le fonctionnement des failles sismiques affectant la lithosphère océanique en contexte de subduction. Pour ce faire, nous devions trouver un paléo-système de faille sismique préservé dans des ophiolites accrétées ou obductées en surface afin de le comparer aux données indirectes obtenues par la géophysique dans les zones actives actuelles. Trois zones ont été étudiées : Le massif du Chenaillet dans les Alpes occidentales, le Massif de Voltri, à l'interface entre les Apennins et le sud des Alpes occidentales et la Corse alpine. Le choix du site d'étude s'est rapidement porté sur la Corse alpine et la nappe du Cima di Gratera. La présence de veines de pseudotachylite affectant à la fois une unité de péridotite et de métagabbro devait permettre d'avoir une vision représentative de la propagation de la rupture sismique dans la lithosphère océanique, le gabbro et la péridotite étant deux de ses principales lithologies constitutives.

Le **premier axe** de recherche s'est concentré sur la description du système de paléo-faille sismique de la nappe du Cima di Gratera par une approche structurale, ainsi que sur la compréhension du déplacement co-sismique dans l'unité ultramafique. Les processus de nucléation et de propagation de la rupture sismique ont également été questionnés par le biais d'observations et d'analyses microstructurales et minéralogiques. La cartographie structurale de la nappe a révélé une structure composée d'une unité mafique superposant une unité ultramafique par un contact tectonique à faible pendage (φ_2) jalonné de pseudotachylites dans chacune des deux unités. L'étude s'est concentrée sur l'organisation des réseaux de pseudotachylites de l'unité ultramafique.

Cette unité a la spécificité de ne contenir des veines de pseudotachylites uniquement dans les masses de péridotite préservées de la serpentinisation. Deux groupes de réseaux de veines ont été relevés. Les plus nombreuses sont parallèles au contact φ_2 (*flat-lying fault veins*) et peuvent atteindre une centaine de mètres d'épaisseur. Le second groupe correspond à des réseaux d'épaisseur plus modestes (5 à 10 m) qui sont pentés vers l'est (*steeply-dipping fault veins*). Elles forment presque systématiquement un angle de 55° avec les réseaux parallèles au contact. Le déplacement associé à la formation de ces deux catégories de réseaux de veines de génération a été étudié via l'observation à plusieurs échelles, allant de l'affleurement à la lame mince. Il en a résulté une cinématique vers l'ouest à la fois pour les réseaux parallèles au contact φ_2 et pour ceux à fort pendage (Fig. 5.13D). Les relations de recoupement étant fréquentes entre les deux types de réseaux, il est apparu que les systèmes de failles paléo-sismiques ont dû fonctionner en même temps et par intermittence de nombreuses fois. Un dernier épisode de déformation fragile associé à de la pseudotachylite et postérieur à ceux responsable des réseaux précédemment évoqués a été observé à l'échelle de la lame mince. A l'instar des autres, le déplacement vers l'ouest.

L'organisation structurale et la cinématique des différentes catégories de réseaux de veines de génération présentes dans la péridotite ont été comparées aux réseaux présents dans l'unité mafique. Ces réseaux ont montrés également des organisations bimodales, avec une majorité de veines parallèles au contact et des groupes plus limités, à fort pendage vers l'est. La composition minéralogique des veines de génération présentes dans l'unité mafique s'est avérée caractéristique du faciès éclogite. Cela nous a permis de remonter à une profondeur de rupture sismique approximative d'environ 60 à 70 km, soit la partie supérieure de la zone dite de profondeur intermédiaire.

Les données structurales ainsi que la profondeur de rupture estimée ont été par la suite comparées aux données indirectes issues des zones de subduction active à l'heure actuelle et disponibles dans la littérature. Le choix de la zone de subduction de référence s'est porté sur celle du nord-est du Japon. Elle a été choisie pour son caractère "froid" sensé mieux représenter une lithosphère froide comme celle de l'océan liguro-piémontais, ainsi que pour l'abondance de données disponibles.

Si l'organisation structurale et la profondeur ont pu être mises en relation avec des ruptures récentes, correspondant au plan de Wadati-Benioff supérieur, situé vers 60 km de profondeur, le processus de nucléation n'a pas pu être déterminé avec certitude. Aucune paragénèse (olivine secondaire) n'a permis de considérer le processus de *dehydration embrittlement*. En outre, les données sur le pic de métamorphisme indiquent une température maximum inférieure d'une centaine de degrés à la température de déshydratation de l'antigorite. L'absence de déformation plastique dans la péridotite nous a également conduits à éliminer le processus de *self-localizing thermal runaway*. Nous avons donc émis l'hypothèse que la rupture a pu être facilitée par l'importance de la cataclasite antérieure à la fusion frictionnelle.

Le **second axe** de recherche s'est concentré plus précisément sur le contact ϕ_2 en particulier. La question de l'absence de veines de pseudotachylites dans la serpentinite de l'unité ultramafique s'est rapidement posée. Aussi, une typologie des contacts a été élaborée à partir des observations effectuées sur le terrain et à partir des échantillons prélevés. Trois types de contacts caractéristiques ont été décrits. Les principales différences s'articulent autour de l'intensité de la déformation. Les contacts associant serpentinite et métagabbro ont la caractéristique de ne pas présenter de veines de pseudotachylites, aussi bien dans la partie ultramafique que dans le métagabbro surincombant. Les autres types de contacts mettent en contact la péridotite avec le métagabbro et sont caractérisés par d'importants réseaux de pseudotachylites dans les deux unités. La différence entre les deux à la présence d'une épaisse zone de pseudotachylite intermédiaire, matérialisant l'interface entre péridotite et métagabbro folié. Les trois types de contacts correspondent donc à une augmentation dans l'intensité de la déformation.

La déformation ainsi que le métamorphisme affectant le métagabbro ont également été étudiés en détail. Associées à la déformation de l'unité ultramafique, cinq phases de déformation principales ont

été décrites. La phase D1 correspond à une déformation vers l'ouest et est associée à des paragenèses de faciès schiste vert. Elle est attribuée aux premiers stades de la subduction alpine. La phase D2 correspond aux principaux épisodes de déformation fragile associés à la sismicité. Elle est caractérisée par la formation des réseaux de veines de pseudotachylites dans l'unité ultramafique ainsi que par les veines à microlite d'omphacite dans le métagabbro. La minéralogie de ces dernières indique une formation sous faciès élogite. La profondeur de formation est estimée à environ 60 à 70 km. La phase de déformation D3 est ductile et oblitère les veines à microlite d'omphacite qui deviendront par la suite ce que nous avons décrit comme pseudotachylites mylonitisées. Cette phase D3 est associée à une cinématique vers l'ouest et peut donc être rattachée à la subduction alpine. La phase D4, également ductile est caractérisée par une cinématique vers l'est associée à des paragenèses caractéristiques du faciès schiste vert. Elle recoupe fréquemment les marqueurs des anciennes phases de déformation. Elle est interprétée comme associée à l'extension tardi à post-orogénique. La dernière phase de déformation correspond à un épisode fragile caractérisé par la formation de veines de pseudotachylites à microlites d'amphiboles et associées à une cinématique vers le nord-est. Cette phase recoupe la totalité des marqueurs plus anciens et constitue donc l'épisode de déformation le plus récent. La phase D5 est interprétée également comme résultant de la tectonique extensive due au contexte tardi à post-orogénique.

La raison de l'absence de veines de pseudotachylites au niveau des contacts entre serpentinite et métagabbro a été questionnée. La principale différence entre les contacts avec et sans pseudotachylites est la présence de péridotite en contact avec l'unité mafique. Considérant la différence de comportement rhéologique entre la péridotite et la serpentinite, il a été proposé que ces masses de péridotite puissent se comporter, au sein d'une zone de faille intraplaque, comme des aspérités.

Le **troisième axe** de recherche s'est concentré sur les zones de failles à pseudotachylites découvertes dans l'unité péridotitique du Monte Maggiore. De la même façon que pour le système de faille paléosismique de la nappe du Cima di Gratera, les veines de pseudotachylites ont été étudiées par des approches structurales, pétrographiques et géochimiques.

Ces études ont démontré des similitudes avec le système de faille du Cima di Gratera. L'organisation avec des veines en réseaux peu pentées recoupées et recoupant des réseaux plus fin à fort pendage et formant un angle compris entre 55 et 60° avec le réseau principal. De la même façon, la pétrographie et la composition chimique des veines s'est avérée proche de ce qui a été observé au Cima di Gratera. Les réseaux de veines sont toutefois établis dans des zones sensiblement plus cataclastiques.

Toutefois une différence notable différencie ces veines de celles étudiées dans les péridotites de l'unité ultramafique de la nappe du Cima di Gratera. La présence de bordure d'olivines secondaires enrichies en fer le long des bordures des veines de génération et parfois d'injection peut laisser supposer un

métamorphisme de contact localisé lors de l'injection du liquide issu de la fusion frictionnelle. Elle peut également résulter du phénomène de *dehydration embrittlement*.

L'ensemble de ces observations a permis de considérer que le réseau de faille de l'unité du Monte Maggiore peut être rattaché au plan de Wadati-Benioff supérieur et correspondrait à la partie inférieure de ce qui a été observé dans les masses de péridotite de la nappe du Cima di Gratera (Fig. A).

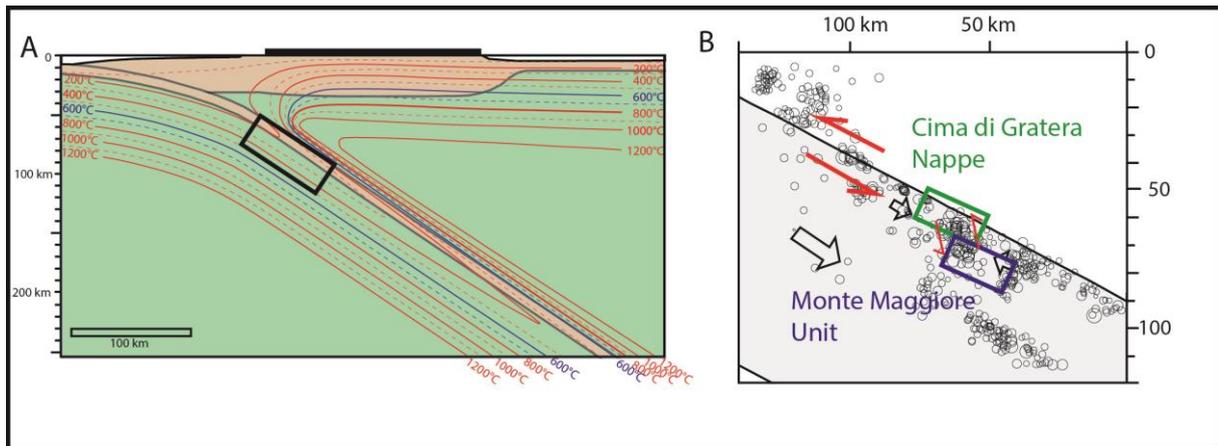


Fig. A. Mise en contexte des réseaux de pseudotachylytes de l'unité du Monte-Maggiore et de la nappe du Cima di Gratera.

Les **perspectives** à court terme sont premièrement centrées sur l'approfondissement de l'étude des réseaux de pseudotachylytes de l'unité du Monte-Maggiore afin de déterminer la nature des olivines secondaires et d'étayer la comparaison avec la nappe du Cima di Gratera. Dans un second temps d'autres missions de terrains peuvent être menées dans les ophiolites ultramafiques du centre du Cap corse afin de chercher si une continuité du plan de Wadati-Benioff est observable entre les zones du Cima di Gratera et du Monte Maggiore. Cette présence ou absence de réseaux de failles paléosismiques rattachables aux ruptures enregistrées dans les deux zones précitées permettra de répondre à la question : Est-ce que le Cap corse peut être considéré comme une section de l'océan liguro-piémontais enregistrant le plan de Wadati-Benioff supérieur lors de la subduction alpine ? Cette question pourra également être approfondie par une analyse plus fine des conditions de pression et températures contemporaines de la formation des veines de pseudotachylytes.

À moyen terme, il serait utile d'effectuer des expériences de friction rapide sur des échantillons naturels de péridotite dont le degré de serpentinisation est variable. Ces expériences permettraient de comprendre l'importance que peut avoir la serpentine sur la fusion frictionnelle, notamment par l'apport d'une approche mécanique. En outre, l'étude microstructurale et géochimique des épontes et du produit de la fusion peut permettre d'éclaircir les modifications géochimiques observées, par exemple, dans les olivines secondaires du Monte Maggiore. Des expériences similaires pourraient

également être menées sur des associations de métagabbros et de péridotites pas, peu et fortement serpentinisées afin de reproduire expérimentalement les zones déformées présentées dans le chapitre 5. Ces expériences permettraient de modéliser l'évolution de la contrainte au niveau des différents types de zones déformées en apportant une approche mécanique. Les proportions de produit fondu pour chaque type de lithologie permettraient également peut-être expliquer l'important volume de pseudotachylyte dans la péridotite par rapport au métagabbro.

Une troisième option peut être d'étudier en profondeur la déformation enregistrée dans les ophiolites du massif de Voltri (Italie) et de la comparer avec celle enregistrée en Corse alpine.

Enfin, mener une étude approfondie des textures et géochimie des différentes familles de veines de pseudotachylites, tant dans la péridotite que dans le métagabbro pourrait donner des informations importantes sur la dynamique de cristallisation des microlites. Les textures des pseudotachylytes naturelles pourraient notamment être comparées aux résultats d'expériences de refroidissement rapide à température ambiante contrôlée, de façon à définir si la température ambiante influe sur la texture et la taille des microlites.

Bibliographie.

A

Abers, G.A., Nakajima, J., Van Keken, P.E., Kita, S., Hacker, B.R., 2013. Thermal-petrological controls on the location of earthquakes within subducting plates. *Earth and Planetary Science Letters* 369-370, 178 – 187.

Agard, P., Vitale-Brovarone, A., 2013. Thermal regime of continental subduction: The record from exhumed HP-LT terranes (New Caledonia, Oman, Corsica). *Tectonophysics* 601, 206-215, 10.1016/j.tecto.2013.05.011.

Aki, K., 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 84, 6140 – 6148.

Aki, K. 1984. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 89, 5867 – 5872.

Allen, J.L., 1979. Mechanisms of frictional fusion in fault zones. *Journal of Structural Geology* 1, 213 – 243.

Allen, J.L., 2005. A multi-kilometer pseudotachylites system as an exhumed record of earthquake rupture geometry at hypocentral depths (Colorado, USA). *Tectonophysics* 402, 37 – 64.

Alvarez, W., 1972. Rotation of the Corsica-Sardina Microplate. *Nature* 235, 103 – 105.

Amaudric du Chaffaut, S., Saliot, P., 1979. La région de Corte : Secteur clé pour la compréhension du métamorphisme alpin en Corse. *Bulletin de la Société Géologique de France* 21, 149-154.

Andersen, T.B., Austrheim, H., 2006. Fossil earthquakes recorded by pseudotachylites in mantle from the Alpine subduction complex of Corsica. *Earth and Planetary Sciences Letters* 242, 58 – 72.

Andersen, T.B., Mair, K., Austrheim, H., Podladchikov, Y.Y., Vrijmoed, J.C., 2008. Stress release in exhumed intermediate and deep earthquakes determined from ultramafic pseudotachylite. *Geology* 36, 995-998.

Andersen, T.B., Austrheim, H., Deseta, N., Silkoset, P., Ashwal, L.D. 2014. Subduction earthquake along the fossil Moho in Alpine Corsica. *Geology* 42, 395 – 398.

Andrews, D.J., 2002. A fault constitutive relation accounting for thermal pressurization of pore fluid. *Journal of Geophysical Research* 107, 2363.

Angiboust, S., Agard, P., Yamato, P., Raimbourg, H., 2012. Eclogite breccias in a subducted eclogite: A record of intermediate-depth earthquake? *Geology* 40, 707-710.

Apperson, K.D., Frohlich, C., 1987. The relationship between Wadati-Benioff zone geometry and *P*, *T* and *B* axes of intermediate and deep focus earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 92, 13821-13831.

Arcay, D., 2012. Dynamics of interplate domain in subduction zones: influence of rheological parameters and subducting plate age. *Solid Earth* 3, 467-488.

Ariyoshi, K., Hori, T., Ampuero, J.P., Kaneda, Y., Matsuzawa, T., Hino, R., Hasegawa, A., 2009. Influence of interaction between small asperities on various types of slow earthquakes in a 3-D simulation for a subduction plate boundary. *Gondwana Research* 16, 534 – 544.

Astiz, L., Lay, T., Kanamori, H., 1988. Large intermediate-depth earthquakes and the subduction process. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 53, 80-166.

Austrheim, H., Boundy, T.M., 1994. Pseudotachylites generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust. *Science* 265, 313 – 328.

Austrheim, H., Andersen, T.B., 2004. Pseudotachylites from Corsica: fossil earthquake from a subduction complex. *Terra Nova* 16, 193 – 197.

B

Baer, M., 1985. Asperities and barriers along the Japan trench east of Tohoku from the distribution of earthquake source areas. *Pure and Applied Geophysics* 122, 863 – 877.

Bakun, W.H., McEvelly, T.V., 1984. Recurrence models and Parkfield, California, earthquakes. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 89, 3051 – 3058.

Barker, S.L.L., 2005. Pseudotachylites-generating faults in Central Otago, New Zealand. *Tectonophysics* 397, 211 – 223.

Barnhart, W.D., Hayes, G.P., Samsonov, S.V., Fielding, E.J., Seidman, L.E., 2014. Breaking the oceanic lithosphere of a subducting slab: The 2013 Khash, Iran earthquake. *Geophysical Research Letters* 41, 32-36, 10.1002/2013GL058096.

Baumberger, T., Berthoud, P., Caroli, C., 1999. Physical analysis of the state- and rate-dependent friction law. II. Dynamic friction. *Bulletin of Physical Review* 60 (6), 3928 – 3939.

- Benioff, H., 1963. Source wave forms of three earthquakes. *Bulletin of Seismologic Society of America* 53(5), 893 – 903.
- Beke, B., 1964. *Principles of Comminution..* Academy Press. Budapest. 163p.
- Berget, A., Bousquet, R., 2008. Subduction-related metamorphism in the Alps. Review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences. In: Siegesmund, S., Fügenschuh, B., Froitzheim, N. (eds), *Tectonic Aspect of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*. Geological Society, London, Special Publications 298, 117 – 144.
- Blanpied, M.L., Tullis, T.E., 1986. The stability and behavior of a frictional system with a two state variable constitutive law. *Pure and Applied Geophysics* 124, 415 – 430.
- Bortolotti, V., Principi, G., Treves, B., 1990. Mesozoic evolution of the western Tethys and the Europe/Iberia/Adria plate junction. *Memorie Società Geologica Italiana* 45, 393 – 407.
- Bose, K., Navrotsky, A., 1998. Thermochemistry and phase equilibria of hydrous phases in the system MgO-SiO₂-H₂O: Implications for volatile transport to the mantle. *Journal of Geophysical Research* 103, 9713 – 9719.
- Bossière, G., 1991. Petrology of pseudotachylites from the Alpine Fault of New Zealand. *Tectonophysics* 196, 173-193.
- Boullier, A M., Othani, T., Fujimoto, K., Ito, H., Dubois, M., 2001. Fluid inclusions from the Nojima fault, Japan. *Journal of Geophysical Research* 106, 961 – 977.
- Brace, W.F., Byerlee, J.D., 1966. Stick-slip as a mechanism for earthquake. *Science* 153, 990 – 992.
- Braeck, S., Podladchikov, Y.Y., 2007. Spontaneous thermal runaway as an ultimate failure mechanism of materials. *Physical Review Letters* 98, 095504.
- Brantut, N., 2010. *Couplages thermo-hydro-mécaniques et chimiques lors de la rupture et du glissement sismique*. Thèse de Doctorat, Ecole Normale Supérieure, Paris, 332 p.
- Brantut, N., Passelègue, F.X., Deldicque, D., Rouzaud, J.N., Schubnel, A., 2016. Dynamic weakening and amorphization in serpentinite during laboratory earthquakes. *Geology* 44, 607 – 610.
- Bridgman, P.W., 1936. Shearing phenomena at high pressure of possible importance for geology. *Journal of Geology* 44, 653 – 69.
- Bridgman, P.W., 1945. Polymorphic transitions and geologic phenomena. *American Journal of Science* 243, 90 – 97.

Brudzinski, M.R., Thurber, C.H., Hacker, B.R., Engdahl, E.R., 2007. Global prevalence of double Benioff zones. *Science* 316, 1472-1474, 10.1126/science.1139204.

Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L., Cadet, J P., 2000. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Tectonophysics* 321, 127 – 155.

Bürgmann, R., Kogan, M.G., Steblov, G.M., Hilley, G., Levin, V.E., Apel, E., 2005. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 110, B07405, doi: 10.1029/2005JB003648.

Burrus, J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the provencal Basin (North-western Mediterranean), *Marine Geology* 55, 247 – 269.

Byerlee, J.D., 1968. Brittle-ductile transition in rocks. *Journal of Geophysical Research* 73, 4741 – 4750.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure and applied geophysics*, 116, 615-626.

C

Camacho, A., Vernon, R.H., Fitz Gerald, J.D., 1995. Large volumes of anhydrous pseudotachylites in the Woodroffe Thrust, eastern Mustrgave Ranges, Australia. *Journal of Structural Geology* 17, 371 – 383.

Cannat, M., 1996. How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges? *Journal of Geophysical Research* 101 (B2), 2847 – 2857.

Cannat, M., Sauter, D., Escartin, J., Lavier, L., Picazzo, S., 2009. Oceanic corrugated surfaces and the strength of the axial lithosphere at slow spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 174-183.

Caron, J.M., 1977. Lithostratigraphie et tectonique des Schistes Lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionale et en Corse orientale. Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 326p.

Caron, J.M., Delcey, R., 1979. Lithostratigraphie des Schistes Lustrés Corses : Diversité des séries post-ophiolitiques. *Compte rendu de l'Académie des Sciences* 208, 1525 – 1528.

Caron, J.M., Kienast, J.R., Triboulet, C., 1981. High-Pressure-Low-Temperature metamorphism and polyphase alpine deformation at San'Andrea di Cotone (Eastern Corsica, France). *Tectonophysics* 78, 419 – 451.

Chen, P.F., Bina, C.R., Okal, E.A., 2004. A global survey of stress orientations in subducting slabs as revealed by intermediate-depth earthquakes. *Geophysical Journal International* 159, 721-733, 10.1111/j.1365-246X.2004.02450.x.

Ciarcia, S., Mazzoli, S., Vitale, S., Zattin, M., 2012. On the tectonic evolution of the Ligurian accretionary complex in the southern Italy. *Geological Society of America Bulletin* 123, 463 – 483.

Clough, C.T., 1888. The geology of the Cheviot Hills: England and Wales. In: *Geol. Surv. Mem., Explanation of Sheet 108 NE*, 22.

Cocherie, A., Rossi, P., Fouillac, A-M., Vidal, P., 1994. Crust and mantle contribution to granite genesis – An example from Variscan batholith of Corsica, France, studied by trace-element and Nd-Sr-O-isotope systematics. *Chemical Geology* 115, 173 – 211.

Cordey, F., Tricard, P., Guillot, S., Schwartz, S., 2012. Dating the Tethian Ocean in the Western Alps with radiolarite pebbles from synorogenic Oligocene molasse basins (southern France). *Swiss Journal of Geosciences* 105, 39 – 48.

Curewitz, D., Karson, J.A., 1999. Ultracataclasis, sintering, and frictional melting in pseudotachylites from East Greenland. *Journal of Structural Geology* 21, 1693-1713.

D

Daniel, J- M., Jolivet, L., Goffé, B., Poinsett, C., 1996. Crustal-scal strain partitioning. Footwall deformation below the alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica. *Journal of Structural Geology* 18, 1841 – 1859.

Das, S., Aki, K., 1977. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 82, 5658 – 5670.

Davis, J.H., 1999. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. *Nature* 398, 142-145.

Debret, B., 2013. Serpentinites, vecteurs des circulation fluides et des transferts chimiques de l'océanisation à la subduction : exemple dans les Alpes occidentales. Thèse de troisième cycle. Université de Clermont-Ferrand. 454pp.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals (Vol. 696). London: Longman. 528pp.

- Del Gaudio, P., Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., Nielsen, S., Shimamoto, T., Cavallo, A., 2009. Frictional melting of peridotite and seismic slip. *Journal of Geophysical Research* 14. B06306, doi:10.1029/2008JB005990.
- Delcey, M.R., 1974. Données sur deux nouvelles séries lithostratigraphiques de la zone des Schistes Lustrés de la Corse Nord-Orientale. *Compte rendu de l'Académie des Sciences* 279, 1693 – 1696.
- Deseta, N., Andersen, T.B., Ashwal, L.D., 2014a. A weakening mechanism for intermediate-depth seismicity? Detailed petrographic and microtextural observations from blueschist facies pseudotachylites, Cape Corse, Corsica. *Tectonophysics* 610, 138-149.
- Deseta, N., Ashwal, L.D., Andersen, T.B., 2014b. Initiating intermediate-depth earthquakes: Insights from a HP–LT ophiolite from Corsica. *Lithos* 206-207, 127-146.
- Dietrich, J.H., 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research* 84, 2161 – 2168.
- Dietrich, J.H., 1992. Earthquake nucleation on faults with rate and state-dependent friction. *Tectonophysics* 211, 149 – 178.
- Di Toro, G., Pennacchioni, G., 2004. Superheated friction-induced melts in zoned pseudotachylites within the Adamello tonalites (Italian Southern Alps). *Journal of Structural Geology* 26, 1783 – 1801.
- Di Toro, G., Pennacchioni, G., 2005. Fault plane processes and mesoscopic structure of a strong-type seismogenic fault in tonalites (Adamello batholith, Southern Alps). *Tectonophysics* 402, 55-80.
- Di Toro, G., Pennacchioni, G., Nielsen, S., 2009. Chapter 5: Pseudotachylites and earthquake source mechanics. In: Fukuyama, E., (ed.) *International geophysics*. Academic Press.
- Dmowska, R., Lovison, L.C., 1992. Influence of asperities along subduction interfaces on the stressing and seismicity of adjacent areas. *Tectonophysics* 211, 23 – 43.
- Dobson, D.P., Meredith, P.G., Boon, S.A., 2002. Simulation of subduction zone seismicity by dehydration of serpentine. *Science* 298, 1407-1410.
- Donaldson, C.H., 1976. An experimental investigation of olivine morphology. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 57, 187 – 213.
- Durand-Delga, M., 1978. *Corse. Guide géologiques régionaux*. Masson, Paris, 208pp.
- Durand-Delga, M., 1984. Principaux traits de la Corse Alpine et correlations avec les Alpes Ligures. *Mémoire de la Société Géologique d'Italie* 28, 285 – 329.

Durand-Delga, M., Rossi, P., 2002. About the Ligurian-Piemontese Jurassic Ocean on the transect Corsica-Apennines. *Comptes Rendus Géoscience* 334, 227-228.

E

Eberhart-Phillips, D., Reyners, M., 1997. Continental subduction and three-dimensional crustal structure: The northern South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 102, 11843 – 11861.

Egal, E., Caron, J- M., 1988. Tectonique polyphasée dans l'Eocène autochtone à la bordure ouest de la nappe de Balagne (Corse). *Bulletin de la société géologique de France* 8, 315 – 321.

Egger, C., Pinaud, M. 1998. Etude tectono-métamorphique et comparaison des styles de déformation dans le socle granitique et sa couverture des schistes lustrés en Corse septentrionale.

Ermanovics, I.F., Helmstaedt, H., Plant, A.G., 1972. An occurrence of Archean pseudotachylites from Southeastern Manitoba 9, 257 – 265.

Escartin, J., Hirth, G., Evans, B., 1997. Nondilatant brittle deformation of serpentinites: Implications for Mohr-Coulomb theory and the strength of faults. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 102, 2897 – 2913.

Evison, F.F., 1963. Earthquakes and faults. *Bulletin of Seismological Society of America* 53, 873 – 91.

Evans, B., Fredrieck, J.T., Wong, T- F., 1990. The brittle-ductile transition in rocks: Recent experimental and theoretical progress. *The Brittle-Ductile Transition in Rocks, Geophysical. Monography. Serie 56*, 1-20.

F

Fabbri, O., Lin, A., Tokushige, H., 2000. Coeval formation of cataclasite and pseudotachylite in a Miocene forearc granodiorite, Southern Kyushu, Japan. *Journal of Structural Geology* 22, 1015 – 1025.

Faccenda, M., Gerya, T.V., Burlini, L., 2009. Deep slab hydration induced by bending-related variations in tectonic pressure. *Nature Geoscience* 2 (11), 790 – 793.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International* 145, 809 - 820.

- Faure, M., Malavieille, J., 1981. Étude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique Corse dans la région de Bastia. *Bulletin de la Société Géologique de France* 23, 335 – 343.
- Faure, M., Rossi, P., Gaché, J., Melleton, J., Frei, D., Li, X., Lin, W., 2014. Variscan orogeny in Corsica: new structural and geochronological insights, and its place in the Variscan geodynamic framework. *International Journal of Earth Science* 103, 1533 – 1551.
- Fellin, M.G., Picotti, V., Zattin, M., 2005. Neogene to Quaternary rifting and inversion in Corsica: Retreat and collision in the western Mediterranean. *Tectonics* 24 (1), doi:10.1029/2003TC001613, 2005
- Ferré, E.C., Chou, Y.M., Kuo, R.L., Yeh, E.C., Leibovitz, N.R., Meado, A.L., Geissman, J.W., 2016. Deciphering viscous flow of frictional melts with the mini-AMS method. *Journal of Structural Geology*, 90, 15 – 26.
- Fletcher, R.C., Pollard, D.D., 1981. Anticrack model for pressure solution surfaces. *Geology* 9 , 419 – 424.
- Fournier, M., Jolivet, L., Goffé, B., Dubois, R., 1991. The Alpine Corsica metamorphic core complex. *Tectonics* 10, 1173 – 1186.
- Frohlich, C., 1987. Aftershock and temporal cluster of deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 92, 13944 – 13957.
- Frohlich, C. 1989. The nature of deep-focus earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 17, 227 pp.
- Frohlich, C., 1994. A break in the deep. *Nature* 368, 100 – 101.
- Frohlich, C., 2006. Deep earthquakes. Cambridge university *Press*, London 10, 29. 573 pp.
- Frohlich, C., Nakamura, Y., 2009. The physical mechanisms of deep moonquakes and intermediate-depth earthquakes: How similar and how different? *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 173, 365 – 374.
- Frost, D.J., 1999. The stability of dense hydrous magnesium silicates in earth's transition zone and lower mantle. In: *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation*. The Geochemical Society, Special publication 6, 283 – 296.

G

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, R., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 359 – 377.

Gibson, R.L., Reimold, W.U., Wallmach, T., 1997. Origin of pseudotachylite in the lower Witwatersand Supergroup, Vredefort Dome (South Africa): constraints from metamorphic studies. *Tectonophysics* 283, 241 – 262.

Green, H.W., Burnley, P.C., 1989. A new self-organizing mechanism for deep-focus earthquakes. *Nature* 341, 733-737.

Green, H.W., Young, T.E., Walker, D., Scholz, C.H., 1990. Anticrack-associated faulting at very high pressure in natural olivine. *Nature* 348, 720-722.

Green, H.W., Houston, H., 1995. The mechanisms of deep earthquakes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 23, 169-213.

Green, H.W., Zhou, Y., 1996. Transformation-induced faulting requires an exothermic reaction and explains the cessation of earthquakes at the base of the mantle transition zone. *Tectonophysics* 256(1), 39 – 56.

Green, H.W., Marone, C., 2002. Instability of deformation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Plasticity of Minerals and Rocks* 51, 181 – 199.

Griggs, D.T. 1954. High-pressure phenomena with applications to geophysics. *Modern Physics for the Engineer*, 272-305.

Griggs, D.T., Baker, D.W. 1969. The origin of deep-focus earthquakes. *Properties of matter under unusual conditions*, 23-42.

Griggs, D.T., 1972. The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes. *The Nature of the Solid Earth*, 361-384.

Griggs, D.T., Handin, J.H., 1960. Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes. *Geological Society of America Memoirs* 79, 347 – 364.

Grocott, J., 1981. Fracture geometry of pseudotachylite generation zones: a study of shear fractures formed during seismic events. *Journal of Structural Geology* 3, 169-178.

Guerrera, F., Martín-Algarra, A., Perrone, V., 1993. Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. *Terra Nova*, 5, 525 – 544.

Gutenberg, B., Richter, C.F., 1954. *Seismicity of the Earth and related phenomena*. Princeton University Press, 310 p.

H

Hacker, B.R., Christie, J.M., 1990. Brittle/ductile and plastic/cataclastic transitions in experimentally deformed and metamorphosed amphibolite, in *The Brittle-Ductile Transition in Rock*, Geophysical Monography Serie 56, 127 – 147.

Hacker, B.R., Abers, G.A., Peacock, S., 2003a. Subduction factory: 1. Theoretical mineralogy, density, seismic wave speeds and H₂O content. *Journal of Geophysical Research*, 108.

Hacker, B.R., Peacock, S., Abers, G.A., Holloway, S.D., 2003b. Subduction factory: 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reaction? *Journal of Geophysical Research* 108, doi:10.1029/2001JB001129

Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102, 121 – 158.

Hansen, L.N., Cheadle, M.J., John, B.E., Swapp, S.M., Dick, H.J., Tucholke, B.E., Tivey, M.A., 2013. Mylonitic deformation at the Kane oceanic core complex: Implication for the rheological behavior of oceanic detachment faults. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14 (8), 3085 – 3108.

Harris, L., 1985a. Progressive and polyphase deformation of the Schistes Lustrés Cap Corse, Alpine Corsica. *Journal of Structural Geology* 7, 637 – 650.

Harris, L., 1985b. Direction changes in thrusting of the Schistes Lustrés in Alpine Corsica. *Tectonophysics* 120, 37 – 56.

Hasegawa, A., Umino, N., Takagi, A., 1978a. Double-planed structure of the deep seismic zone in the Northeastern Japan arc. *Tectonophysics* 47, 43-58.

Hasegawa, A., Umino, N., Takagi, A., 1978b. Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the Northeastern Japan arc. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 54, 281-296.

Hasegawa, A., Uchida, N., Igarashi, T., Matsuzawa, T., Okada, T., Miura, S., Suwa, Y., 2007. Asperities and Quasi-Static Slips on the Subducting Plate Boundary East of Tohoku, Northeast Japan. In: *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*, edited by T.H. Dixon and J.C. Moore, Princeton University Press, 451-475.

Hasegawa, A., Nakajima, J., Uchida, N., Okada, T., Zhao, D., Matsuzawa, T., Umino, N., 2009. Plate subduction, and generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observations: An overview. *Gondwana Research* 16, 370-400.

Hattori, K. H., & Guillot, S. (2007). Geochemical character of serpentinites associated with high-to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8. 10.1029/2007GC001594

Healy, D., Reddy, S. M., Timms, N. E., Gray, E. M., & Brovarone, A. V. (2009). Trench-parallel fast axes of seismic anisotropy due to fluid-filled cracks in subducting slabs. *Earth and Planetary Science Letters*, 283, 75 – 86.

Helfrich, G., Brodholt, J., 1991. Relationship of deep seismicity to the thermal structure of subducted lithosphere. 252 – 255.

Hess, H.H., 1962. *History of Ocean Basins, Petrologic Studies: A volume to honor A.F. Buddington*. Geological Society of America, 599 – 620.

Hilairt, N., Daniel, I., Reynard, B., 2006. Equation of state of antigorite, stability field of serpentines, and seismicity in subduction zones. *Geophysical Research Letters* 33, L2302, 10.1029/2005GL024728.

Hirose, T., Bystricky, M., 2007. Extreme dynamic weakening of faults during dehydration by coseismic shear heating. *Geophysical Research Letters* 34, L14311, 10.1029/2007GL030049.

Hirose, T., Mizoguchi, K., Shimamoto, T., 2012. Wear processes in rocks at slow to high slip rates. *Journal of Structural Geology* 38, 102-116, 10.1016/j.jsg.2011.12.007.

Hodder, A.P.W., 1984. Thermodynamic constraints on phase changes as earthquake and the width of the seismogenic zone. *Geophysical Research Letters* 16, 1687 – 1690.

Hogrefe, A., Rubie, D.C., Sharp, T.G., Seifert, F., 1994. Metastability of enstatite in deep subducting lithosphere. *Nature* 372, 351 – 353.

Hoogerduijn-Strating, E.H., Vissers, R.L.M., 1991. Dehydration-induced fracturing of eclogite-facies peridotites: implications for the mechanical behavior of subducting oceanic lithosphere. *Tectonophysics* 200, 187 – 198.

Houston, H., 2015. Deep earthquakes. In: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics*, second ed., vol. 4. Elsevier, Oxford, pp. 329 – 354.

I

Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N., Hasegawa, A., 2001. Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc- A triple-planed deep seismic zone. *Journal of Geophysical Research* 106, 2177-2191.

Ildefonse, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeaod, C.J., 2007. Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges. *Geology* 35, 623 – 626.

Isacks, B., Oliver, J., Sykes, L.R., 1968. Seismology and the new global tectonic. *Journal of Geophysical Research* 73, 1968 -5899

Isacks, B., Molnar, P., 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 9, 103-174.

Ito, E., Sato, H., 1991. Aseismicity in the lower mantle by superplasticity of the descending slab. *Nature* 351, 140 – 141.

J

Jackson, M.D., Ohnenstetter, M., 1981. Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore Massif, Alpine Corsica. *Journal of Geology* 89, 703 – 719.

Jiao, W., Silver, P.G., Fei, Y., Prewitt, C.T., 2000. Do intermediate- and deep-focus earthquakes occur on preexisting weak zones? An examination of the Tonga subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 105, 28125-28138.

John, T., Schenk, V., 2006. Interrelations between intermediate-depth earthquakes and fluid flow within subducting oceanic plates: Constraints from eclogite facies pseudotachylites. *Geology*, 34, 557 – 560.

John, T., Medvedev, S., Rüpke, L.H., Andersen, T.B., Podladchikov, Y.Y., Austrheim, H., 2009. Generation of intermediate-depth earthquakes by self-localizing thermal runaway. *Nature geosciences* 2, 137 – 140.

Jolivet, L., Dubois, R., Fournier, M., Goffé, B., Michard, A., Jourdan, C., 1990. Ductile extension in Alpine Corsica. *Geology* 18, 1007 – 1010.

Jolivet, L., Daniel, J.M., Fournier, M., 1991. Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 278-291.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossette, F., Brunet, C., Storti, F., Funicello, C., Cadet, J.P., D'Agostino, N., Para, T., 1998. Mid crustal shear zones in post-orogenic extension : examples from the northern Tyrrhenian Sea case. *Journal of Geophysical Research* 103, 12123 – 12160.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science* 303, 353 – 409.

Jung, H., Green, H.W., Dobrzhinetskaya, L.F., 2004. Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change. *Nature*, 428, 545 – 549.

K

Kameyama, M., Yuen, D.A., Karato, S.I., 1999. Thermal-mechanical effects of low-temperature plasticity (the Peierls mechanism) on the deformation of a viscoelastic shear zone. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 159-172.

Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 82 (20), 2981 – 2987.

Kanamori, H., Stewart, G.S., 1978. Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *Journal of Geophysical Research* 83, 3427 – 3434.

Kanamori, H., Anderson, D.L., Heaton, T.H., 1998. Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake. *Science* 279, 839 – 842.

Kao, H., Chen, W.P., 1995. Transition from interplate slip to double seismic zone along the Kuril-Kamchatka arc. *Journal of Geophysical Research* 100, 9881 – 9903.

Kao, H., Liu, L.G., 1995. A hypothesis for the seismogenesis of a double seismic zone, *Geophysical Journal International* 123, 71 – 84.

Kao, H., Rao, L.-J., 1999. Detailed structures of the subducted Philippine Sea plate beneath northeast Taiwan: A new type of double seismic zone, *Journal of Geophysical Research* 104, 1015 – 1033.

Karato, S., Riedel, M.R., Yuen, D.A., 2001. Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: Implication for mantle circulation and deep earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127, 83 – 108.

Kato, A., Iidaka, T., Kurashimo, E., Nakagawa, S., Hirata, N., Iwasaki, T. 2007. Delineation of probable asperities on the Atotsugawa fault, central Japan, using a dense temporary seismic network. *Geophysical Research Letters* 34, L09318, doi: 10.1029/2007GL029604.

Kawakatsu, H., Seno, T., 1983. Triple seismic zone and the regional variation of seismic along the northern Honshu arc. *Journal of Geophysical Research* 88, 4215 – 4230.

Kelemen, P.B., Hirth, G., 2007. A periodic shear-heating mechanism for intermediate-depth earthquakes in the mantle. *Nature* 446, 787 – 790.

Kirby, S.H., 1987. Localized polymorphic phase transitions in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 92, 13789 – 13800.

Kirby, S., 1995. Interslab earthquake and phase changes in subducting lithosphere. *Reviews of Geophysics* 33 (suppl., Report to International Union of Geodesy and Geophysics), 287-297.

Kirby, S., Engdahl, R.E., Denlinger, R., 1996. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subduction slabs. *Subduction top to bottom*, 195 – 214.

Kita, S., Okada, T., Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., 2006. Existence of a seismic belt in the upper plane of the double seismic zone extending in the along-arc direction at depths of 70-100 km beneath NE Japan. *Geophysical Research Letters* 33, L24310, 10.1029/2006GL028239.

Kohli, A.H., Goldsby, D.G., Hirth, G., Tullis, T., 2011. Flash weakening of serpentinite at near-seismic slip rates. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 116, B03202, doi: 10.1029/2010JB007833.

Korenaga, J., Karato, S-I., 2008. A new analysis of experimental data on olivine rheology. *Journal of geophysical research* 113, B02403. Doi: 10.1029/2007JB005100

L

Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24, TC1003, 10.1029/2004TC001673.

- Lagabrielle, Y., Cannat, M., 1990. Alpine Jurassic ophiolites resemble to the modern central Atlantic basement. *Geology* 18, 319 – 322.
- Lagabrielle, Y., Lemoine, M., 1997. Alpine Corsican and Apennine ophiolites : the slow-spreading ridge model. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 325, 909 – 920.
- Lagabrielle, Y., Vitale-Brovarone, A., Ildefonse, B., 2015. Fossil oceanic core complexes recognized in the blueschist metaophiolites of western Alps and Corsica. *Earth Science Review* 141, 1 – 26.
- Lahondère, D., 1996. Les schistes bleus et les éclogites à lawsonite des unités continentales et océaniques de la Corse alpine. *Documents du BRGM*, 240 pp.
- Lahondère, D., Guerrot, C., 1997. Datation Sm-Nd du métamorphisme éclogitique en Corse alpine : un argument pour l'existence, au Crétacé supérieur, d'une zone de subduction active localisée le long du bloc corso-sarde. *Géologie de la France* 3, 3 – 11.
- Lahondère, D., Rossi, P., Lahondère, J.C., 1999. Structuration alpine d'une marge continentale externe : Le Massif du Tenda (Haute-Corse). Implications géodynamiques au niveau de la transversale Corse-Apennines. *Géologie de la France* 4, 27 – 44.
- Lahondère, J.C., 1981. Relations du "socle ancien" de la région de Bastia (Corse) avec les Schistes lustrés environnants. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 293, 169-172.
- Lahondère, J.C., 1983. Carte géologique de la France (1/50 000), Feuille de Bastia (1104). BRGM, Orléans, 37pp.
- Lahondère, J-C., Lahondère, D., Lluch, D., Ohnenstetter, M., Dominici, R., Vautrelle, C., 1992. Carte géologique de la France N°259 – Luri. BRGM, Orléans.
- Lapworth, C., 1885. The Highland controversy in British geology. *Nature* 32, 558 – 559.
- Lay, T., Kanamori, H., 1981. An asperity model for large earthquake sequences. In: *Earthquake Prediction, an international review*, edited by D. Simpson and Richard, P., AGU Monograph Maurice Ewing Series 4, 579 – 592.
- Lay, T., Kanamori, H., Ruff, L., 1982. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes. *Earthquake Prediction Research* 1, 3 – 71.
- Le Pichon, X., 1968. Sea floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research* 73, 3661 – 3697.

- Legrand, D., Tassara, A., Morales, D., 2012. Megathrust asperities and clusters of slab dehydration identified by spatiotemporal characterization of seismicity below the Andean margin. *Geophysical Journal International* 191, 923 – 931.
- Legros, F., Cantagrel, J. M., Devouard, B., 2000. Pseudotachylite (frictionite) at the base of the Arequipa volcanic landslide deposit (Peru): Implications for emplacement mechanisms. *Journal of Geology* 108, 601 – 611.
- Levi, N., Malasoma, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Paperini, M., 2007. Tectono-metamorphic history of the ophiolitic Lento Unit (Northern Corsica) : Evidence for the complexity of accretion-exhumation processes in a fossil subduction system. *Geodinamica Acta* 20, 99 – 118.
- Li, X.H., Faure, M., Lin, W., Manatschal, G., 2013. New isotopic constraints on age and magma genesis of an embryonic oceanic crust : The Chenaillet Ophiolite in the Western Alps. *Lithos* 160-161, 283 – 291.
- Li, X-H., Faure, M., Lin, W., 2015. From crustal anatexis to mantle melting in the Variscan orogen of Corsica (France): SIMS U-Pbzircon age constraints. *Tectonophysics* 634, 19 – 30.
- Lin, A., 1994. Microlite morphology and chemistry in pseudotachylite, from the Fuyun fault zone, China. *Journal of Geology*, 102, 317-329.
- Lin, A., Maruyama, T., Aaron, S., Michibayashi, K., Camacho, A., Kano, K -I., 2005. Propagation of seismic slip from brittle to ductile crust: Evidence from pseudotachylites of the Woodroffe thrust, central Australia. *Tectonophysics* 402, 21 – 35.
- Lin, A., Guo, J., Kano, K. I., & Awata, Y. 2006. Average slip rate and recurrence interval of large-magnitude earthquakes on the western segment of the strike-slip Kunlun fault, northern Tibet. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96, 1597 – 1611.
- Lin, A, 2011. Seismic slip recorded in the fluidized ultrataclastic veins formed along the coseismic shear zone during the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, *Geology*, 39, 547–550.
- Liu, L., 1983. Phase transformations, earthquakes and the descending lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 32, 226 – 240.
- Lund, M.G., Austrheim, H., Erambert, M., 2004. Earthquake in the deep continental crust – insight from studies on exhumed high-pressure rocks. *Geophysical Journal international* 158, 569 – 576.

M

MacKenzie, D., Brune, J.N., 1972. Melting on fault plane during large earthquakes. *Geophysical Journal International* 29, 65 – 78.

Maddock, R.H., 1983. Melt origin of fault-related pseudotachylites demonstrated by textures. *Geology* 11, 105 – 108.

Maddock, R.H., Grocott, J., Van Nes, M., 1987. Vesicles, amygdales and similar structures in fault-generated pseudotachylites. *Lithos* 20, 419 – 432.

Maddock, R.H., 1992. Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylites in Lewisian gneiss, Scotland. *Tectonophysics* 204, 261-278.

Maggi, M., Rossetti, F., Theye, T., Andersen, T.B., Corfu, F., Faccenna, C., 2011. Sodic pyroxene bearing phyllonites from the east Tenda Shear Zone. Constraining P-T condition and timing of the Ligurian-Piemontese Ocean overthrusting onto the Variscan Corsica. *CorsAlp 2011 Meeting, Volume Abstract*.

Maggi, M., Rossetti, F., Corfu, F., Theye, T., Andersen, T.B., Faccenna, C., 2012. Clinopyroxene–rutile phyllonites from the East Tenda Shear Zone (Alpine Corsica, France): pressure–temperature–time constraints to the Alpine reworking of Variscan Corsica. *Journal of the Geological Society* 169, 723-732.

Magloughlin, J.F., 1991. Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crust levels: the cataclasite – pseudotachylites connection. *Tectonophysics* 204, 243 – 260.

Magloughlin, J., 1992. Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasite-pseudotachylite connection. *Tectonophysics* 204, 243-260.

Magloughlin, J. F., & Spray, J.G., 1992. Frictional melting processes and products in geological materials: introduction and discussion. *Tectonophysics* 204, 197-204.

Magloughlin, J.F., 2005. Immiscible sulfide droplets in pseudotachylite: Evidence for high temperature (>1200 °C) melts. *Tectonophysics* 402, 81 – 91.

Magott, R., Fabbri, O., Fournier, M., 2016. Subduction zone intermediate-depth seismicity: Insights from the structural analysis of Alpine high-pressure ophiolite-hosted pseudotachylites (Corsica, France). *Journal of Structural Geology* 87, 95 – 114.

- Malasoma, A., Marroni, M., 2007. HP/LT metamorphism in the Volparone Breccia (northern Corsica, France). *Journal of Metamorphic Geology* 5, 529 – 545.
- Malavieille, J., 1983. Étude tectonique et microtectonique de la nappe de socle de Centuri (zone des schistes lustrés de Corse). Conséquence pour la géométrie de la chaîne alpine. *Bulletin de la Société Géologique de France* 25, 195 – 204.
- Malavieille, J., Chemenda, A., Larroque, C., 1998. Evolutionary model for Alpine Corsica: mechanism for ophiolite emplacement and exhumation of high-pressure rocks. *Terra Nova* 10, 317 – 322.
- Malavieille, J., 2010. Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today*, 20, 4 – 10.
- Malavieille, J., Molli, G., 2014. XXX. *Géochronique* 132,
- Manatschal G., Müntener, O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics* 473, 4-19.
- Marone, C., 1998. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 26, 643 – 696.
- Maronni, M., Pandolfi, L., 2007. The architecture of an incipient oceanic basin: a tentative reconstruction of the Jurassic Liguria-Piemonte basin along the Northern Apennines-Alpine Corsica transect. *International Journal of Earth Science* 96, 1059 – 1078.
- Martin, L. A., Rubatto, D., Brovarone, A. V., Hermann, J., 2011. Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. *Lithos* 125, 620 – 640.
- Martinez-Diaz, J.J., Alvarez-Gomez, J.A., Benito, B., Hernandez, D., 2004. Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology* 32, 65-68, 10.1130/G20089.1.
- Masch, L., Wenk, H.R., Preuss, E., 1985. Electron microscopy study of hyalomylonites – Evidence for frictional melting in landslides. *Tectonophysics* 115, 131 – 160.
- Mase, C.W., Smith, L., 1987. Effect of frictional heating on the thermal, hydrologic and mechanical response of a fault. *Journal of geophysical research* 92, 6249 – 6272.
- Matsuzawa, T., Umino, N., Hasegawa, A., Takagi, A., 1986. Normal fault type events in the upper plane of the doubled-planed deep seismic zone beneath the northern Japan arc. *Journal of Physics of the Earth* 34, 85 – 94.

- Mattauer, M., Proust, F., 1976. La Corse alpine: un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* 282, 1249 – 1252.
- Mattauer, M., Proust, F., Etchecopar, A., 1977. Linéation "a" et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des Schistes Lustrés en Corse. *Bulletin de la Société Géologique de France* 4, 841 – 847.
- Mattauer, M., Faure, M., Malavieille, J., 1981. Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *Journal of Structural Geology* 3(4), 401 – 409.
- McNulty, B.A., 1995. Pseudotachylites generated in the semi-brittle and brittle regimes, Bench Canyon shear zone, central Sierra Nevada. *Journal of Structural Geology* 17, 1507-1521.
- Meade, C., Jeanloz, R., 1989. Deep-focus earthquake and recycling of water into the Earth's mantle. *Science* 252, 68 – 72.
- Mei, S., Kohlstedt, D.L., 2000. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates: 1. Diffusion creep regime. *Journal of Geophysical Research* 105, 21457 – 21469.
- Meresse, F., Lagabrielle, Y., Malavieille, J., Ildefonse, B., 2012. A fossil Ocean-Continent transition of the Mesozoic Tethys preserved in the Schistes Lustrés nappe of northern Corsica. *Tectonophysics* 579, 4 – 16.
- Mével, C., 2003. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Compte-rendu Géosciences* 335, 825 – 852.
- Moecher, D.P., Sharp, Z.D., 2004. Stable isotope and chemical systematics of pseudotachylite and wallrock, Homestake shear zone, Colorado, USA: Meteoric fluid or rock-buffered conditions during coseismic fusion? *Journal of Geophysical Research* 109, 12206 – 12217.
- Moecher, D.P., Steltenpohl, M.G., 2009. Direct calculation of rupture depth for an exhumed paleoseismic fault from mylonitic pseudotachylite. *Geology*, 37, 999 – 1002.
- Molli, G., Tribuzio, R., 2004. Shear zones and metamorphic signature of subducted continental crust as tracers of the evolution of the Corsica/Northern Apennine orogenic system. *Geological Society, London, Special Publications* 224, 321 – 335.
- Molli, G., Tribuzio, R., Marquer, D., 2006. Deformation and metamorphism at the eastern border of the Tenda Massif (NE Corsica) : a record of subduction and exhumation of continental crust. *Journal of Structural Geology* 28, 1748 – 1766.

Molli, G., 2008. Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview. In Siegesmund, S., Fügenschuh, B., Froitzheim, N. (Eds.), *Tectonic Aspect of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*: Geological Society of London, Special Publication 298, 413-442.

Molli, G., Malavieille, J., 2010. Orogenic processes and the Corsica / apennines geodynamic evolution : insight from Taiwan. *International Journal of Earth Science* 100, 1207 – 1224. Doi 10.1007/s00531-010-0598-y

Moore, D.E., Lockner, D.A., Ma, S., Summers, R., Byerlee, J.D., 1997. Strengths of serpentinite gouges at elevated temperatures. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 102, 14787 – 14801.

Morris, J., Tera, F., 1989. ^{10}Be and ^9Be in mineral separates and whole rocks from volcanic arcs: Implication for sediment subduction. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 53, 3197 – 3206.

Murrell, S.A.F., Ismail, I.A.H., 1976. The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressures and temperatures. *Tectonophysics*, 31, 207 – 258.

N

Nadeau, R.M., Foxall, W., McEvelly, T.V., 1995. Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas fault at Parkfield, California. *Science* 267, 503 – 507.

Nadeau, R.M., McEvelly, T.V., 1997. Seismological studies at Parkfield V: Characteristic microearthquake sequences as fault-zone drilling targets. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87, 1463 – 1472.

Nakatani, M., 2001. Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology. *Journal of Geophysical Research* 106, 13347 – 13380.

Nakajima, J., Tsuji, Y., Hasegawa, A., Kita, S., Okada, T., Matsuzawa, T., 2009. Tomographic imaging of hydrated crust and mantle in the subducting Pacific slab beneath Hokkaido, Japan: Evidence for dehydration embrittlement as a cause of intraslab earthquakes. *Gondwana Research* 16, 470 – 481.

Nakajima, J., Uchida, N., Shiina, T., Hasegawa, A., Hacker, B.R., Kirby, S.H., 2013. Intermediate-depth earthquakes facilitated by eclogitization-related stresses. *Geology* 41, 659-662, 10.1130/G33796.1.

Nielsen, S., Di Toro, G., Hirose, T., Shimamoto, T., 2008. Frictional melt and seismic slip. *Journal of Geophysical Research* 113. B01308, doi:10.1029/2007JB005122, 2008.

Niemeijer, A., Di Toro, G., Nielsen, S., Di Felice, F., 2011. Frictional melting of gabbro under extreme experimental conditions of normal stress, acceleration, and sliding velocity. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 116, B07404, doi: 10.1029/2010JB008181.

Nishiyama, T., 1992. Mantle hydrology in a subduction zone: A key to episodic geologic event, double Wadati-Benioff zones and magma genesis. *Mathematical Seismology VII, Report of The Institute of Statistical Mathematics* 34, 31 – 67.

Noda, H., Shimamoto, T., 2005. Thermal pressurization and slip-weakening distance of a fault : an exemple of the Hanaore Fault, Southwest Japan. *Bulletin of seismological Society of America* 95, 1224 – 1233.

Nur, A., Brooker, J. R., 1972. Aftershocks Caused by Pore Field Flow?. *Science*, 175.

O

Obata, M., Karato, S. -I., 1995. Ultramafic pseudotachylites from the Balmuccia peridotite, Ivrea – Verbano zone, northern Italy. *Tectonophysics* 242, 313 – 328.

Ogawa, M., 1987. Shear instability in a viscoelastic material as the cause of deep focus earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 92, 13801-13810.

Ohnaka, M., 2000. A physical scaling relation between the size of an earthquake and its nucleation zone size. *Pure and Applied Geophysics* 157, 2259 – 2282.

Ohnenstetter, M.E., Ohnenstetter, D., Rocci, G., 1975. Essai de reconstitution du puzzle ophiolitique corse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 280, 853 – 858.

Ohnenstetter, M., 1979. La série ophiolitique de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes, tectoniques, sédimentaires et magmatiques lié au fonctionnement des zones transformantes? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 289, 1199 – 1202.

Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, D., Vidal, P., Cornichet, J., Hermitte, D., Mace, J., 1981. Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites: consequences for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth and Planetary Science Letters* 54, 397 – 408.

Ohnenstetter, M., 1982. Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse, Université Henri Poincaré, Nancy, 682 pp.

- Ohnenstetter, M., 1992. Platinum group element enrichment in the upper mantle peridotites of the Monte Maggiore ophiolitic massif (Corsica, France): mineralogical evidence for ore-fluid metasomatism. *Mineralogy and Petrology*, 46, 85 – 107.
- Okada, T., Hasegawa, A., 2003a. The M7.1 May 26, 2003 off-shore Miyagi Prefecture Earthquake in northeast Japan: Source process and aftershock distribution of an intra-slab event. *Earth, Planets, Space* 55, 731 – 739.
- Okada, T., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., 2003b. Comparison of source areas of $M4.8 \pm 0.1$ repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan: are asperities persistent features? *Earth and Planetary Science Letters* 213, 361 – 374.
- Okamoto, S., Kimura, G., Takizawa, S., Yamaguchi, H., 2006. Earthquake fault rock indicating a coupled lubrication mechanism. *eEarth* 1, 23 – 28.
- Okazaki, K., Hirth, G., 2016. Dehydration of lawsonite could directly trigger earthquake in subducting oceanic crust. *Nature* 530, 81 – 84.
- Oliver, J., Isacks, B., 1967. Deep earthquake zones, anomalous structure in the upper mantle and the lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 72, 4259 – 4275.
- Omori, S., Kamiyama, S., Maruyama, S., Zhao, D., 2002. Morphology of the interslab seismic zone and devolatilization phase equilibria of the subducting slab peridotite. *Bulletin of Earthquake Research Institute* 76, 455 – 478.
- Omori, S., Komabayashi, T., Maruyama, S., 2004. Dehydration and earthquake in the subducting slab: empirical link in intermediate and deep seismic zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 146, 297 – 311.
- Orowan, E. 1960. Mechanism of seismic faulting. *Geological Society of America Memoirs* 79, 323-346.
- Orszag – Sperber, F., Pilot, M.D., 1976. Grand traits du Néogène de Corse. *Bulletin de la Société géologique de France* 18, 1183 – 1187.
- Orszag – Sperber, F., 1978. Le Néogène de la Corse et ses relations avec la géodynamique de la méditerranée occidentale. Thèse d'état, Paris-Sud (Orsay), 328 pp.

P

- Padron-Navarta, J.A., Hermann, J., Garrido, C.J., Sanchez-Vizcaino, V.L., Gomez-Pugnaire, M.T., 2010. An experimental investigation of antigorite dehydration in natural silica-enriched serpentinites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 25-42, 10.1007/s00410-009-0414-5.
- Paoda, E., Durand-Delga, M., 2002. L'unité ophiolitique du Rio Magno en Corse alpine, éléments des Ligurides de l'Apennin septentrional. *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences Paris* 333, 285 – 293.
- Park, S. C., Mori, J., 2007. Are asperity patterns persistent? Implication from large earthquakes in Papua New Guinea. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 112, doi: 10.1029/2006JB004481.
- Passchier, C., 1982. Pseudotachylite and the development of ultramyylonite bands in the Saint-Barthelemy Massif, French Pyrenees. *Journal of Structural Geology* 4, 69-79.
- Peacock, S.M., 1990. The importance of blueschist → eclogite dehydration reactions in the subducting oceanic crust. *Geological Society of America Bulletin* 105, 684 – 694.
- Peacock, S.M., 2001. Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subduction oceanic mantle? *Geology* 29, 299-302.
- Pequignot, G., Potdevin, J.L., 1984. Métamorphisme et tectonique dans les Schistes Lustrés à l'Est de Corte (Corse). Thèse, Université Claude Bernard, Lyon, 245 pp.
- Philpotts, A.R., 1964. Origin of pseudotachylites. *American journal of Science* 252, 1008 – 1035.
- Perrillat, J.P., Daniel, I., Koga, K.T., Reynard, B., Cardon, H., Crichton, W.A., 2005. Kinetics of antigorite dehydration: A real-time X-ray diffraction study. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 899-913.
- Philpotts, A.R., 1964. Origin of pseudotachylite. *American Journal of Sciences* 262, 1008 – 1135.
- Picazo, S., Manatschal, G., Cannat, M., Andréani, M., 2013. Deformation associated to exhumation of serpentinitized mantle rocks in a fossil Ocean Continent Transition: The Totalp unit in SE Switzerland. *Lithos* 175, 255 – 271.
- Piccardo, G.B., Ranalli, G., Marasco, M., Padovano, M., 2007. Ultramafic pseudotachylites in the Mt. Moncuni peridotite (Lanzo Massif, western Alps): tectonic evolution and upper mantle seismicity. *Periodico di Mineralogia* 76, 181-197, 10.2451/2007PM0024.

Piccardo, G.B., 2008. The Jurassic Ligurian Tethys, a fossil ultra-slow spreading ocean: The mantle perspective. In: Coltorti, M., Grégoire, M. (Eds.), *Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle: Geological Society of London Special Publication 294*, 11 – 33.

Piccardo, G.B., Ranalli, G., Guarnieri, L., 2010. Seismogenic shear zone in the lithospheric mantle: Ultramafic pseudotachylites in the Lanzo peridotite (Western Alps, NW Italy). *Journal of Petrology* 51, 81-100, doi:10.1093/petrology/egp067.

Post, R.L., 1977. High temperature creep of Mt. Burnet dunite. *Tectonophysics* 42, 75 – 110.

Prejean, S. G., Hill, D. P., Brodsky, E. E., Hough, S. E., Johnston, M. J. S., Malone, S. D., ... & Richards-Dinger, K. B. (2004). Remotely triggered seismicity on the United States west coast following the Mw 7.9 Denali fault earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6B), S348-S359.

Preston, L.A., Creager, K.C., Crosson, R.S., Brocher, T.M., Trehu, A.M., 2003. Intraslab earthquakes: Dehydration of the Cascadia Slab. *Science* 302, 1197-1200.

Prieto, G.A., Florez, M., Barrett, S.A., Beroza, G.C., Pedraza, P., Blanco, J.F., Poveda, E., 2013. Seismic evidence for thermal runaway during intermediate-depth earthquake rupture. *Geophysical Research Letters*, 40, 6064 – 6068.

Proctor, B.P., Mitchell, T.M., Hirth, G., Goldsby, D., Zorzi, F., Platt, J.D., Di Toro, G., 2014. Dynamic weakening of serpentinite gouges and bare surfaces at seismic slip rates. *Journal of Geophysical Research* 119, 8107-8131, doi: 10.1002/2014JB011057.

Pulido, N., Kubo, T., 2004. Near-fault strong motion complexity of the 2000 Tottori earthquake (Japan) from a broadband source asperity model. *Tectonophysics* 390, 177 – 192.

R

Raleigh, C.B., Paterson, M.S., 1965. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 70, 3965 – 3985.

Raleigh; C.B., 1967. Tectonic implications of serpentinite weakening. *Geophysical Journal International* 14, 113 – 118.

Rampone, E. Piccardo, G.B., 2000. The ophiolite-oceanic lithosphere analogue: new insights from the Northern Apennines (Italy). *Geological Society of America Special Paper 349*, 21-34.

- Rampone E., Hofmann, A.W., Raczek, I., 2009. Isotopic equilibrium between mantle peridotite and melt: Evidence from the Corsica ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 453-475, 10.1007/s00410-008-0296-y.
- Ranero, C.R., Morgan, J.P., McIntoch, K., Reichert, C., 2003. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature* 425 (6956), 367 – 373.
- Ratchkovski, N.A., Pujol, J., Biswas, N.N., 1997. Relocation of earthquakes in the Cook Inlet area, south central Alaska, using the Joint Hypocenter Determination method. *Bulletin of the Sismological Society of America* 87, 620 – 636.
- Ravna, E.J.K., Andersen, T.B., Jolivet, L., De Capitani, C., 2010. Cold subduction and the formation of lawsonite eclogite – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica. *Journal of Metamorphic Geology* 28, 381 – 395.
- Reimold, W.U., 1995. Pseudotachylite in impact structures – generation by friction melting and shock brecciation?: A review and discussion. *Earth science reviews* 39, 247 – 265.
- Reynolds, D.L., 1954. Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. *American Journal of Science* 252, 577 – 613.
- Rice, J.R., Ruina, A.L., 1983. Stability of steady frictional slipping. *Journal of Applied Mechanics* 105, 343 – 349.
- Rice, J. R., Lapusta, N., & Ranjith, K. (2001). Rate and state dependent friction and the stability of sliding between elastically deformable solids. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 49(9), 1865-1898.
- Rice, J.R., 2006. Heating and weakening of faults during earthquake slip. *Journal of Geophysical Research* 111, 5311 – 5340.
- Rondenay, S., Abers, G.A., van Keken, P.E., 2008. Seismic imaging of subduction zone metamorphism. *Geology* 36, 275-278, 10.1130/G24112A.1.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer* 8, 107 – 130.
- Rossetti, F., Goldny, J., Theye, T., Maggi, M., 2015. Pressure-temperature-deformation-time of the Alpine shearing in Corsica: From orogenic construction to collapse. *Lithos* 218-219, 99 – 116.
- Rossi, P., 1986. Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse. *Documents du BRGM* 107, 108.

Rossi, P., Lahondère, J.C., Lluch, D., Löyle-Pilot, M.D., Baud, J.P., Doninici, R., Dubois, R., Durand-Delga, M., Ferrandini, M., Lahondère, D., 1994. Carte géologique de la France (1/50 000) Feuille de Saint-Florent (1103). Orléans, BRGM, 93pp.

Rossi, P., Durand-Delga, M., Lahondère, J.C., Baud, J.P., Egal, E., Lahondère, D., Laporte, D., Lluch, D., Löyle-Pilot, M.D., Ohnenstetter, M., Palagi, P., 2001. Carte géologique de la France (1/50 000) Feuille San Pietro di Tenda (1106). Orléans, BRGM, 224pp.

Rossi, P., Cocherie, A., Lahondère, D., Fanning, N., 2002. La marge européenne de la Téthys jurassique en Corse : Datation de trondhjémites de Balagne et indices de croûte continentale sous de domaine Balagno-Ligure. *Comptes Rendus Géosciences* 334, 313 – 322.

Rowe, C.D., Moore, J.C., Meneghini, F., McKeirnan, A.W. 2005. Large-scale pseudotachylites and fluidized cataclasite from an ancient subduction thrust fault. *Geology* 33, 937 – 940.

Ruina, A.L., 1983. Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research* 88, 10359 – 10370.

Rutter, E.H., Brodie, K., 1988. Experimental “syntectonic” dehydration of serpentinite under conditions of controlled pore water pressure. *Journal of Geophysical Research* 93, 4907 – 4932.

S

Saccani, E., Paoda, E., Tassinari, R., 2000. Preliminary data on the Pineto gabbroic massif and Nebbio basalts: progress toward the geochemical characterization of Alpine Corsica ophiolites. *Ofioliti* 25, 75 – 85.

Scambelluri, M., Hoogerduijn-Strating, E.H., Piccardo, G.B., Vissers, R.L.M., Rampone, E., 1991. Alpine olivine- and clinohumite-bearing assemblages in the Erro-Tobbio peridotite (Voltri Massif, NW Italy). *Journal of Metamorphic Geology* 9, 79-91.

Schettino, A., Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the late Triassic. *Geological Society of America Bulletin* 123 (1/2), 89 – 105.

Schubnel, A., Brunet, F., Hilairet, N., Gasc, J., Wang, Y., Green, H.W., 2013. Deep-focus earthquake analogs recorded at high pressure and temperature in the laboratory. *Science* 341, 1377-1380, 10.1126/science.1240206.

Scholz, C. H. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau* 77, 319-328.

- Scholz, C.H., 2002. The mechanics of earthquake and faulting (2nd edition). Cambridge University Press, Cambridge, 471 p.
- Scott, J.S., and Drever, H.I., 1953. Frictional fusion along Himalayan thrust, paper presented at Proceedings of the Royal Society of Edimburg.
- Semmane, F., Cotton, F., Campillo, M., 2005. The 2000 Tottori earthquake: A shallow earthquake with no surface rupture and slip properties controlled by depth. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 110, B03306, doi: 10.1029/2004JB003194.
- Seno, T., Yamanaka, Y., 1996. Double seismic zones, compressional deep trench-outer rise events, and superplumes. In: *Subduction Top to Bottom. Geophysical Monograph 96*, edited by G. E. Bebout et al., pp. 347– 355, AGU, Washington, D.C., 347-355.
- Seno, T., Zhao, D., Kobayashi, Y., Nakamura, M., 2001. Dehydration of serpentinized slab mantle: Seismic evidence from southwest Japan. *Earth, planets and space* 53, 861 – 871.
- Seno, T., 2003. Fractal asperities, invasion of barriers, and interplate earthquakes. *Earth Planet Space* 55, 649-665.
- Shand, S.J., 1916. The Pseudotachylites of Parijs (Orange Free State) and its relation to ‘trapshotten gneiss’ and ‘flinty crush rock’. *Geological Society of London* 72, 198 – 217.
- Sherlock, S.C., Watts, L.M., Holdsworth, R.E., Roberts, D., 2004. Dating fault reactivation by Ar/Ar laserprobe: an alternative view of apparently cogenetic mylonite–pseudotachylite assemblages. *Journal of the Geological Society*, 161, 335 – 338.
- Shimamoto, T., and Tsutsumi, A., 1994. A new rotary-shear-velocity frictional testing machine: Its basic design and scope of research (in Japanese with English abstract, *J. Tecton. Res. Group Jpn* 39, 65 – 78.
- Sibson, R.H., 1973. Interaction between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting and a mechanism for partial melting
- Sibson, R.H., 1975. Generation of pseudotachylites by ancient seismic faulting. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal* 43, 775-794.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133, 191 – 213.
- Sibson, R.H., 1980. Transient discontinuities in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* 2, 165-171.

- Sibson, R.H., Toy, V.G., 2006. The habitat of fault-generated pseudotachylite: presence vs. absence of friction-melt. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 170, 153.
- Silkoset, P., 2013. Mictotexture of ultramafic pseudotachylites fault veins from Corsica. Master Thesis, University of Oslo.
- Silver, P. G., Beck, S. L., Wallace, T. C., & Meade, C., 1995. Rupture characteristics of the deep Bolivian earthquake of 9 June 1994 and the mechanism of deep-focus earthquakes. *Science* 268.
- Singh, S.C., Carton, H., Tapponnier, P., Hananto, N.D., Chauhan, A.P.S., Hartoyo, D., Bayly, M., Moeljopranoto, S., Bunting, T., Christie, P., Lubis, H., Martin, J., 2008. Seismic evidence for broken oceanic crust in the 2004 Sumatra earthquake epicentral region. *Nature Geosciences* 1(11), 777 – 781.
- Singh, S.C., Carton, H., Tapponnier, P., Hananto, N.D., Chauhan, A.P.S., Hartoyo, D., Bayly, M., Moeljopranoto, S., Bunting, T., Christie, P., Lubis, H., Martin, J., 2008. Seismic evidence for broken oceanic crust in the 2004 Sumatra earthquake epicentral region. *Nature Geoscience* 1, 777-781, 10.1038/ngeo336.
- Singh, S.C., Hananto, N., Mukti, M., Permana, H., Djajadihardja, Y., Harjono, H., 2011. Seismic images of the megathrust rupture during the 25th October 2010 Pagai earthquake, SW Sumatra: Frontal rupture and large tsunami. *Geophysical Research Letters* 38, L16313, 10.1029/2011GL048935.
- Sleep, N.H., Blanpied, M.L., 1992. Creep, compaction and the weak rheology of major faults. *Nature*, 359, 687 – 692.
- Souquière, F., Fabbri, O., 2010. Pseudotachylites in the Balmuccia peridotite (Ivrea Zone) as markers of the exhumation of the southern Alpine continental crust. *Terra Nova* 22, 70 – 77.
- Spray, J.G., 1987. Artificial generation of pseudotachylite using friction welding apparatus: simulation of melting on a fault plane. *Journal of Structural Geology* 9, 49 – 60.
- Spray, J.G., 1992. A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. *Tectonophysics*, 204, 205 – 221.
- Spray, J.G., 1995. Pseudotachylite controversy: Fact or friction? *Geology* 23, 1119 – 1122.
- Spray, J.G., 1998. Localized shock-and friction-induced melting in response to hypervelocity impact. *Geological Society, London, Special Publications*, 140, 195 – 204.

Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., Mattei, M., 2002. Age of the Corsica-Sardina rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ evidence. *Tectonophysics* 347, 231 – 251.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Alps. *Tectonophysics* 296, 159-204.

Stünitz, H., 1993. Transition from fracturing to viscous flow in a naturally deformed metagabbro. In: *Defects and processes in the solid state: Geoscience applications* (Boland, J.N. and Fitz Gerald, J.D. editors). Elsevier, Amsterdam, 121-150.

Sung, C.M., Burns, R.G., 1976. Kinetics of the olivine-spinel transition: implication to deep-focus earthquake genesis. *Earth and Planetary Science Letters* 32, 165 – 170.

Swanson, M.T., 1988. Pseudotachylite-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Fault Zone, S. Maine. *Journal of Structural Geology* 10, 813 – 828.

Swanson, M.T., 1992. Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylites generation. *Tectonophysics*, 204. 223 – 242.

Swanson, M.T., 2006. Pseudotachylite-bearing strike-slip faults in mylonitic host rocks, Fort Foster brittle zone, Kittery, Maine. *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting*, 167 – 179.

T

Toyoshima, T., 1990. Pseudotachylites from the main zone of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Northern Japan. *Journal of metamorphic geology* 8, 507 – 523.

Tullis, J., Young, R., 1992. Chapter 4: The brittle-ductile transition in feldspar aggregates: An experimental study. *International Geophysics* 51, 89 – 117.

Tribuzio, R., Giacomini, F. 2002. Blueschist facies metamorphism of peralkaline rhyolites from the Tenda crystalline massif (northern Corsica): evidence for involvement in the Alpine subduction event? *Journal of Metamorphic Geology* 20 (5), 513 – 526.

Tsuji, T., Park, J-O., Moore, G., Kodaira, S., Fukao, Y., Kuramoto, S., Brangs, N., 2009. Intraoceanic thrusts in the Nankai Trough off the Kii Peninsula: Implications for intraplate earthquakes. *Geophysical Research Letters* 36, 10.1029/2008GL036974

Tucholke, B.E., Lin, J., 1994. A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust. *Journal of Geophysical Research* 99 (B6), 11937 – 11958. 10.1029/94JB00338

Tucholke, B.E., Lin, J., Kleinrock, M.C., 1998. Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research* 103, 9857 – 9866.

Turco, E., Macchiavelli, C., Mazzoli, S., Schettino, A., Pierantoni, P.P., 2012. Kinematic evolution of Alpine Corsica in the framework of Mediterranean mountain belts. *Tectonophysics* 579, 193 – 206.

Turner, H.H., 1922. On the arrival of earthquake waves at the antipodes, and the measurement of the focal depth of an earthquake. *Geophysical Journal International* 1, 1 – 13.

U

Uchida, N., Matsuzawa, T., Ellsworth, W.L., Imanishi, K., Okada, T., Hasegawa, A., 2007. Source parameters of a *M* 4.8 and its accompanying repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan: Implications for the hierarchical structure of asperities and earthquake cycle. *Geophysical Research Letters*, 34, L20313, doi: 10.1029/2007GL031263.

Ueda, T., Obata, M., Di Toro, G., Kanagawa, K., Ozawa, K., 2008. Mantle earthquake frozen in mylonitized ultramafic pseudotachylites of spinel-lherzolite facies. *Geology* 36, 607-610.

Ujiie, K., Yamaguchi, H., Sakaguchi, A., Toh, S., 2007. Pseudotachylites in an ancient accretionary complex and implication for melt lubrication during subduction zone earthquake. *Journal of Structural Geology* 29, 599 – 613.

Ulmer, P., Trommsdorff, V., 1995. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science* 268, 858 – 861.

V

Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback and slab segmentation. *Tectonics* 33 (4), 393 – 419.

Vainys, J.R., Pilbeam, C.C., 1976. Deep-earthquake initiation by phase transformation. *Journal of Geophysical Research* 81, 985 – 988.

Van Keken, P.E., Hacker, B.R., Syracuse, E.M., Abers, G.A., 2011. Subduction Factory : 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *Journal of Geophysical Research* 116, doi:10.1029/2010JB007922

Vallée, M., Bouchon, M., Schwartz, S.Y., 2003. The 13 January 2001 El Salvador earthquake: A multidata analysis. *Journal of Geophysical Research* 108, 2203, 10.1029/2002JB001922.

Vellutini, P.J., 1977. Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest ; son extension en Méditerranée occidentale. Thèse, Université d'Aix-Marseille III, 317 p.

Vitale, S., Ciarcia, S., Mazzoli, S., Iannace, A., Torre, M., 2010. Structural analysis of the 'Internal' Units of Cilento, Italy : new constraints on the Miocene tectonic evolution of the southern accretionary wedge. *Compte Rendus Geoscience* 342, 475 – 482.

Vitale, S., Ciarcia, S., Mazzoli, S., Zaghoulb, M.N., 2011. Tectonic evolution of the 'Liguride' accretionary wedge in the Cilento area, southern Italy: a record of early Apennine geodynamics. *Journal of Geodynamics* 51, 25 – 36.

Vitale-Brovarone, A., 2011. From rifting to orogen : structure of Alpine Corsica and inheritance of rifting-related architectures in HP terranes. Thèse, Université Montpellier II, 226 p.

Vitale-Brovarone, A., Groppo, C., Hetényi, G., Compagnoni, R., Malavieille, J., 2011a. Coexistence of lawsonite-eclogite and blueschist : phase diagram calculations from Alpine Corsica metabasalt. *Journal of Metamorphic Geology*. 29, 35 – 55.

Vitale-Brovarone, A., Beltrando, M., Malavieille, J., Giuntoli, F., Tondella, E., Groppo, C., Beyssac, O., Compagnoni, R., 2011b. Inherited Ocean-Continent Transition zones in deeply subducted terranes : Insight from Alpine Corsica. *Lithos* 124, 273 – 290.

Vitale-Brovarone, A., Beyssac, O., Malavieille, J., Molli, G., Beltrando, M., Compagnoni, R., 2013. Stacking and metamorphism of continuous segments of subducted lithosphere in a high-pressure wedge : The example of Alpine Corsica (France). *Earth Sciences Reviews* 116, 35 – 56.

Vitale-Brovarone, A., Herwartz, D., 2013. Timing of HP metamorphism in the Schistes Lustrés of Alpine Corsica: New Lu-Hf garnet and lawsonite ages. *Lithos* 172-173, 175 – 191.

Vitale-Brovarone, A., Picatto, M., Beyssac, O., Lagabrielle, Y., Castelli, D., 2014. The blueschist-eclogite transition in the Alpine chain: P-T paths and the role of slow spreading extensional structures in the evolution of HP-LT mountain belts. *Tectonophysics* 615-616, 96-121.

W

Wadati, K., 1931. Shallow and deep earthquakes (3rd paper). *Geophysical Magazine* 4, 231 – 283.

Wadati, K., 1935. On the activity of deep focus earthquakes in the Japan islands and neighborhoods. *Geophysical Magazine* 8, 305 – 325.

Wallace, R.C., 1976. Partial fusion along the Alpine Fault Zone, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 87, 1225 – 1228.

Wang, K., 2002. Unbending combined with dehydration embrittlement as a cause for double and triple seismic zones. *Geophysical Research Letters* 29, 1889, 10.1029/2002GL015441.

Wang, K., Cassidy, J.F., Wada, I., Smith, A.J., 2004. Effects of metamorphic crustal densification on earthquake size in warm slabs. *Geophysical Research Letters* 31, L01605, 10.1029/2003GL018644.

Wenk, H.R., 1978. Are pseudotachylites products of fracture or fusion? *Geology* 6, 507 – 511.

Warburton, J., 1986. The ophiolite-bearing Schistes Lustrés nappe in Alpine Corsica: A model for the emplacement of ophiolites that have suffered HP/LP metamorphism. In: *Blueschists and Eclogites* (B.W. Evans and E.H. Brown, eds). *Mem. Geol. Soc. Am.* 164, 313 – 331.

Wenk, H.R., 1978. Are pseudotachylites products of fracture or fusion? *Geology* 6, 507 – 511.

Wenk, H.R., Johnson, Lane, R., Ratschbacher, L., 2000. Pseudotachylites in the Eastern Peninsular Range of California. *Tectonophysics*. 321, 253 – 277.

White, J.C., 1996. Transient discontinuities revisited: pseudotachylite, plastic instability and the influence of low pore fluid pressure on deformation processes in the mid-crust. *Journal of Structural Geology*, 18, 1471 – 1486.

Wiens, D.A., McGuire, J.J., Shore, P.J., 1993. Evidence for transformational faulting from a deep double seismic zone in Tonga. *Nature* 364, 790-793, 10.1038/364790a0.

Wiens, D.A., Snider N.O., 2001. Repeating deep earthquakes: Evidence for fault reactivation at great depth. *Science* 293, 1465-1466.

Wunder, B., Schreyer, W., 1997. Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). *Lithos* 41, 23 – 227.

Y

Yamanaka, Y., Kikuchi, M., 2004. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.

Yamasaki, T., Seno, T., 2003. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *Journal of Geophysical Research* 108, doi:10.1029/2002JB001918, 2003.

Ye, L., Lay, T., Kanamori, H., Koper, K.D., 2013. Energy release of the 2013 M_w 8.3 Sea of Okhotsk Earthquake and deep slab stress heterogeneity. *Science* 341, 1380 – 1384.

Yoshii, T., 1979. A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan. *Tectonophysics* 55, 349 – 360.

Z

Zechmeister, M.S., Ferré, E.C., Cosca, M.A., Geissman, J.W., 2007. Slow and fast deformation in the Dora Maira Massif, Italian Alps: Pseudotachylites and inferences on exhumation history. *Journal of Structural Geology* 29, 1114-1130

Zhao, D., Hasegawa, A., Horiuchi, S., 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research* 97, 19909 – 19928.

Zibra, I. 2006. Late-Hercynia granitoid plutons emplaced along a deep crustal shear zone. A case study from the S. Lucia Nappe (Alpine Corsica, France). Thèse de doctorat. Université de Pise, Italie, 206p.

Table des figures

Chapitre 1

- Fig.1. 1** : Répartition des séismes à l'échelle de la Terre. Les points noirs et rouges correspondent aux épicentres. (Source : *British Geological Survey*). La majeure partie des occurrences concerne les zones d'interface inter-plaques. Les plus fortes densités de séismes sont localisées au niveau des zones de convergence de plaques..... 22
- Fig.1. 2** : Distribution des séismes et des lignes de profondeurs focales égales pour les séismes de profondeurs intermédiaires et profonds (Wadati, 1935)..... 23
- Fig.1. 3** : Section au travers du NE du Japon indiquant les hypocentres des séismes et les isothermes modélisés d'après Yamasaki et Seno (2003). Deux plans de Wadati-Benioff se détachent ; les pointillés courts rouges correspondent au plan inférieur et la ligne verte en trait plein au plan supérieur. Les pointillés longs rouges correspondent à l'isotherme 650°C correspondant à la température de déshydratation de l'antigorite..... 24
- Fig.1. 4** : Nombre de séismes dont la magnitude est supérieure à 5 par an et par tranche de 10 km. La courbe noire correspond à la totalité des séismes à échelle mondiale, la courbe rouge exclu les séismes de la zone de subduction des Tonga – Kermadec (D'après Frohlich, 1989)..... 26
- Fig.1. 5** : Exemple du système à bloc-ressort représentant le fonctionnement d'une faille. A : Représentation schématique du système à bloc ressort, N : Contrainte normale, k : élasticité et F : Force de traction. B : Graphique représentant les états stables et instables en fonction de la résistance de la surface par rapport au glissement et à l'élasticité. L'instabilité apparaît lorsque la résistance de la surface décroît plus rapidement que la force imposée par le système de changement..... 27
- Fig.1. 6** : Comportement des failles en fonction de la profondeur (D'après Scholz, 1988). 28
- Fig.1. 7** : Coupe de la zone de subduction du Nord du Japon indiquant la structure thermique (A) et les hypocentres des séismes associés au pourcentage d'H₂O (B) et (D'après Hacker et al., 2003b). Les faciès métamorphiques viennent des travaux de Hacker et al., (2003a), excluant les transformations de phases au-delà de $T > 5$ GPa et à $T < 600$ °C. Les documents se basent sur les travaux préalables de Zhao et al., (1992), Igarashi et al., (2001) et de Peacock et al., (2001). 31
- Fig.1. 8** : (Page suivante) Circulations fluides pouvant être associées au processus de *dehydration embrittlement* dans la plaque plongeante (D'après Peacock et al., 2001; Hacker et al., 2003b). Les zones A à C concernent le plan de Wadati-Benioff supérieure et la D, le plan inférieur. A: Déshydratation de la croûte supérieure lors de l'éclogitisation et migration des fluides vers le manteau de la plaque chevauchante. B : Rupture sismique dans le manteau de la plaque chevauchante au niveau des isothermes de déshydratation de l'antigorite. C : Déshydratation et extension de la sismicité à la partie supérieure du manteau. D : Déshydratation du manteau au niveau de l'isotherme de substitution de l'antigorite par l'olivine, dans le plan de Wadati-Benioff inférieur. 32
- Fig.1. 9** : A : Diagrammes de stabilité de l'antigorite représentant les réactions de déshydratation en fonction de la pression et de la température (D'après Peacock et al., 2001). Les points invariant $I_1 = \text{Ant} + \text{For} + \text{En} + \text{Tlc} + \text{H}_2\text{O}$; $I_2 = \text{Ant} + \text{For} + \text{Tlc} + \text{Phase-}\alpha + \text{H}_2\text{O}$. Adaptation des travaux de (1) Ulmer et Trommsdorff (1995), (2) Wunder et Schreyer (1997); (3) Bose et Navrotsky (1998). B : Comparaison entre les conditions P-T du plan de Wadati-Benioff inférieur d'après Peacock et al., (2001) et le diagramme de phase de l'antigorite. 35
- Fig.1. 10** : Localisation des hypocentres sur une coupe le long d'une zone de subduction. La bande violette correspond à la plage de température de déshydratation de l'antigorite et la verte à celle de la chlorite (D'après Brudzinski et al., 2007). 36
- Fig.1. 11** : A : Chemin pression-température pour des *slabs* chaud (Cascadia, traits et tirés rouges) et pour des *slabs* froids (Japon NE, traits et tiré bleu. Les points bleus correspondent aux localisations

des hypocentres des séismes du Japon NE, la ligne noire délimite les conditions de stabilité maximum de la lawsonite (Okazaki et Hirth, 2016). B : Volume de la lawsonite par rapport à la température au cours de la déshydratation (Trots et al., 2012). 36

Fig.1. 12 : Zone de stabilité et de métastabilité de l'olivine et de l'enstatite pour un slab froid (D'après Green et Houston, 1995). Les lignes continues et noires matérialisent les limites entre les polymorphes de l'olivine (α , β et γ). La partie hachurée correspond à la zone de métastabilité de l'enstatite dans la réaction enstatite \rightarrow ilménite (Green et Zhou, 1996). 39

Fig.1. 13 : Comparaison entre les fentes de tension (mode 1 cracks) et les *anticracks* (D'après Frohlich, 2006 ; Houston, 2015). A : Fente de tension, une zone de faiblesse planaire est ouverte par la contrainte de traction σ_3 . L'ouverture se fait du centre vers les extrémités et s'étend parallèlement à σ_1 . B : Anticrack. La zone en trait continu perpendiculaire correspond aux agrégats de minéraux denses (olivine- β , etc) et se développe perpendiculairement à σ_1 40

Chapitre 2

Fig.2. 1 : A : Habitus classique d'une pseudotachylite dans des tonalites avec une veine de génération (1) remplissant le plan de cisaillement et une veine d'injection (2) (Adamello, Italie, source : Di Toro et Pennacchioni, 2004) ; B : Injection bréchique dans un encaissant gabbroïque (Balmuccia, zone d'Ivrée, Italie) ; (3) : Clastes arrondis thermiquement. 46

Fig.2. 2 : Différentes structures des failles porteuses de pseudotachylites. A : Organisations possibles des zones de failles à pseudotachylites (Swanson, 1988) ; B : Structure en *sidewall-ripout* dans la péridotite de Balmuccia (Italie) ; C : Structure en duplex dans la péridotite de Balmuccia (Zone d'Ivrée, Italie). 47

Fig.2. 3 : Microlites aciculaires traduisant, par leurs textures de croissance rapide une baisse rapide de la température du liquide silicaté formé par la fusion par friction rapide (unité à péridotite, massif du Cima di Gratera, Cap corse). A : Microlite d'olivine à texture en latte poussant de façon préférentielle sur les épontes. Dans les bordures figées, la taille des microlites augmente vers le centre de la veine. B : Microlites aciculaires poussant selon une texture en peigne sur des clastes arrondis issus d'une ancienne pseudotachylite. Les microlites d'olivines et de pyroxènes présents dans les pseudotachylites principales sont dendritiques ou aciculaires. C : Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une pseudotachylite affectée par de nombreuses vésicules (Maddock et al., 1987) D : Marqueurs de fluidalité témoignant du degré de viscosité du fluide issu de la fusion frictionnelle. 49

Fig.2. 4 : Schéma synthétique du modèle de Scholz (1988) pour les zones de cisaillement et leur relation avec la sismicité. 51

Fig.2. 5 : Comportement rhéologique dans les lithosphères océanique (A) et continentale (B). 52

Fig.2. 6 : Profondeurs de formation estimées des pseudotachylites tectoniques (Sibson et Toy, 2006). La plupart des pseudotachylites se forment entre 1 et 15 km de profondeur. 53

Fig.2. 7 : Proportion des pseudotachylites tectoniques par rapport aux types de failles (Sibson & Toy, 2006). Les failles décrochantes et inverses sont les plus propices à la formation des pseudotachylites. 54

Fig.2. 8 : Variation de la température en fonction du temps lors de la formation d'une veine de génération de pseudotachylite (d'après Swanson, 1992). 1 : Augmentation de la chaleur par friction rapide ; 2 : *Flash melting*, augmentation brutale de la température ; 3 : Assimilation ; 4 : Injection du fluide dans les fracture formant les veines d'injection ; 5 : Refroidissement et solidification de la pseudotachylite ; 6 : Altération. 55

Fig.2. 9: Relation entre fusion, comminution et taux de contrainte. Le taux de contrainte conditionne le type de roche de faille, d'une ultracataclasite pour un faible taux de contrainte (10^{-2} s^{-1}) à une pseudotachylite pour un taux plus élevé ($>10^6 \text{ s}^{-1}$). 56

Chapitre 3

Fig.3. 1 : Localisation de la Corse dans l'espace méditerranéen.	61
Fig.3. 2 : Carte géologique simplifiée de la Corse (d'après Caron et al., 1981; Fournier et al., 1991; Lahondère, 1996; Jolivet et al., 1998; Vitale-Brovarone et al., 2013 et Cocherie et al., 1994). Les unités secondaires sont annotées : Te : Unité de Tenda ; Fa : Unité de Farinole ; Ba : Unité de Balagne ; SLu : Unité de Santa-Lucia ; Ce : Unité continentale de Centuri ; I : Unité de l'Inzecca ; Mm : Unité du Monte-Maggiore ; Ca : Unité de Caporalino ; Pi : Unité de Pigno-Olivaccio ; P : Unité ophiolitique de Pineto ; Ma : Unité de Macinaggio ; Rm :Unité du Rio Magno ; Sa : Sampolo.	62
Fig.3. 3 : Carte géologique (a) et tectono-métamorphique (b) redessinée à partir de Vitale-Brovarone et al, (2013) et de Jolivet et al., (1998) compilée à partir des données publiées dans Lahondère (1996), Molli et al, (2006), Vitale-Brovarone et al., (2011a, b), Jackson & Ohnenstetter (1981), Levi et al., (2007), Caron et al., (1981). Les tracés nommés de A à K sur la carte géologique correspondent aux coupes de la figure 3. 4.....	67
Fig.3. 4 : Série de coupes géologiques E – W réalisées du nord au sud a travers du Cap Corse (Vitale-Brovarone et al., 2013). Les chiffres et les vignettes de couleur correspondent aux données de températures disponibles dans la littérature.	68
Fig.3. 5 : Modèle de formation de la Corse et des Apennins du nord alpine d'après Malavieille et Molli (2014).	72
Fig.3. 6 : Log de lithosphère océanique et profils de vitesse sismiques associés à des à expansion rapide (A) et lente (B) (Modifié d'après Debret, 2013 et Mével, 2003). La croûte à expansion rapide (A) présente deux ruptures de pente dans le profil sismique correspondant au passage des gabbros (Layer 3) au complexe filonien (Layer 2) et entre les gabbros (partie inférieure de la croute) et les péridotites (partie supérieure du manteau lithosphérique). Le Moho est ici localisé à l'interface entre péridotite et gabbros. Le profil sismique de la croute à expansion lente ou ultra-lente est caractérisé par une seule rupture de pente correspondant au front de serpentisation. Cette rupture de pente est interprétée comme correspondant au Moho.	74
Fig.3. 7 : Bloc diagramme représentant la partie supérieure d'une lithosphère océanique lente (Lagabrielle et Cannat, 1990).	74
Fig.3. 8 : Reconstitution paléogéographique et géodynamique de l'espace méditerranéen entre le Crétacé inférieur (Aptien, 120 Ma) et le Miocène inférieur (Burdigalien, 19 Ma) d'après Turco et al., 2012. La lithosphère continentale est représentée en gris, les prismes d'accrétion en gris foncé, les zones subissant un amincissement en bleu clair et la lithosphère océanique en bleu foncée. Les failles décrochantes sont représentées en jaune, les chevauchements en rouge et les actuelles lignes de côte en vert. Les zones d'accrétion océanique actives sont représentées en bleu foncée, celles éteintes et les failles transformantes associées en blanc. (A) : Aptien Fin de l'expansion océanique de la Téthys alpine et convergence des plaques africaine et eurasiatique. Océanisation de l'océan valaisan. S : zone de Sesia, Bç : Briançonnais. (B) : Turonien : Fin de l'expansion de l'océan valaisan et de la subduction de la Téthys ligure sous la plaque ibérique. (C) : Campanien : Subduction de la transition océan-continent de l'océan liguro-piémontais (Sesia) sous la plaque adriatique. Obduction d'une partie de l'océan liguro-piémontais sur la Corse hercynienne. (D) : Éocène moyen : Fermeture de l'océan liguro-piémontais. Collision au niveau de la Corse alpine et mise en place des nappes supérieures. (E) :	

Oligocène inférieur : Collision entre les plaques eurasiatique et adriatique. Ouverture du Bassin liguro-Provençal et début de la rotation du bloc corso-sarde. (F) : Miocène inférieure (Burdigalien) : Extension post-orogénique et formation de la mer tyrrhénienne. 77

Chapitre 4

Fig.4. 1 : Localisation du secteur d'étude. La nappe du Cima di Gratera est localisée dans la partie sud du Cap Corse, entre les unités internes continentales du Pigno-Olivaccio au sud et de Farinole au nord. 81

Fig.4. 2 : Carte géologique de la nappe du Cima-di-Gratera et de ses environs (carte modifiée à partir de Faure et Malavieille, 1981). La section A – A' correspond à la coupe géologique..... 83

Fig.4. 3 : Panorama du flanc sud du Cima di Gratera et géologie associée. Les terrains non représentés au premier et à l'arrière-plan correspondent respectivement à l'Unité de Pigno et aux sédiments Miocène du Bassin de Saint-Florent. (Cliché pris au niveau du Serra di Pigno). Les métagabbros correspondent à l'unité mafique et les serpentinites et péridotites à l'unité ultramafique. Elles sont séparées par le contact tectonique ϕ_2 84

Fig.4. 4 : (Page précédente) : Photographies d'affleurements de la nappe du Cima di Gratera. A : lentille de péridotite incluse dans la serpentinite de l'unité ultramafique. La périphérie de la lentille montre une progression de la serpentinitisation vers le centre. B : zone mylonitique secondaire dans la serpentinite, l'épaisseur est de 2m. C : péridotite faiblement serpentinisée affectée par de nombreuses veines de pseudotachylites. Les veines les plus fines s'organisent en réseaux anastomosés quand les plus épaisses sont isolées. D : dyke de gabbro tectonisé traversant la péridotite de l'unité ultramafique. E : serpentinitisation statique tardive, postérieure aux épisodes de déformation fragiles. F : Mylonite secondaire présente dans le gabbro équant de l'unité mafique. La zone mylonitique incorpore des pseudotachylites anté-mylonite (zones grises) antérieures. G : réseau de pseudotachylites affectant le gabbro équant. H : Dyke de dolérite traversant le gabbro et recoupé par des veines de pseudotachylites. Les flèches indiquent les pseudotachylites. Dol : Dolérite, E.Gab : Gabbro équant. 87

Fig.4. 5 : (page précédente) Photographies en microscopie optique de lames réalisées dans des échantillons de l'unité ultramafique. A : assemblage minéralogique type des péridotites non serpentinisées à faiblement serpentinisées (< 5%). La texture magmatique des péridotites est préservée. De rares veines de serpentine traversent les olivines. B : olivine partiellement serpentinisée. Une première phase de serpentinitisation représentée par les veines oblique et les fines fractures serpentinisées affectant les olivines, la seconde correspond à la veine méridienne affectant l'olivine de façon pénétrative. C : exsolution d'enstatite dans un diopside au niveau des plans de clivage. D : déstabilisation des olivines par les premières phases de serpentinitisation et substitution de clinopyroxènes par des assemblages à trémolite, actinote, clinochlore et serpentine. E : veine de talc précoce affectant l'orthopyroxène. F : Serpentinitisation envahissante de l'olivine. Développement de la texture en maille. G : Auréole réactionnelle de chlorite autour de chromite dans une péridotite serpentinisée à 50 %. H : magnétite formés pendant la serpentinitisation..... 89

Fig.4. 6 : Photographies en microscopie optique de lames réalisées dans le métagabbro équant et illustrant la composition et les substitutions minéralogiques. A : zone peu affectée par le métamorphisme ou est préservée la minéralogie primaire du métagabbro. De rares olivines sont préservées. B : début de sericitisation du plagioclase. C : substitution partielle du clinopyroxène par de la hornblende magnésienne. Les spinelles (opaques) présentent des auréoles réactionnelles de chlorite. D : assemblage minéralogique type du métagabbro en lumière polarisée et analysée. Le plagioclase présente une macule polysynthétique caractéristique et le clinopyroxène est partiellement altéré. E :

substitution de clinopyroxènes et d'amphiboles vertes (actinote et trémolite) par du glaucophane traduisant un métamorphisme HP-BT de type schiste bleu. F : substitution du clinopyroxène par de la hornblende magnésienne..... 92

Fig.4. 7 : Photographie du métagabbro folié. A : Des reliquats pégmatoïdes de taille modeste, peu ou pas foliés sont parfois préservés dans la semelle mylonitique. L'intensité de la foliation est directement corrélée à la taille des grains du gabbro primaire. B : Zone mylonitique secondaire épaisse d'une dizaine de centimètre. Notez les minéraux de taille centimétrique dans la partie supérieure de la photographie..... 93

Fig.4. 8 : Photographie et scans de lames minces illustrant la déformation ductile et la cinématique associée dans la semelle mylonitique. A : Porphyroclastes d'augite peu fracturés et flanqués de queues de déformation de faible extension indiquant une cinématique vers l'est. Elles sont composées de trémolite et de clinochlore (localité D de la Fig. 4.9). B : Scan d'une lame mince réalisée dans une zone mylonitique secondaire de faible épaisseur (localité C). La zone mylonitique présente un phénomène de réduction de grain important et est associé à des veines de pseudotachylites ante- ou syn-mylonitisation et post-mylonitisation. C : porphyroclastes sigmoïdes (localité E). D : Queues de déformation autour d'un porphyroclaste de clinopyroxène (localité D). E : Bandes de cisaillement indiquant une cinématique vers l'ouest recoupant des hornblendes magnésiennes (localité A). F : Bandes de cisaillement recoupant des glaucophanes et associées à une cinématique vers l'est (localité A)..... 95

Fig.4. 9 : Localisation des occurrences de pseudotachylites. Les affleurements encaissés dans la péridotite sont indiqués par des chiffres, ceux encaissés dans le métagabbro le sont par des lettres.... 97

Fig.4. 10 : Affleurements de péridotite traversés par des pseudotachylites. A : Réseau de veines de pseudotachylites enchevêtrées de faible épaisseur. Les veines sont faiblement pentées (localité 2). B : Gros plan sur un réseau de veines de génération enchevêtré (localité 1). La majorité des veines d'injection sont fines. C : Veine épaisse flanquée de zones cataclastiques traversées par des veines plus fines (localité 5). La zone déformée comprenant cataclastites et pseudotachylite est épaisse d'une trentaine de centimètres. D : Veine isolée d'épaisseur variable (localité 9)..... 99

Fig.4. 11 : (Page suivante) Microphotographies et scan de lames minces de veines de pseudotachylites ultramafiques non altérées. A : Épontes différentes de part et d'autre de la veine. L'éponte cataclastique (à gauche) montre une progressivité dans la comminution et forme une jonction floue avec le produit fondu. L'éponte située à droite est franche (Localité 3). B : Scan de lame mince d'une double veine de génération associées chacune à une veine d'injection. La veine de génération la plus tardive se développe entre la veine de génération la plus épaisse et en remanie une partie. Le carré noir correspond à la photo C. (Localité 2) C : Veine de génération et d'injection remaniant des éléments de la veine la plus ancienne. Les clastes arrondis correspondent à de l'olivine de l'encaissant et à des fragments de l'ancienne pseudotachylite. D : Veine de génération remaniée par une seconde veine plus récente. Des clastes arrondis de la première veine sont préservés dans la seconde (Localité 2). Veine de génération montrant la variabilité dans la taille des microlites. La partie centrale est moins riche en microlite que les épontes (Localité 2). Gros plan sur l'éponte d'une veine de génération montrant les agrégats de microlite formant la marge figée. Un clast de chromite a servi de base nucléante à quatre microlites d'olivine (localité 8). G : Front de nucléation de microlites figé dans une veine d'injection. La partie sombre est composée de verre et de microlite très fins (Localité 11). Microlites aciculaires poussant sur un clast arrondis d'ancienne pseudotachylite selon une texture en peigne (Localité 6). 100

Fig.4. 12 : (Page suivante) Cliché pris au microscope électronique à balayage de lames mince de pseudotachylites ultramafiques. A : Éponte d'une veine de génération. La marge figée est riche en microlites agglutinés et de petite taille. La taille des microlites (en latte) augmente vers le centre de la veine (localité 1). B : Bordure figée regroupant les microlites aciculaires. La veine est dominée par la matrice, le centre de la veine et plus pauvre en microlites (localité 2). C : Progression du degré de

déformation des épontes cataclastiques. La veine de pseudotachylite est bordée sur un côté par de l'ultracataclasite, puis de la cataclasite (localité 2). D : Gros plan sur la matrice, dans les zones non dominées par les microlites. Les cavités peuvent correspondre à des zones dévitrifiées. E : Éponte d'une veine de pseudotachylite épaisse partiellement serpentinisée. Les microlites à textures spinifex et dendritiques poussent sur les épontes et les clastes arrondis avec une texture en peigne (Localité 4). Les Tirés blanc souligne l'éponte franche F : Gros plan sur les microlites à texture spinifex et dendritiques dans les veines épaisses. 102

Fig.4. 13 : Photographie macroscopique d'affleurements et d'échantillons traversés par des pseudotachylites. A : Veines de pseudotachylites mylonitisées (localité D). Les veinules grises correspondent aux pseudotachylites. B : Veine d'injection affectant le métagabbro équant (localité D). C : Veine de génération traversant le métagabbro au niveau d'une zone de variation de la taille des grains (localité A). D : Veines de génération (Gv) et d'injection (Iv) affectant le métagabbro folié (localité C). E : Section polie d'un échantillon comportant une veine de pseudotachylite de génération et plusieurs injections. La taille des clastes est hétérogène. 106

Fig.4. 14 : (Page suivante). Photographies en microscopie optique des veines de pseudotachylite traversant l'unité mafique. A : Veine mylonitisée présentant une texture de type *pinch and swell* (localité D). B : Veine mylonitisée. Les clastes sont aplatis et entourés de queues de recristallisation (localité E). C : Veine d'injection recoupant la foliation (localité E). D : Veine d'injection dans le métagabbro équant. E : Veine de génération et d'injection dans le métagabbro équant (localité B). F : Relation de recoupement entre veines de pseudotachylite. La pst 1 est recoupée par la pst 2. La pst 1 présente une texture de dévitrification (Localité A). G : Claste d'ancienne pseudotachylite et son éponte remaniée dans une pseudotachylite plus récente (localité D). H: veine tardive recoupant une veine précoce de grande épaisseur (localité D) 108

Fig.4. 15 : Photographie MEB des pseudotachylites traversant le métagabbro. A : Gros plan sur un claste arrondis mylonitisée. Les ombres de pression ont permis la recristallisation d'omphacite (localité E). B: Pseudotachylite mylonitisée (localité D). C: Recoupement d'une veine de pseudotachylite à microlites d'omphacite recoupée par une veine de pseudotachylite à microlites d'amphibole. D: Gros plan sur le contact entre les deux générations de pseudotachylites. E: Gros plan sur les microlites dans une veine de pseudotachylite à omphacite. F : Texture squelettique des microlites d'omphacite. 111

Fig.4. 16 : Photographie MEB des pseudotachylites à microlites d'amphiboles traversant le métagabbro. A : Matrice microlitique des pseudotachylites à microlites d'amphiboles. B : Gros plan sur les microlites aciculaires de trémolite, de hornblende et d'anorthite. 112

Fig.4. 17 : Tableau récapitulatif des différentes catégories de pseudotachylites observées dans la nappe du Cima di Gratera. Les veines de pseudotachylites ultramafiques sont classifiées selon leurs caractéristiques structurales. Les veines mafiques le sont par la composition de leurs microlites et par leur déformation. 117

Chapitre 5

Fig.5. 1 : Structural map of the study area (modified after Faure and Malavieille, 1981, Lahondère, 1996 and Meresse et al., 2012) and lower-hemisphere equal-area projections of poles to pseudotachylite fault veins in the peridotite unit. Arrows indicate the sense of shear associated with pseudotachylite fault veins. The locations of cross-sections A-A' and B-B' (see Fig. 2) are shown. CdG: Cima di Gratera; PdM: Punta di Muzzelli. 128

Fig.5. 2 : Geological cross-sections of the study area (location in Fig. 1).	129
Fig.5. 3 : (Next page) Examples of outcrop-scale top-to-the-west or top-to-the-northwest displacement sense criteria from the flat-lying fault zones in the peridotite unit. A, B and C: West-dipping or northwest-dipping Riedel-like pseudotachylite-coated normal faults (labeled by R) offsetting earlier fault veins. A and B from locality 6, C from locality 5. D: Southeast-dipping pseudotachylite-coated reverse faults offsetting earlier fault veins at locality 3.	132
Fig.5. 4 : Polished surface (A) and corresponding sketches (B and C) of a peridotite hand sample from the upper flat-lying fault zone at locality 2 (Fig. 1) showing two stages of pseudotachylite formation. The kinematics associated with the early pseudotachylite veins is undetermined, while that associated with the late pseudotachylite veins is top-to-the-west (N280°E). Rectangle on (A) corresponds to the thin section scanned image of Fig. 10C.	135
Fig.5. 5 : Detailed field view (A) and corresponding sketch (B) of a steeply-dipping reverse fault zone (locality 2) showing anastomosed fault veins crossing cataclastic peridotite.	136
Fig.5. 6 : Polished surface (A) and corresponding sketch (B) of a peridotite hand sample from the steeply-dipping fault zone of locality 2 showing three stages of pseudotachylite formation. Senses of shear of the intermediate and late seismic ruptures are top-to-the-northwest (N320°E). Rectangle on (A) corresponds to Fig. 5.10D.	138
Fig.5. 7 : Thin section scanned images, SEM images and photomicrographs of microlitic-type and annealed-type pseudotachylite veins in the peridotite. A: Thin section scanned image of a microlitic-type fault vein showing a zonation parallel to the boundaries with the host rock (locality 3). B: Chilled margin (C.m) of a microlitic-type fault vein showing a sharp decrease in microlite size. Microlites consist of olivine and pyroxene (locality 1). C: Pyroxene microlites in an injection vein (locality 4). Olivine microlites are serpentized. D: Annealed-type fault vein from locality 4. Arrows indicate cooling cracks. Square is for E. E: SEM image of D showing olivine with a granoblastic annealed texture.	140
Fig.5. 8 : Examples of pseudotachylite-cataclasite associations in the peridotite-hosted steeply dipping fault zone at locality 2. A: Photomicrograph. (B) Thin section scanned image. Ct: cataclasite; Pct: proto-cataclasite; Pst: pseudotachylite; Uc: ultra-cataclasite.	141
Fig.5. 9 : SEM images of associated cataclasites and pseudotachylites in peridotite from locality 6. A: From top left to bottom right, juxtaposition of proto-cataclasite (Pct), cataclasite (Ct), pseudotachylite (Pst) and moderately fractured peridotite (wall). B: Detail of the Ct-Pst-host rock zoned domain of (A). C: Detail of the Ct domain of (A), showing angular clasts. D: Detailed view of a cataclasite-wall rock contact.	142
Fig.5. 10 : (Next page) Thin section scanned images and photomicrographs of fault veins from the steeply dipping fault zone at locality 2 (A and B) and from the flat-lying fault zone at locality 3 (C, D and E) showing top-to-the-west or top-to-the-northwest displacement senses. A: Parallel polarized thin section scanned image showing an anastomosed network of steeply dipping cataclasite zones with a reverse displacement sense. B: Crossed-polar enlarged image from (A) showing cataclastic zones offsetting olivine crystals in a reverse sense. C: Parallel-polar thin section scanned image of a pseudotachylite vein and associated sheared peridotite suggesting a top-to-the-west sense of displacement. D: Parallel-polar thin section scanned image showing an early steeply dipping pseudotachylite vein left-laterally offset by a late flat-lying pseudotachylite vein. E: Detail of D showing that the flat-lying vein is younger than the vein dipping to the right.	142
Fig.5. 11 : Outcrop aspect of pre- and post-mylonitization pseudotachylite veins in the foliated metagabbro sole at locality 4 and attitudes of nearby post-mylonitization veins. A: Foliated metagabbro showing a post-mylonitization fault vein secant on pre-mylonitization fault veins and on foliation. The foliation is outlined by the dashed red line. Red arrows point at pre-mylonitization fault	

veins. B: Lower-hemisphere equal-area projection of poles to post-mylonitization fault veins (solid circles) and poles to foliation (red triangles)..... 144

Fig.5. 12 : Microscopic aspect of pre- and post-mylonitization pseudotachylite veins in the foliated sole of the metagabbro unit. A: Parallel-polar thin section scanned image of the foliated metagabbro. B: Detail of A showing a mylonitized pseudotachylite vein. The foliation inside the vein is slightly oblique to the foliation outside, likely because of some obliquity of the vein with respect to the deformation axes. C: Parallel-polar thin section scanned image showing a post-mylonitization fault vein, a post-mylonitization injection vein and a foliated pre-mylonitization vein. D: sketch of C. Pre-myl. Pst: pre-mylonitization vein; Post-myl. Pst: post-mylonitization vein. Dashed lines outline the foliation trace..... 146

Fig.5. 13 : Multi-stage scenario of formation of pseudotachylite and mylonite in the Cima di Gratera nappe. A: General sketch showing the east-dipping subduction of the Piemonte-Liguria oceanic basin beneath an arc or a micro-continent in Cretaceous times. Also depicted are the hypocenters (asterisks) of the Wadati-Benioff seismic zone. B: Formation of pre-mylonitization pseudotachylite at shallow depth at or near the mantle-crust boundary. C: Ductile deformation of the base of the oceanic crust and coeval formation of pseudotachylite in the underlying peridotite. D: Formation of post-mylonitization veins in the ductilely deforming metagabbro by seismic ruptures nucleated in the peridotite and having propagated upward across and beyond the foliated metagabbro. 148

Fig.5. 14 : Geometrical and kinematic similarities between the present-day seismic activity of the Wadati-Benioff zone beneath NE Japan (A and B) and the Corsican fossil seismic ruptures (C and D). A: Possible location of the Corsican seismic ruptures (rectangle) in a cold slab thermal model (isotherms after Peacock, 2001 and Hacker et al., 2003). B: Hypocenters and kinematics of the 2002-2003 seismic activity in the uppermost part of the Pacific plate off NE Japan (Hasegawa et al., 2007). The red rectangle delineates the possible equivalent of the seismic fault zones frozen in Corsica. C: Sketch summarizing the geometry and kinematics of the Corsican fossil seismic ruptures in the peridotite unit (approximate width: 10 km). D: Detail of C emphasizing large ruptures propagating upwards across the crust-mantle boundary and beyond the foliated basal metagabbro (approximate width: 1 km). 154

Chapitre 6

Fig.6. 1 : Structural map of the Cima di Gratera unit (after Faure and Malavieille, 1981, Lahondère, 1996; Meresse et al., 2012 and our observations). Localities A to F refer to measurement sites of Fig. 6.5..... 167

Fig.6. 2 : (Previous page) Schematic sections across the three types of damage zones around ϕ_2 along with estimated pseudotachylite vein density. A: A type DZ between mylonitic metagabbro and pseudotachylite-rich peridotite, with intermediate pseudotachylite between. The density of the peridotite-hosted pseudotachylite fault veins increases toward the contact. B: B type DZ between mylonitic metagabbro and pseudotachylite-rich peridotite. C: C type DZ between mylonitic metagabbro and either foliated serpentinite or metasedimentary rock. In this last DZ type, pseudotachylite veins are observed neither in the hanging-wall nor in the footwall of ϕ_2 171

Fig.6. 3 : Field and hand sample aspect of the relationships between ϕ_2 hanging-wall and footwall damage zones. A: A type DZ across ϕ_2 showing, from top to bottom, the mylonitic metagabbro (MG) of the mafic unit, the intermediate pseudotachylite (IP), and the pseudotachylite-rich peridotite (Per). B: closer view (rectangle in A) showing the clast-laden intermediate pseudotachylite (IP) and the underlying peridotite (Per). C: hand sample section showing a metagabbro clast (MG) embedded in a pseudotachylite 'matrix' (pst). The clast itself is crossed by older omphacite-bearing pseudotachylite

veins. D: hand sample section showing a metagabbro clast (MG) crossed by omphacite-bearing pseudotachylite veins (Omp-pst) injected from the surrounding 'matrix'. E: B type DZ showing foliated metagabbro lying over pseudotachylite-rich peridotite. F: C type DZ showing foliated metagabbro (MG) overlying foliated serpentinite (FS). Note the lack of pseudotachylite veins in either side of $\phi 2$ 173

Fig.6. 4 : Photomicrographs showing typical features of the intermediate pseudotachylite of the A type DZ. A: pseudotachylite reworking a metagabbro survivor clast (Mg) attached to pseudotachylite (Pst). B: clasts of pseudotachylite embedded in a pseudotachylite matrix. The clast to the right is itself composed of a young vein (2) crossing an older vein (1). Note the chilled margin of vein 2 and the minor fault offsetting it. C: Late pseudotachylite veins intruded on both sides of an early fault vein. The two generations of veins are supposed to result from gabbro melting. Note the fracture network crossing the early vein. D: Late pseudotachylite vein intruded across an early fault vein. Note the abundant iron hydroxides (dark dots). The two veins are supposed to result from melting of the metagabbro. 175

Fig.6. 5 : Poles to pseudotachylite veins in the equant metagabbro and post-mylonitization pseudotachylite veins in the mylonitic metagabbro. See Fig. 1 for location of measurements..... 176

Fig.6. 6 : Lower-hemisphere equal-area projection of the mineral and stretching lineation in the mafic unit and associated senses of shear. A: basal mylonitic sole. B: secondary mylonitic shear zones. ... 177

Fig.6. 7 : Scanning electron microscope (SEM) images of metagabbro pseudotachylite. A: pre-mylonitization fault vein in mylonitic metagabbro. B: post-mylonitization fault vein in mylonitic metagabbro. C: amphibole-bearing pseudotachylite vein intruded across an omphacite-bearing pseudotachylite vein. D: Close view of the amphibole-bearing pseudotachylite vein showing a clast of anorthite and tremolite and hornblende microlites. E: Close view of omphacite-bearing pseudotachylite vein with microlites of omphacite and plagioclase. F: Skeletal texture of omphacite microlites in an omphacite-bearing pseudotachylite vein. Abbreviations: Amp: amphibole, An: anorthite, Clc: clinocllore, Czo: clinozoisite, Di: diopside, Hbl: hornblende, Pla: plagioclase, pst: pseudotachylite, Omp: omphacite, Sp: serpentine, Sz pla: sericitized plagioclase, Tre: tremolite. 178

Fig.6. 8 : Photomicrographs (A, B, C, E and F) and SEM images (D) of top-to-the-west greenschist to blueschist facies ductile shear sense criteria in metagabbro or in metagabbro-hosted pseudotachylite. Localities refer to Fig. 1. A: diopside porphyroclast crossed by a normal microfault and flanked by asymmetric tails of fibrous tremolite + clinocllore (metagabbro, locality E). B: plagioclase porphyroclast flanked by asymmetric tails of glaucophane (metagabbro, locality B). C: shear bands offsetting the foliation of the mylonitic metagabbro (locality D). D: elongated albite 'survivor' clast flanked by asymmetric tails of omphacite (pre-mylonitization pseudotachylite vein, locality E). E: shear bands marked by glaucophane and deflecting the foliation of a mylonitic metagabbro (locality B). F: sigmoidally deformed sericitized plagioclase porphyroclast. Note that this porphyroclast is crossed by a (post-mylonitization) pseudotachylite injection vein (mylonitic metagabbro, locality D). Same Abbreviations as for Fig. 6.7. Ab: albite, Gln: glaucophane. 180

Fig.6. 9 : Photomicrographs of top-to-the-east greenschist facies ductile shear sense criteria in mylonitic metagabbro. Localities refer to Fig. 1. A: sigmoidal diopside porphyroclast flanked with tremolite overgrowths (locality E). B: shear bands outlined by tremolite + clinocllore + clinozoisite and offsetting glaucophane-marked foliation (locality B). C: opaque minerals flanked by asymmetric tremolite + clinocllore overgrowths (locality A). D: diopside porphyroclast flanked by tremolite + clinocllore + clinozoisite overgrowths (locality D). E: clinopyroxene with recrystallized tails and tremolite + clinocllore + clinozoisite overgrowths (locality D). F: diopside porphyroclast crossed by reverse microfaults and flanked by tremolite + clinocllore + clinozoisite overgrowths (locality D). Same abbreviations as for Fig. 6.7. Czo: clinozoisite, Serp: serpentine..... 181

- Fig.6. 10 :** Metagabbro polished hand sample showing top-to-the-east offset of the foliation of a secondary shear zone by amphibole-bearing pseudotachylite fault veins (locality C, Fig. 6.1). The offset of fault veins by Riedel-like microfaults is also consistent with the top-to-the east sense of displacement..... 182
- Fig.6. 11 :** Synthesis of the succession of deformation events (D1 to D5) recorded in the damage zones (DZs) flanking $\phi 2$. The depicted breccia stands for the intermediate pseudotachylite characterizing A type DZ. Deformation events D2 and D5, which consist of pseudotachylite formation (seismic faulting), are labelled in red. 183
- Fig.6. 12 :** Schematic block diagram (scale is approximate) showing the supposed geodynamical framework of the D1 to D3 deformation events along or near $\phi 2$ (boxed volume). Above $\phi 2$, the metagabbro is deformed either in a brittle mode (pseudotachylite) or in a ductile mode (mylonite). Below $\phi 2$, fresh peridotite is deformed in a brittle mode while serpentinite is deformed in a 'ductile' (distributed) mode. 185
- Fig.6. 13 :** Block diagram showing the Cima di Gratera ultramafic unit after removal of the mafic unit. The uppermost surface of the unit consists either of foliated serpentinite or massive peridotite. The coefficient of friction of the gabbro-serpentinite contact is weak, allowing distributed slip without significant melting. The coefficient of friction of the gabbro-peridotite contact is higher, leading to seismic ruptures with significant related frictional melting. 187

Chapitre 7

- Fig.7. 1 :** Carte géologique simplifiée de l'unité péridotitique du Monte-Maggiore (D'après Debret, 2013, Ohnenstetter et al., 1981 et nos observations). Les occurrences de pseudotachylites sont représentées par les étoiles jaunes. 195
- Fig.7. 2 :** Les pseudotachylites du Monte-Maggiore à l'échelle de l'affleurement. Tous les affleurements sont localisés autour de la localité n°1. A : Réseau de pseudotachylites à fort pendage épais d'une vingtaine de centimètre. B : Regroupement de plusieurs veines de génération à fort pendage dans une péridotite cataclastique. C : Réseau de pseudotachylites à faible pendage dont les veines d'injection forment des relais entre les veines. D : Veine de génération isolée. 198
- Fig.7. 3 :** Pôles des veines de génération du Monte-Maggiore. Les pôles reportés en (A) correspondent aux veines mesurées à la localité 1 et en (B) à la localité 2. 199
- Fig.7. 4 :** Organisation structurale de la déformation à l'échelle de l'unité du Monte Maggiore. A : Coupe simplifiée N-S de l'unité du Monte-Maggiore. B : Organisation structurale des réseaux de pseudotachylites (localités 1 et 2)..... 200
- Fig.7. 5 :** Photographie en microscopie optique des pseudotachylites de l'unité du Monte-Maggiore (localités 1 et 3). A : Texture polygonale dans la matrice des veines de pseudotachylites (injection et génération). B : Importance de la cataclase autour de certaines veines de génération. Les deux épontes sont fortement cataclastiques. C : Relation de recoupement entre différentes générations de pseudotachylite. Une seule éponte de la veine la plus tardive est cataclastique. D : Clast arrondi provenant d'une ancienne pseudotachylite indiquant un caractère polyphasé de la formation des ruptures sismiques. E : Relation de recoupement entre différentes générations de pseudotachylite. F : Veine d'injection établie dans l'éponte non cataclastique d'une veine de génération tardive. L'autre éponte est fortement cataclastique..... 202
- Fig.7. 6 :** Images au microscope électronique à balayage des veines de pseudotachylite. A : Veine de génération recoupée par une veine de serpentine tardive. L'encaissant serpentinisée présente des épontes d'olivine. B : Serpentinisation partielle des veines de pseudotachylite. C : microlites

sphérolitiques préservés dans la partie centrale de la veine. La densité des microlites augmente vers les bordures figées, leur taille décroît. D : Veine d'injection. La bordure droite de la veine de génération dont la couleur est claire correspond à de l'olivine enrichie en FeO. 203

Fig.7. 7 : Épontes franches et serpentinisation dans les veines de pseudotachylites de l'unité du Monte Maggiore. A : Éponte d'olivines enrichies en fer. Les aiguilles de serpentine poussent dessus. B : Veine de serpentines fibreuses recoupant l'encaissant serpentinisé et la veine de pseudotachylite.... 206

Fig.7. 8 : Spectres Raman de l'encaissant, des veines tardives de serpentine et des veines de pseudotachylytes serpentinisées. A : Spectre Raman des veines de serpentines tardives recoupant les pseudotachylytes. B : Spectre Raman dans la maille, à proximité des veines de pseudotachylytes (localité 1). C et D : Spectres Raman des veines de pseudotachylytes, le spectre C correspond à la matrice, le D à un claste. 208

Fig.7. 9. Chronologie des événements affectant la péridotite de l'unité du Monte-Maggiore au niveau des localités 1 et 2. A : Lherzolite anté-modification. B : Première phase de serpentinisation à lizardite et chrysotile se développant de façon pénétrative et sous forme de veines. C : Phase de ruptures sismiques enregistrée par les pseudotachylytes. D : Seconde phase de serpentinisation à antigorite substituant partiellement la première phase de serpentinisation et une partie des olivines préservées. 210

Fig.7. 10 : Comparaison de l'organisation structurale des réseaux de pseudotachylites du Monte-Maggiore (A) et de la nappe du Cima di Gratera (B)..... 212

Fig.7. 11 : Diagramme de stabilité de l'antigorite (Ulmer et Trommsdorf, 1995). La zone encadrée de rouge correspondrait au condition de pression et température nécessaire pour déclencher le processus de *dehydration embrittlement* dans l'unité du Monte-Maggiore..... 213

Fig.7. 12 : Processus de déserpentinisation par métamorphisme de contact lors de la formation des pseudotachylytes du Monte-Maggiore. La rupture sismique s'effectue dans la péridotite fraîche ou peu serpentinisée et se propage dans une zone plus fortement serpentinisée, ce qui induit une déserpentinisation des épontes sont l'influence du liquide issu de la fusion frictionnelle. 214

Fig.7. 13 : Localisation possible des systèmes de failles du Cima di Gratera (cadre vert) et du Monte-Maggiore (cadre bleu). 214

Conclusion

Fig. A. Mise en contexte des réseaux de pseudotachylytes de l'unité du Monte-Maggiore et de la nappe du Cima di Gratera.

Tableau

Tableau 1. Tableau compilant les résultats des études relatives au métamorphisme dans les formations de la Corse Alpine.

Tableau 2 : Composition chimique des minéraux primaires composant les péridotites fraîches ou peu serpentinisées.

Tableau. 3 : Composition des principaux minéraux constitutifs du métagabbro folié.

Tableau 4 : Composition chimique des éléments constitutifs des pseudotachylites mafique à omphacite.

Tableau. 5 : Composition chimique des éléments constitutifs des pseudotachylites à amphiboles.

Tableau. 6: Average composition of microlites and clasts in pseudotachylite veins from the equant metagabbro, mafic unit.

Tableau 7: Composition chimique des éléments constitutifs des pseudotachylites de l'unité du Monte-Maggiore.

Tableau 8 : Composition chimique des olivines des épontes par rapport aux olivines primaires.

Annexes

Échantillonnage

Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnés GPS
Anté thèse	Cor-A-001	P Farinole	Volante		PST englobantes	NON		Gabbro	surface complète	10		42°43'7.34"N ; 9°19'45.04"E
Anté thèse	Cor-A-002	P Farinole	Volante		PST en reseau ± anastomosées	NON		Gabbro		5		
Anté thèse	Cor-A-003	P Farinole	Volante		PST injections multiples	NON		Gabbro		5		
Anté thèse	Cor-A-004	P Farinole	Volante		PST linéaires + veine blanche tardive	NON		Gabbro		4		
Anté thèse	Cor-A-005	P Farinole	Volante		Veine verte (Chlorite)	NON		Gabbro	Veine verte	1		
Anté thèse	Cor-A-006	P Farinole	Volante		PST linéaires	NON		Gabbro		4		
Anté thèse	Cor-A-007	P Farinole	Volante		Plaquage PST	NON		Gabbro				
Anté thèse	Cor-A-008	P Farinole	Volante		Cataclasite ± veines indeterminées	NON		Brèche				
Anté thèse	Cor-A-009	P Farinole	Volante		Basalte ± cataclaté	NON		Basalte?				
Anté thèse	Cor-A-010	P Farinole	Volante			NON		ind	surface complète	8		
Anté thèse	Cor-A-011	P Farinole	Volante		Veines verdatre	NON		Schiste				
Anté thèse	Cor-A-012	P Farinole	Volante			NON		Shiste				
Anté thèse	Cor-A-013	P Farinole	Volante		Breche à PST + Shear zone	NON		Gabbro	Coupe longitudinale	12		
Anté thèse	Cor-A-014	P Farinole	Volante		Injection vein + Shear zone?	NON		Gabbro	Surface injection + surface shear zone	23		
nov-13	Cor-B-001	P Farinole			PST serpentinisée	OUI		Peridotite		2		
nov-13	Cor-B-002							Serpentinite				
nov-13	Cor-B-003				Pst sub parallèles	OUI				2		
nov-13	Cor-B-004				Veine verte indéterminée					1		
nov-13	Cor-B-005											
nov-13	Cor-B-006											
nov-13	Cor-B-007				PST + Mylonite (?)			Gabbro		10		
nov-13	Cor-B-008				PST serpentinisée			Peridotite		5		

Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnés GPS
avr-14	Cor-C-05a	CDG										
avr-14	Cor-C-05b	CDG										
avr-14	Cor-C-06	CDG			Bloc de gabbro traversé par des pseudotachylytes	NON		Gabbro				
avr-14	Cor-C-07	CDG			Pour identification							
avr-14	Cor-C-08	CDG										
avr-14	Cor-C-09a	CDG	N 138, 68°W	N 46, 42°E	Péridotite grossière, variation lithologique brutale	OUI	(4) Aff 1	Péridotite				42°42'48.86"N; 9°22'36.70"E
avr-14	Cor-C-09b	CDG		N 46, 42°E	Péridotite ± serpentinisée à pst	OUI	(4) Aff 1	Péridotite				
avr-14	Cor-C-10							Péridotite				
avr-14	Cor-C-11							Péridotite				
avr-14	Cor-C-12	CDG	N 70, 88°E	N 164, 88°E	Pst et veines associées	OUI	(4) Aff 2	Péridotite				
avr-14	Cor-C-13a	CDG	N 175, 85°E		Veine sub-verticale, affleurement centraux. Association cataclasite - Pst. Pt 1	OUI	(4) Aff 2	Péridotite				
avr-14	Cor-C-13b	CDG	N 175, 85°E		Veine sub-verticale, affleurement centraux. Association cataclasite - Pst. Pt 2	OUI	(4) Aff 2	Péridotite				42°42'52.34"N; 9°22'38.28"E
avr-14	Cor-C-14	CDG	N 175, 85°E		Veine sub-verticale, affleurement centraux. Veine épaisse décalée vers le NE	OUI	(4) Aff 2	Péridotite				
avr-14	Cor-C-15	CDG	N 02, 40°E		Pst au niveau de la faille principale, texture granoblastique	OUI	(4) Aff 2	Péridotite	Coupe verticale	1		
juin-14	Cor-D-01	CDG						Péridotite				
juin-14	Cor-D-02a	CDG	N 68, 32°SE		Pst noire polyphasée sub-horizontale	OUI	(2) Aff1	Péridotite		1		
juin-14	Cor-D-02a	CDG	N 68, 32°SE		Pst noire polyphasée sub-horizontale	OUI	(2) Aff1	Péridotite		1		
juin-14	Cor-D-03	CDG	N 58, 78°SE		Dyke de metagabbro tectonisé	OUI	(2) Aff2	Péridotite		4		
juin-14	Cor-D-04a	CDG	N 156, 20°E		Zone de pst enchevêtrées sub-horizontale	OUI	(2) Aff3	Péridotite	2 lames horizontales à 90°	2		42°42'26.60"N; 9°22'28.69"E
juin-14	Cor-D-04a	CDG	N 130, 18°E		Zone de pst enchevêtrées sub-horizontale	OUI	(2) Aff3	Péridotite				
juin-14	Cor-D-05	CDG	F= N 100, 42°SW		Paragneiss très déformés pour métamorphisme	OUI	Bracolaccia	Paragneiss				

Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnés GPS
Octobre 2014	Cor-E-01	CDG	N 50, 70°E	N 120, 70°W	Pst fortement pentée en couloir							
Octobre 2014	Cor-E-02a	CDG	N 22, 60°E	N 140, 80°W	Couloir à pst penté 55°E coté W, Pst dominantes	OUI	(1) Aff 1	Péridotite	surface complète	8	Microsonde	42°42'28.26"N; 9°22'17.24"E
Octobre 2014	Cor-E-02b	CDG	N 22, 60°E	N 140, 80°W	Couloir à pst penté 55°E centre W, Cata + pst	OUI	(1) Aff 1	Péridotite		5		
Octobre 2014	Cor-E-02c	CDG	N 22, 60°E	N 140, 80°W	Couloir à pst penté 55°E centre E, Cata dominante	OUI	(1) Aff 1	Péridotite		3		
Octobre 2014	Cor-E-02d	CDG	N 22, 60°E	N 140, 80°W	Encaissant cataclastique	OUI	(1) Aff 1	Péridotite	1 lame	1		
Octobre 2014	Cor-E-03	CDG	N120, 18°NE		Pst flat lying	OUI	(1) Aff 2	Péridotite		0		42°42'31.67"N; 9°22'18.77"E
Octobre 2014	Cor-E-04	CDG										
Octobre 2014	Cor-E-05	CDG										
Octobre 2014	Cor-E-06	CDG	N 56, 42°W	N 124, 60°SW	Pst Omp épaisse	OUI	(D) aff 3	Gabbro	3 lames sur fault vein	3		42°42'57.20"N; 9°22'37.86"E
Octobre 2014	Cor-E-07	CDG	N 150, 20°E		Foliation magmatique	OUI	(5) aff 2	Péridotite				
Octobre 2014	Cor-E-08a	CDG	N 88, 20°NE		Zone à pst (affleurements intermédiaires)	OUI	(5) aff 1	Péridotite				42°42'56.66"N; 9°23'21.08"E
Octobre 2014	Cor-E-08a	CDG	N 88, 20°NE		Zone à pst (affleurements intermédiaires)	OUI	(5) aff 1	Péridotite				
Octobre 2014	Cor-E-09	CDG			Intrusion de gabbro grenu dans gabbro folié	NON		Gabbro	2 lames à la jonction	2		
Octobre 2014	Cor-E-122	CDG		N 34, 90°	Linéation N 122° et cinématique de la semelle	OUI	(6) aff 1	Gabbro	2 lames parallèles à la linéation et perpendiculaires à la foliation	2	Microsonde	42°43'2.91"N; 9°23'27.63"E
Octobre 2014	Cor-E-11	CDG			Dyke de microgabbro	OUI		Gabbro				
Octobre 2014	Cor-E-13a	CDG			Veine dans peridotite serpentinisée	NON		Serpentinite				
Octobre 2014	Cor-E-13b	CDG			Veine dans peridotite serpentinisée	NON		Serpentinite				
Octobre 2014	Cor-E-14	CDG		N 88, 25°N	Métasédiments quartzitiques	OUI		Metased	2 lames parallèles à la linéation et perpendiculaires à la foliation	2		
Octobre 2014	Cor-E-15	CDG										
Octobre 2014	Cor-E-16	CDG			Veine suspect	NON	San Leonardo	Calcshistes				
Octobre 2014	Cor-E-17	CDG	N 156, 20°E	N 100	Veines flat-lying	OUI	(2) Aff3	Péridotite				42°42'26.60"N;

Octobre 2014	Cor-E-18	CDG	N 130, 18°E	N 100	Veines flat-lying	OUI	(2) Aff3	Péridotite				9°22'28.69"E
Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnés GPS
	Cor-F-01a	Castelucci	S1= N 105; 50°SW		Substrat schiste bleu	OUI		Schiste basique				
	Cor-F-01b	Castelucci	N 120; 40°SE		Substrat schiste bleu + veine indéterminée	OUI		Schiste basique				
	Cor-F-02a	CDG	N 20; 70°W	N 20; H	Grosse veine d'injection	OUI		Péridotite				
	Cor-F-02b	CDG	N 125; 35°NE		veine catamylonitique / TTT W	OUI		Péridotite				
	Cor-F-03a	CDG			Pst replat peridotite	OUI		Péridotite				
	Cor-F-03b	CDG			Pst replat peridotite	OUI		Péridotite				
	Cor-F-04	CDG	N 162, 62°S		Pdt flat lying replat	OUI		Péridotite				
	Cor-F-05a	CDG - Ang	N 50; 32°W		Fault vein isolée non foliée	OUI	(C)	Gabbro				42°42'53.04"N; 9°21'56.92"E
	Cor-F-06a	CDG - Ang			Rupture à l'interface grains fins / grossiers	OUI	(C)	Gabbro				
	Cor-F-06b	CDG - Ang			Veine de pst recoupant la foliation + autre // foliation	OUI	(C)	Gabbro				
	Cor-F-07	CDG - Ang	N 120, 20°E		Veine de pst // foliation	OUI	(C)	Gabbro				
	Cor-F-08a	CDG - Ang			Pst sur plan de faille	OUI	(C)	Gabbro				
	Cor-F-08b	CDG - Ang			Pst sur plan de faille	OUI	(C)	Gabbro				
	Cor-F-09	CDG - Ang			Foliation + veines mylonitisées	OUI	(C)	Gabbro				
	Cor-F-10	CDG			Gabbro folié + pst séquante	NON		Gabbro				
	Cor-F-11	CDG			Dyke d'aplite (Versant Nord)	OUI	10	Gabbro				
	Cor-F-11a	CDG	N 42, 60°E		Couloir à pst fortement penté partiellement serpentinsé	OUI	1	Péridotite				42°42'27.06"N; 9°22'18.06"N
	Cor-F-11b	CDG				OUI	1	Péridotite				
	Cor-F-11c	CDG				OUI	1	Péridotite				
	Cor-F-12	CDG			Echantillon pour section mutiple aff 1	OUI	1	Péridotite				
	Cor-F-13	CDG			Dyke de dolerite	OUI	1	Péridotite				
	Cor-F-14a	CDG			OF - Bloc pour section multiple (cinématique)			Péridotite				42°42'30.12" N; 9°22'20.8" E
	Cor-F-14b	CDG		N 110, 40°N	Couloir cisailant a pst flat-lying	OUI	1	Péridotite				
	Cor-F-15	CDG										

Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnés GPS
	Cor-F-16	CDG	N 85, 17°S		Metagabbro mylonitique	OUI	10	Gabbro				N 42°43'55.07"N; 9°23'03.08" E
	Cor-F-17	CDG		N 120, 10°NE	Dyke de dolerite / aplite	OUI	10	Dolerite				N 42°43'54.00"N; 9°23'05.05" E
	Cor-F-18	CDG	N 130, 30°W		Péridotite injectée de pst	OUI	11	Péridotite				N 42°43'51.01" N; 9°23'03.01" E
	Cor-F-19	CDG	N 18, 25°SW		Pst dans metagabbro	OUI	11	Gabbro				N 42°43'48.01" N; 9°22'59.6"E
	Cor-F-20	CDG	N 75, 25°S		Pst flat-lying (MF)	OUI	11	Péridotite				
	Cor-F-21	CDG		N 38, 40°W	Antériorité des pst sur la serpentinisation	PAS SUR	5	Serpentinite				42°42'54.73"N; 9°23'19.80"E
	Cor-F-22	CDG	N 80, 30°E	N 50, 25°W	Réseau pst mafiques	OUI	6	Gabbro				42°43'2.90"N; 9°23'26.78"E
	Cor-F-23	CDG	N 52, 50°N		Pst & Mylonite	OUI	6	Gabbro				
	Cor-F-24	CDG	N 38, 56°S		Microstructures dans pst mafiques	OUI	6	Gabbro				
	Cor-F-25	CDG	N 38, 56°S		Microstructures dans pst mafiques	OUI	6	Gabbro				
	Cor-F-26	CDG					6					42°43'2.90"N; 9°23'26.78"E
	Cor-F-27	CDG					6					
	Cor-F-28	CDG		N 25, 25°NW	Réseau de pst pour cinématique	OUI	6	Péridotite				
	Cor-F-29a	CDG			Mylonite et pst mylonitisée au niveau du contact	OUI	6	Gabbro				
	Cor-F-29b	CDG			Mylonite et pst mylonitisée au niveau du contact	OUI	6	Gabbro				
	Cor-F-30	CDG			Pst serpentinisée, base d'affleurement	OUI	12	Péridotite serpentinisée	2 lames minces centrée sur les pst avec l'encaissant	2		42°43'26.53"N; 9°22'43.13"E
	Cor-F-31	CDG		N 110, V	Réseau de pst pour cinématique	OUI	12	Péridotite				
	Cor-F-32	CDG	N 120, 19°E	N 135, 15°E		OUI	12	Péridotite				
	Cor-F-33	CDG			Cinématique TTTW	OUI	12	Péridotite				
	Cor-F-34	CDG	N 30, 30°NW		Affleurement a Jadéite			Métased				

Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnés GPS
	Cor-F-35	CDG										
	Cor-F-36	CDG	N 154, 20°E		Réseau de pst flat lying	OUI	8	Péridotite				42°44'2.27"N; 9°23'15.63"E
	Cor-F-37	CDG	N 24, 20°E		Réseau de pst flat lying	OUI	8	Péridotite				
	Cor-F-38	CDG	N122, 36°S		Réseau de pst flat lying	OUI	8	Péridotite				
	Cor-F-39	CDG	N 144, 42°W		Pst isolée	OUI	8	Péridotite				
	Cor-G-01a	CDG		N 92, V	Base du métagabbro folié	OUI	C	Gabbro				
	Cor-G-01b	CDG		N 104, V	Base du métagabbro folié	OUI	C	Gabbro				
	Cor-G-02	CDG	N 170, 40°E		Réseau de pst mafiques - Couvent	OUI	F	Gabbro				
	Cor-G-03	CDG			Dike de dolérite	OUI	F	Dolérite				
	Cor-G-04	CDG	N 30, 68°E		Métagabbro folié	OUI	F	Gabbro				
	Cor-G-05	CDG			Discontinuité serpentinite / métagabbro	OUI	12	Gabbro				
	Cor-G-06	CDG			Métagabbro folié	OUI	12	Gabbro				
	Cor-G-07	CDG	N 120, 40°W		Faille a gouge serpentinisée	OUI	11	Péridotite				42°43'44.59"N; 9°22'57.92"E
	Cor-G-08	CDG	N 124, 18°NE	N 170, V	Base de l'unité mafique + pst	OUI		Gabbro				
	Cor-G-09	CDG	N 62, 22°NW		Pst + mylonite	OUI		Gabbro				
	Cor-G-10	CDG	N 60, 15°N		Pst + mylonite	OUI		Gabbro				
	Cor-G-11	CDG	N 114, 20°N		Pst + mylonite	OUI		Gabbro				
	Cor-G-12	CDG	N 55, 60°N		Dyke de dolérite affecté par pst	OUI		Dolérite				
	Cor-G-13	CDG	N 40, 25°N		Base du métagabbro folié	OUI	6	Gabbro				
	Cor-G-14	CDG										
	Cor-G-15	CDG		N 80, 45°S								
	Cor-G-16	CDG	N 80, 25°S	N 60, 80°S	pst serpentinisée	OUI	4	Péridotite				
	Cor-G-17	CDG	N 80, 25°S	N 60, 80°S	pst serpentinisée	OUI	4	Péridotite				
	Cor-G-18	CDG			Réseau de pst pour cinématique	OUI	4	Péridotite				

Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnés GPS
	Cor-G-19	CDG										
	Cor-G-20	CDG	N 85, 35°N	N 40, V	Metagabbro + pst TTTE	OUI	D	Gabbro				
	Cor-G-21	CDG			Jadéite ou metagabbro folié dans serpentinite	NON	4	Serpentinite				
	Cor-G-22	CDG			Pst serpentinisée	OUI	4	Serpentinite				
	Cor-G-23a	CDG	N 100, 120W		Passage de la péridotite à pst à la pst intermédiaire	OUI	D					
	Cor-G-23b	CDG	N 100, 120W		Passage de la péridotite à pst à la pst intermédiaire	OUI	D					
	Cor-G-24	CDG		N 120, V	Zone à pst intermédiaire	OUI	D					
	Cor-G-25	CDG	N 54, 24°W	N 90, V	Base du metagabbro folié	OUI	D					
	Cor-G-26	CDG			Zone à pst intermédiaire	OUI	D					
	Cor-G-27	CDG	N 38, 36°W		Pst late	OUI	D	Gabbro				
	Cor-G-28	CDG			Zone à pst intermédiaire	OUI	D	Gabbro				
	Cor-G-29	CDG			Base du metagabbro folié	OUI	D	Gabbro				
	Cor-G-30	CDG	N 30, 20°N		Métabasite très foliée dans serpentinite	OUI		Métabasite				
	Cor-G-31	CDG	N 172, 15°W		Métagabbro à l'Est du Monte San Columbano	OUI		Gabbro				
	Cor-G-32	CDG	N 50, 40°W	N 110, V	Veine de Qz dans le metagabbro	OUI		Gabbro				
	Cor-G-33	CDG			Pst dans le metagabbro (aff C)	OUI	C	Gabbro				42°42'57.30"N; 9°22'2.65"E
	Cor-G-34	CDG			Pst dans le metagabbro (aff C)	OUI	C	Gabbro				
	Cor-G-35	CDG	N 134, 30°W		Réseau de pst	OUI	10	Péridotite				
	Cor-G-36	CDG	N 124, 10°E		Equivalent N de la zone à pst intermédiaire	OUI	10					
	Cor-G-37	CDG										
	Cor-G-38	CDG	N 125, 26°S		Pst dans metagabbro	OUI	10	Gabbro				
	Cor-G-39a	CDG	N 5, 28°W		Pst dans metagabbro	OUI	10	Gabbro				
	Cor-G-39b	CDG	N 5, 28°W		Pst dans metagabbro	OUI	10	Gabbro				
	Cor-G-40	CDG	N 140, 10°SE		Pst dans metagabbro	OUI	10	Gabbro				
	Cor-G-41	CDG			Pst altérée	OUI	10					

	Cor-G-42	CDG	N 130, 18°E		Contact serpentinite - Gabbro (Type C)	OUI	11	Serp/Gabbro				
Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnées GPS
	Cor-H-01	CDG	N 20, 70°E		Serpentinite atypique	OUI	2	Serpentinite				
	Cor-H-02	CDG			Zones mylonitiques dans serpentinite	OUI	1	Serpentinite	Perpendiculaire a la foliation // linéation	3		42°42'28.70"N; 9°22'28.06"E
	Cor-H-03	CDG	N 120, 60°NE	N 130, 95°S	Pst serpentinisée	OUI		Serpentinite				42°42'32.44"N; 9°22'10.13"E
	Cor-H-04	CDG			Veine noire dans serpentinite foliée	OUI	4 E	Serpentinite				
	Cor-H-05	CDG			Contact serpentinite/Gabbro (serp foliée)	OUI	4 E	Serpentinite				
	Cor-H-06	CDG		N 100, 30°W	Zone a pst intermédiaire	OUI	D					
	Cor-H-07	CDG	N 60, 32°N, L=115	N 10°, V	Mylonite en base de l'unité mafique	OUI	D	Gabbro	Perpendiculaire a la foliation // linéation	1		
	Cor-H-08a	CDG	N 30, 35°W	N 80°, V	Mylonite secondaire + pst pré et post-foliation	OUI	D					
	Cor-H-08b	CDG	N 30, 35°W	N 80°, V	Mylonite secondaire + pst pré et post-foliation	OUI	D					
	Cor-H-MM-1	MM			Shear zone variablement serpentinisée	OUI		Serpentinite				
	Cor-H-MM-2	MM										
	Cor-H-MM-3	MM										
	Cor-H-MM-4	MM										
	Cor-H-MM-5	MM										
	Cor-H-MM-6	MM										
	Cor-H-MM-7	MM	N 135, 80°E		Veine indéterminée	OUI		Serpentinite				
	Cor-H-MM-8	MM			Veine de serpentine	OUI		Serpentinite				
	Cor-H-MM-9	MM										
	Cor-H-MM-10	MM	N 162, 42°E		Veine indeterminée	OUI		Serpentinite				
	Cor-H-MM-11	MM		N 220, V	Multiples générations de veines de serpentine	OUI		Serpentinite				
	Cor-H-MM-12	MM			Veines rougeâtre de serpentine	OUI		Serpentinite				
	Cor-H-MM-13	MM			Veines rougeâtre de serpentine	OUI		Serpentinite				

Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnés GPS
	Cor-I-01	Olmata	N 100, 85°S		Veine indéterminé	OUI		Serpentinite				
	Cor-I-02	Olmata			Veine indéterminé	NON		Serpentinite				
	Cor-I-03	Olmata			Veine indéterminé	NON		Serpentinite				
	Cor-I-04	MM	N 15, 50°W		Suspicion de pst	OUI		Peridotite				
	Cor-I-05	MM										
	Cor-I-06	MM	N 40, 22°N	N 65, V	Pseudotachylyte isolées épaisse	OUI	MM 1	Peridotite serpentinisée				
	Cor-IV-01	MM			Pst & chromite podiforme	NON	MM 1	Peridotite				
	Cor-IV-02	MM			Pst & chromite podiforme	NON	MM 1	Peridotite				
	Cor-I-07	MM	N 66, 80°N		Pst steeply-dipping	OUI	MM 1	Peridotite serpentinisée				
	Cor-I-08	MM	N 104, 42°N		Pst	OUI	MM 1	Peridotite serpentinisée				
	Cor-I-09	MM	N 64, 50°N	N 10, H	Réseau à pst	OUI	MM 1	Peridotite serpentinisée				
	Cor-I-10	MM	N 116, 82°S		Réseau à pst steeply-dipping	OUI	MM 1	Peridotite serpentinisée				
	Cor-I-11	MM	N 164, 45°W		Zone cisailée	OUI	MM 2	Peridotite serpentinisée				
	Cor-I-12	MM	N 64, 75°W	N 25, H		OUI	MM 2	Peridotite serpentinisée				
	Cor-I-13	MM	N 64, 75°W	N 00, H	Réseau à pst steeply-dipping	OUI	MM 2	Peridotite serpentinisée				
	Cor-I-14	CDG	N 66, 28°S	N 40° V	Paragneiss sous phi 1	OUI	San Leonardo	Paragneiss				
	Cor-I-15	Pinatelle			Eclogite	OUI	Pinatelle	Eclogite				
	Cor-I-16	San Jacintu	N 20, 12°NW		Metagabbro schiste bleu	OUI	San Jacintu	BS				

Période de la mission	Nom de l'échantillon	Site	Orientation de l'objet	Orientation de l'échantillon	Description	En place	Localité	Lithologie	Lames minces	Nbr	Données géochimiques	Coordonnés GPS
	Cor-IV-6	CDG			Suspicion de pst IV	NON	San Leonardo	Serpentinite				