



Université de Lille

Ecole doctorale 104 Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

Laboratoire Unité Matériaux et Transformation – Matériaux Terrestres et Planétaires

Contraintes et mécanismes de déformation dans les éclogites : approche expérimentale in situ grâce au rayonnement X synchrotron et ex situ par microscopie électronique

Stresses and deformation mechanisms in eclogites : in situ
experimental approach by synchrotron X-ray radiation and ex situ
electron microscopy

Thèse préparée et soutenue publiquement par

Chloé Molines

Pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de la Terre et de l'Univers

Soutenue le 10 décembre 2025 devant le jury composé de :

José Alberto PADRÓN NAVARTA , Chargé de recherches (CSIC, Univ. Grenade)	Rapporteur
Tahar HAMMOUDA , Professeur des universités (LMV, Univ. Clermont-Auvergne)	Rapporteur
Laura AIRAGHI , Maîtresse de conférences (ISTO, Univ. Orléans)	Examinatrice
Robert FARLA , Chargé de recherches (DESY, Hambourg)	Examineur
Philippe YAMATO , Professeur des universités (Géosciences, Univ. Rennes)	Examineur
Damien JACOB , Professeur des universités (UMET, Univ. Lille)	Président du jury
Sébastien MERKEL , Professeur des universités (UMET, Univ. Lille)	Directeur de thèse
Nadège HILAIRET , Chargée de recherches (UMET, Univ. Lille)	Encadrante de thèse

Ma chérie
Bonne Réussite
grosses Bises
Je t'aime
Tomy.

Remerciements

J'aimerais prendre le temps d'écrire quelques mots pour remercier les personnes qui ont fait en sorte que je puisse aboutir à cette thèse, en commençant par ceux avec qui j'ai partagé quelques heures, voire beaucoup, au laboratoire.

Merci aux membres du jury pour le temps qu'ils ont accepté de consacrer à mon travail de thèse. Laura, José Alberto, Tahar, Robert, Philippe et Damien; merci. Merci à Sébastien d'avoir dirigé ma thèse.

Merci aux membres de l'équipe MTP qui m'ont accueilli pendant ces trois ans. J'ai pu évoluer dans un environnement sain et motivant auprès de vous. Merci aussi à Damien C. et Ahmed pour leur bonne humeur et leur patience. Merci à Jenny pour les discussions et conseils tout au long de ma première année. Merci à Alireza pour son aide tardive.

Merci Julien pour ta bonne humeur et tes conseils. J'ai passé des super temps de faisceau avec Nadège et toi. j'espère un jour te recroiser sur une ligne à je ne sais quelle heure du jour ou de la nuit.

Merci aux doctorants avec qui j'ai passé des heures remplies de joie, de rire, de partage, et de victoire (et défaite) aux cartes. Merci à Pauline, Hugo, Donna, Léo, Hélène, Liam, Roberto, Zainab, Roukaya, Camille, Michèle...

Merci à toi Pauline, tu es devenue plus qu'une simple collègue de bureau; merci pour ta bienveillance, ta franchise et ton écoute.

Merci à toi Hugo, mon beauf du grand Nord; merci pour ta gentillesse, ta joie de vivre et ton humour.

Merci à Léo (Si CARIN LEON) et Hélène, les « viennois »; je me rappellerais toujours de mon premier EGU à vos côtés (je ne remercie pas la douane allemande par contre, pour le fameux réveil dans le train de nuit...mais c'était une belle petite aventure !).

Merci à toi Donna, j'aurais aimé t'avoir eu comme voisine de bureau bien plus qu'un an !
Merci pour ta bienveillance, ta motivation (et aussi pour tes recettes de cuisine !).

Merci aussi à Mario, post-doctorante avec qui j'ai pu partager en première année de longues discussions et quelques vins chauds au marché de Noël.

Et une pensée à mon premier bureau avant d'arriver sur Lille, le fameux bureau 411 avec Antoine et Malissa.

Et pour finir, merci Nadège. Merci de m'avoir fait confiance. J'ai passé mes trois premières années de recherche à tes côtés, et je crois que je n'aurais pas pu imaginer mieux. Tu m'as laissé une grande liberté, tout en étant toujours présente. Tu m'as accordé le temps de chercher par moi-même, et répété encore et encore tes conseils sans perdre patience. J'ai appris beaucoup pendant ces trois années, je crois bien autant en sciences, que sur moi-même.

J'aimerais maintenant remercier mes proches, qui m'ont toujours soutenue.

Merci à Serge, voisin de mes arrière-grand parents et prof de SVT qui pour une fois trouvait la géologie trop cool. Je me rappelle, devant la maison, que tu m'avais encouragé à suivre mon rêve. Ce moment est resté marqué dans ma mémoire.

Merci à Cécile, seule docteure que je connaissais par chez nous, qui apparaît comme une bonne fée pour m'encourager.

Merci à Maxime, mon beauf du sud par excellence, toujours présent pour déconner.

Merci à Mérope, ma marraine de fac, qui est surtout devenue une amie. Tu auras été ma première collaboratrice, et j'espère que l'on aura d'autres collaborations après celle de Mr Grenat & Cie. (bise à Roger !).

Merci à mes amis du lycée, Elisa, Jimmy, Ayoub, Paul et Ayman. J'ai entendu dire qu'une amitié de plus de sept ans durerait probablement toute une vie. C'est tout ce que je souhaite. Merci de m'avoir toujours soutenue. J'avais beau débarquer comme une fleur après des mois d'absence, vous m'avez toujours fait sentir à ma place.

Merci à toi Marie. Voilà ce que la rencontre de deux asociales provoque : une grande et belle amitié. Et qui se transforme en famille. Merci infiniment. Pour nos sorties montpelliéraines improbables, les heures au téléphone, les voyages et j'en passe. Merci de faire de moi une marraine.

Merci aussi à Cédric, le québécois dont tout le monde aurait besoin dans sa vie. Merci pour ton accueil (bisous à Sike et Méo !).

Christelle et Jean-Marie, merci de m'avoir accueillie comme l'une de vos filles.

Merci à ma famille de m'avoir toujours soutenue. Manuella, Manuel, Nico, Vanessa, Pépé, Mémé, Laurence, Papi, Mamie, Oussama; Merci. J'ai beau aimer partir je ne sais où, j'attends toujours avec impatience de pouvoir rentrer auprès de vous.

Merci à mes parents, qui se demandent sûrement où je vais encore pouvoir aller après

cette aventure (et merci à l'huile d'olive de Ste Anne et aux herbes séchées de Caday qui m'ont fait survivre à la grisaille du nord).

Merci à toi Doriane. Tu es ma plus grande fierté. Je me demande bien comment il est possible de vivre sans une sœur.

Je crois que je pourrais encore passer des pages à remercier toutes les personnes que j' ai croisé, avec toute sorte de bonnes ou mauvaises choses, qui ont fait que j'en suis là aujourd'hui. Mais il est temps de conclure ces remerciements et passer aux choses sérieuses...

Alors pour finir, j'aimerais remercier mes arrière-grand parents, Jacqueline et Aimé. Cette thèse, elle est pour vous.

Résumé

Ce travail se focalise sur la distribution des contraintes et les mécanismes de déformation d'éclogites déformées expérimentalement, afin de mieux comprendre l'effet de la fraction volumique sur les propriétés mécaniques dans des contextes profonds de convergence en régime semi-fragile. Des agrégats de grenat+clinopyroxène comprenant 15 %, 25 %, 55 % et 85 % volumique de phase sont déformés sous très haute pression (3 à 5 GPa) et haute température (820°C), en combinant les techniques de rayonnement X synchrotrons in situ et la microscopie électronique ex-situ.

Des expériences de déformation en cisaillement pur sont menées à des taux de déformation de 1×10^{-5} à $3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. La diffraction rayon X in situ est utilisée afin de mesurer les contraintes dans chacune des phases. Le grenat et le clinopyroxène se déforment dans le régime semi-fragile dans les agrégats où le grenat ne domine pas largement l'agrégat, soit jusqu'à 55 % volumique de grenat. Le fluage cataclastique et la recristallisation dynamique, notamment par rotation de sous-grains, sont les deux mécanismes de déformation principaux. Ceux-ci mènent à une réduction de la taille de grains dans les deux phases, permettant l'activation de mécanismes sensibles à la taille de grain tel que le glissement aux joints de grains. Chaque phase est active dans la déformation. Un adoucissement mécanique a lieu quand le clinopyroxène est présent et se déforme de manière visqueuse. Il contrôle l'accommodation de la déformation et l'adoucissement dans les agrégats comprenant de 15 à 55 % volumique de grenat. Le clinopyroxène est assez résistant pour transmettre les contraintes au grenat même si ce premier se déforme de manière visqueuse, et le grenat isolé peut ainsi se fracturer. A grande teneur en grenat (85 % volumique), le grenat induit un changement de mécanisme de déformation pour l'ensemble de l'agrégat, de semi-fragile à fragile.

Ces données sont complétées par des expériences de déformation en torsion sur des agrégats biphasés de grenat+clinopyroxène comprenant 15 %, 30 %, 70 % et 85 % fraction volumique de phase, couplées à la tomographie par absorption rayon X in situ afin d'étudier l'évolution des microstructures au cours de la déformation. L'imagerie 3D sur plusieurs étapes de déformation permet de caractériser la formation des fabriques et la localisation de la déformation. Avec l'augmentation de la torsion les clusters de grenat et clinopyroxène s'aplatissent et s'orientent entre 0° et 45° du plan de torsion,

avec un plus fort aplatissement pour les agrégats avec 30 % volumique de grenat et clinopyroxène que celui à 15 % volumique de clinopyroxène. Du boudinage et des bandes de cisaillement C'-S se forment à partir de 90° de torsion.

Ce travail de thèse démontre que la déformation fragile des éclogites peut avoir lieu sous des conditions anhydres et des taux de déformation proche de ceux des glissements lents dans les zones de subduction profonde. L'adoucissement et la localisation de la déformation au sein des éclogites déformées dans un régime semi-fragile peut avoir lieu par le grenat et le clinopyroxène, le grenat ne se comportant pas seulement tel un claste rigide.

Abstract

Stress distribution and deformation mechanisms in eclogites are experimentally investigated to understand the effect of phase fraction on the mechanical properties in deep convergent contexts in the semi-brittle regime. Garnet+clinopyroxene aggregates of 15 %, 25 %, 55 % and 85 % volumic fraction of phases are deformed under ultrahigh pressures (3 to 5 GPa) and high temperature (820°C), using in situ synchrotron X-ray techniques and ex situ electronic microscopy.

The experimental deformations in pure shear are carried out at constant strain rate ($1 \times 10^{-5} - 3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), using X-rays diffraction to measure stresses in both phases. Garnet and clinopyroxene deform in the semi-brittle regime in aggregates in which garnet is not the dominant phase up to 55% vol. garnet. Cataclastic flow and dynamic recrystallisation are the two main deformation mechanisms, implying a grain size reduction in both garnet and clinopyroxene, which then allow the activity of grain-size-sensitive mechanisms, e.g. grain-boundary-sliding. Both phases are active in the deformation. Weakening happens when clinopyroxene is present and deforms viscously. Clinopyroxene controls the accommodation of deformation from 15 to 55 % volume fraction garnet. Clinopyroxene is strong enough to transfer stress on garnet even if it deforms viscously, and garnet even present in low amounts can fractures within this viscous matrix, in agreement with recent works. At the highest garnet fraction (85% vol.), garnet induces a switch in the deformation mechanisms from semi-brittle to brittle for the whole aggregate.

These data are completed by torsion experiments of garnet+clinopyroxene aggregates with 15 %, 25 %, 55 % and 85 % volumic fraction of phases, combined with in-situ X-ray absorption tomography to study the microstructures evolution during deformation. 3D imaging at several deformation steps allows us to characterize the fabric formation and strain localization. With the increase of torsion, garnet and clinopyroxene clusters elongate and are oriented to 0° to 45° relative to torsion plane, with a higher elongation for 30 % vol. garnet and clinopyroxene aggregates than the one with 15 % vol. of clinopyroxene. Boudinage and C'-S shear bands are forming from 90° of torsion.

We conclude garnet fracturation, associated with numerous studies as being caused by fast-strain rate events related to seismicity and fluids, can take place under anhydrous conditions and strain rates close to slow slip events rates in deep subduction zones. Weakening and strain localization in eclogites deformed in the semi-brittle field can take place by garnet and clinopyroxene, since garnet does not behave only like a rigid clast.

Résumé grand public

Etudier comment les roches se déforment à plus de 100 km de profondeur est primordiale pour mieux comprendre la dynamique de notre Terre. En zone de subduction, là où une plaque tectonique plonge sous une autre, la croûte océanique subduite subit une augmentation de la température et de la pression. Les éclogites constituants la croûte océanique à haute température et haute pression peuvent présenter des microstructures avec de grandes déformations fragiles et ductiles. C'est dans ce contexte fortement contraint que cette thèse se place.

Les événements passés enregistrés dans les microstructures des roches exhumées permettent d'identifier les mécanismes de déformation et de reconstituer la déformation, mais l'absence d'enregistrements de contraintes et de la déformation in-situ limite ces recherches. L'approche expérimentale de cette thèse nous permet d'imiter en laboratoire les pressions et températures de la croûte et du manteau terrestre, et d'enrichir notre compréhension de la déformation des roches. La déformation expérimentale avec l'utilisation in situ de la diffraction rayon X et la tomographie par absorption rayon X fournit des données mécaniques et d'imagerie afin d'étudier la distribution des contraintes et la déformation dans chaque phase de nos éclogites reconstituées. Les éclogites synthétiques sont composées de grenat et clinopyroxène en proportion de phase variable.

La résistance des agrégats et le comportement fragile augmentent avec l'augmentation de la fraction volumique de grenat. Le fluage cataclastique est le mécanisme de déformation dominant, accompagné par la recristallisation dynamique localement dans les échantillons à 55 % volumique de grenat et moins. Ces deux mécanismes de déformation permettent une accommodation de la contrainte des deux phases par une diminution de la taille de grains de pluri-micrométriques à nanométriques et un adoucissement i.e. une diminution de la contrainte, pouvant amener à l'activation de mécanismes de déformation sensibles à la taille de grains. La localisation de la déformation peut avoir lieu au sein des éclogites par le boudinage et la formation de bandes de cisaillement par le grenat et le clinopyroxène.

L'éclogite continue de fasciner depuis des siècles, du XVIII -ème siècle jusqu'à aujourd'hui. Grâce aux méthodes in situ, ce travail de thèse permettra d'améliorer l'interprétation des déformations finies en laboratoire et sur le terrain des éclogites, et pourra enrichir également les modèles numériques des systèmes biphasés.

Plain Language Summary

Interpreting the deformation of rocks at great depth, as for eclogites in subduction zones, is complex. Past events recorded in microstructures allow to identify deformation mechanisms and reconstruct the deformation, but the lack of in-situ stress and strain records limit these researches.

Through experimental deformation with the use of in situ X-rays diffraction and in situ X-ray absorption tomography, this thesis provides in situ mechanical data combined with ex-situ microstructure study to investigate the stresses distribution, deformation mechanisms and microstructures evolution during deformation in each phase of our samples. Our synthetic eclogites are composed of garnet and clinopyroxene with various volume fraction.

The strength of the aggregates increases with the volume fraction of garnet, i.e. the strong phase of the samples. The deformation mechanisms identified in both phases are dislocation creep with dynamic recrystallisation and cataclastic flow. Garnet controls the deformation regime on the whole aggregate, with an increase of the frictional behaviour with the increase of garnet volume fraction. Clinopyroxene, the weaker phase, allows the accommodation of the deformation up to 55 % of garnet volume fraction in the two-phase aggregates. This deformation in the semi-brittle regime leads to strain weakening, grain-size reduction and permits a switch to grain-size-sensitive deformation mechanisms. Strain localization in eclogites deformed in the semi-brittle field can take place by boundinage and shear bands formation in garnet and clinopyroxene.

The results from this work will help the interpretation of finite deformation on laboratory and field, and will also help constrain numerical models of two-phase systems.

Table des matières

Remerciements.....	5
Résumé	9
Abstract.....	11
Résumé grand public	13
Plain Language Summary.....	15
I. Introduction	23
1 Contexte géologique.....	25
1.1 Généralités sur l'éclogite.....	25
1.2 Variations de teneurs en phases et implications dans la dynamique de subduction et collision	29
1.3 Circulation de fluides (eau) et implications dans la résistance mécanique des éclogites à l'interface de plaques.....	29
1.4 Relation entre éclogites et sismicité.....	30
2. Problématique	31
3. Organisation de la thèse	32
II. La déformation des roches.....	35
1 Mécanismes de déformation.....	39
1.1 Fracturation.....	39
1.2 Fluage cataclastique	40
1.3 Pression-solution ou dissolution-précipitation en limites de grains sous grande contrainte	41
1.4 Maclage mécanique	42
1.5 Fluage dislocation.....	43
1.6 Récupération du fluage ou <i>recovery</i>	47
1.7 Recristallisation dynamique.....	48
1.8 Fluage diffusion.....	50

1.9	Glissement aux joints de grains	51
1.10	Coexistence ou changement de mécanismes de déformation.....	52
1.11	Déformation semi-fragile.....	53
1.12	Mécanismes de durcissement des contraintes.....	53
1.13	Mécanismes d'affaiblissement des contraintes.....	54
1.14	Zones de cisaillements et fabrique S-C'.....	55
2.	Mécanismes de déformation et microstructures issues de la déformation naturelle d'éclogites.....	56
2.1	Le grenat.....	59
2.2	Le clinopyroxène.....	63
3.	Déformation expérimentale du grenat et clinopyroxène.....	65
3.1	Le grenat.....	65
3.2	Le clinopyroxène.....	66
4.	Déformation expérimentale d'agrégats biphasé grenat+clinopyroxène.....	70
5.	Microstructures théoriques et leurs évolutions au cours de la déformation.....	73
III.	Méthode.....	75
1	Caractérisation des échantillons de départ.....	78
1.1	Origine des minéraux.....	78
1.2	Nature des minéraux.....	78
1.2.1	Analyse chimique.....	78
1.2.2	Teneur en hydrogène.....	80
1.3	Préparation des poudres.....	82
2.	Méthode de déformation expérimentale en cisaillement pur.....	82
2.1	Assemblage.....	82
2.2	Expériences de déformation.....	83
2.2.1	Mise en place de l'expérience pour l'acquisition des données in-situ.....	83
2.2.2	Déformation.....	83

2.3	Traitement des données de diffraction rayon X.....	89
3.	Méthode de déformation expérimentale en torsion	97
3.1	Montage sur la ligne PSICHÉ.....	97
3.2	Déroulement de l'expérience	98
3.3	Calcul de la quantité et taux de déformation.....	100
3.4	Tomographie par absorption de rayons X	103
3.4.1	L'absorption des rayons X et le contraste d'absorption en fonction de la matière pour l'utilisation en imagerie.....	103
3.4.2	La tomographie.....	104
3.5	Traitement des données sur MATLAB	105
3.5.1	Préparation des fichiers pour l'analyse	105
3.5.2	Traitement des images.....	106
3.5.3	Paramètres de l'analyse morphologique et topologique.....	109
3.5.4	Fonctions d'autocorrélation	111
4	Méthode de la microscopie électronique	113
4.1	Préparation des échantillons pour l'observation aux microscopes électroniques	113
4.2	Microscopie électronique à balayage	115
4.3	Microscopie électronique en transmission	117
4.4	Traitement des données de microscopie	120
4.4.1	EBSD.....	120
4.4.2	ACOM/TEM.....	122
IV.	Etude mécanique et des microstructures d'agrégats de grenat + clinopyroxène déformés en cisaillement pur.....	127
1.	Introduction.....	130
2.	Manuscrit d'article : distribution de la contrainte et mécanismes de déformation dans les éclogites d'ultra-haute pression	130

Abstract	131
1 Introduction	132
2 Materials and Methods	135
2.1 Starting material.....	135
2.2 Deformation experiments	137
2.3 Data acquisition and processing.....	137
3 Results	139
3.1 Strain and strain rate	142
3.2 Stresses	142
3.3 Microstructural characterisation.....	146
3.3.1 Aggregates with 15 % to 55 % vol. garnet.....	146
3.3.1.1 Garnet at EBSD scale.....	149
3.3.1.2 Garnet at TEM scale.....	158
3.3.1.3 Clinopyroxene at EBSD scale.....	160
3.3.1.4 Clinopyroxene at TEM scale.....	161
3.3.2 Aggregate with 85 % vol. garnet	161
3.3.2.1 Garnet at EBSD scale	162
3.3.2.2 Clinopyroxene at EBSD scale	162
3.3.3 Single-phase aggregates microstructural observations	162
4 Discussion.....	162
4.1 On the deformation mechanisms	162
4.1.1 Brittle deformation leading to grain size reduction	164
4.1.2 Garnet intracrystalline plasticity	164
4.1.3 On the deformation mechanisms of Garnet from CPO indicators.....	165
4.1.4 Garnet recrystallization mechanisms and GBS	165
4.1.5 Role of garnet deformation mechanisms in foliation appearance	166

4.1.6 Deformation mechanisms of clinopyroxene at the grain scale	167
4.1.7 Clinopyroxene fabric and deformation mechanisms.....	168
4.2 Partitioning of stress and aggregate strength.....	169
4.3 Aggregate weakening and hardening with increasing strain.....	170
4.4 Eclogite deformation from convection to earthquakes, natural to experimental.....	172
4.5 Implications for eclogites in subduction or collision zones	173
5 Conclusions.....	174
References	174
Supporting information.....	186
References	192
3. Résumé de la discussion, remarques et conclusion de l'article.....	193
3.1 Résumé de la discussion.....	193
3.2 Remarques	196
3.3 Conclusion.....	197
V. Etude morphologique et topologique des microstructures et leurs évolutions sur des agrégats biphasés déformés par torsion : résultats et discussions préliminaires	199
1.Introduction	201
2. Résultats	202
2.1 Analyse visuelle	202
2.2 Etude morphologique et topologique des clusters via paramètres de formes et données statistiques.....	205
2.2.1 Aire.....	205
2.2.2 Aspect ratio.....	209
2.2.3 Orientation	213
2.2.4 Solidité	214
2.2.5 Squelette.....	217

2.3 Etude morphologique et topologique via les fonctions <i>2-point probability</i> et <i>2-point cluster</i>	223
2.4 Résultats préliminaires des données SEM-EBSD avec l'échantillon G85.....	228
3 Discussion	232
3.1 Formation d'une foliation	232
3.2 Mise en place et évolution de la fabrique S-C' avec la déformation.....	232
3.3 Evolution de la microstructure LBF vers IWL avec la déformation	234
3.4 Adoucissement mécanique et localisation de la déformation induits par la fabrique.....	235
3.5 implications pour les éclogites en subduction profonde ou collision.....	236
4. Conclusion	237
5. Perspectives	238
Conclusion générale.....	241
Liste des figures	245
Annexes.....	260
Liste des annexes	260
Références.....	290

I. Introduction

*« Dans un univers infini,
trop de choses échappaient à la compréhension humaine »*

Carlos Ruiz Zafón

Sommaire

I. Introduction	23
1 Contexte géologique.....	25
1.1 Généralités sur l'éclogite.....	25
1.2 Variations de teneurs en phases et implications dans la dynamique de subduction et collision	29
1.3 Circulation de fluides (eau) et implications dans la résistance mécanique des éclogites à l'interface de plaques.....	29
1.4 Relation entre éclogites et sismicité.....	30
2. Problématique	31
3. Organisation de la thèse	32

1 Contexte géologique

1.1 Généralités sur l'éclogite

L'éclogite, signifiant « la roche choisie » en grec, est nommée par l'abbé René Just Haüy en 1822. Elle a été premièrement décrite par Horace-Bénédict de Saussure à la fin du XVIII -ème siècle dans les Alpes, décrivant que cette roche « paroît au soleil de la plus grande beauté » (figure 1.1). Elle était utilisée au Néolithique dans la manufacture d'outils pour sa robustesse. Dans « Eclogites and their geodynamic interpretation : a history », Godard (2001) décrit pointilleusement l'avancée de nos connaissances sur l'éclogite au fil des siècles.



Figure 1.1 : Photo d'éclogite utilisée pour la préparation de nos échantillons. Provenance: Région de gneiss occidentale, île de Fjørtoftvikaen, Norvège (voir partie II.1).

L'éclogite est une roche métamorphique de haute-pression et d'ultra-haute-pression présente dans les contextes de subduction et de collision (figure 1.2), répartie ainsi sur tous les continents (figure 1.3). La croûte océanique entrant en subduction est métamorphisée, pouvant atteindre les conditions P-T du faciès éclogitique.

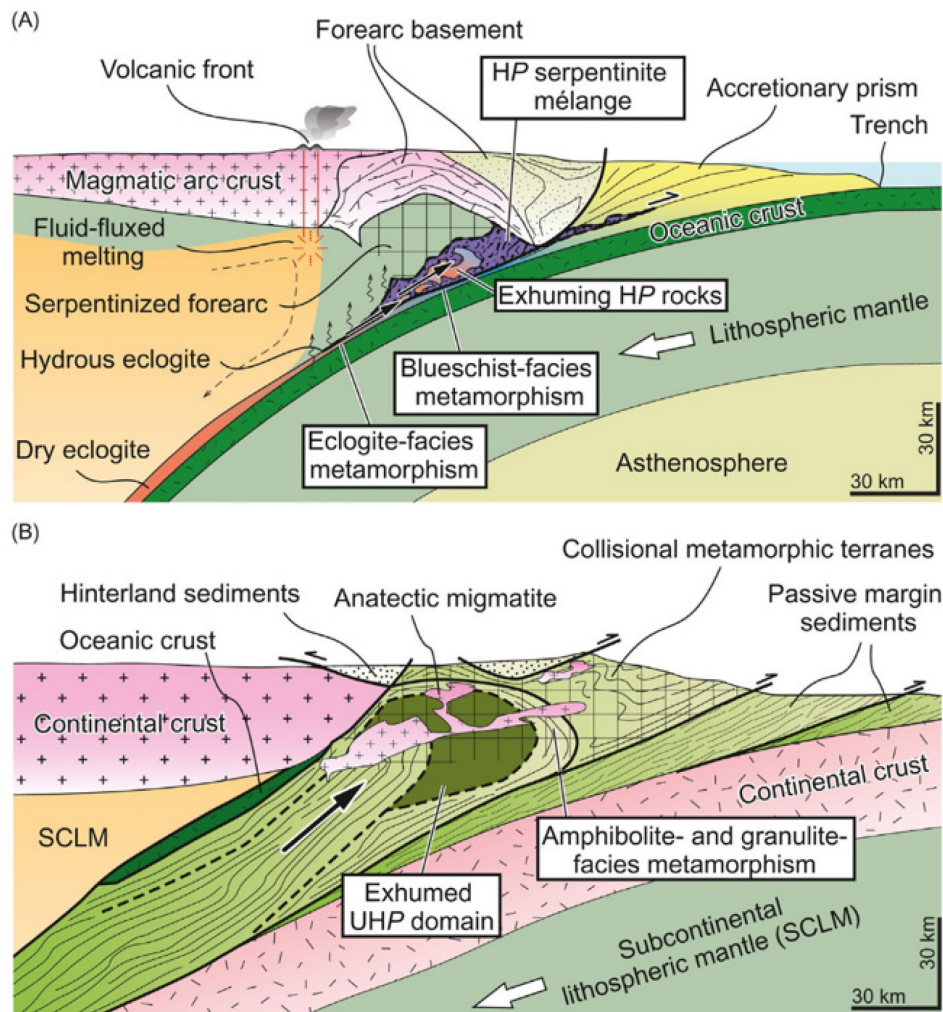


Figure 1.2 : Coupe schématique d'une (A) zone de subduction océan-continent et (B) d'une zone de collision continentale de Tsujimori & Mattinson (2021), modifié après Stern et al., (2013).

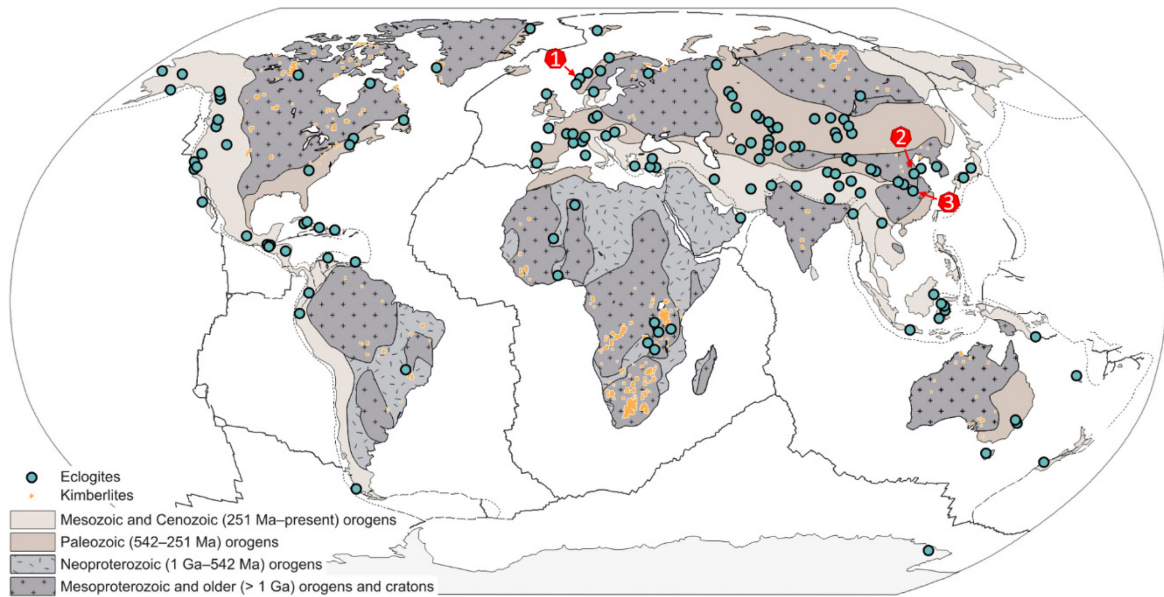


Figure 1.3 : Carte du monde avec la distribution des éclogites (puces bleu), modifiée après Tsujimori & Mattinson (2021). Nous pouvons nous référer entre autres aux éclogites d’ultra haute-pression de la Région de Gneiss Occidentale (1), la ceinture métamorphique de Su-Lu (2) ou l’orogène de Dabie (3).

Le faciès éclogitique s’étend sur une large gamme de pression – température. La pression peut être comprise entre ~ 1.6 et 12 GPa (Chapman et al., 2019). Au-delà de $2.5 - 3$ GPa, l’éclogite passe du domaine de haute pression à ultra-haute pression. La température s’étend de ~ 500 °C à ~ 1200 °C, limitée par le solidus sec du basalte de dorsale médio-océanique (*Dry MORB solidus*) (figure 1.4).

Cette étude se focalise sur l’éclogite de protolithe grabbroïque composée en majorité de grenat et clinopyroxène. C’est une roche dense (entre 3.3 et 3.5 g/cm³), contenant typiquement autour des 70 % volumique de clinopyroxène, bien que des variations locales peuvent amener à des couches riches en clinopyroxène ou grenat (figure 1.1). Elle compose majoritairement la croûte océanique subduite (figure 1.2.a) vers 30-40 km et jusqu’à 450 km de profondeur (figure 1.4.b) (Ringwood, 1967 ; Irifune, 1986 ; Tsujimori & Mattinson, 2021). La proportion en grenat augmente avec la profondeur avec la dissolution du pyroxène au-delà de 180 km, pour une transformation de l’éclogite en garnétite complète autour des 450 km de profondeur (Ringwood, 1967 ; Irifune, 1986). Dans le cas d’une subduction la croûte océanique évoluerait donc vers une garnétite (>90% de grenat) avec un pyroxène dissout dans la structure du

grenat et un grenat transformé en majorite (grenat d'ultra-haute pression du manteau) et l'harzburgite subduite vers de la ringwoodite en s'approchant de la zone de transition (i.e. 550-660 km de profondeur) (Irfune, 1987).

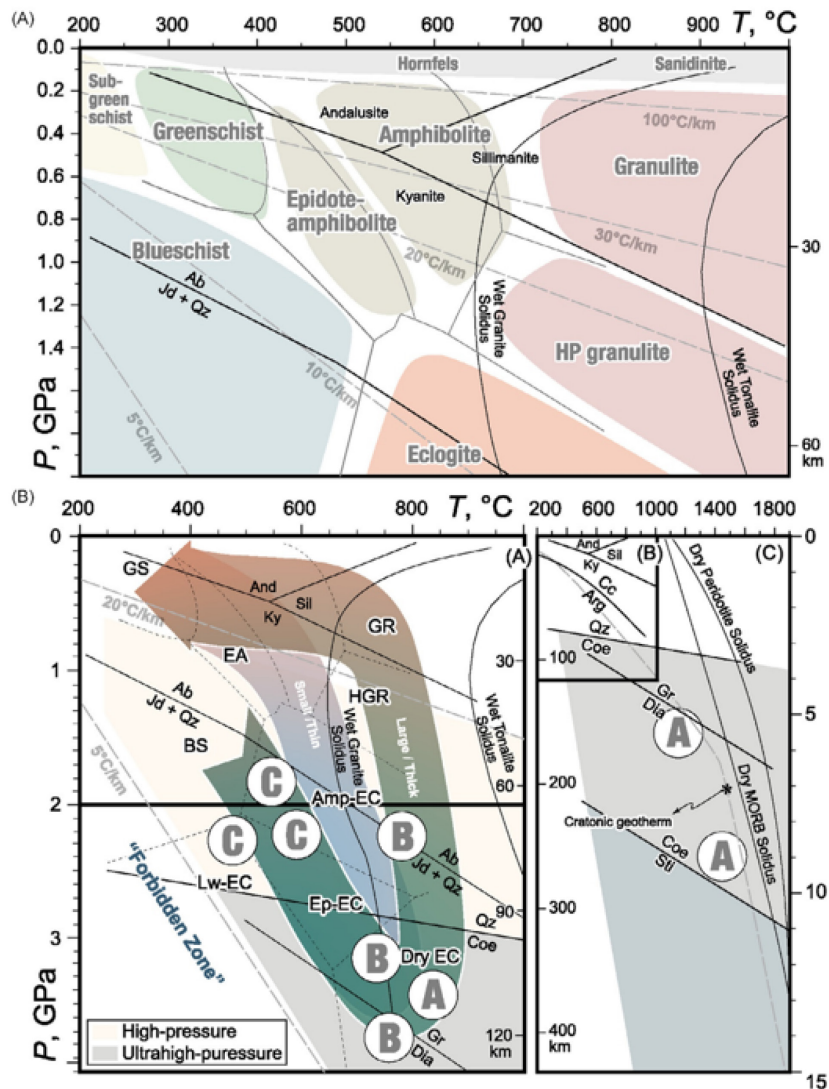


Figure 1.4 : De Tsujimori & Mattinson (2021). (A) Diagramme pression - température avec les faciès métamorphiques. HP - high-pressure. (B) Régime pression - température à différentes échelles selon le type métamorphique: HP - haute pression en beige, UHP - ultrahaute-pression en gris. Bs - schiste bleu, AM - amphibolite, Lw-EC - éclogite à lawsonite, Ep-EC - éclogite à epidote, Amp-EC - éclogite à amphibole, DryEC - éclogite sèche, GS - schiste vert, EA - amphibolite à epidote, GR - granulite, HGR - granulite haute-pression. Cercles A, B et C d'après la classification de Coleman et al., (1965): cercle A - inclusions dans des kimberlites, basaltes ou couches de roches ultramafiques. Cercle B -

Bandes ou lentilles au sein de terrains de migmatites gneissiques. Cercle C – bandes ou lentilles dans des roches métamorphiques de type alpines.

1.2 Variations de teneurs en phases et implications dans la dynamique de subduction et collision

La proportion en grenat augmente avec la profondeur par la dissolution du clinopyroxène (Ringwood, 1967). Cette augmentation de la fraction volumique du grenat induit une augmentation de la viscosité (Jin et al., 2001) et une diminution de l'anisotropie sismique et une augmentation de la vitesse sismique (Zhang et al., 2008). Cette dissolution du clinopyroxène n'étant effective que vers 350 km de profondeur, le clinopyroxène reste abondant et pourrait composer la majorité des éclogites dans les parties peu profondes des zones de convergences. Le pyroxène aurait un rôle majeur dans l'adoucissement mécanique de la lithosphère (Farla et al., 2013 ; Jin et al., 2001) ; un enrichissement local pourrait ainsi contribuer à la localisation de la déformation dans les zones de subduction. Puisque la résistance mécanique du grenat à elle seule n'est pas une piste suffisante pour expliquer la délamination de la croûte océanique (Jin et al., 2001), les éclogites ou autres roches riches en clinopyroxène pourraient donc être impliquées dans les processus à l'interface de plaque de subduction tel que le détachement ou l'exhumation (Agard et al., 2016 ; Angiboust et al., 2011 ; Agard et al., 2018).

1.3 Circulation de fluides (eau) et implications dans la résistance mécanique des éclogites à l'interface de plaques

Des fluides peuvent circuler au sein des éclogites, amenant à de l'hydratation ou déshydratation (Peacock, 1993 ; Carson et al., 2000). Ces fluides peuvent provenir des roches environnantes tels que les sédiments de la croûte océanique, ou du manteau (Angiboust et al., 2012 ; Broadwell et al., 2019a ; Locatelli et al., 2019). L'hydratation va affecter la rhéologie et le régime de déformation au sein des éclogites en abaissant la température du solidus, réduisant sa résistance, induisant de la fracturation ou encore un changement de fabrique (Zhang & Green, 2007). Le grenat hydraté accommode mieux la déformation qu'un sec (Zhao et al., 2005) et il a été proposé qu'il ne serait plus la phase la plus résistante à haute température (Wang & Ji, 1999 ; Phillips & Ji, 2021). Cet abaissement de résistance et de viscosité des minéraux au sein des éclogites pourrait amener à une rhéologie similaire entre le coin mantellique et la croûte océanique autour

de 800 °C et 1 GPa affectant la pénétration du panneau plongeant (Agard et al., 2016). La circulation de fluides au sein d'éclogites avec une pression de fluide élevée dans les pores est aussi envisagée pour expliquer un comportement frictionnel et une déformation fragile, observés naturellement (Hertgen et al., 2017 ; Behr et al., 2018 ; Broadwell et al., 2019a ; Angiboust et al., 2024) ou modélisés (Angiboust et al., 2024 ; Maitre et al., 2024). La fracturation des éclogites peut être aussi envisagée par fragilisation par déshydratation le long du panneau plongeant (Hacker et al., 2003 ; Locatelli et al., 2019 ; Rogowitz et al., 2024 ; Bukala et al., 2024), de par une déshydratation pendant l'éclogitisation amenant à un affaiblissement mécanique et une augmentation de la déformation fragile-ductile (Strating & Vissers, 1990 ; Bukala et al., 2024).

Cependant, les fluides pourraient ne pas être nécessaires pour induire une déformation semi-fragile (Bukala et al., 2024). Les éclogites pourraient se déformer dans le régime fragile sans impliquer une forte pression de fluide entre les pores dans le cas de grands taux de déformation, comme modélisé par Angiboust et al., (2024) pour des taux de déformation au-delà de 10^{-7} s^{-1} .

1.4 Relation entre éclogites et sismicité

Les éclogites, ou autres roches comprenant des grenats fracturés sont communément observées dans les unités exhumées de basse croûte ou de zones de subductions. Des brèches d'éclogites peuvent être déformées à haute pression (1.3 à 3.3 GPa) et des températures allant de 500 à 750 °C (Angiboust et al., 2012 ; Yang et al., 2014 ; Hertgen et al., 2017 ; Locatelli et al., 2018 ; Broadwell et al., 2019a). A plus grand taux de déformation, les pseudotachylites sont interprétées comme des vestiges de séismes, pouvant être déformées dans le faciès éclogite (Austrheim & Boundy, 1994 ; John & Schenk, 2006 ; Austrheim et al., 2017). De nombreuses études ont proposé des évènements de courte durée avec une augmentation du taux de déformation pour expliquer des changements de déformation de ductile à fragile après avoir observé des fractures cicatrisées dans des grenats (Hertgen et al., 2017 ; Locatelli et al., 2018 ; Broadwell et al., 2019a ; Rogowitz et al., 2024). La fracturation du grenat a ainsi été reliée à la sismicité, pour des contextes de basse croûte ou de croûte océanique à l'interface de plaque en zone de subduction (Trepmann & Stöckhert, 2002 ; Angiboust et al., 2012 ; Hawemann et al., 2019a). La sismicité prend en compte un large intervalle de durées, allant de l'échelle de la seconde pendant les séismes (i.e. $> 1 \text{ s}^{-1}$), des heures

pour les glissements lents (*slow sleep events* ou SSE) ou trémors (10^{-10} à 10^{-2} s⁻¹), voire des mois pour les séismes silencieux/lents (Ide et al., 2007). Que de telles observations puissent être produites à des taux de déformation plus lents que des taux sismiques (i.e. de séismes) est actuellement en questionnement (Yamato et al., 2019 ; Rogowitz et al., 2023). Ces études suggèrent que les épisodes de déformation rapide transitoires, i.e. des séismes, peuvent avoir un rôle moins systématique que précédemment envisagé dans le processus de fracturation.

2. Problématique

Les zones de subductions ou de collisions comprennent ainsi un fort contraste lithologique, rhéologique et de vitesses de déformation. Une forte concentration de contrainte peut exister dans les éclogites d'ultra-haute-pression, menant avec le contraste mécanique entre le grenat et le clinopyroxène (Karato et al., 1995 ; Farla et al., 2017) à des microstructures complexes, entre la déformation fragile et ductile (Angiboust et al., 2012 ; Yang et al., 2014 ; Hertgen et al., 2017 ; Locatelli et al., 2018 ; Broadwell et al., 2019a ; Austrheim & Boundy, 1994 ; John & Schenk, 2006 ; Austrheim et al., 2017).

Trois grands points sur la déformation des éclogites dans des zones profondes de convergence sont relevés pour guider cette étude :

- Les éclogites ou autres roches riches en clinopyroxène pourraient être impliquées dans des processus à l'interface de plaque (Agard et al., 2016 ; Angiboust et al., 2011 ; Agard et al., 2018).

- Les fluides pourraient ne pas être nécessaires pour induire une déformation semi-fragile. Ainsi, les éclogites pourraient se déformer dans le régime fragile sans impliquer une forte pression de fluides dans le cas de grands taux de déformation (Angiboust et al., 2024 ; Bukala et al., 2024).

- La fracturation du grenat pourrait avoir lieu à des taux de déformation plus lents que des taux sismiques (Yamato et al., 2019 ; Rogowitz et al., 2023).

Les déformations enregistrées dans les éclogites et conservées jusqu'à leurs exhumations ne sont pas pourvues de mesures de contraintes, de quantité de déformation et de taux de déformation pour pouvoir mieux comprendre la complexité de leurs formations, leurs évolutions et l'impact sur la dynamique des zones de subduction

profondes. Les expériences de déformation permettent d'investiguer les niveaux de contraintes et les mécanismes de déformation dans les conditions de déformation des éclogites, sous des pressions allant de 1 à 6 GPa. A la fin du XXème siècle les expériences de déformation sur des agrégats biphasés comme avec [Burg & Wilson \(1986\)](#), ou les modèles théoriques pour des lois de mélange ([Handy, 1990, 1994](#) ; [Tullis et al., 1991](#) ; [Handy et al., 1999](#) ; [Ji et al., 2003](#)) permettent de faciliter la compréhension des comportements mécaniques des roches polyminéraliques. Peu d'expériences ont été menées jusqu'à présent sur l'assemblage grenat+clinopyroxène ([Jin et al., 2001](#) ; [Zhang et Green 2007](#) ; [Farla et al., 2017](#) ; [Rogowitz et al., 2023](#)) et aucune sur des échantillons avec différentes teneur de grenat dans l'agrégat dans des conditions d'ultra-haute pression avec un température modérée à haute, i.e. une pression supérieure à 3 GPa et une température inférieure à 1000°C. De plus les mesures externes de la contrainte sur des instruments tels que les presses de Griggs ou des presses larges volumes ne permettent pas d'étudier les niveaux de contraintes dans chaque phase et limitent ainsi la compréhension de la répartition de la contrainte et de la déformation dans un agrégat biphasé. L'utilisation de la diffraction de rayons X rend possible l'estimation de la contrainte dans chacune des phases des agrégats biphasés ([Farla et al., 2017](#); voir méthode III.2.3).

Lors de ce travail de thèse, j'ai mené des expériences de déformation sur des agrégats biphasés de grenat+clinopyroxène, avec l'utilisation in-situ de la diffraction de rayons X et la tomographie par absorption de rayons X, sur des éclogites reconstituées de composition contrôlées sous des conditions sèches d'ultra-haute pression et haute température. Les résultats d'expériences de cisaillement pur et de torsion sont présentés et discutés afin de comprendre la répartition de la contrainte et de la déformation, ainsi que l'évolution des microstructures au cours de la déformation dans les éclogites selon la fraction volumique des phases dans un régime semi-fragile. Cette étude pourra documenter leurs rhéologies pour détailler l'impact de couches riches en grenat ou clinopyroxène sur la rhéologie des zones de subduction profondes.

3. Organisation de la thèse

Cette thèse s'articule sur l'étude de deux séries de données sur des agrégats biphasés de grenat+clinopyroxène, acquis lors de deux temps de faisceau en synchrotron avec deux géométries de déformation.

Le chapitre II aborde la déformation des roches d'un point de vue global, puis répertorie les déformations naturelles et expérimentales du grenat et du clinopyroxène.

Les méthodes des expériences en cisaillement pur et en torsion ainsi que les techniques d'analyse utilisées sont regroupées dans le chapitre III.

Les résultats et discussions d'expériences de cisaillement pur combinées à la diffraction de rayons X in-situ, accompagnées par une étude microscopique *post-mortem*, composent le chapitre IV. Ce chapitre est basé sur le manuscrit de l'article scientifique [Molines et al., \(in prep.\)](#) en cours de relecture par les co-auteurs.

Les expériences de torsion combinées à la tomographie par absorption de rayon X in-situ sont présentées dans le chapitre V. Ce dernier chapitre comporte des résultats préliminaires, une discussion et clôture cette étude sur des perspectives.

II. La déformation des roches

« Le grenat, c'est le chêne. Le clinopyroxène, le roseau »

Ma sœur, inspirée de Jean de La Fontaine

Sommaire

II. La déformation des roches.....	35
1 Mécanismes de déformation.....	39
1.1 Fracturation.....	39
1.2 Fluage cataclastique	40
1.3 Pression-solution ou dissolution-précipitation en limites de grains sous grande contrainte	41
1.4 Maclage mécanique	42
1.5 Fluage dislocation.....	43
1.6 Récupération du fluage ou <i>recovery</i>	47
1.7 Recristallisation dynamique.....	48
1.8 Fluage diffusion.....	50
1.9 Glissement aux joints de grains	51
1.10 Coexistence ou changement de mécanismes de déformation.....	52
1.11 Déformation semi-fragile.....	53
1.12 Mécanismes de durcissement des contraintes	53
1.13 Mécanismes d'affaiblissement des contraintes.....	54
1.14 Zones de cisaillements et fabrique S-C'.....	55
2. Mécanismes de déformation et microstructures issues de la déformation naturelle d'éclogites.....	56
2.1 Le grenat	59
2.2 Le clinopyroxène	63
3. Déformation expérimentale du grenat et clinopyroxène.....	65
3.1 Le grenat	65
3.2 Le clinopyroxène	66
4. Déformation expérimentale d'agrégats biphasé grenat+clinopyroxène.....	70
5. Microstructures théoriques et leurs évolutions au cours de la déformation	73

Une grande partie des informations de cette partie I.2 provient de livres comme « *Physical Properties of Crystals* » de Nye (1957) (republié et corrigé en 1987), « *Creep of crystals* » de Poirier (1985), « *Microtectonics* » de Passchier & Trouw (2005), ou encore « *Deformation of Earth Materials* » de Karato (2008) et « *Multiscale Modeling of the Mantle Rheology* » du projet RheoMan (2018).

La déformation des roches est classée selon deux grands domaines : la déformation fragile et la déformation ductile. La différence entre ces deux domaines peut être faite selon plusieurs critères :

- La déformation fragile est dite localisée, limitée sur une fracture, un plan de faille. Ainsi la déformation ductile est non-localisée, étendue sur l'ensemble d'un grain, d'une lame, d'une zone kilométrique.
- La déformation fragile définit le moment de rupture après un chargement élastique, voire d'une période de plasticité. La déformation est ductile lorsque la déformation est élasto-plastique, lorsque le matériel flue sous la contrainte (figure 2.1).

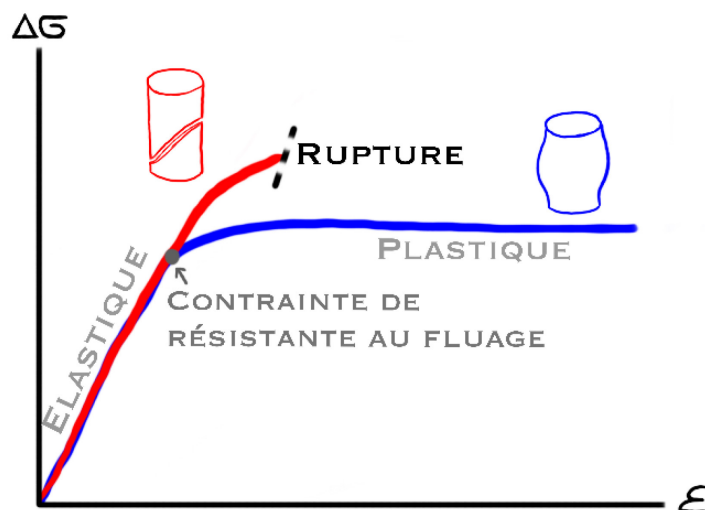


Figure 2.1 : Exemple de courbes contrainte – déformation, dans le cas d'un matériel simple qui rompt sous la contrainte (rouge) et l'un qui flue (bleu).

- La déformation fragile a lieu à plus faible température et plus grand taux de déformation. La transition entre la déformation fragile et ductile est donc fortement dépendante de ces deux paramètres et varie selon la phase minérale (figure 2. 2).

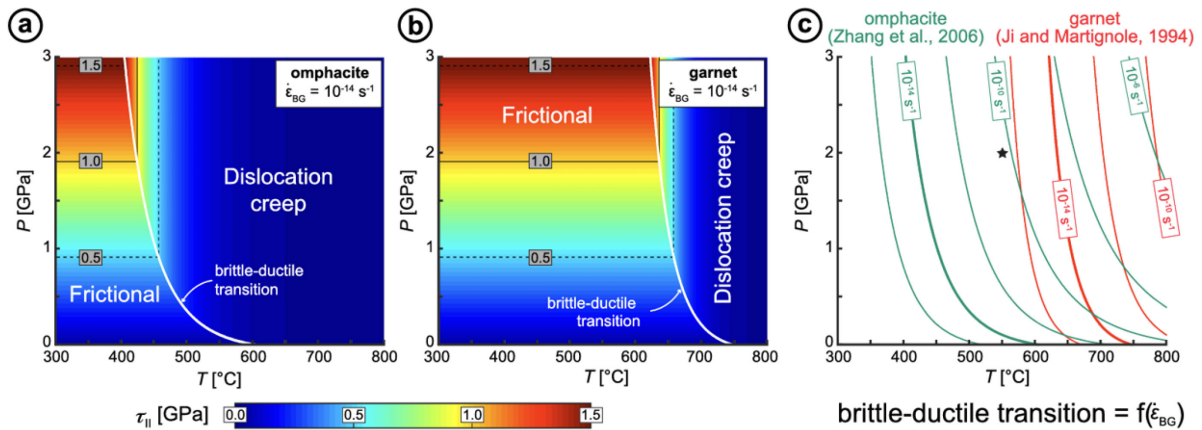


Figure 2.2 : Cartes de mécanismes de déformation de Yamato et al., 2019 pour le a) clinopyroxène et b) grenat. τ_{II} : second invariant de contrainte déviatorique. c) Transition fragile ductile dans un diagramme P-T en fonction du taux de déformation.

A grande échelle, la déformation fragile est limitée dans le manteau terrestre à quelques kilomètres après le Moho (figure 2.3). Selon les modèles de stratification rhéologique (Burgamm & Dresen, 2008), pour une lithosphère continentale les premiers kilomètres du manteau serait fragile dans le cas d'un manteau rigide anhydre pour un taux de déformation mantellique (figure 2.3.a). Or, dans le cas des zones de subduction la fragilisation du slab est suggérée à des profondeurs au-delà de 50 km, par la présence de séismes de profondeur intermédiaire (50-300 km) (Kita et al., 2006 ; Broadwell et al., 2019a ; Pennacconi et al., 2020).

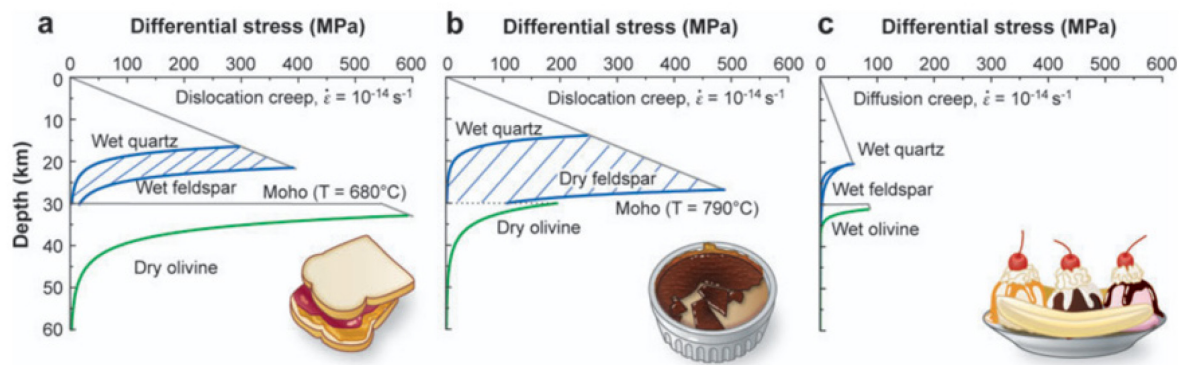


Figure 2.3 : Stratification rhéologique de la lithosphère continentale de Burgmann & Dresen (2008). a) Modèle du sandwich à la gelée pour une croûte faible et manteau rigide. b) Modèle de la crème brûlée pour une croûte rigide et un manteau faible. c) Modèle du banana split pour une croûte et un manteau faible.

1 Mécanismes de déformation

1.1 Fracturation

La déformation fragile est décrite par la fracturation de l'échelle microscopique à pluri-métrique. La fracturation est souvent accompagnée d'un déplacement, que l'on peut observer sur le terrain avec des failles décrochantes, ou à l'échelle d'un grain au microscope (figure 2.4).

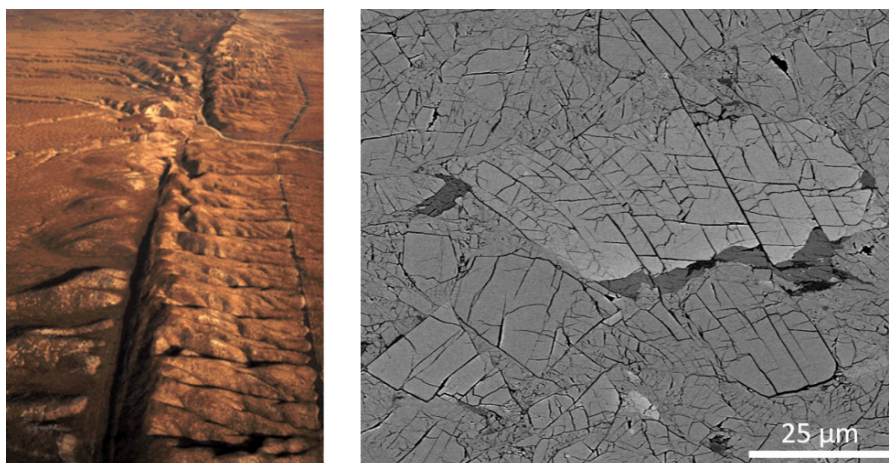


Figure 2.4 : Exemple de déformation fragile sur plusieurs échelles. A gauche, vue aérienne de la faille de San Andreas dans la plaine de Carrizo, Californie, USA, à l'échelle kilométrique (image: USGS). A droite, image au MEB-SEM de grenats fracturés à l'échelle micrométrique (provenance: échantillon D2814 de cette thèse).

Lors d'un épisode de déformation fragile une roche qui se fracture est soumise à un comportement frictionnel, caractérisé par un glissement sur le plan de fracture (Byerlee, 1978). Ce comportement frictionnel peut être représenté sous la forme graphique de cercles de Mohr, qui décompose la contrainte normale (σ_n) et cisailante (τ) sur des plans de fracturation (figure 2.5). Une enveloppe de rupture peut être tracée, et une loi de friction peut en être extraite, selon :

$$\tau = \mu' \sigma_n + c \quad (1)$$

Où τ est la contrainte cisailante, μ' la friction interne, σ_n la contrainte normale et C la cohésion.

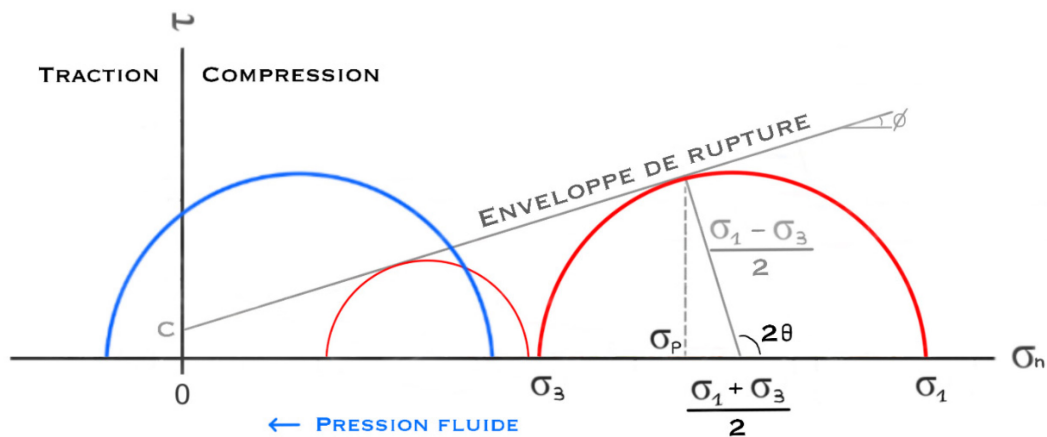


Figure 2.5 : Cercles de Mohr. τ : contrainte cisailante, σ_n : contrainte normale, σ_1 : contrainte principale maximale, σ_3 : contrainte principale minimale, σ_p : pression, 2θ : angle de la médiatrice entre l'enveloppe de rupture et le centre du cercle, avec θ l'angle entre le plan de rupture et le vecteur de contrainte.

1.2 Fluage cataclastique

Le fluage cataclastique est caractérisé par une fracturation intense amenant à une forte réduction de la taille de grains (i.e. comminution). Les grains ont des formes tronquées, de tailles variables et d'orientations cristallographiques dispersées vis-à-vis des grains voisins. Dans le cas d'une déformation semi-fragile, un marqueur pouvant aider à sa reconnaissance est la conservation de la déformation intracrystalline, comme des distorsions ou segments de limites de sous-grains (d'après observations au MEB-EBSD). Le fluage cataclastique peut être décrit comme un mécanisme de déformation semi-fragile. En effet le fluage cataclastique a comme conséquence une massive

réduction de la taille de grain et une dispersion de la déformation. La déformation n'est pas seulement localisée sur une fracture mais aussi étendue sur une zone de broyage. La déformation fragile implique aussi la rotation des clastes rigides plus résistants face à la contrainte (figure 2. 6).

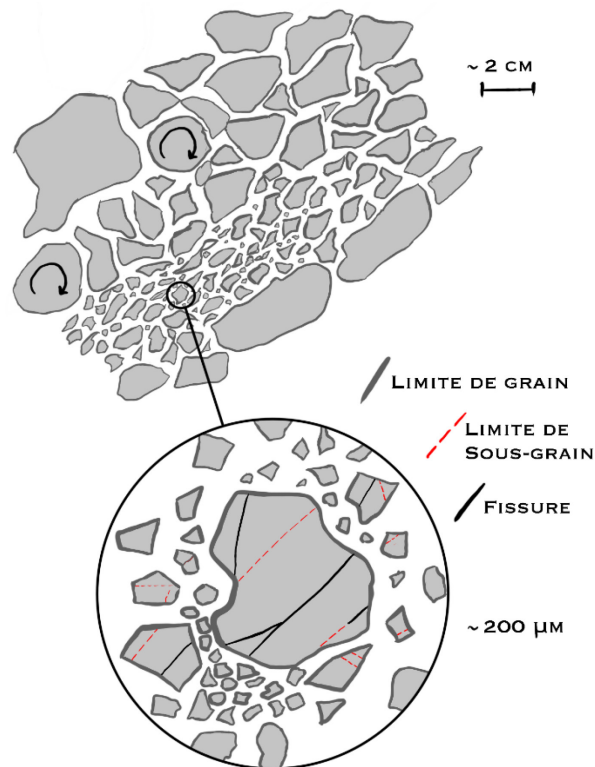


Figure 2.6 : Schématisation du fluage cataclastique. Flèches: rotation de clastes.

1.3 Pression-solution ou dissolution-précipitation en limites de grains sous grande contrainte

Avec la présence d'un fluide intergranulaire, de la dissolution et précipitation en limites de grains peuvent avoir lieu pendant la déformation, souvent appelées pression-solution. Ce processus se concentre là où la contrainte est la plus forte, principalement perpendiculaire à la direction de compression. La solubilité du minéral dans le fluide intergranulaire augmentant avec l'augmentation de la contrainte, la dissolution a lieu à l'endroit où la contrainte est plus forte et la précipitation à l'endroit où la contrainte est plus faible. La pression-solution implique un changement de morphologie des grains pour des formes indentées, tronquées. La précipitation engendre des grains sans déformation intracristalline, des macles de croissance, des zonations chimiques ou

encore des inclusions fluides (figure 2.7). Ce mécanisme de déformation est considéré comme un type de fluage diffusion assisté par les fluides (voir partie I.2.2.7).

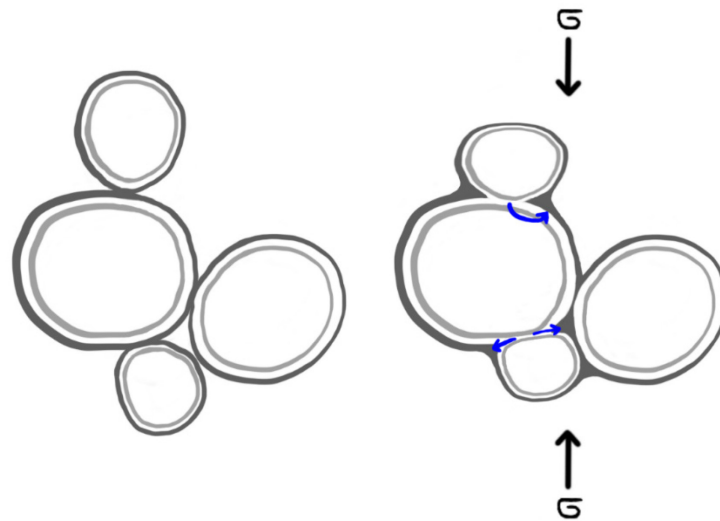


Figure 2.7 : Dissolution - précipitation sous contrainte, d'une zone fortement contrainte vers des zones plus faiblement contraintes (flèche bleue).

1.4 Maclage mécanique

Le maclage mécanique (ou de déformation) peut être un mécanisme de déformation ductile pour certains minéraux, comme le clinopyroxène dans notre cas d'étude. Le maclage est généralement limité à de basses températures. La déformation est accommodée par le grain par un changement partiel de l'orientation du réseau cristallin (figure 2.8). Le maclage n'affecte pas la taille et forme du grain, et n'est possible que sur certaines directions cristallographiques par rapport à la direction de la contrainte. Ce mécanisme étant limité il est souvent associé à la recristallisation dynamique, pression solution ou fluage dislocation. Le maclage est reconnaissable par un grain composé de lamelles parallèles d'orientation cristallographique différente. Les macles mécaniques peuvent être limitées en bordure de grains, signe d'une concentration de la contrainte (figure 2.8).

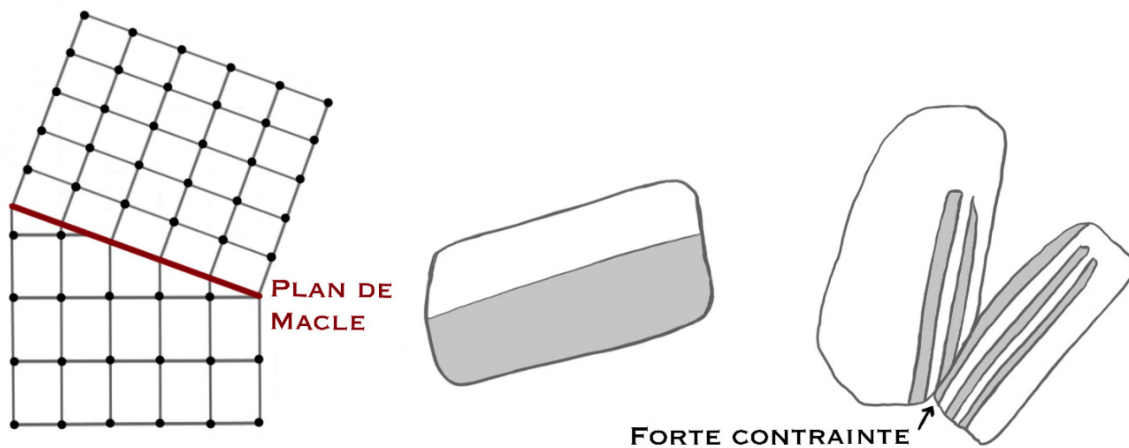


Figure 2.8 : Dessins de macles. A gauche, maclage à l'échelle du réseau cristallin. Au milieu, une macle simple. A droite, deux grains partiellement maclés, mettant en évidence le lien entre concentration de la contrainte et maclage (flèche).

1.5 Fluage dislocation

A plus haute température et plus faible taux de déformation que la déformation fragile, la déformation intracristalline a lieu, avec ou sans fracturation en parallèle (figure 2.9.a). La déformation intracristalline implique l'accumulation de dislocations dans un cristal, l'augmentation de l'énergie interne et ainsi l'augmentation de la densité de dislocations – longueur totale de dislocation par le volume du cristal (figure 2.10.a).

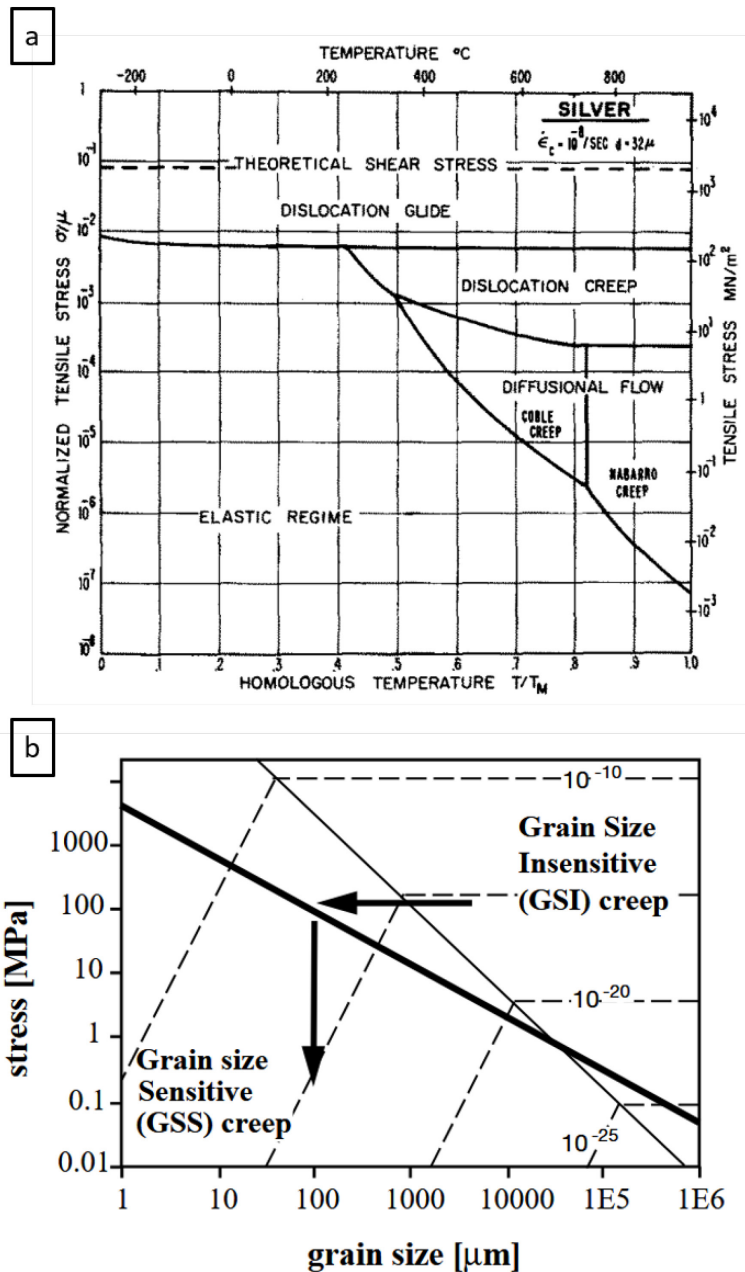


Figure 2.9 : Cartes des mécanismes de déformation en fonction de : a) contrainte - température de Ashby (1972) et b) contrainte - taille de grains, de DeBresser et al., (2001) pour l'olivine à 600 °C.

Il existe deux types de dislocations :

- Dislocation de coin : la fin d'un plan dans le cristal qui comprend une ligne supplémentaire partielle de défauts. La ligne de dislocation a une direction perpendiculaire au vecteur de Burgers (vecteur donnant la direction de la distorsion du réseau) (figure 2.10. b).

- Dislocation vis : une partie du cristal est déplacée sur une distance du réseau et tournée. La ligne de dislocation a une direction parallèle au vecteur de Burgers (figure 2.10. c).

Afin de libérer le cristal de défauts, les dislocations doivent se déplacer dans le cristal et s'arrêter le long d'une limite de grain ou sur une autre dislocation formant une boucle de dislocation (figure 2.10. d). Le déplacement des dislocations peut se faire par glissement ou montée :

- Le glissement de dislocations : la dislocation se déplace seulement dans le plan contenant à la fois la ligne de dislocation et le vecteur de Burgers par rapport à une contrainte appliquée.

- La montée de dislocations : la dislocation se déplace en changeant de plan de glissement par un déplacement perpendiculaire au plan de glissement, facilité par la diffusion d'une lacune sur le même site.

La mobilité des dislocations peut être limitée en raison d'une force de frottement du réseau cristallin, engendrant une friction du réseau. Sans activation thermique cette force est maximale et est décrite par la contrainte de Peierls. Lorsque la contrainte diminue sous l'effet de la température il est plus facile aux dislocations de glisser. La montée de dislocations peut avoir lieu à plus haute température que le glissement de dislocations car elle nécessite l'activation de processus de diffusion (voir partie I.2.2.7). Un des principaux mécanismes de déformation intracristalline est le fluage dislocation qui implique le mouvement de dislocations – le déplacement de lignes de défauts dans le réseau cristallin par le glissement de dislocations, potentiellement assisté par la montée de dislocations.

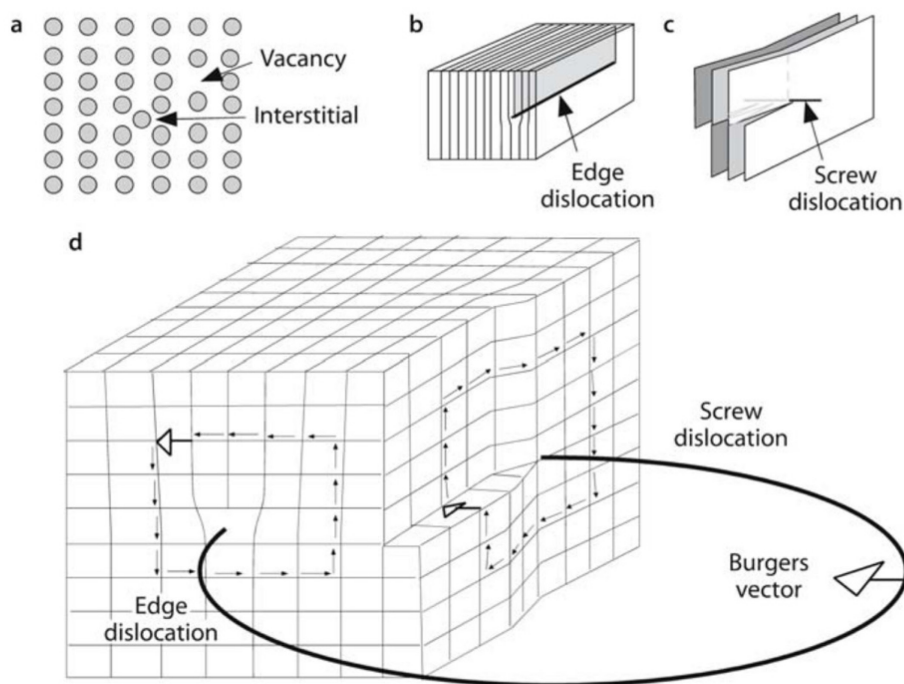


Figure 2.10 : Schéma du principe de dislocations dans un cristal de Passchier & Trouw (2005). a) Réseau cristallin avec deux types de défauts: vacant ou interstitiel. b) Dislocation en coin définie par le coin du demi-plan dans un réseau cristallin déformé. c) Dislocation vis définie par un réseau tordu. d) Dislocation de coin et vis dans un cristal.

La direction du mouvement des dislocations et le plan dans lequel elles sont comprises forment des systèmes de glissements. Les figures de pôles des orientations cristallographiques préférentielles (CPO) sont couramment utilisées pour les déterminer : la direction de glissement est indiquée par un axe cristallographique parallèle à la direction de la linéation, et le plan par un axe en pôle de foliation (figure 2.11).

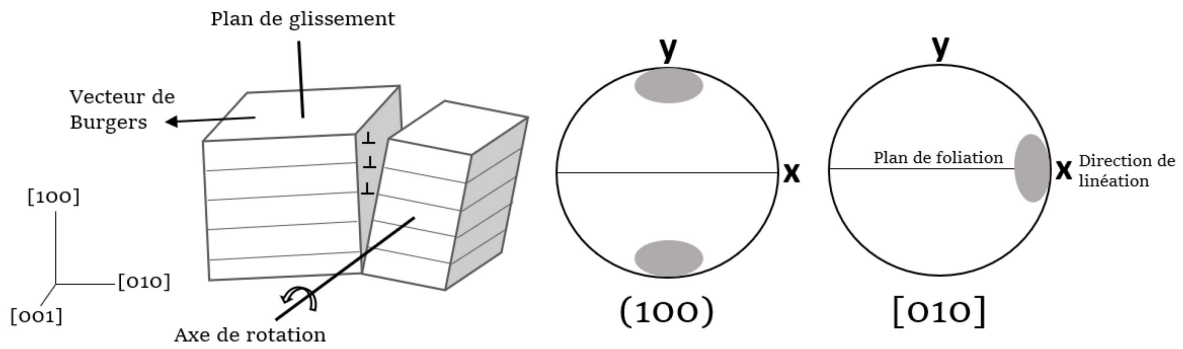


Figure 2.11 : Schéma d'un cristal déformé par fluage dislocation accompagné de figures de pôles de CPO. x - direction de linéation, y - pôle du plan de foliation. Inspiré de Mehl et al., (2003).

Le fluage dislocation est décrit par une équation de loi puissance, selon :

$$\dot{\epsilon}_{power\ law} = A \sigma^n \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \quad (2)$$

où A est une constante, σ la contrainte en Pa, n l'exposant (proche de 3), Q l'énergie d'activation, qui peut être remplacée par $(E^* + PV^*)$ avec E^* l'énergie d'activation, P la pression et V^* le volume d'activation; R la constante des gaz rares et T la température en Kelvin. Le fluage dislocation n'est donc pas fonction de la taille de grain.

1.6 Récupération du fluage ou *recovery*

L'accommodation d'un cristal comprenant de nombreuses dislocations peut se faire par le processus de récupération, plus connu sous le nom de *recovery*. Les dislocations sont réarrangées dans le réseau cristallin en se localisant sur un plan et réduisant la densité de dislocations sur l'ensemble du grain. Les dislocations alignées forment ainsi une limite de sous-grains, réduisant la densité de dislocation ainsi que l'énergie interne. Des bandes de déformation peuvent être souvent observées, signe de la mise en place de ce processus (figure 2.12).

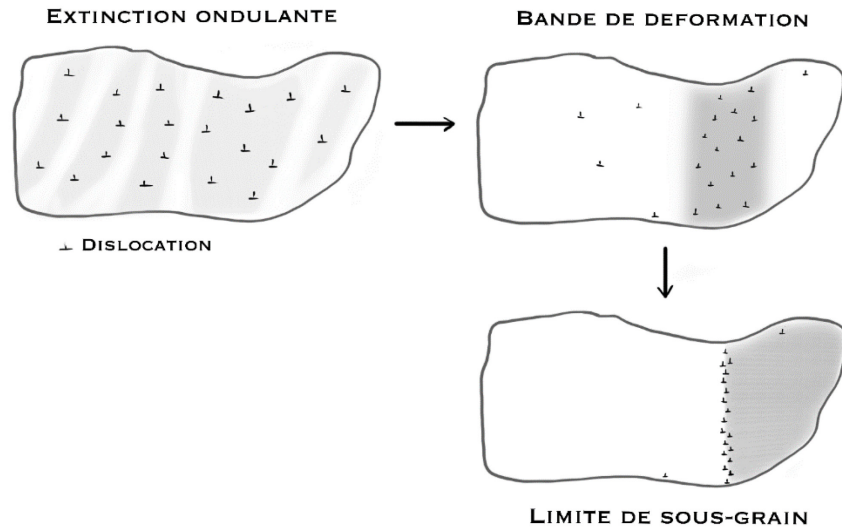


Figure 2.12 : Schématisation du processus de recovery. Les remplissages gris font référence à de la désorientation cristallographique dans le grain.

1.7 Recristallisation dynamique

D'après *Microtectonics* (Passchier & Trouw, 2005), la recristallisation dynamique est un autre processus assistant le fluage dislocation dans la réduction de la densité de dislocation au sein d'un grain. Ce processus implique la mobilité des limites de grains, avec une augmentation de la longueur des limites de grains qui est moins coûteuse en énergie interne que de conserver des dislocations.

La recristallisation dynamique est classée selon trois types, évoluant d'une faible température-fort taux de déformation vers une plus haute température-faible taux de déformation (figure 2.13) :

- Le bourgeonnement (BLG) : des limites de sous-grains se forment dans un cristal avec une forte densité de dislocations, pour former un nouveau grain de petite taille, plutôt ronds. C'est un processus de migration de limite de grains à faible température et local. Les nouveaux grains sont principalement localisés le long des limites de grains de l'ancien grain. Les limites de grains sont lobées de la taille d'un grain recristallisé.

- La rotation de sous-grains (SGR) : La formation d'un nouveau grain se fait par désorientation progressive d'un sous-grain. Une structure noyau-manteau (*core-and-*

mantle) peut être observée par des désorientations progressives de sous-grains et grains recristallisés dans le grain originel. Les grains peuvent être allongés.

- La migration de limites de grains (GBM) : La mobilité des limites de grains augmentant avec la température, l'élimination des dislocations et des limites de sous-grains au sein d'un grain se fait par recristallisation par migration de limites de grains et de sous-grains. Les grains recristallisés sont fortement lobés, de taille variable et peuvent être plus grands que les grains originels. Il est donc fréquent de ne pas en retrouver la structure.

Il est possible que plusieurs types de recristallisation dynamique aient lieu en même temps selon les conditions de déformation.

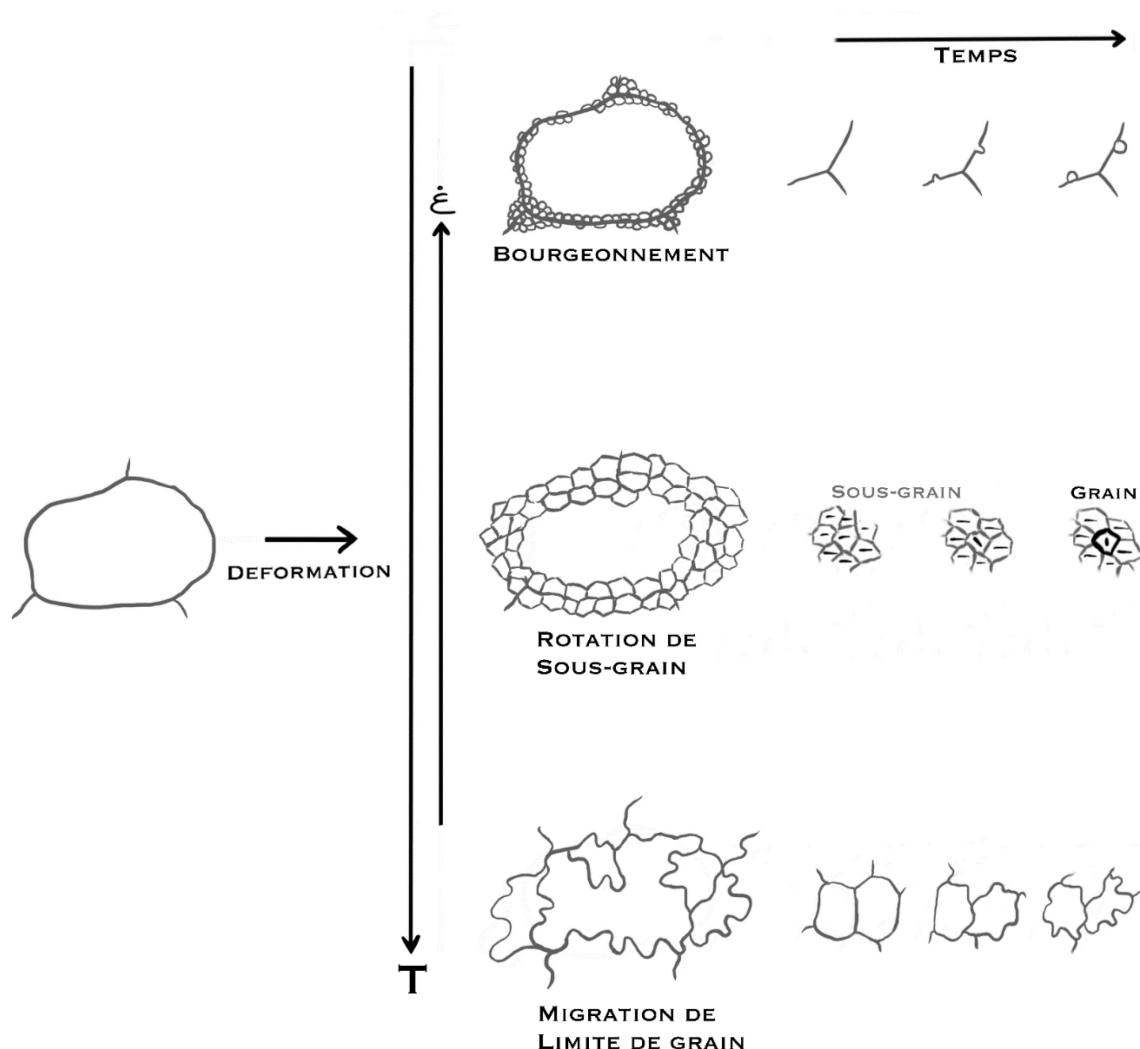


Figure 2.13 : Schématisation de la recristallisation dynamique. Inspiré des figures 3.25 et 3.26 de Passchier & Trouw (2005). Les traits au sein des sous-grains et grains schématisent les orientations cristallographiques.

1.8 Fluage diffusion

A haute température la déformation intracristalline peut se faire par un transfert de masse diffusif à l'échelle du grain, soit par processus de migration de lacunes dans le réseau cristallin (figure 2.10.a). Le fluage diffusion est un mécanisme de déformation sensible à la taille de grains (figure 2.9.b). Il est décomposé selon deux types :

- Le fluage de Coble : diffusion des emplacements vides le long des limites de grains (figure 2.14.a).
- Le fluage de Nabarro-Herring : diffusion des emplacements vides dans l'ensemble du réseau cristallin (figure 2.14.b).

Le fluage diffusion de Coble et Nabarro-Herring sont décrits par les deux équations suivantes :

$$\dot{\epsilon}_{Coble} = A_C \frac{D_{gb} \delta \Omega \sigma}{d^3 k T} \quad (3)$$

$$\dot{\epsilon}_{Nabarro-Herring} = A_{NH} \frac{D_{sd} \delta \Omega \sigma}{d^3 k T} \quad (4)$$

Où A_C et A_{NH} l'énergie d'activation pour le fluage de Coble et de Navarro-Herring, D le coefficient d'autodiffusion des lacunes, Ω le volume atomique, d la taille de grain et k la constante de Boltzmann.

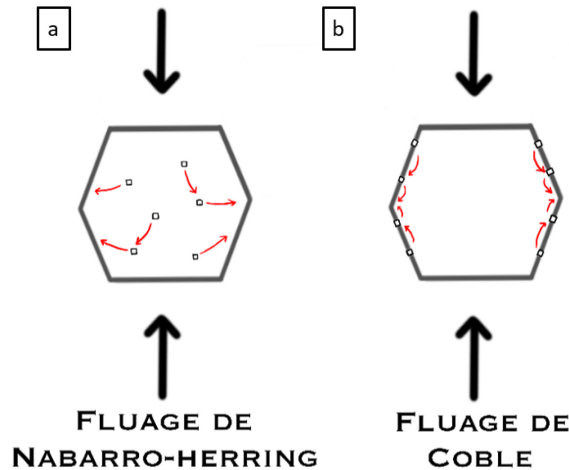


Figure 2.14 : Schéma du fluage diffusion de type a) Nabarro-Herring et b) Coble. Carrés: lacunes. Flèches rouges: déplacements (non réaliste) des lacunes dans le réseau et le long des limites de grains.

1.9 Glissement aux joints de grains

Le fluage diffusion peut permettre le glissement aux joints de grains (GBS) (figure 2.15). Les caractéristiques qui illustrent largement ce processus sont des grains fins, une dispersion des CPO, des limites de grains droites et alignées. Le terme de superplasticité est souvent associé au GBS pour définir le fait qu'une matrice ultra-fine (quelques microns) ne développe pas d'orientation de forme préférentielle (SPO) ou CPO à grande déformation. Des études proposent que le GBS puisse être aussi assisté par la mobilité des dislocations, abrégé disGBS (Etheridge & Wilkie, 1978 ; Hansen et al., 2011; Hansen et al., 2012; Ohuchi et al., 2015; Miranda et al., 2016; Wiesman et al., 2023a). Cela implique quelques observations différentes, comme une conservation de la CPO, du maillage, des limites de sous-grains. Ainsi un/des systèmes de glissements seraient toujours actifs pendant le processus de GBS.

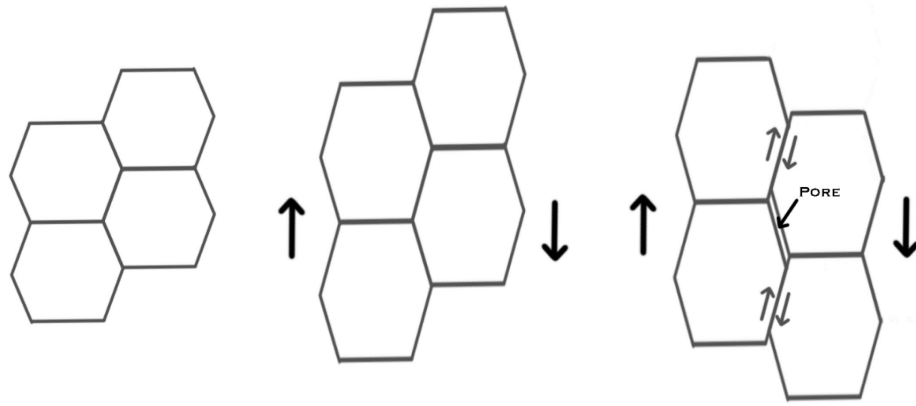


Figure 2.15 : Schéma de glissement aux joints de grain, évoluant de gauche à droite sous l'effet de la contrainte.

1.10 Coexistence ou changement de mécanismes de déformation

Plusieurs mécanismes de déformation peuvent avoir lieu en même temps pour accommoder la déformation ou assister l'activité de l'un. Il est rare que seul le fluage dislocation ou diffusion soit proposé comme mécanisme de déformation. Le fluage dislocation est souvent assisté par le recouvrement ou la recristallisation dynamique, ou encore des processus de diffusion, et la dissolution-précipitation est souvent proposé comme mécanisme assistant le fluage diffusion. Il est donc possible d'observer plusieurs mécanismes de déformation actifs au sein d'une roche, que ce soit entre deux phases minérales différentes, dans une même phase minérale ou à une localisation ou échelle spécifique.

Un changement de mécanisme de déformation est possible par le changement des conditions de pression et/ou température, du taux de déformation ou de la quantité de fluides au cours de la déformation. Il est aussi possible de changer de mécanisme de déformation par la diminution de la taille de grains, sans modifier les conditions initiales. En effet des processus tels que le fluage cataclastique ou la recristallisation dynamique engendrent une diminution de la taille de grains, permettant ainsi l'activation d'autres processus sensibles à la taille de grain i.e. le fluage diffusion et le GBS (figure 2.9.b) (Kenkmann & Dresen, 2002; Barnhoorn et al., 2005; Platt & Behr, 2011).

1.11 Déformation semi-fragile

La déformation semi-fragile définit une roche, un échantillon ou un minéral qui subit une déformation située dans la transition fragile-ductile, pouvant ainsi avoir à la fois un comportement frictionnel et visqueux. Cela peut être répartie au sein d'une roche avec un minéral avec un comportement frictionnel et l'autre visqueux, de part une température de transition fragile-ductile différente (figure 2.2). Il est aussi possible qu'un minéral se déforme dans sa transition fragile-ductile et présente à la fois une déformation fragile et une déformation ductile au sein d'un échantillon ou d'un même grain, e.g. de la fracturation avec de la recristallisation dynamique.

1.12 Mécanismes de durcissement des contraintes

Le durcissement des contraintes, ou écrouissage d'un agrégat a lieu lorsque les contraintes augmentent au cours d'une déformation plastique (figure 2.16). Un durcissement peut avoir lieu par une :

- Augmentation de la résistance : par accumulation de dislocations et blocage de la mobilité des dislocations (Taylor, 1934 ; Dubosq et al., 2023 ; Brantut, 2025).

- Augmentation des contraintes résiduelles (*backstresses*) : via le maillage (Mitchell & Hirth, 1991 ; Salem et al., 2003 ; Salem et al., 2006) ou le glissement sur des fractures préexistantes (Lawn & Marshall, 1997).

Ces mécanismes de durcissements peuvent être actifs sur l'ensemble de l'agrégat, comme dans le cas de conditions P-T ne permettant pas l'activation de mécanismes pouvant accommoder la déformation tel que le fluage diffusion, ou l'hydratation. Ils peuvent aussi avoir lieu par la formation de chaînes de forces entre des clastes résistants amenant à un blocage de la mobilité des clasts (i.e. rotation ou glissement) et une augmentation locale de la contrainte par compression mutuelle entre clastes sans relâchement de contraintes (Cates et al., 1998; Beall et al., 2019a).

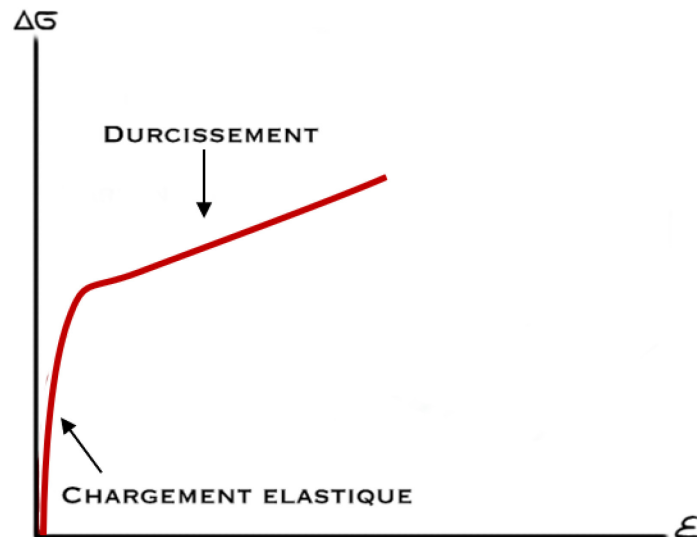


Figure 2.16 : Courbes contrainte-déformation dans le cas d'un durcissement des contraintes après un chargement élastique.

1.13 Mécanismes d'affaiblissement des contraintes

L'affaiblissement, ou l'adoucissement des contraintes d'un agrégat est caractérisé par une diminution de la contrainte au cours de la déformation (figure 2.17). Un affaiblissement peut avoir lieu via divers mécanismes pouvant s'additionner ou se précéder : *shear heating* i.e. l'augmentation de la température lors de la production de chaleur générée par les forces de frictions pendant la déformation (Leloup et al., 1999 ; Segall & Rice, 2006 ; Hirose & Bystricky, 2007), l'hydratation et les réactions chimiques (Wintsch et al., 1995 ; Mei & Kohlstedt, 2000a,b ; Hier-Majumder et al., 2005 ; Chen et al., 2006 ; Rogowitz & Huet, 2021 ; Lee et al., 2022), la topologie des phases (Dell'Angelo & Tullis, 1995 ; Wintsch et al., 1995 ; Gerbi et al., 2015), la diminution de la taille de grains par recristallisation dynamique (Rutter, 1995 ; Drury, 2005 ; Platt & Behr, 2011 ; Farla et al., 2013), ou encore la comminution par fluage cataclastique (Handy & Stünitz, 2002 ; Handy et al., 2007). La recristallisation dynamique et le fluage cataclastique sont des mécanismes de déformation favorisant ensuite l'activation du fluage sensible à la taille de grains amenant à un affaiblissement (fluage diffusion, glissement aux joints de grains e.g. Tullis & Yund, 1991 ; Warren & Hirth, 2006 ; Handy et al., 2007 ; Stunitz et al., 2020). L'affaiblissement des contraintes avec diminution de la taille de grains est caractéristique de la localisation de la déformation (Hopper & Buck, 1993 ; Handy &

Stünitz, 2002 ; Rice, 2017 ; Précigout & Gueydan, 2009 ; Gueydan et al., 2014 ; Dôhmann et al., 2019), bien que la localisation de la déformation ait aussi un rôle dans l'affaiblissement des zones de faille (Smith et al., 2015).

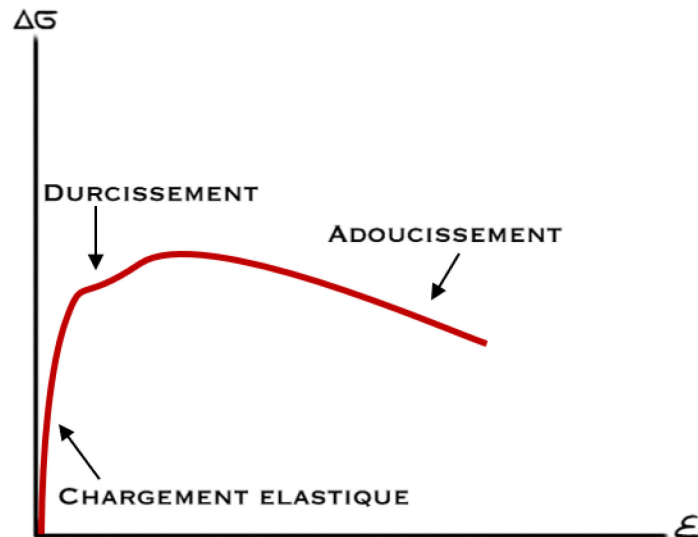


Figure 2.17 : Courbes contrainte-déformation dans le cas d'un affaiblissement des contraintes après un chargement élastique et période de durcissement.

1.14 Zones de cisaillements et fabrique S-C'

En zone de subduction, un fort contraste rhéologique est présent entre la croûte océanique et le manteau partiellement serpentinisé. C'est à l'interface de ces différentes lithologies que des zones de cisaillements peuvent se former au sein d'éclogites (Angiboust et al., 2011).

La fabrique S-C' (figure 2.18) est une structure communément observée dans les zones de cisaillement (e.g. Berthé et al., 1978a,b ; Platt & Vissers, 1980 ; Blenkinsop & Treloar, 1995 ; Bukovska et al., 2016), mais leur formation est complexe à interpréter. Trois critères ont été proposés pour conditionner la formation d'une fabrique S-C' : 1) Le contraste rhéologique entre les phases (Jordan, 1987 ; Stünitz & Tullis, 2001 ; Holtzman et al., 2003), 2) la teneur en phase faible (Jordan, 1987 ; Holyoke & Tullis, 2006a ; Finch et al., 2020) et 3) la connectivité de la phase faible (Platt & Vissers, 1980 ; Platt, 1984 ; Jordan, 1987 ; Williams & Price, 1990), qui induit de l'anisotropie structurale.

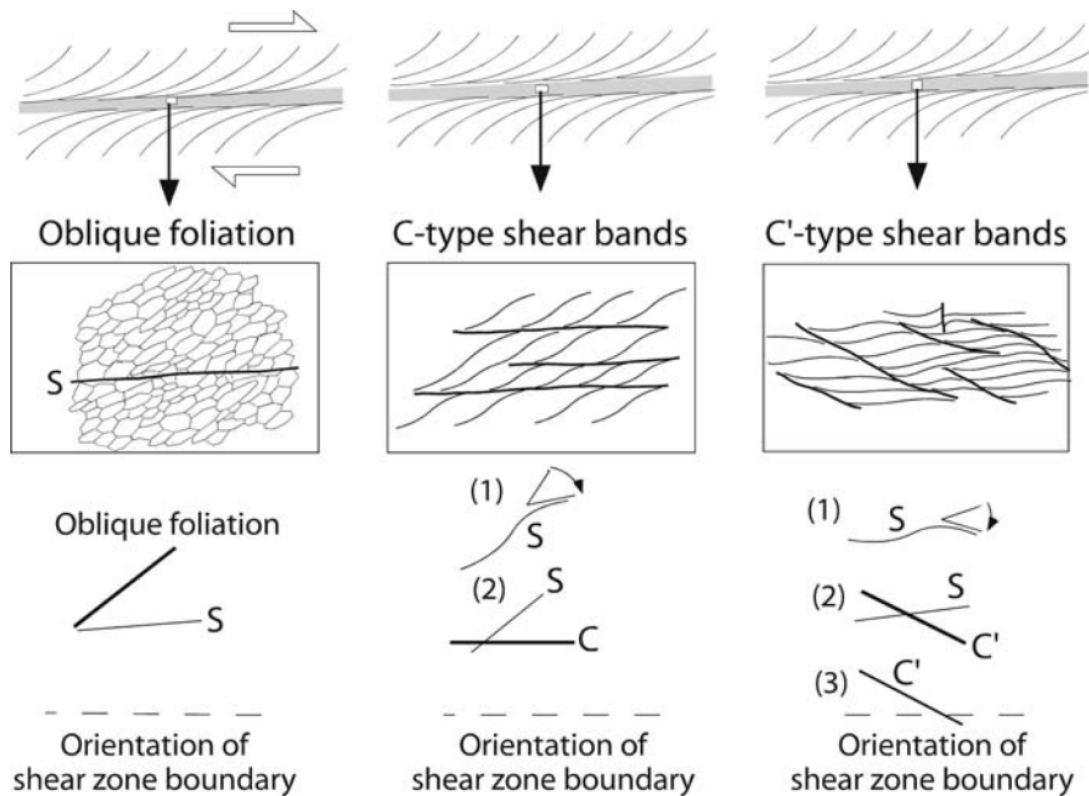


Figure 2.18 : Trois types de foliation communes dans les zones de cisaillement ductiles (Microtectonics, Passchier & Trouw, 2005).

2. Mécanismes de déformation et microstructures issues de la déformation naturelle d'éclogites

Pour mieux comprendre les microstructures que nous observons dans nos agrégats biphasés déformés en laboratoire, l'observation d'éclogites naturelles est nécessaire pour pouvoir interpréter les microstructures et faire un lien avec un contexte tectonique. Communément, le clinopyroxène forme une matrice faible recristallisée et est décrite comme la phase qui accommode la déformation. Le grenat est quant à lui décrit comme se comportant tel un claste rigide baignant dans la matrice (figure 2.19.e, i). Un fort partitionnement de la déformation à lieu entre le clinopyroxène et le grenat avec une localisation de la déformation dans la matrice de clinopyroxène cisillée (Zhao et al., 2005) (figure 2.19.a). Cependant nous ne pouvons pas nous limiter à ce modèle de microstructure, car de nombreuses études en exposent diverses selon une large gamme de conditions P-T dans le faciès éclogite, entre la déformation fragile et ductile (figure

2.19). La foliation peut être marquée à la fois par les couches de clinopyroxène et de grenat (monominéraliques ou polyminéraliques) (figure 2.19.b), que les grains de grenats soient allongés ou ronds (Bascou et al., 2001 ; Storey & Prior, 2005).

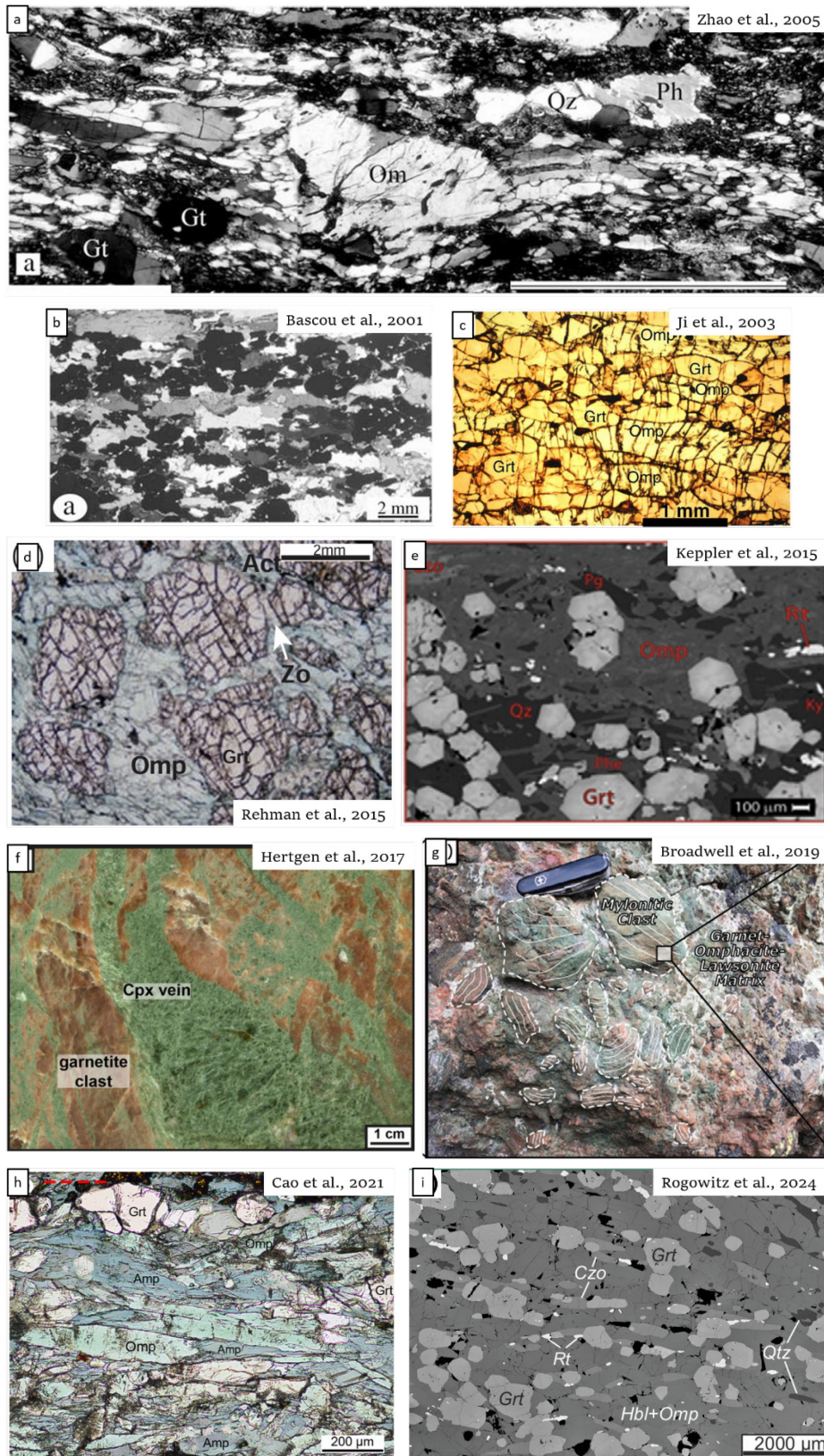


Figure 2.19 : Planche non-exhaustive de microstructures d'éclogites comprenant du grenat et du clinopyroxène, à diverses conditions P - T et échelles. a) échelle: 500 μm code couleur du grenat : b) noir, d) rose. Pic de métamorphisme (P - T) : a) 3.3 GPa - 624 $^{\circ}\text{C}$ b) 1.4-1.6

GPa – 500-560 °C c) 3 GPa – 850 °C d) 3.2 GPa – 920 °C e) 2.0-2.5 GPa – 600 °C f) 2.15-2.40 GPa – 500-550 °C g) 2 GPa – 500 °C h) 2.3-2.4 GPa – 540-560 °C i) 2-2.2 GPa – 630-740 °C.

2.1 Le grenat

Le grenat est premièrement nommé « anthrax » par le philosophe Théophraste au IV^e-ème siècle av.è.c. Il porte son nom actuel depuis 1270 d'après le théologien et philosophe Albert le Grand, dérivé soit du latin « malum granatum » pour sa couleur de grenade soit de « granum » pour sa forme de grain.

Le grenat est un composant majeur du manteau terrestre et est présent dans de nombreuses roches métamorphiques telle que l'éclogite. Le grenat est connu pour avoir une grande résistance à la déformation plastique en comparaison à d'autres minéraux du manteau dont le clinopyroxène (e.g. [Karato et al., 1995](#)). C'est un nésosilicate avec un système cristallin cubique et un large paramètre de maille. Cette structure expliquerait sa grande résistance par un glissement de dislocations difficile ([Karato et al., 1995](#)). En dessous de 700 °C il serait plus résistant que le quartz et le feldspath, mais la relation s'inverserait au-delà de 900 °C ([Ji et Martignole, 1994](#)).

La formule chimique générale du grenat est de forme $X^{2+}_3Y^{3+}_2[SiO_4^{4-}]_3$, avec Ca, Fe, Mg ou Mn pour la position X et Al, Fe ou Cr pour la position Y. La composition chimique du grenat varie selon des solutions solides entre le pyrope (pôle magnésien), l'almandin (pôle ferrique), le grossulaire (pôle calcique) et le spessartine (pôle mangueux), entre autres.

Les microstructures de grenat déformés à haute pression semblent indiquer que les dislocations subissent une forte friction du réseau en dessous de 600 °C. A haute température, la diffusion assiste la mobilité des dislocations. Plusieurs systèmes de glissements ont été observés via diffraction électronique en faisceau convergent à grand angle (LACBED) : $\frac{1}{2}\langle 111 \rangle \{1-10\}$, $\frac{1}{2}\langle 111 \rangle \{11-2\}$, $\frac{1}{2}\langle 111 \rangle \{12-3\}$, $\langle 100 \rangle \{010\}$ et $\langle 100 \rangle \{011\}$ ([Voegelé et al., 1998b](#)).

Le CPO du grenat a été décrit comme aléatoire ou faible dans la quasi-totalité des études ([Bascou et al., 2000](#) ; [Mainprice et al., 2004](#) ; [Keppler, 2018](#)), attribué à son système cubique et à l'activation de multiples systèmes de glissements, ou encore à son comportement passif de clast rigide ([Mainprice et al., 2004](#)). Le grenat est communément décrit comme se comportant tel un claste rigide baignant dans la matrice

mais il est aussi observé avec des grains allongés, voire avec des queues de recristallisation (Kleinschrodt & McGrew, 2000 ; Prior et al., 2000 ; Mainprice et al., 2004 ; Zhang & Green, 2006 ; Martelat et al., 2012) le tout marqué par une SPO en opposition à une CPO non développée (figure 2.20, figure 2.21).

Plusieurs mécanismes de déformation ont été proposés pour le grenat d'après de nombreuses observations. A basse température (<650 °C), la déformation plastique du grenat peut se faire par divers mécanismes de déformation (figure 2.20) :

- Dissolution-précipitation (Wassmann and Stöckhert, 2013 ; Stünitz et al., 2020).
- Fluage diffusion assisté par la dislocation (Phillips et Ji, 2021).
- Fluage dislocation assisté par la recristallisation dynamique et le recovery (Hawemann et al., 2019).

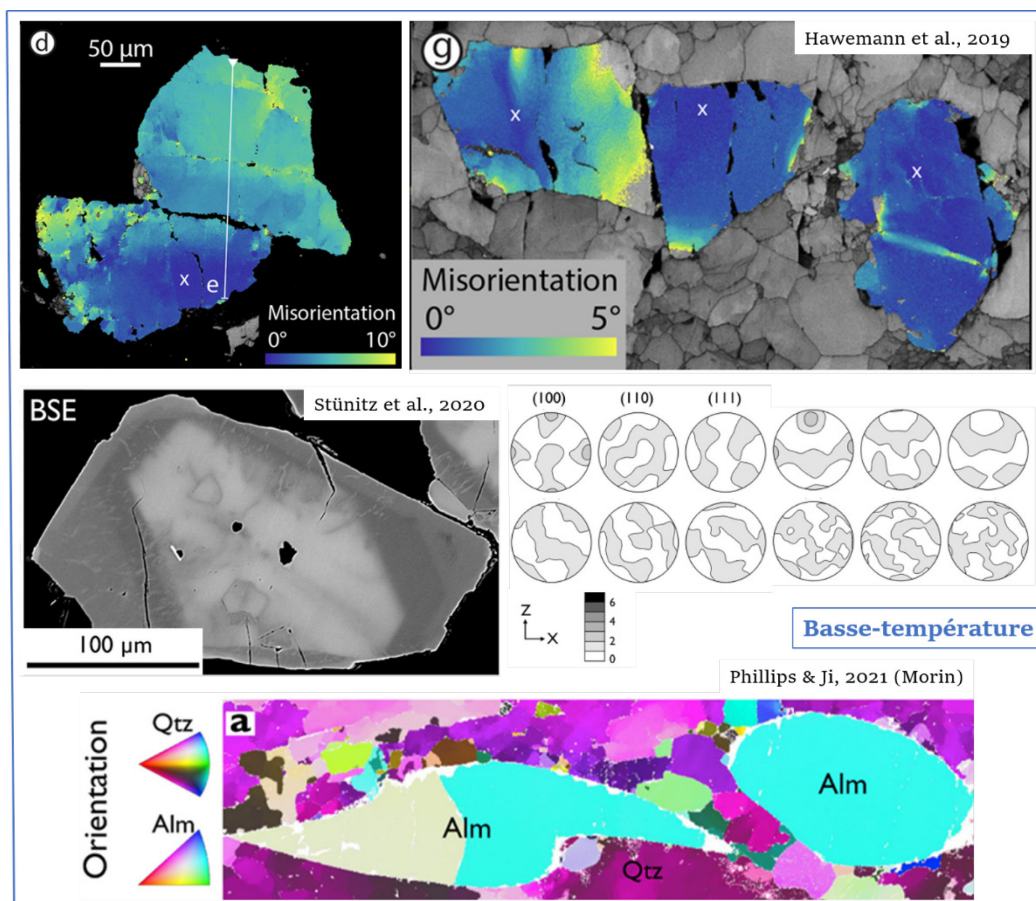


Figure 2.20 : Planche non-exhaustive de microstructures et CPO de grenat déformé (plastiquement) à basse température au sein d'éclogites.

A haute température (>650 °C), les mécanismes de déformations proposés sont similaires à ceux à basse température (figure 2.21): dissolution-précipitation (Smit et al., 2011), fluage diffusion assisté par la dislocation (Storey & Prior, 2005 ; Martelat et al., 2012), fluage diffusion assisté par la recristallisation dynamique (Bestmann et al., 2008), fluage dislocation assisté par la recristallisation dynamique et le recovery (Wu et al., 2008 ; Prior et al., 2000 ; Ji et al., 2003). Le glissement aux joints de grains est en supplément par rapport aux mécanismes de déformation à basse température (Terry & Heidelbach, 2004).

Il est courant que plusieurs mécanismes de déformation se succédant ou coexistant soient proposés (Handy et Stünitz, 2002 ; Storey et Prior, 2005 ; Dubosq et al., 2023). Avec une transition fragile-ductile dans un contexte de convergence naturelle (e.g. 10^{-4} s^{-1}) autour de 600°C (Voegelé et al., 1998b), une déformation semi-fragile peut être observée mêlant la fracturation et la déformation intracristalline (Hawemann et al., 2019 ; Dubosq et al., 2023).

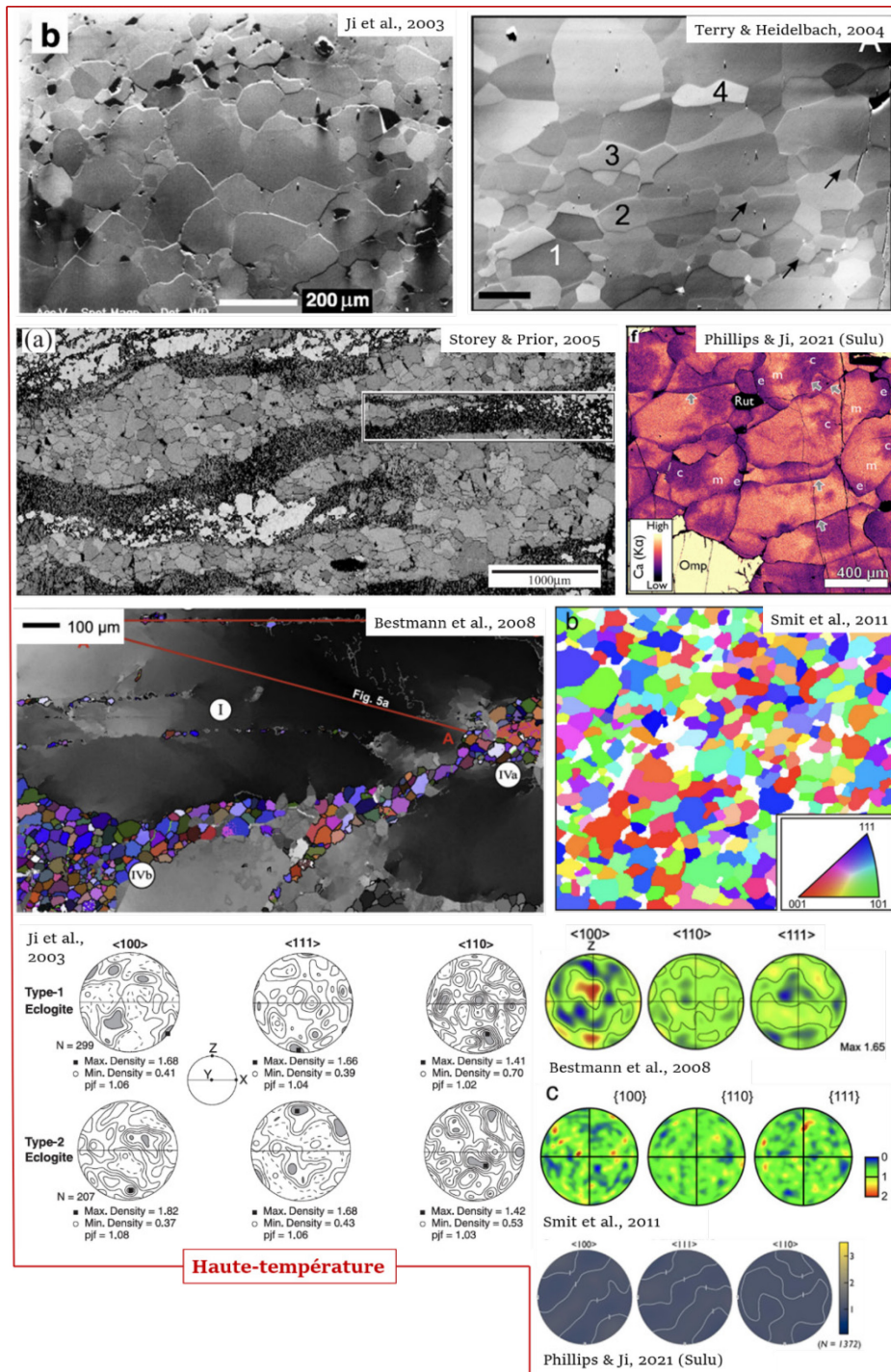


Figure 2.21 : Planche non-exhaustive de microstructures et CPO de grenat déformé (plastiquement) à haute température au sein d'éclogites.

2.2 Le clinopyroxène

L'omphacite est d'abord appelé « diallage » en 1801 par l'abbé René Just Haüy. Son nom dérivé du grec « omphax », signifiant « raisin vert », fait référence à sa couleur verte. L'omphacite est un inosilicate monoclinique du sous-groupe des clinopyroxènes. Minéral d'ultra-haute pression, composant majoritairement les éclogites, l'omphacite constitue la solution solide diopside-jadéite. Sa composition chimique varie entre le pôle sodique de la jadéite de formule chimique générale $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ et le pôle calcique du diopside de formule chimique $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. Pour le reste de cette étude le terme clinopyroxène sera utilisé.

Au sein des éclogites le clinopyroxène forme une matrice visqueuse (figure 2.19), composée en partie de grand prismes allongés (a et h, figure 2.19) et marque la fabrique. Plusieurs types de fabriques ont été décrites pour le clinopyroxène. La fabrique de type L est caractérisée par un maximum de l'axe [001] parallèle à la linéation et l'axe [010] en guirlande normal à la linéation. La fabrique de type S est décrite par un maximum de l'axe [010] normal au plan de foliation et l'axe [001] en guirlande parallèle au plan de foliation. La fabrique de type L est associée à une recristallisation sous des conditions de constriction causée par l'alignement des clinopyroxènes selon l'axe long c [001]. La fabrique de type S serait plutôt attribuée à une recristallisation pendant un aplatissement amenant à la formation d'une foliation, marquée par l'axe c [001] en guirlande. Les fabriques intermédiaires de type LS et SL sont caractérisées par l'axe [010] normal au plan de foliation et l'axe [001] parallèle au plan de foliation, marqué d'une guirlande pour le type SL (a et b, figure 2.22) (Helmstaedt et al., 1972 ; Abalos, 1997 ; Ulrich & Mainprice, 2005). La fabrique du clinopyroxène est usuellement très marquée sur le terrain (b et c, figure 2.22).

A basse température le maclage mécanique est le mécanisme de déformation majeur. Avec l'augmentation de la température le maclage mécanique est remplacé par le fluage dislocation (Zhang et al., 2006 ; Zhao et al., 2005 ; Rehman et al., 2023) ou fluage diffusion (Mauler et al., 2001 ; Cao et al., 2021 ; McNamara et al., 2024). Les systèmes de glissements majeurs observés sont $\{011\}[001]$, $\{110\} \frac{1}{2} \langle 110 \rangle$ et $(100)[001]$ (Godard & Van Roermund, 1995 ; Rehman et al., 2015 ; Rehman et al., 2023).

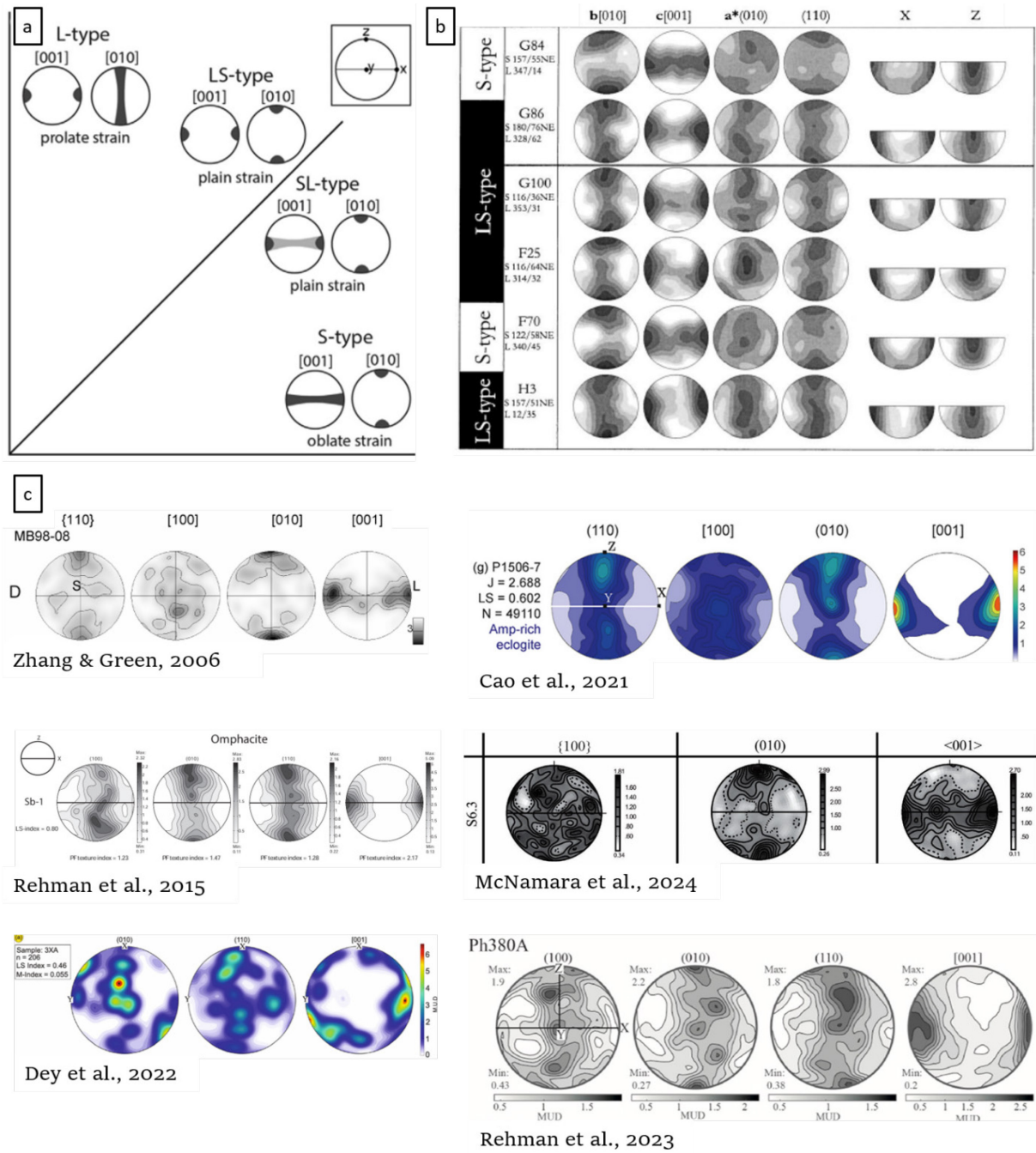


Figure 2.22 : a) Quatre types de fabriques du clinopyroxènes selon les CPO des axes [001] et [010] dans un diagramme de Flinn, de Kepler (2018). b) CPO d'omphacite naturelles de Mauler et al., (2001) comprenant les divers types de fabrique. c) Planche non-exhaustive de CPO de clinopyroxène au sein de divers massifs d'éclogites.

3. Déformation expérimentale du grenat et clinopyroxène

3.1 Le grenat

En dessous de 1000 °C le grenat présente des évidences de micro-plasticité associé à des micro-fractures (figure 2.23.a et figure 2.23.b, Voegelé et al., 1998a). Au-dessus de 1000°C le grenat devient ductile et se déforme par fluage dislocation avec formation de sous-grains (figure 2.23.b.c et figure 2.23.d) et *recovery* (Voegelé et al., 1998a).

Plusieurs systèmes de glissement sont observés au TEM dans le grenat : $\frac{1}{2}\langle 111 \rangle \{1-10\}$, $\frac{1}{2}\langle 111 \rangle \{11-2\}$, $\frac{1}{2}\langle 111 \rangle \{12-3\}$, $\langle 100 \rangle \{010\}$ et $\langle 100 \rangle \{011\}$ (Voegelé et al., 1998a ; Ji et al., 2003). La ligne de dislocation $70^\circ \frac{1}{2}\langle 111 \rangle$ et le coin $\langle 100 \rangle$ semblent être les plus stables (et donc les moins mobiles). Outre le cas des dislocations $\langle 110 \rangle$ à faible température, la plupart des dislocations ne montrent pas de dissociation visible et ont un cœur non planaire (Voegelé et al., 1998a). La structure du cœur engendre une forte friction de Peierls et est dite comme responsable du comportement fragile du grenat à faible température. La diffusion remplace le régime de Peierls à haute température et active les montées de dislocations (Karato et al., 1995 ; Voegelé et al., 1998a). Les microstructures et les systèmes de glissements sont cohérents avec ceux observés sur des échantillons naturels (figure 2.23) (Voegelé et al., 1998a,b).

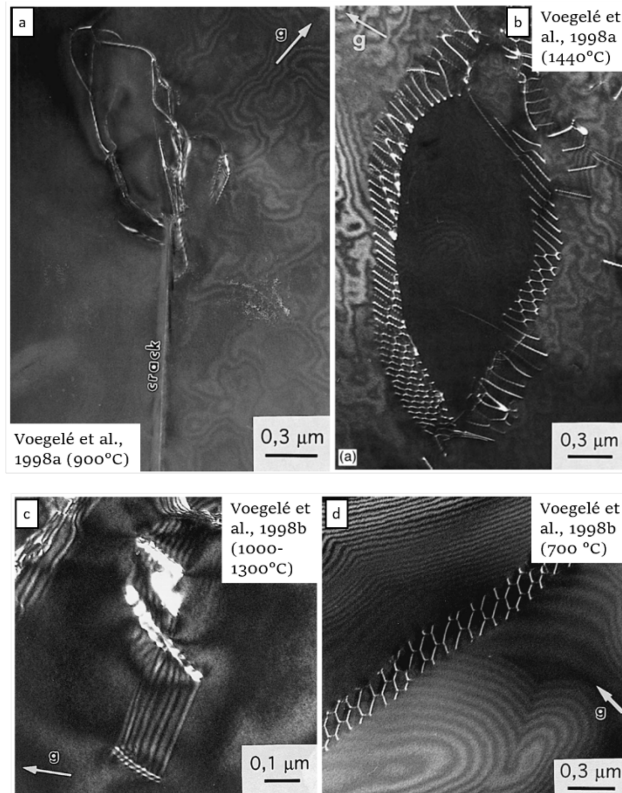


Figure 2.23 : Images de champ sombre au MET de grenats déformés a-b) expérimentalement de Voegelé et al., (1998a) et c-d) naturellement Voegelé et al., (1998b). a) Boucle de dislocation prenant naissance à l'extrémité d'un crack. b) Limites de sous-grains. d) dislocations émises en pointe de crack et dislocation. d) Limite de sous-grain.

3.2 Le clinopyroxène

La résistance de l'omphacite varie en fonction de la solution solide entre diopside – jadéite (Moghadam et al., 2010). Pour des conditions expérimentales hydratées de 900-1000 °C et 2.5 GPa, la relation entre la résistance et la composition change avec l'augmentation de la température. La jadéite est le pôle le plus faible dans toutes les conditions, les compositions intermédiaires sont les plus résistantes ($Di_{50}Jd_{50}$, $Di_{75}Jd_{25}$ et $Di_{25}Jd_{75}$, respectivement de la plus résistante à la moins résistante). Les agrégats de diopside seraient contrôlés par le glissement des dislocations avec de nombreuses macles (100)[001], tandis que ceux de jadéite seraient contrôlés par la montée de dislocations avec une microstructure marquée par des joints de sous-grains et de la recristallisation locale (Moghadam et al., 2010).

A basse température ($< 800^{\circ}\text{C}$), le maclage mécanique est le mécanisme de déformation majeur (figure 2.24), caractérisé par des lamelles de macles (100) et (001) accompagnées par des dislocations libres et défauts parallèles à (010) et $\{110\}$ (Raleigh & Talbot, 1967 ; Kollé & Blacic, 1982 ; Kirby & Kronenberg, 1984 ; Müller et al., 2008 ; Moghadam et al., 2010 ; Farla et al., 2017). A haute température, le fluage dislocation et diffusion deviennent les mécanismes de déformation principaux. La fabrique du clinopyroxène est décrite comme bien développée dans les agrégats monophasés, et est en accord avec les observations naturelles au sein des éclogites (Mauler et al., 2000 ; Zhang et al., (2006) ; Moghadam et al., 2010) (figure 2.25). Les systèmes de glissements dominants observés sont $\{110\}_{1/2}\langle 110 \rangle$, $\{110\}[001]$ et $(100)[001]$ (Ingrin et al., 1992 ; Zhang et al., 2006 ; Moghadam et al., 2010), cohérents avec ceux d'un clinopyroxène déformé naturellement.

Les fabriques formées expérimentalement permettent d'établir un lien avec la géométrie de déformation. La fabrique de type S se développe sous des conditions de compression uniaxiale tandis que la fabrique de type L se développe sous des conditions cisailantes. Les systèmes de glissements dominants sont $\{110\}_{1/2}\langle 110 \rangle$, $\{110\}[001]$ et $(100)[001]$, soit les mêmes que pour le clinopyroxène déformé naturellement, produisant les deux fabriques de type S et L ainsi que les type SL et LS intermédiaires (Zhang et al., 2006 ; Moghadam et al., 2010) (figure 2.25).

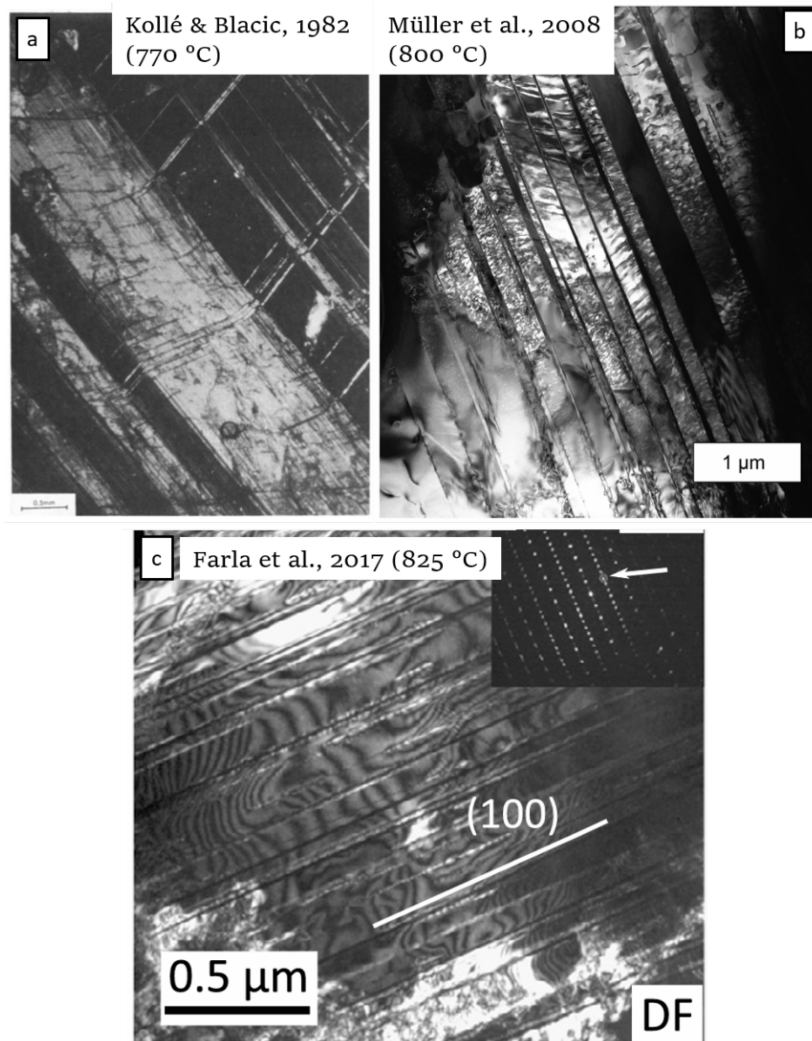


Figure 2.24 : Images de champ sombre au MET de clinopyroxènes déformés par maclage. a) Cr-diopside et hedenbergite. b) Omphacite de Tianshan (\sim Jd50). c) Omphacite $Di_{34}Jd_{38}$ (Enstatite-Ferrosilite $_{11}Ca$ -Eskolaite $_{10}Ca$ -Tschermaks $_3Al$ -Buffonite $_4$).

4. Déformation expérimentale d'agrégats biphasé grenat+clinopyroxène

Peu d'expériences sur des agrégats biphasés pour des analogues d'éclogites de grenat et clinopyroxène ont été réalisés, présentant des microstructures, des fabriques et des données mécaniques.

[Zhang & Green \(2007\)](#) ont déformé des éclogites hydratées, sous des conditions de 1020-1430 °C et 2.5-3.5 GPa, complétant le set de données d'éclogites anhydres de [Jin et al., 2001](#). La comparaison d'assemblages grenat+clinopyroxène avec ou sans présence d'eau permet d'étudier, en plus de l'effet de la fraction volumique, l'effet de la teneur en eau sur la rhéologie de l'éclogite. L'eau a une grande influence sur les propriétés mécaniques et physico-chimiques tel que l'abaissement de la température du solidus, la réduction de la résistance rhéologique, la fracturation, ou encore le changement de fabrique de déformation. Dans leurs expériences, la déformation d'une éclogite sèche amène à une foliation marquée par le clinopyroxène et des grenats non allongés. Sous une forte déformation la taille des grenats est significativement réduite en bandes monominérales. En contraste pour une éclogite hydratée la foliation est marquée par les deux phases avec des grenats fins recristallisés. La recristallisation du grenat est attribuée à des fortes contraintes locales générant des dislocations locales, dans les bandes monominéraliques dans l'éclogite sèche, et dans les bandes biminéraliques avec le clinopyroxène dans l'éclogite hydratée ([Zhang & Green, 2007](#)). Déformée expérimentalement dans son champ de stabilité sous une pression de 3 GPa et une température de 1230 °C, l'éclogite sèche pourrait être deux fois moins résistante qu'une garnétite sèche, et trois fois plus résistante qu'une omphacite sèche ([Jin et al., 2001](#)). Une garnétite sèche serait deux à trois fois plus résistante qu'une harzburgite, et une éclogite sèche d'une résistance similaire à l'harzburgite ([Jin et al., 2001](#)).

[Farla et al., 2017](#) investiguent expérimentalement la rhéologie de l'éclogite, la garnétite et la clinopyroxénite pour les conditions du manteau péridotitique supérieur sur de grandes plages de températures et pressions (de 780 à 1200 °C et de 4.3 à 6.7 GPa). L'utilisation de la diffraction de rayon X in-situ leurs a permis d'estimer les contraintes dans les deux phases composant les agrégats (voir partie II.2). Une répartition hétérogène des contraintes est mesurée avec une plus grande contrainte dans le grenat que le clinopyroxène. Des variations de résistance des agrégats sont observées

en fonction de la température. En dessous de 930 °C l'éclogite est plus résistante que la dunité, tandis qu'au-dessus de 1130 °C l'éclogite est plus faible que la dunité. La clinopyroxénite est plus faible que la garnétite et la dunité à haute température, avec un changement de mécanismes de déformation du maillage au fluage dislocation avec l'augmentation de la température, causant une réduction de la résistance. Ce changement de mécanismes de déformation pour le clinopyroxène peut expliquer ce changement de résistance entre ces différentes roches avec l'augmentation de la température. Une éclogite avec une fraction de clinopyroxène suffisante pour réduire sa résistance pourrait être une explication à la location de la déformation dans une section du manteau péridotitique dominée par des éclogites (Farla et al., 2017).

Très récemment Rogowitz et al., 2023 ont été les derniers à publier des déformations expérimentales sur une presse de Griggs, complétées par des simulations numériques. Ces expériences ont été menées pour comprendre le rôle de la fraction en grenat sur la déformation des éclogites anhydres, en se focalisant sur les mécanismes d'adoucissement. Les conditions d'expériences sont d'une température de 1000 °C et une pression de 2.5 GPa. La quantité de grenat impacte aussi le comportement du clinopyroxène ; une grande quantité de grenat dans l'agrégat permettrait d'améliorer la plasticité cristalline du clinopyroxène et de soutenir la localisation de la déformation. Les principaux mécanismes d'adoucissement de l'éclogite proposés sous leurs conditions d'expériences sont la recristallisation du clinopyroxène et la formation de CPO (Rogowitz et al., 2023).

L'ensemble de ces observations suggère que le régime de déformation de l'éclogite change de plastique à majoritairement fragile avec l'augmentation de la proportion en grenat (Jin et al., 2001 ; Zhang et Green 2007 ; Farla et al., 2017 ; Rogowitz et al., 2023). Les fabriques du clinopyroxène dans les agrégats biphasés sont cohérentes avec celles observées dans les expériences d'agrégats monophasés et au sein des éclogites naturelles (figure 2.26), et le type de fabrique ne semble pas être régi par la quantité de phase dans l'agrégat (Rogowitz et al., 2023).

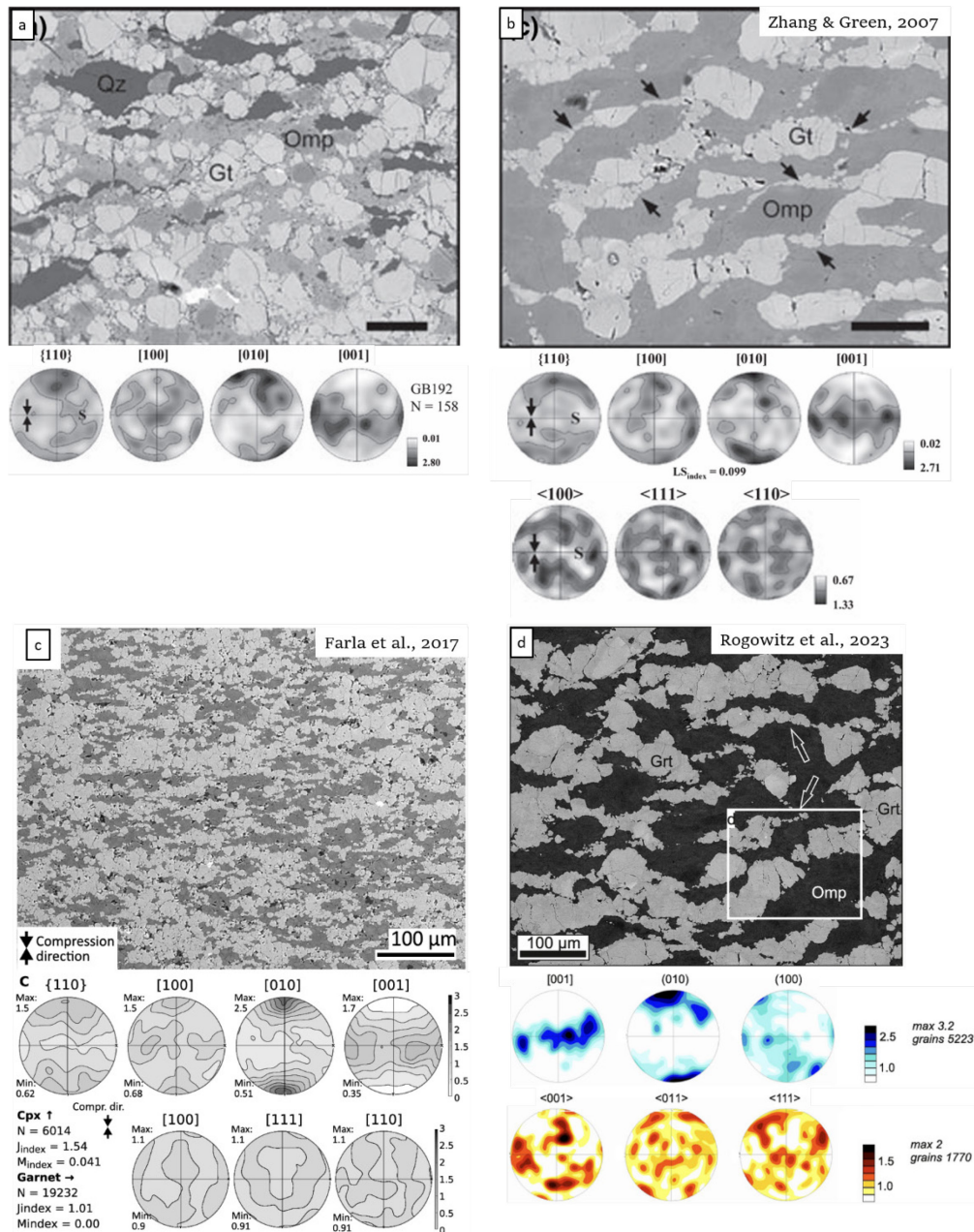


Figure 2.26 : Microstructures et CPO d'omphacite Di58Jd42 pour un échantillon déformé en compression uniaxiale en condition a) sèche (Jin et al., 2001; Zhang & Green, 2007) et b) et d'omphacite Di59Jd41 et grenat Pyr23Alm20Gro57 hydratés (Zhang & Green, 2007). Echelle: 50 μm. c) Microstructures et CPO d'omphacite Di34Jd38(Enstatite-Ferrosilite11Ca-Eskolaite10Ca-Tschermaks3Al-Bufferite4) pour un échantillon déformé en compression uniaxiale (Farla et al., 2017). Gris foncé: clinopyroxène – gris clair: grenat. d) Microstructures et CPO d'omphacite Di63Jd37 (bleu) et de grenat Alm46Pyr28Gro25Sps01 (rouge) pour un échantillon déformé en compression uniaxiale (Rogowitz et al., 2023).

5. Microstructures théoriques et leurs évolutions au cours de la déformation

Nous pouvons décrire deux microstructures théoriques pour des agrégats biphasés d'après Handy (1990, 1994) (figure 2.27) :

- *Load-bearing framework* (LBF) : des poches de phase faible sont contenues et isolées dans une matrice forte. La résistance de l'agrégat dépend de la résistance de la phase forte et de la distribution de la phase faible.

- *Interconnected weak layers* (IWL) : des clastes de phase forte dans une matrice faible. C'est la matrice de phase faible qui contrôle la rhéologie de l'agrégat. La phase forte peut être sous forme de clastes, où elle est rhéologiquement passive et qu'un fort contraste de résistance est présent entre les deux phases. La phase forte peut aussi être sous forme de boudins, indiquant que la phase forte est aussi active dans la rhéologie de l'agrégat et que le contraste de résistance entre les deux phases est plus faible. Plus l'aspect ratio est fort pour les clusters de phase forte, plus la distribution de la contrainte serait uniforme et moins concentrée dans la matrice.

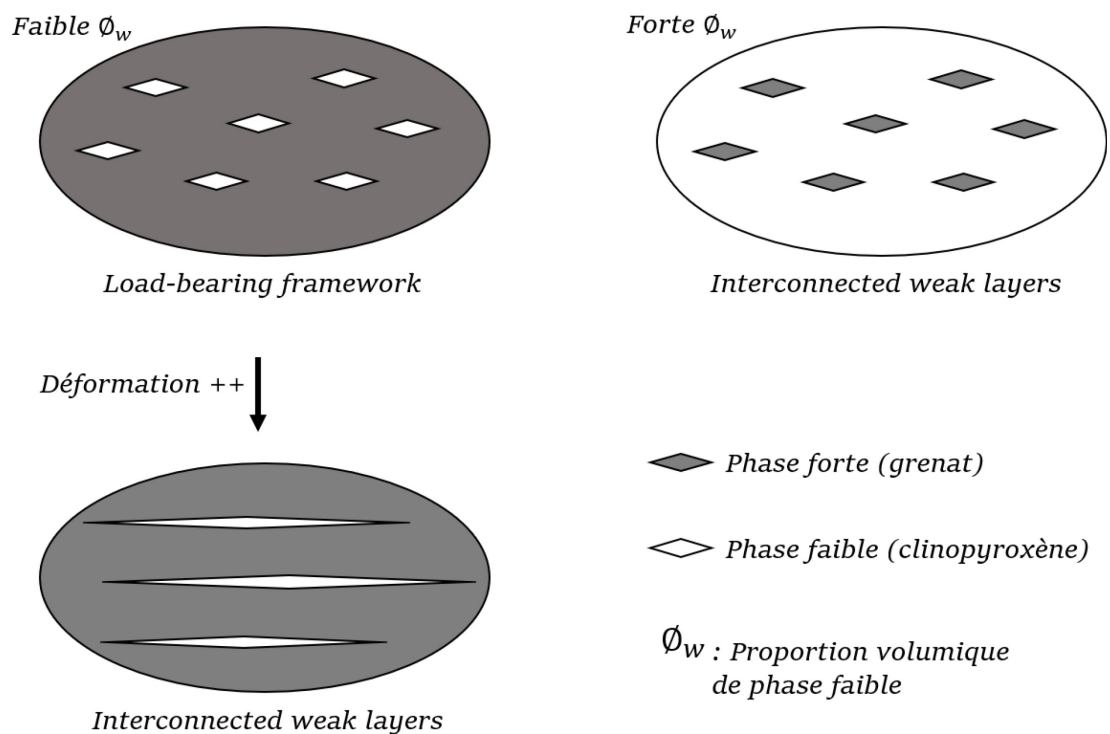


Figure 2.27 : Microstructures théoriques d'après Handy (1990, 1994).

La microstructure IWL a été développée pour un comportement frictionnel-visqueux (IWL_{fv}) par [Handy et al., \(1999\)](#) pour le cas d'une « clastomylonite », i.e. une mylonite avec matrice de phase faible visqueuse avec une phase forte dite cataclastique. La phase faible aurait ainsi un comportement visqueux et la phase forte un comportement frictionnel, amenant à une répartition des contraintes et de la déformation ne dépendant pas des mêmes lois de fluage et domaine de déformation.

La résistance du grenat étant plus importante que le clinopyroxène ([Karato et al., 1995](#) ; [Jin et al., 2001](#) ; [Zhang et Green 2007](#) ; [Rogowitz et al., 2023](#)), le grenat est ainsi la phase forte des agrégats clinopyroxène+grenat dans les lois de mélange théoriques ([Handy, 1991](#) ; [Tullis et al., 1991](#) ; [Handy, 1994](#)).

III. Méthode

Sommaire

III. Méthode.....	75
1 Caractérisation des échantillons de départ.....	78
1.1 Origine des minéraux.....	78
1.2 Nature des minéraux.....	78
1.2.1 Analyse chimique.....	78
1.2.2 Teneur en hydrogène.....	80
1.3 Préparation des poudres.....	82
2. Méthode de déformation expérimentale en cisaillement pur.....	83
2.1 Assemblage.....	83
2.2 Expériences de déformation.....	83
2.2.2 Déformation.....	84
2.3 Traitement des données de diffraction rayon X.....	89
3. Méthode de déformation expérimentale en torsion.....	97
3.1 Montage sur la ligne PSICHÉ.....	97
3.2 Déroulement de l'expérience.....	98
3.3 Calcul de la quantité et taux de déformation.....	100
3.4 Tomographie par absorption de rayons X.....	103
3.4.1 L'absorption des rayons X et le contraste d'absorption en fonction de la matière pour l'utilisation en imagerie.....	103
3.4.2 La tomographie.....	104
3.5 Traitement des données sur MATLAB.....	105
3.5.1 Préparation des fichiers pour l'analyse.....	105
3.5.2 Traitement des images.....	106
3.5.3 Paramètres de l'analyse morphologique et topologique.....	109
3.5.4 Fonctions d'autocorrélation.....	111
4 Méthode de la microscopie électronique.....	113

4.1 Préparation des échantillons pour l'observation aux microscopes électroniques	113
4.2 Microscopie électronique à balayage	115
4.3 Microscopie électronique en transmission	117
4.4 Traitement des données de microscopie	120
4.4.1 EBSD	120
4.4.2 ACOM/TEM	122

1 Caractérisation des échantillons de départ

1.1 Origine des minéraux

Les minéraux ont été extraits d'une éclogite naturelle provenant de la Région de gneiss occidentale, île de Fjørtoftvikaen, Norvège. Notre échantillon a été extrait dans la même zone que l'échantillon 1066b de [Terry et al., \(2000b\)](#), correspondant à la zone rouge sur la carte géologique en figure 4.2 de l'arrêt 4-1 du rapport de terrain de [Robinson et al., \(2003\)](#). L'éclogite comprenait comme assemblage minéralogique : grenat, clinopyroxène, phengite, zoïsite, kyanite, coésite et rutile. Nous conservons seulement le grenat et clinopyroxène pour la préparation d'agrégats biphasés.

Cette thèse ne traitera pas de la Région de gneiss occidentale car l'échantillon est seulement utilisé comme matière première pour la création de nos éclogites synthétiques. L'estimation du pic de métamorphisme, i.e. 3-4 GPa et 820°C, est cependant utilisé comme condition P-T à atteindre pour nos expériences.

1.2 Nature des minéraux

1.2.1 Analyse chimique

Les formules chimiques du grenat et du clinopyroxène sont $(\text{Mg}_{0.52}\text{Fe}^{2+}_{0.36}\text{Ca}_{0.12})_3(\text{Al}_{0.99}\text{Fe}^{3+}_{0.01})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ et $(\text{Ca}_{0.64}\text{Na}_{0.24})(\text{Mg}_{0.73}\text{Fe}^{2+}_{0.14}\text{Al}_{0.29})\text{Si}_2\text{O}_6$, respectivement, recalculées après les analyses de microsonde réalisées à la PMEL de l'Université de Lille par Tommaso Mandolini (annexe 1).. Les calculs s'appuient en partie sur la publication de [Droop \(1987\)](#). Une analyse de microsonde a été effectuée sur les échantillons D2813 et D2812 après expérience ([Tableau 3.1](#)). La notation pour les solutions solides du clinopyroxène est $\text{Di}_{72.4}\text{Jd}_{18.5}\text{Aeg}_{10.7}$, calculée avec la fiche de calcul du *Carleton College* (<https://serc.carleton.edu/details/files/8337.html>). Celle du grenat est $\text{Pyr}_{48}\text{Alm}_{20}\text{Gro}_{31}\text{Spe}_{0.6}$, provenant de [Terry et al., \(2000b\)](#).

Tableau 3.1 : Analyse de microsonde sur les échantillons D2813 et D2812 post-expérience.
Composition en % massique d'oxides.

DataSet/Point	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	FeO	Na ₂ O	MgO	TiO ₂	Total
1 / 1 .	52.55	1.49	0.00	22.68	3.74	0.92	15.28	0.06	96.70
2 / 1 .	56.84	16.79	0.01	8.43	1.54	9.28	5.91	0.03	98.84
3 / 1 .	53.58	4.06	0.48	10.11	4.68	1.50	19.99	0.09	94.49
4 / 1 .	53.73	5.50	0.00	18.03	3.49	3.77	12.56	0.05	97.14
5 / 1 .	38.47	21.43	-0.00	6.17	21.12	0.03	9.13	0.02	96.37
6 / 1 .	39.02	21.74	-0.01	4.93	17.73	0.01	13.03	0.01	96.47
7 / 1 .	50.62	-0.00	-0.01	46.97	0.08	-0.01	0.02	0.01	97.67
8 / 1 .	53.07	3.19	-0.00	20.71	3.76	1.88	14.00	0.05	96.65
9 / 1 .	58.87	18.03	-0.01	6.85	1.20	9.77	4.50	-0.01	99.20
10 / 1 .	53.45	4.02	0.47	10.05	4.68	1.73	19.84	0.08	94.33
11 / 1 .	54.11	5.57	0.01	17.87	3.39	3.83	12.70	0.08	97.56
12 / 1 .	52.68	5.11	0.20	10.32	4.50	2.37	20.08	0.14	95.40
13 / 1 .	52.42	5.09	0.22	9.96	4.48	2.36	19.99	0.14	94.66
14 / 1 .	57.31	15.37	-0.01	9.33	1.87	8.83	6.95	0.07	99.75
15 / 1 .	54.56	2.53	0.01	20.88	3.68	1.77	14.06	0.18	97.67
16 / 1 .	55.09	5.38	0.02	17.83	3.45	3.79	12.46	0.07	98.10
17 / 1 .	39.85	22.17	0.01	4.75	18.13	0.06	12.67	0.02	97.65
18 / 1 .	42.93	19.74	0.72	0.61	7.57	0.35	17.03	0.01	88.96
19 / 1 .	42.68	19.66	1.01	0.21	6.62	0.42	17.04	0.02	87.67
20 / 1 .	39.35	21.82	-0.01	4.26	17.38	0.02	14.27	0.02	97.11
21 / 1 .	54.29	5.73	0.01	18.07	3.28	3.69	12.85	0.08	98.00

1.2.2 Teneur en hydrogène

La teneur en hydrogène, qu'on appellera ici « eau », du grenat et du clinopyroxène avant expérience a été quantifiée d'après une analyse par spectrométrie infrarouge à transformée de Fourier sur la plateforme de spectroscopie vibrationnelle à l'Université de Lille. Des monocristaux de grenat et clinopyroxène ont été préparés avec deux faces parallèles polies à 1 μm (profils et points de mesures en annexe 2 et 3). Les grains ont une épaisseur entre 186 - 216 μm pour les grenats et 228 - 259 μm pour les clinopyroxènes. Les calculs pour estimer la quantité en H ont été faits en collaboration avec Jannick Ingrin, pour des spectres non-polarisés et avec une normalisation sur les épaisseurs. La teneur en eau dans le grenat et le clinopyroxène est de 34 ppm. wt. H₂O et 185-297 ppm. wt. H₂O, respectivement. Les spectres infrarouges sont présentés en [figure 3.1](#). Nos expériences sont caractérisées de sèches d'après ces faibles teneurs en eau dans les grains initiaux, par rapport aux teneurs en eau des précédentes expériences de [Zhang & Green \(2007\)](#) et [Ji et al., \(2001\)](#).

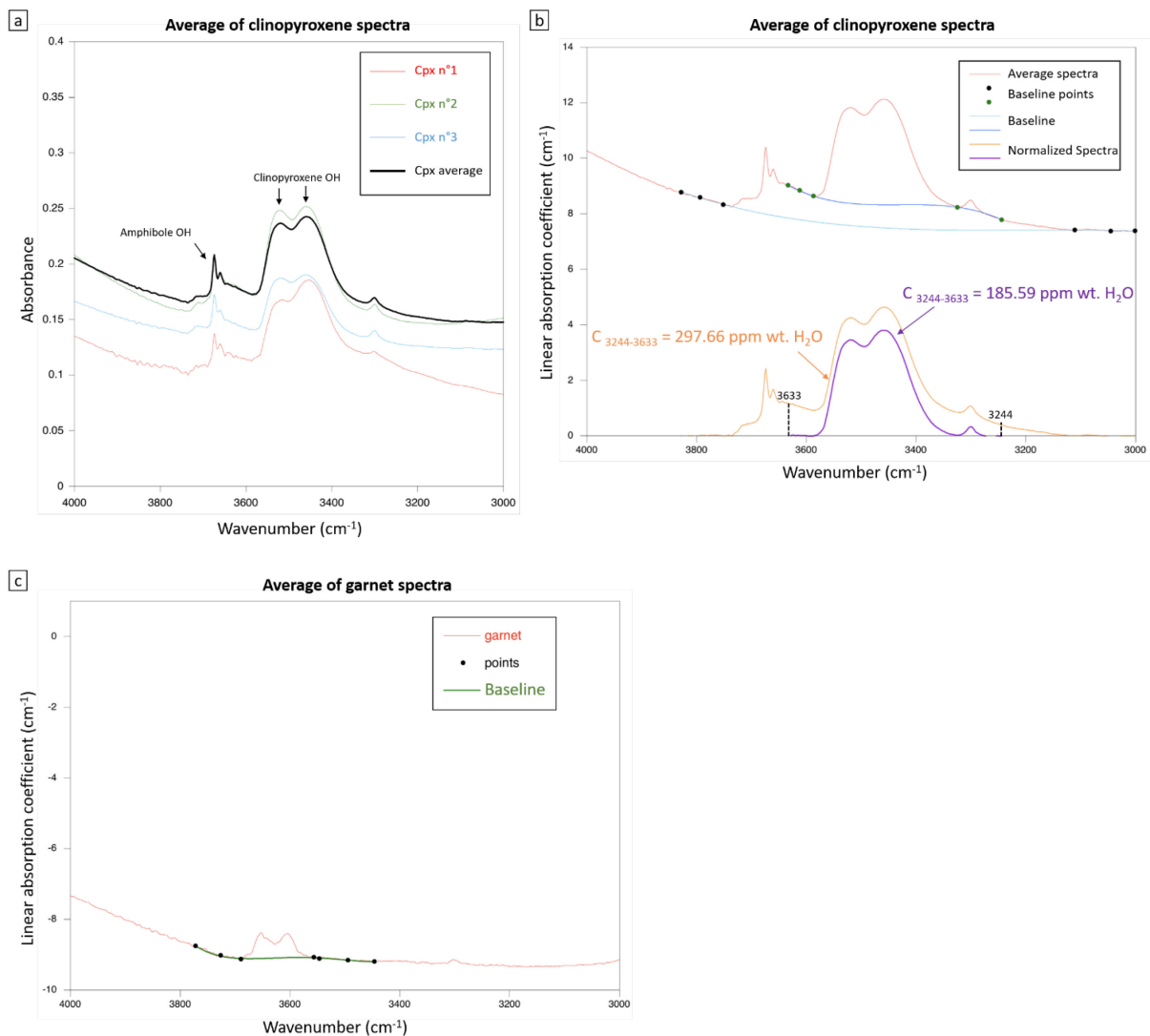


Figure 3.1 : Quantité de H₂O dans le matériau de départ, figure en collaboration avec Jannick Ingrin. Les spectres FTIR ont été effectués avec une résolution de 4 cm⁻¹ avec un microscope Bruker Hyperion 3000 FTIR, couplé au spectromètre Vertex 70 équipé d'un détecteur MCT (Plateforme de Caractérisation Avancée, Insitut Chevreul, instrument situé au laboratoire LASIRE, CNRS - Université de Lille). Cristaux doublement polis entre 228 et 259 μm d'épaisseur. Des bandes OH du clinopyroxène de haute intensité sont présentes à 3 520 cm⁻¹ et 3 460 cm⁻¹. La faible bande à 3305 cm⁻¹ est attribuée au clinopyroxène car son intensité varie avec les deux bandes principales du clinopyroxène. La bande OH du clinopyroxène autour de 3610 cm⁻¹ est faible et présente uniquement dans le Cpx n°3. a) L'intensité des bandes de clinopyroxène dépend de l'orientation des cristaux. Des bandes OH d'amphiboles sont présentes dans les quatre cristaux analysés, à 3660-3674 cm⁻¹. b) Spectres moyens du clinopyroxène (ligne rouge) et spectres après la soustraction de la ligne de base (violet et orange) avec deux lignes de base différentes (bleu foncé et bleu

clair). Estimation de la teneur en eau avec coefficient d'absorption par Bell et al., (1995) et normalisé sur l'épaisseur. c) Spectres non polarisés de cinq grains de grenat avant déformation. Cristaux doublement polis entre 186 et 216 μm d'épaisseur. Des bandes OH du grenat de haute intensité sont présentes à 3610 cm^{-1} et 3652 cm^{-1} . Estimation de la teneur en eau avec coefficient d'absorption par Bell et al., (1995) et normalisée sur l'épaisseur. Une bande à 3300 cm^{-1} est présente dans les grains de grenat et de clinopyroxène et peut être liée aux inclusions de rutile. Cependant, sa contribution est faible et ne change pas significativement la concentration totale de l'eau s'il est considéré ou non.

1.3 Préparation des poudres

La préparation des poudres pour les expériences en cisaillement pur à l'APS a été réalisée par Tommaso Mandolini, avec une granulométrie comprise entre 50 et 100 μm . L'échantillon D2814 a été préparé depuis un mélange de deux poudres biphasées. Une poudre à 100% de grenat a été broyée sur place (sans filtrage pour la granulométrie) pour préparer la poudre totale de l'échantillon D2815. Environ 5% vol. de quartz est présent dans les agrégats monophasés de grenat. Des inclusions sont présentes dans les agrégats préparés pour les expériences, comme du quartz et coésite dans le grenat et de l'amphibole, plagioclase ou zoïsite dans le clinopyroxène. Ils sont présents en très faible quantité dans les agrégats (< 5% vol.) et sont considérés comme ayant un impact non-significatif dans nos expériences et l'interprétation des résultats.

Les poudres pour les expériences de torsion ont été préparées avec l'aide de Zoé Turpin (stage de Licence 3). Les minéraux ont été triés pour ne conserver que le grenat et le clinopyroxène, broyés dans une granulométrie comprise entre 50 et 150 μm et mélangés pour composer quatre échantillons qui diffèrent par leur proportion volumique en grenat : 85%, 70%, 30% et 15% (soit 15%, 30%, 70% et 85% de clinopyroxène).

2. Méthode de déformation expérimentale en cisaillement pur

2.1 Assemblage

Les poudres d'échantillons sont chargées dans des capsules présentées sur la [figure 3.2](#). Chaque assemblage est composé de deux parties de composition différente

séparées par une feuille d'or. Une partie de l'assemblage est composée de 100% de grenat et sert comme témoin. La deuxième partie comporte l'échantillon qui est l'agrégat biphasé. L'utilisation d'un agrégat monophasé permet de mettre en évidence l'effet de la seconde phase sur le niveau de contrainte et la déformation du grenat. L'échantillon mesure 2 mm de haut sur 1.5 mm de large à l'intérieur du four en graphite. L'assemblage total est un cube de dimension d'environ 7 mm.

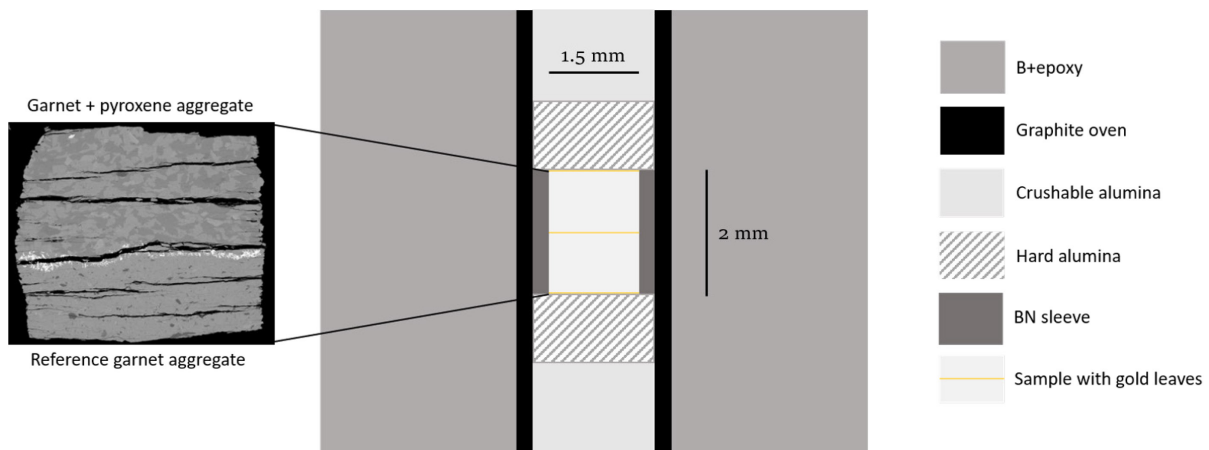


Figure 3.2 : Assemblage pour les expériences en cisaillement pur. Les largeurs du four en graphite et du manchon en BN sont exagérées pour la visualisation.

2.2 Expériences de déformation

2.2.1 Mise en place de l'expérience pour l'acquisition des données in-situ

Les expériences ont été effectuées avec une presse large volume 250 tonnes avec cellules Deformation-DIA (figure 3.3.a et figure 3.3.b) sur la ligne GSECARS à l'Advanced Photon Source (APS), Université de Chicago, Argonne National Lab, USA. Les rayons X monochromatiques in-situ (longueur d'onde de 0.2755 Å) ont été utilisés pour le calcul des contraintes, avec une prise de cliché de diffraction sur 200 secondes. Des radiographies rayon X ont été collectées sur 200 secondes et utilisées pour mesurer le raccourcissement des échantillons grâce aux marqueurs d'or. Une paire de cliché de diffraction et de radiographie ont été prises toutes les 6 minutes dans les deux parties de l'assemblage (l'agrégat monophasé et biphasé) (figure 3.3.c).

2.2.2 Déformation

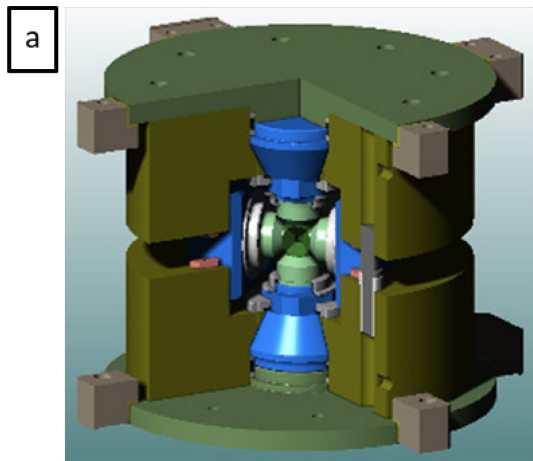
La pression et la déformation étaient contrôlées indépendamment par une rame hydraulique principale et deux vérins « différentiels » hydrauliques. Le chauffage était

effectué par la circulation d'un courant dans un four en graphite entourant l'échantillon. Les conditions P-T visées étaient de 3-5 GPa et 820 °C. Les échantillons ont été fritté sous une charge de 40 tonnes et 820°C pendant 8 à 9 heures avant l'étape de déformation ([tableau 3.1](#)). Cette étape permet de consolider les agrégats en créant des joints de grain, et de recuire (*annealing*) en activant des processus de récupération du fluage (ou *recovery*) ou de recristallisation statique pour réduire la quantité d'énergie interne et de dislocations. Le [tableau 3.1](#) détaille la mise en place des expériences. La pression est contrôlée en direct via les diffractions rayons X avec le logiciel Dioptas (<https://github.com/Dioptas/Dioptas>). L'échantillon ne doit pas commencer à se déformer pendant l'étape de frittage – l'observations des diffractions au cours du temps permet de contrôler l'état de compression. Dans le cas contraire la rétractation des vérins permet de diminuer les contraintes. La déformation a été effectué en compression uniaxiale – compensée avec l'expansion des dimensions entre les enclumes dans le plan horizontal par un retrait progressif d'huile dans la rame principale. La vitesse des vérins différentiels pour la déformation est de 5 µm/min. La quantité de déformation a été calculé en direct afin de la suivre tout au long de l'expérience et éviter d'endommager les enclumes et la presse, pouvant être causé par l'effondrement des échantillons à la suite d'une déformation trop importante. La quantité de déformation a été calculée d'après la distance entre les marqueurs de déformation sur les radiographies ([figure 3.3.c](#)), selon le raccourcissement en pourcentage d'après l'équation suivante :

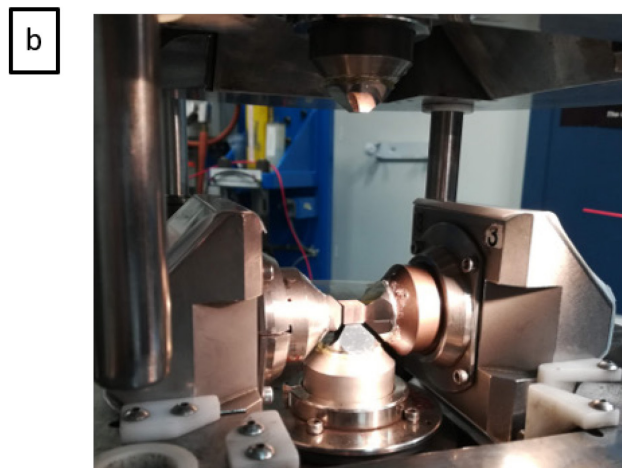
$$\varepsilon = \left(\frac{l - l_0}{l_0} \right) \times 100 \quad (5)$$

Où l_0 la longueur initiale et l la longueur à temps t . Pour finir l'expérience, les vérins différentielles sont rétractés sur une vitesse de -4 à -6 µm/min, puis la décompression est effectuée sur une vitesse des vérins différentiels de -2 µm/min. L'échantillon est finalement récupéré pour l'étude microscopique *post-mortem*.

Le taux de déformation a été mesuré d'après la pente déformation-temps ([figure 3.4](#)) dans les agrégats monophasés et biphasés ([Tableau 3.2](#)). Le [tableau 3.2](#) détaille la pression, quantité de déformation et les contraintes différentielles atteintes lors des expériences.



Deformation- DIA (Wang, 2010)



Echantillon entre les enclumes

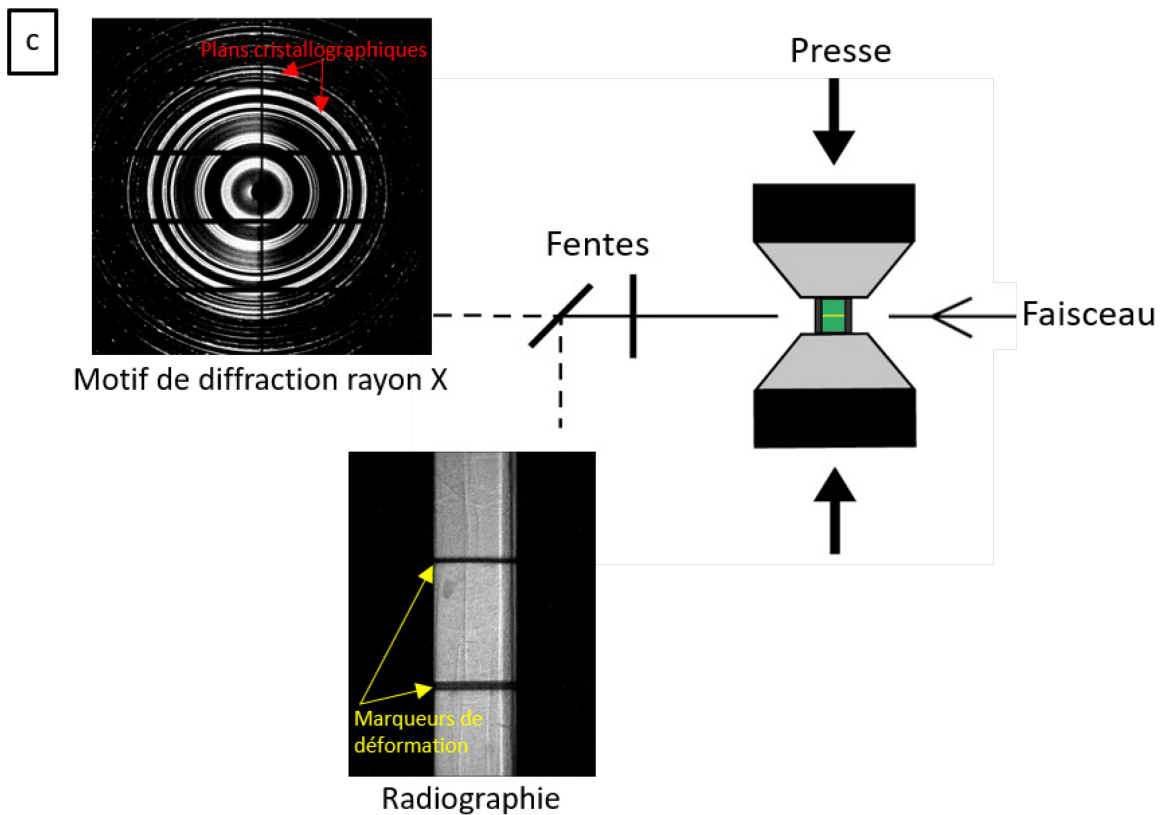


Figure 3.3 : a) Schéma de l'installation mettant en lien le dispositif pour l'acquisition de donnée et le type de données acquises.

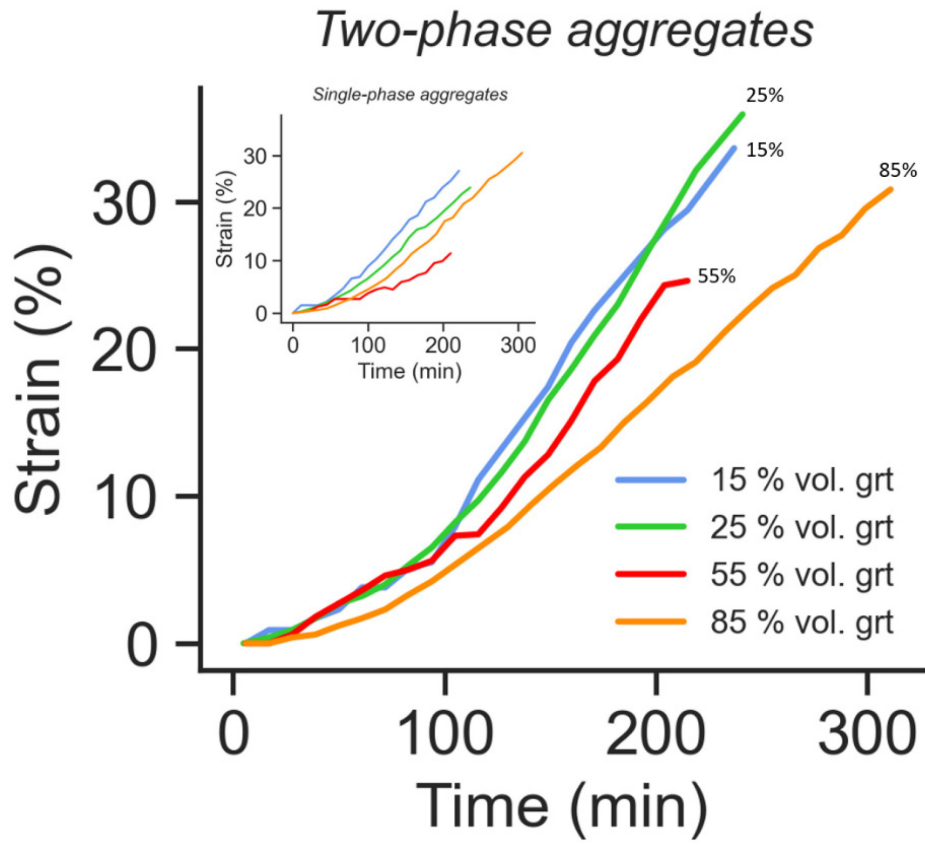


Figure 3.4 : Courbes déformation-temps pour les agrégats monophasés et biphasés.

Tableau 3.2 : Teneur en phase, conditions P-T, temps de frittage et de déformation pour les quatre échantillons. Les échantillons sont d'abord comprimés à température ambiante, puis chauffés sous pression. Après le frittage, les échantillons sont déformés.

Echantillon	% vol. en grenat	Température (°C)	Pression maximale (GPa)	Temps de frittage (compression + chauffe sous pression)	Temps de déformation
D2812	55	820	3.74	9 h 26 min (6 h 53 min + 2 h 33 min)	3 h 42 min
D2813	15	820	3.98	9 h 36 min (5 h 50 min + 3 h 46 min)	3 h 46 min
D2814	85	820	4.83	8 h 46 min (4 h 43 min + 4 h 01 min)	5 h 11 min
D2815	25	820	4.25	8 h 02 min (4 h 29 min + 4 h 33 min)	4 h 01 min

Tableau 3.3 : Pression maximale et minimale au cours de la déformation, quantité de déformation et contraintes différentielles dans les quatre échantillons. La quantité de déformation est calculée selon l'espace entre les marqueurs de déformation situés de part et d'autre des agrégats monophasés et biphasés. $\Delta 6$: contrainte différentielle. La $\Delta 6$ est obtenue d'après les clichés de diffraction. L'erreur sur le calcul de la pression par EoS Calculator est de l'ordre de ± 0.02 GPa. L'erreur sur le calcul des contraintes différentielles par le module dans MAUD est de l'ordre de ± 0.02 à ± 0.07 GPa.

Echantillon	Pression hydrostatique maximale dans le grenat (GPa)	Pression hydrostatique minimale dans le grenat (GPa)	Taux de déformation dans l'agrégat monophasé (s^{-1})	Taux de déformation dans l'agrégat biphasé (s^{-1})	% final de déformation dans l'agrégat monophasé	% final de déformation dans l'agrégat biphasé	$\Delta 6$ maximale du grenat dans l'agrégat monophasé (GPa)	$\Delta 6$ maximale du grenat dans l'agrégat biphasé (GPa)	$\Delta 6$ maximale du clinopyroxène dans l'agrégat biphasé (GPa)
D2812	3.74 ± 0.02	2.88 ± 0.02	$1.12e-05$	$2.94e-05$	11.4	24.6	1.86 ± 0.02	1.42 ± 0.02	0.89 ± 0.04
D2813	3.98 ± 0.02	2.70 ± 0.02	$2.51e-05$	$3.16e-05$	27.1	33.6	2.65 ± 0.02	2.27 ± 0.07	1.27 ± 0.02
D2814	4.83 ± 0.02	3.68 ± 0.02	$2.19e-05$	$2.09e-05$	30.5	30.8	2.78 ± 0.03	2.42 ± 0.03	1.72 ± 0.02
D2815	4.25 ± 0.02	3.24 ± 0.02	$2.13e-05$	$3.54e-05$	23.9	35.9	2.73 ± 0.02	2.03 ± 0.03	1.20 ± 0.03

2.3 Traitement des données de diffraction rayon X

Contrairement à une mesure externe de la contrainte qui quantifie une contrainte sur l'ensemble d'un agrégat, le calcul de la contrainte via la diffraction rayon X permet d'avoir une quantification détaillée de la contrainte pour chaque phase minérale qui compose l'agrégat. C'est un traitement long, pouvant durer plusieurs mois.

Face à une contrainte, la distance entre deux plans cristallographiques se réduit, i.e. la distance interréticulaire d_{hkl} va diminuer et l'angle de diffraction θ augmenter selon la loi de Bragg (figure 3.5) :

$$2d \sin \theta = n \cdot \lambda \quad (6)$$

Où d est la distance interréticulaire, θ l'angle de Bragg, n l'ordre de diffraction et λ la longueur d'onde des rayons X.

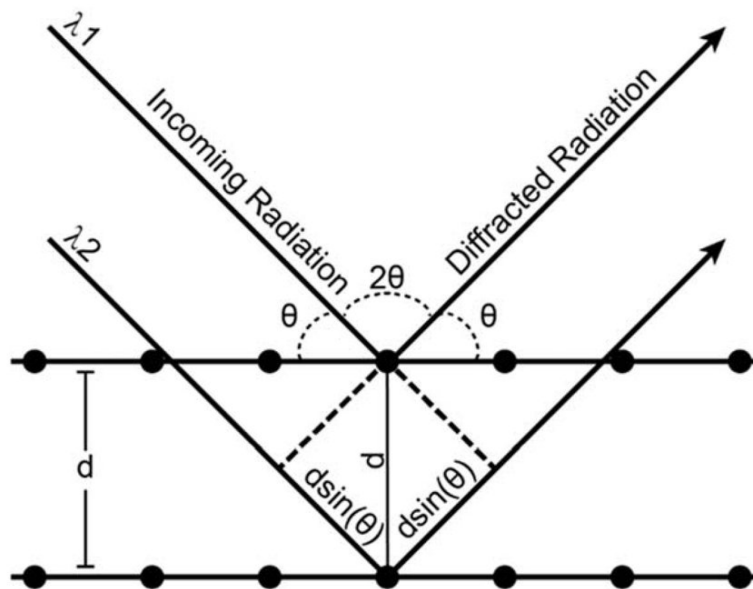


Figure 3.5 : Représentation schématique des conditions de la loi de Bragg (Stan et al., 2018).

L'analyse des clichés de diffraction a été faite avec une méthode de Rietveld sur le logiciel MAUD (Lutterotti et al., (2007); <https://luttero.github.io/maud/>). Les clichés de diffractions circulaires sont découpés selon 72 tranches de 5° (figure 3.6.a) et empilés en fonction de 2θ . L'aspect sinusoïdale du signal (figure 3.6.b) indique que l'échantillon est déformé par une variation de la position des pics selon l'angle par rapport à la contrainte. La déformation du réseau cristallin se décompose entre la position (*lattice*

strain) et la largeur du pic (*microstrain*) (figure 3.6.b et 3.6.c). Les réseaux cristallins de nos deux phases étant identifiés nous pouvons distinguer chaque phase sur les clichés de diffraction dans MAUD pour calculer la contrainte (figure 3.7).

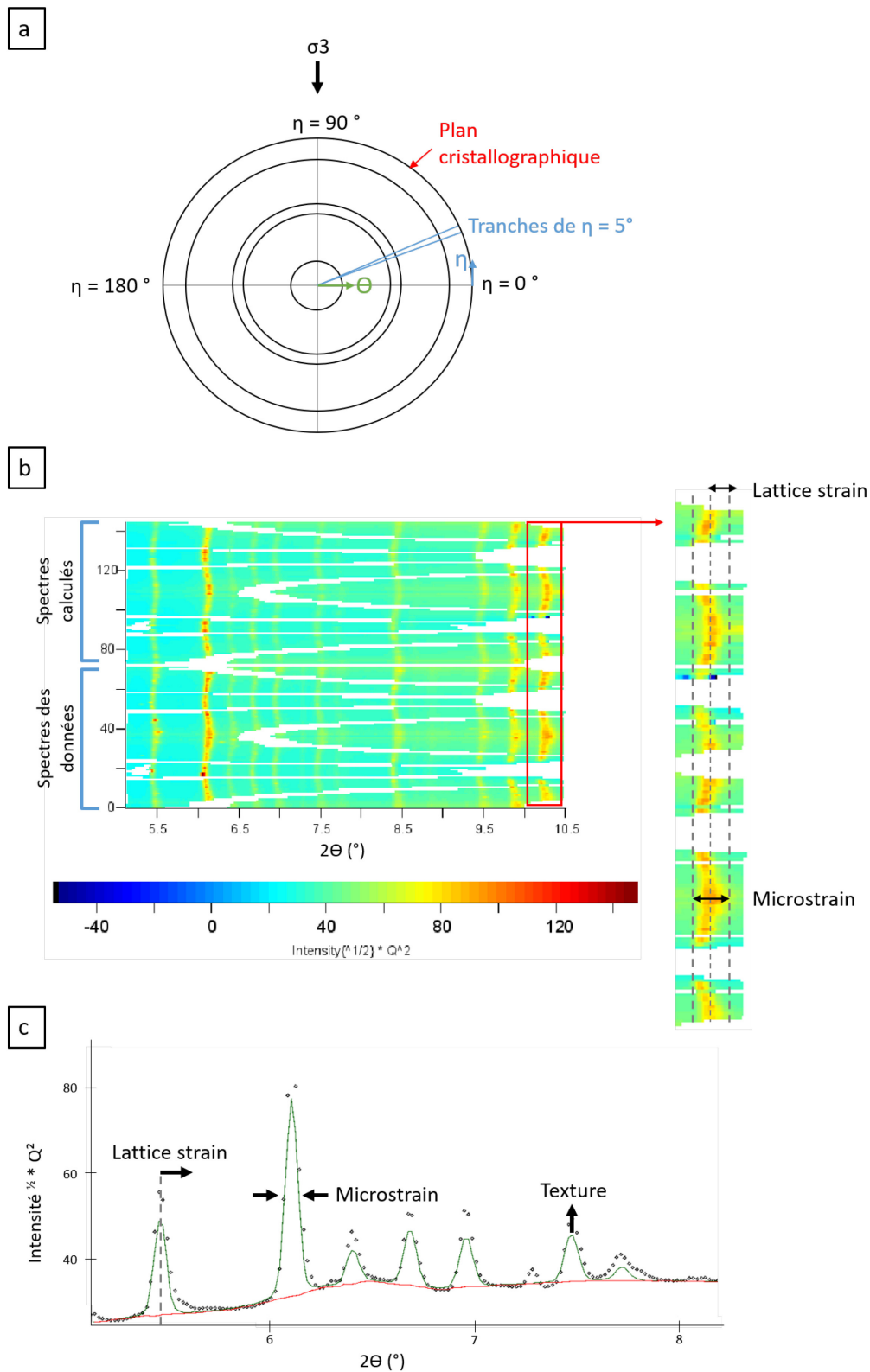


Figure 3.6 : Exemple du traitement des diffractions rayons X sur MAUD. a) Schéma d'un motif de diffraction. b) compilation des spectres en fonction de l'angle de diffraction 2θ . Les spectres de 0 à 72 sont les données brutes et les spectres de 73 à 145 sont les données calculées par le logiciel. c) Intensité des pics de diffraction en fonction de l'angle de

diffraction 2θ . Les données brutes sont représentées par les ronds creux noirs, la courbe rouge la ligne de base, la courbe verte le signal créé par le logiciel.

Le traitement des diffractions sur MAUD a été fait d'après ce protocole, qui suit en partie le tutoriel de [Wenk et al., \(2014\)](#), sur la gamme de 2θ de 5° à 10.5° , comprenant 12 pics pour le grenat et 20 pour le clinopyroxène ([figure 3.7](#)) :

- Diminution des effets de la ligne de base : *Background* et *spectre monitor*.
- Paramètres isotropiques : taille de cristallite et *microstrain*.
- Proportion de phase. Ajuster, puis fixer pour la suite.
- Texture : E-WIMV, avec un angle de résolution pour la fonction de distribution d'orientation (ODF) de 10° pour le grenat et $7,5^\circ$ pour le clinopyroxène, sauf exception. Décocher *Tube projection* et *normalize PFs* dans les options avancées.
- Déformation et contraintes : module *Uniaxial stress isotropic*, pour calculer la contrainte différentielle avec un module de cisaillement G.
- Les paramètres de maille sont récupérés avant l'utilisation du module de calcul de la contrainte différentielle, afin de calculer en amont la pression et le module de cisaillement.

La pression a été calculée dans le grenat d'après une équation d'état de troisième ordre de type Birch-Murnaghan ([Angel et al., \(2022\)](#) ; <http://www.rossangel.com/home.htm>) avec le logiciel EoS Calculator (http://www.rossangel.com/text_eosfit.htm) et prenant les volumes de paramètre de maille obtenus sur MAUD avant le calcul de contraintes :

$$P = \left(\frac{3}{2}\right) K_0 \left[\left(\frac{V_0}{V}\right)^{\frac{7}{3}} - \left(\frac{V_0}{V}\right)^{\frac{5}{3}} \right] \times \left[1 + \left(\frac{3}{4}\right) (K'_0 - 4) \left[\left(\frac{V_0}{V}\right)^{\frac{2}{3}} - 1 \right] \right] \quad (7)$$

où V_0 est le volume de maille initiale cm^3/mol , V le volume de maille cours de la déformation en cm^3/mol , K_0 le module d'élasticité isostatique à l'ambiante en GPa et K'_0 la dérivée du module d'élasticité isostatique à l'ambiante. K_0 est fixé à 169.339 GPa et K'_0 à 4.55314 pour le pyrope d'après [Angel et al., \(2022\)](#) (fichier pour EoS Calculator disponible sur http://www.rossangel.com/text_eosdata.htm).

Le paramètre de maille du grenat est autour de 11,57 Å et varie de 0,007 Å pendant la déformation. Les paramètres de maille du clinopyroxène sont en moyenne de 9,62 Å pour a, 8,87 Å pour b, et 5,24 Å pour c et varient de 0,02 Å au cours de la déformation. L'estimation de la pression étant plus fiable dans le grenat, elle sera utilisée dans le calcul du module de cisaillement pour le grenat et le clinopyroxène. Les données obtenues dans MAUD et EoS Calculator pour les quatre échantillons et les deux types d'agrégats au cours de la déformation sont rassemblées en annexe 4, 5, 6 et 7.

Le module de cisaillement (G) est fixé initialement à $G_0 = 94$ GPa pour le grenat et $G_0 = 73$ GPa (Li et al., 2022 ; Li & Neuville, 2010) et est ensuite affiné sur un modèle de Steinberg-Cochran-Guinan, selon l'équation suivante :

$$G(P, T) = G_0 + P \frac{dG}{dP} + (T - T_0) \left(\frac{dG}{dT} \right) \quad (8)$$

où $\frac{dG}{dP}$ est la dérivée du module de cisaillement par rapport à la pression, $\frac{dG}{dT}$ la dérivée du module de cisaillement par rapport à la température, P la pression calculée en GPa, T la température de déformation et T_0 la température ambiante en kelvin.

Les paramètres $\frac{dG}{dP}$ et $\frac{dG}{dT}$ sont issues de Li et al., (2022) pour le grenat et Li & Neuville (2010) pour le clinopyroxène. Les paramètres thermoélastiques utilisés pour calculer la pression et le module de cisaillement sont rassemblés dans la [Tableau 3.4](#). Le module de cisaillement atteint une valeur moyenne de $\bar{G} = 91$ GPa pour le grenat et $\bar{G} = 70$ GPa pour le clinopyroxène. Le \bar{G} calculé est alors inséré comme paramètre d'entrée du modèle *Uniaxial stress isotropic* pour le calcul des contraintes différentielles.

Tableau 3.4 : Paramètres thermoélastiques du grenat et du clinopyroxène utilisés dans le calcul de la pression et du module de cisaillement G . Références: (1) Angel et al., (2022), (2) Li et al., (2022), (3) Li & Neuville (2010)

Phase	V_0 (cm ³ /mol)	K_0 (GPa)	K'_0	G_0 (GPa)	$\frac{dG}{dP}$	$\frac{dG}{dT}$
Grenat	113.130 (1)	169.339 (1)	4.55314 (1)	94 (2)	1.3 (2)	-0.01 (2)
Clinopyroxène	-	-	-	73 (3)	1.6 (3)	-0.011 (3)

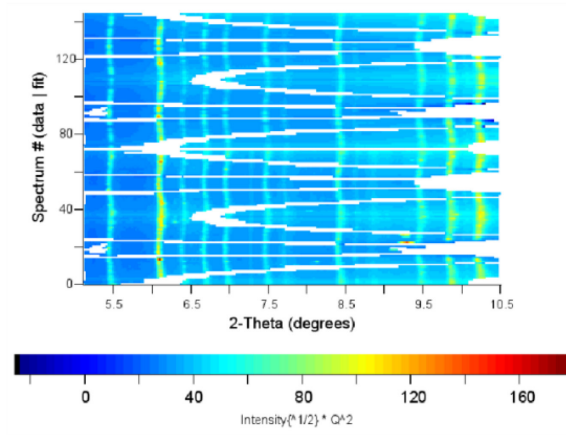
Les contraintes différentielles ont été calculées d'après les propriétés élastiques des phases minérales et la déformation du réseau $Q(hkl)$ en utilisant le modèle *Uniaxial stress isotropic* dans MAUD (équation (12) dans Singh et al., (1998)) :

$$t = (6 G) \langle Q(hkl) \rangle f(x) \quad (9)$$

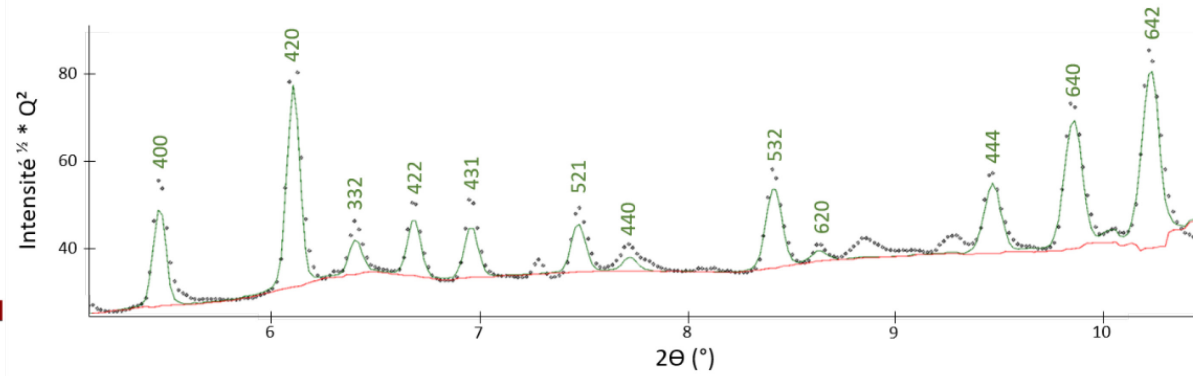
Avec $f(x) = A/B$, où $A = \{[(2x + 3)/10] + 5x/2(3x + 2)\}$ et $B = \{\alpha[x + 3(x - 1)\langle \Gamma(hkl) \rangle] + 5x(1 - \alpha)/(3x + 2)\}$,

où $Q(hkl)$ est la déformation du réseau (*lattice strain*), $x = 2(S_{11} - S_{12})/S_{44}$ décrit l'anisotropie élastique, G le module de cisaillement à la pression calculée. La distorsion du réseau $Q(hkl)$ est calculé sur une moyenne des pics sélectionnés.

a Agrégat monophasé

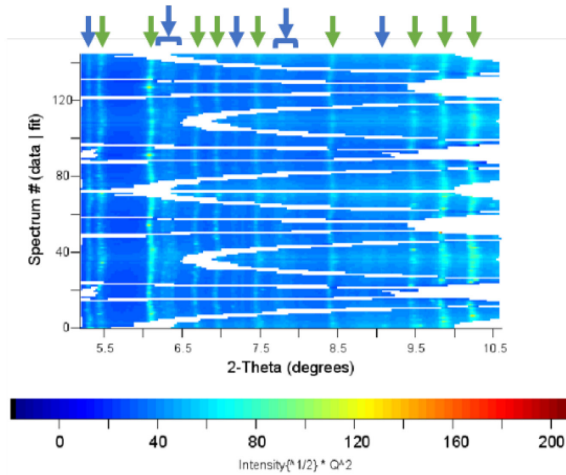


o o o o Données
 — Ligne de base
 — Spectre calculé du grenat



b Agrégat biphasé

→ Grenat
 → Clinopyroxène



o o o o Données
 — Ligne de base
 — Spectre calculé du grenat
 — Spectre calculé du clinopyroxène
 — Spectre calculé total

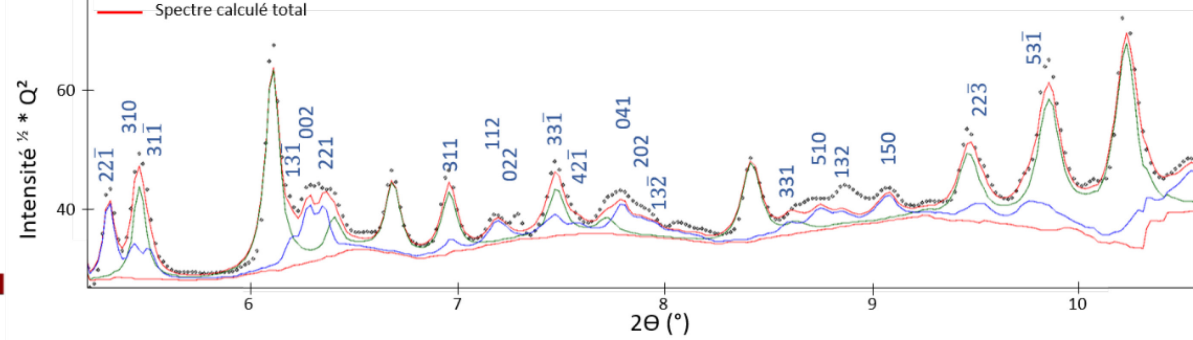


Figure 3.7 : Spectres de diffraction dans l'agrégat monophasé avec plans cristallographiques du grenat (a) et biphasé avec plans cristallographiques du clinopyroxène (b). Figures de gauche: compilation des spectres en fonction de l'angle 2θ . Les spectres de 1 à 72 sont les données brutes et les spectres de 73 à 145 sont les données calculées par le logiciel. Figures de droite: Intensité des pics de diffraction en fonction de l'angle 2θ

3. Méthode de déformation expérimentale en torsion

Les échantillons sont assemblés dans des capsules présentées sur la [figure 3.8](#). L'échantillon est composé d'un agrégat biphasé de grenat+clinopyroxène de dimensions 2,5 x 2,5 mm. Quelques oxydes ont été rajoutés comme marqueurs pour l'analyse des tomographies par absorption de rayon X. L'assemblage total mesure 6,5 mm de hauteur pour 10 mm de large. Le chauffage se fait par la résistance électrique du four en graphite. Un anneau en polymère (PEEK) contient le joint, ou « milieu transmetteur de pression », en bore amorphe + epoxy, placé entre les enclumes ([figure 3.8](#)).

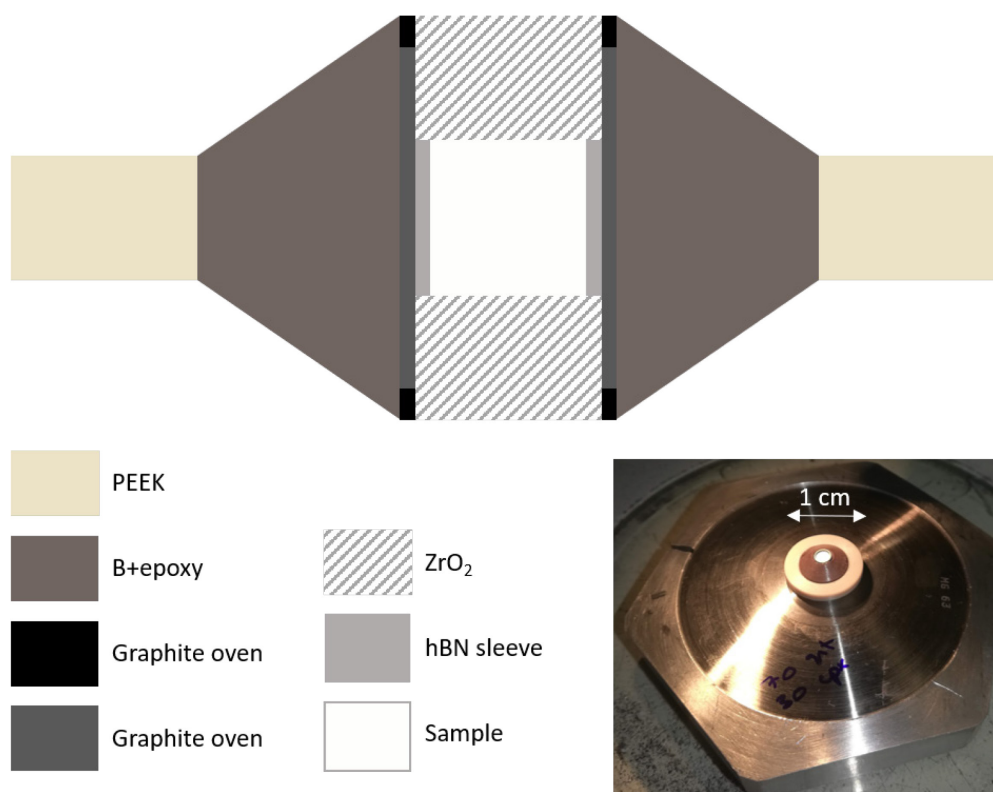


Figure 3.8 : Assemblage pour les expériences en torsion. Les dimensions sont respectées. L'échantillon mesure 2,5 mm de haut sur 2,5 mm de large. L'anneau PEEK mesure 10 mm de large.

3.1 Montage sur la ligne PSICHÉ

Les expériences de déformation ont été accomplies sur la ligne PSICHÉ (Pression Structure Imagerie par Contraste à Haute Énergie), au synchrotron SOLEIL, Saint-Aubin, France. Le mode de fonctionnement lumière blanche pour une diffraction de rayon X

dispersive en énergie a été utilisée, réduit sur un faisceau rose (de 15 à 80 keV) pour permettre une acquisition plus rapide des données. Nous avons utilisé une presse RoToPEc (figure 3.9.a) (Rotating tomography Paris-Edinburgh cell, e.g. Philippe et al., (2016) ; Álvarez-Murga et al., (2017)) associée à la tomographie par absorption de rayons X (partie III.3.4). La RoToPEc n'est pas limitée sur l'angle de rotation et permet de tourner les enclumes indépendamment, permettant ainsi de ne pas être limité sur la quantité de déformation. Pour nos expériences, une seule enclume est actionnée pour la déformation, puis les deux enclumes simultanément pour l'acquisition de la tomographie. La forme des enclumes et l'espace libre entre elles permettent l'acquisition de la tomographie tout autour de l'échantillon (figure 3.8 et figure 3.9.b). Les conditions de pression - température visées sont de 1.5 à 5 GPa et 820°C, soit des conditions similaires aux expériences précédentes en cisaillement pur. La quantité de déformation maximale atteinte est de 180° de torsion, soit pouvant dépasser une déformation $\gamma > 3$. La vitesse de déformation peut être comprise entre $10^{-4} - 10^{-7} \text{ s}^{-1}$.

Sur la ligne PSICHÉ le dispositif d'imagerie pour la tomographie à absorption de rayons X comprend un détecteur, composé d'un capteur couplé à un écran scintillant par des objectifs à lumière visible, une caméra avec interfaces, un miroir à rayon X et des filtres (aluminium et étain) (figure 3.9.c). Les contrastes d'absorbance de l'échantillon sont convertis en une lumière visible par un cristal de LuAG phosphor (King et al., 2016 ; Álvarez-Murga et al., 2017). Une rotation à une vitesse de $0.15^\circ/\text{s}$ sur 180° de l'échantillon sous pression permet l'acquisition de la tomographie, pour 3000 images avec un temps d'exposition de 200ms et un intervalle de 400ms entre chaque image et un incrément de 0.06° entre les projections.

3.2 Déroulement de l'expérience

L'échantillon est placé sur l'enclume de bas, puis l'enclume du haut est rapproché pour entrer en contact et reposer sur l'échantillon (figure 3.9.b). La mise en pression est ensuite lancée pour 200 à 280 bars. Après la mise sous pression l'échantillon est chauffé à 820°C en une trentaine de minutes. L'observation d'échantillons biphasés similaires pressés à chaud et non déformés ont permis d'établir qu'un pressage à chaud de moins d'une heure est suffisant pour obtenir un échantillon avec une distribution homogène des phases, des joints de grains et une faible porosité. Il est aussi utile de limiter le raccourcissement de l'échantillon afin de conserver sa hauteur pour obtenir un plus grand volume d'acquisition des tomographies. Une tomographie est prise avant

déformation. L'échantillon est ensuite déformé par torsion via la rotation d'une enclume à une vitesse de $0.015^\circ/\text{s}$. La déformation est stoppée et l'échantillon trempé à plusieurs reprises au cours de la déformation pour acquérir des tomographies. Pendant la tomographie l'échantillon reste sous pression afin d'éviter la formation de fractures de décompression. Après l'acquisition de la tomographie, l'échantillon est réchauffé à 820°C puis la déformation reprend. Ce processus est répété 2 à 3 fois jusqu'à la fin de la déformation. Pour finir l'expérience l'échantillon est trempé et déchargé. Une dernière tomographie peut être prise après la décompression. L'échantillon est ensuite récupéré pour l'analyse *post-mortem*.

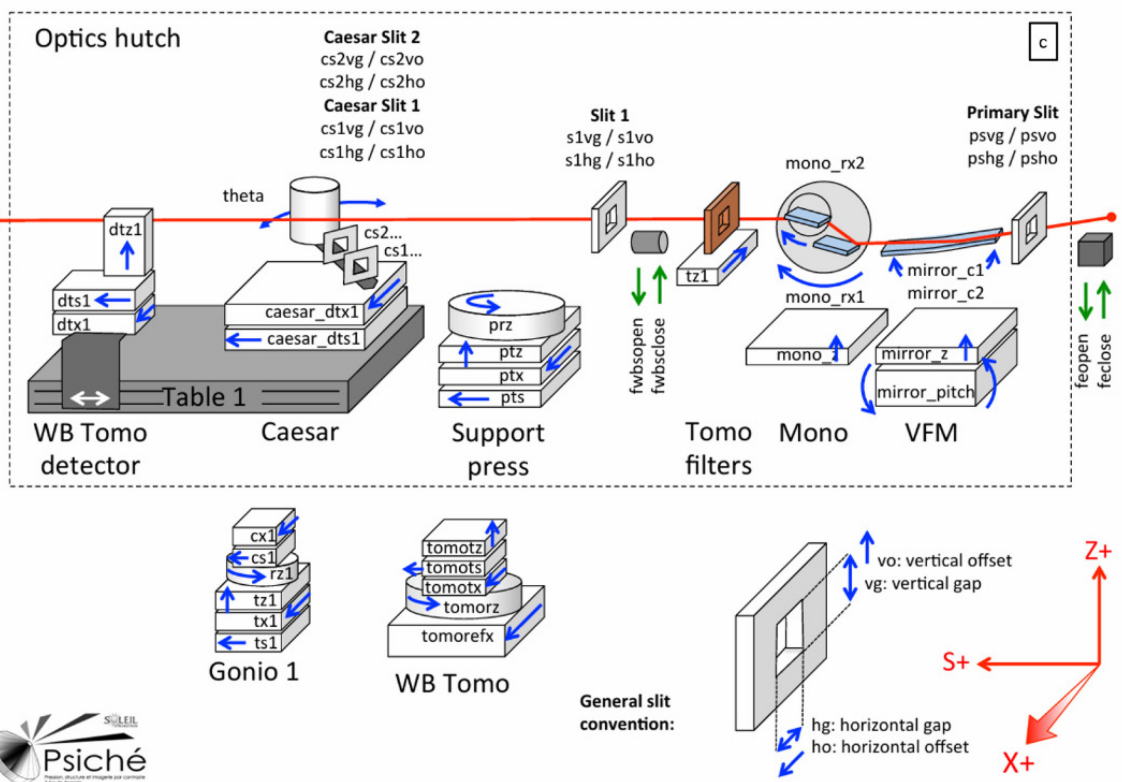
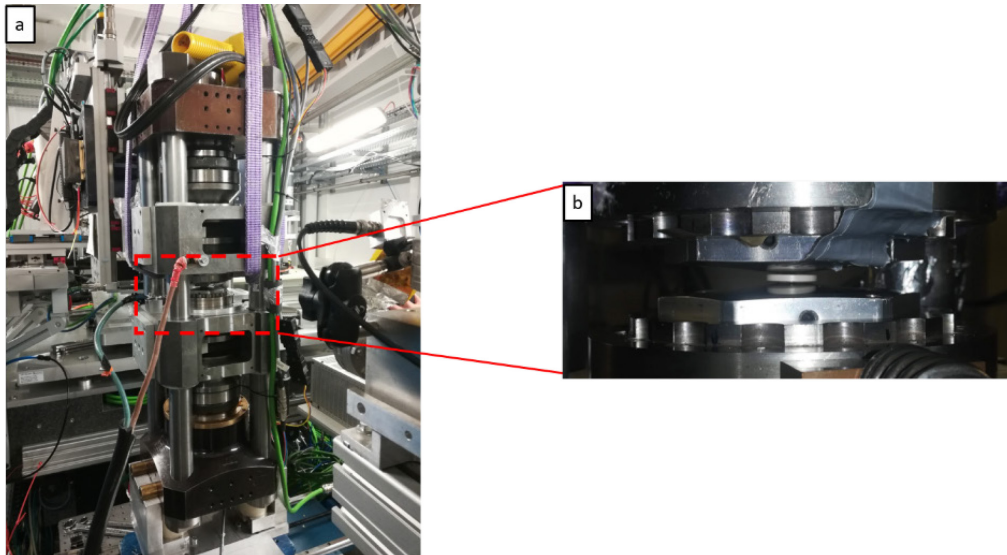


Figure 3.9 : Presse RoToPEc (a) avec échantillon entre les enclumes (b) sur la ligne PSICHÉ (c).

3.3 Calcul de la quantité et taux de déformation

Les expériences en RoToPEc amènent à un aplatissement et une torsion de l'échantillon. La quantité de déformation ϵ due à l'aplatissement peut être quantifiée en utilisant l'équation (5) :

$$\varepsilon = \left(\frac{l - l_0}{l_0} \right) \times 100 \quad (5)$$

Le degré de torsion des enclumes peut être un indicateur sur la quantité de déformation cisailante, mais la quantifier en une quantité de raccourcissement et/ou γ est nécessaire pour la comparer à la littérature. D'autre part, selon la nature des minéraux déformés et l'assemblage expérimental une même quantité de torsion peut ne pas correspondre à une même quantité de déformation.

Une quantité de déformation cisailante peut être calculée localement sur des grains ou clusters elliptiques. En effet, lors d'une déformation non-coaxiale les axes de déformation d'une ellipse pivotent. Avec θ i.e. l'angle entre l'axe d'extension et la bande principale de cisaillement, une quantité de déformation cisailante γ peut être calculée (figure 3.10), selon :

$$\gamma = \tan \psi = \frac{2}{\tan 2\theta} \quad (10)$$

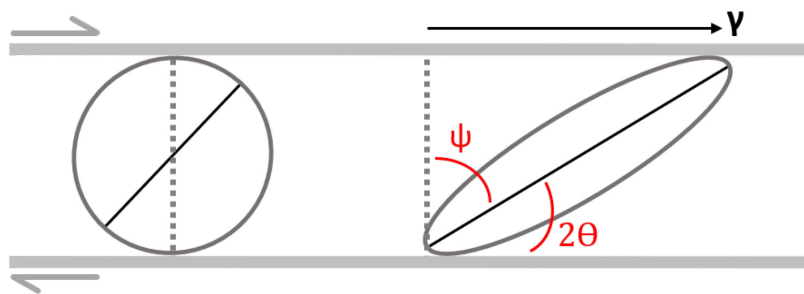


Figure 3.10 : Relation entre la quantité de déformation cisailante et la rotation de l'axe d'extension sous une déformation non-coaxiale.

La déformation pouvant être hétérogène au sein de l'agrégat, les γ peuvent fortement varier.

Un autre moyen de calculer une quantité de déformation est à partir de l'angle de torsion. Cette méthode permet de donner une quantité de déformation globale. La quantité de déformation γ peut être calculé d'après le rayon r , l'angle θ de torsion et la longueur de l'échantillon l (figure 3.11) :

$$\gamma = \frac{r\theta}{l} \quad (11)$$

Où l'angle θ est en radian (Paterson & Olgaard, 2000). Des marqueurs de déformations peuvent être utilisés, comme des rayures sur une capsule (Paterson & Olgaard, 2000)

ou des feuilles d'or ou de platines. Cependant cette technique n'est pas optimale dans le cas d'agrégats formés à partir de poudres, la position des marqueurs pouvant ne pas être maintenue de la mise sous pression jusqu'à la fin de la déformation. Afin de pouvoir quantifier la déformation, des petits grains d'oxydes de Titane ont été déposés dans les poudres. Etant en fort contraste sur les images de radiographie par rapport aux silicates, les oxydes peuvent servir de marqueurs de déformation en suivant leur position sur les images au cours de la déformation (thèse [Mandolini, 2022](#)).

Le taux de déformation cisailante $\dot{\gamma}$ peut aussi être calculé à partir du taux de torsion selon :

$$\dot{\gamma} = \frac{r\dot{\theta}}{l} \quad (12)$$

Où $\dot{\theta}$ est le taux de torsion en radians.s⁻¹ ([Paterson & Olgaard, 2000](#)).

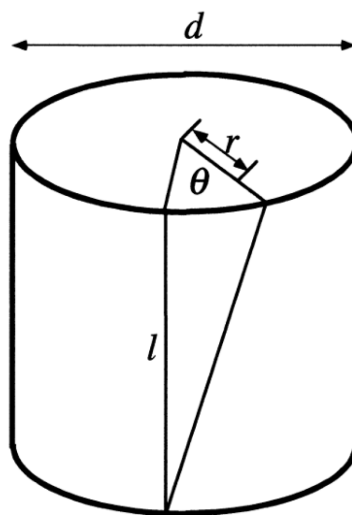


Figure 3.11 : Schéma d'un échantillon cylindrique, de Paterson & Olgaard (2000).

Pour avoir une estimation globale de la quantité de déformation et du taux de déformation, il faut intégrer la partie cisailante (i.e. la torsion) et uniaxiale (i.e. l'aplatissement). Les équations utilisées par Tommaso Mandolini dans sa thèse, pour des expériences similaires, peuvent être appliquées :

$$\varepsilon_E = \sqrt{\varepsilon^2 + \frac{4}{3}\gamma^2}, \quad \dot{\varepsilon}_E = \sqrt{\dot{\varepsilon}^2 + \frac{4}{3}\dot{\gamma}^2} \quad (13)$$

où $\dot{\epsilon}$ est le taux de déformation uniaxial et $\dot{\gamma}$ le taux de déformation en cisaillement simple. La quantification de la quantité de déformation et taux de déformation nécessite une analyse fine des positions des oxydes dans les tomographies, et n'a pas encore pu être effectuée. Les évolutions de microstructure sont donc rapportées dans ce manuscrit en degrés de torsion appliquée.

3.4 Tomographie par absorption de rayons X

La tomographie par absorption de rayon X est une méthode non-intrusive permettant de reconstruire en 3D un échantillon à partir de sets d'images rayons X.

3.4.1 L'absorption des rayons X et le contraste d'absorption en fonction de la matière pour l'utilisation en imagerie

L'image rayons X la plus connue est celle du chercheur Wilhelm Roentgen qui découvrit les rayons X en 1896 (figure 3.12.a). Les images mettent en évidence l'atténuation des rayons X en fonction des composants de l'échantillon observé (figure 3.12.b).

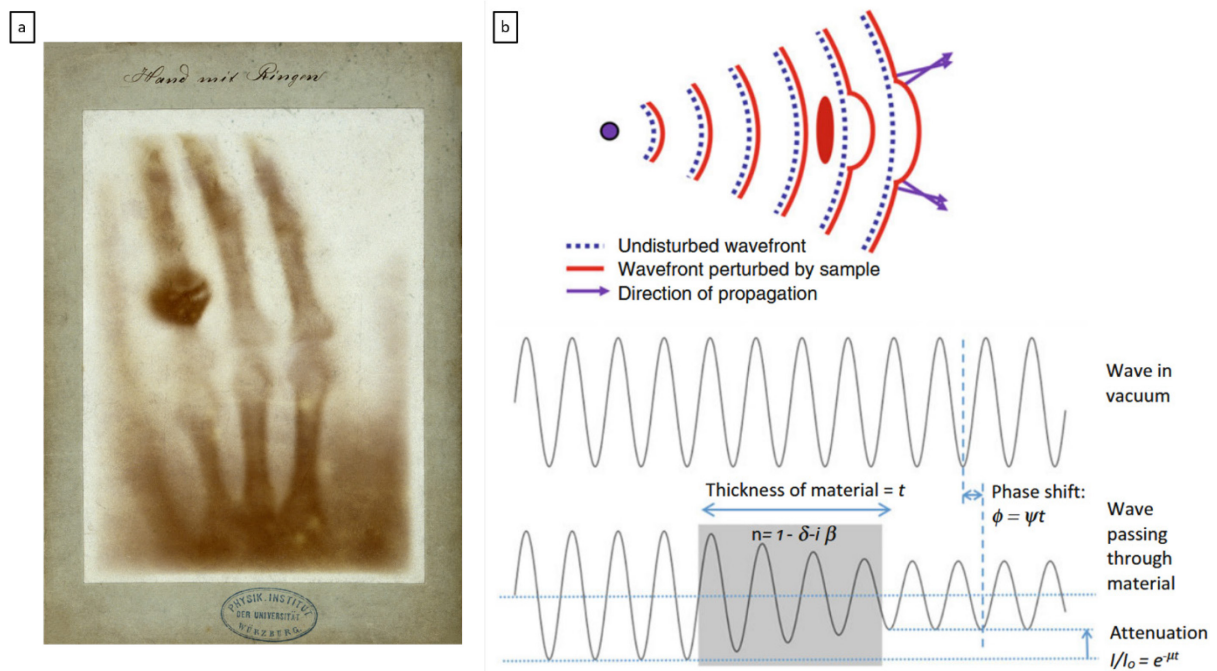


Figure 3.12 : a) Première image rayons X. Main de Anna Bertha Ludwig, femme du chercheur Wilhelm Roentgen ayant découvert les rayons X (source: <https://wellcomecollection.org/works/wjc8ejn2>). b) Image supérieur: Onde sphérique passant à travers un échantillon, résultant d'une distorsion du front d'onde et un changement correspondant à la direction de propagation de l'onde pouvant entraîner des

interférences (Exagération de l'ampleur de la distorsion du front d'onde). Image inférieure: Comparaison entre une onde dans le vide (au milieu) et une onde traversant un milieu d'indice de réfraction n (en bas). Cette dernière montre le déphasage et l'atténuation. De Mayo & Endrizzi (2019) dans « Handbook of advanced nondestructive evaluation ».

L'absorption des rayons X par atténuation est décrite selon la loi de Beer :

$$I = I_0 e^{-\int \mu(z) dz}$$

où I est l'intensité de l'image mesurée, I_0 la luminosité sans l'échantillon, $\mu(z)$ le coefficient d'atténuation linéaire (cm^{-1}) à la position z , avec z la position le long de la direction de propagation à travers l'échantillon. Le coefficient d'atténuation linéaire varie en fonction du numéro atomique Z et de la densité des éléments. Dans notre cas avec une source de rayons X avec dispersion d'énergie, les coefficients $\mu(z)$ varient aussi selon l'énergie. Le déphasage ou la composante de réfraction sont d'autres effets de l'interaction avec la matière (figure 3.12.b). Le coefficient d'atténuation linéaire et le coefficient de déphasage sont tous deux exprimés dans l'indice complexe de réfraction (e.g. Mayo & Endrizzi (2019) dans « Handbook of advanced nondestructive evaluation »).

3.4.2 La tomographie

La tomographie est une technique d'imagerie radiographique permettant de reconstruire un volume à partir d'une série d'images. La numérisation des images en niveaux de gris se fait par l'attribution à chaque pixel d'une valeur de gris qui est proportionnelle à l'absorption des rayons X. La reconstruction du volume à partir de la série d'images a été effectuée sur la ligne pendant le temps de faisceau en utilisant la transformée de Radon et une projection filtrée sur le logiciel PyHST2. Les couches reconstruites sont ensuite empilées pour obtenir une image 3D d'atténuation en niveaux de gris (Álvarez-Murga et al., 2017) (figure 3.13).

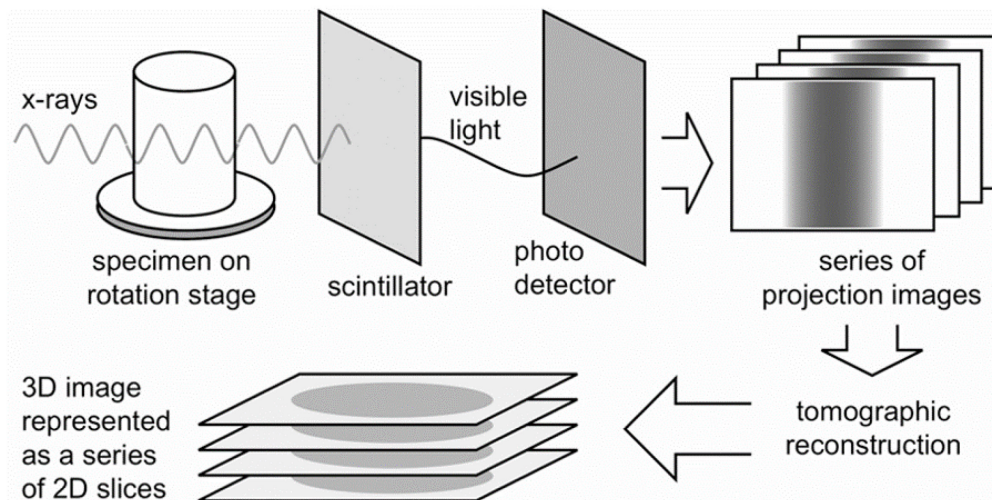


Figure 3.13 : Schéma de l'acquisition et reconstruction de la tomographie de Landis & Keane (2010). Les images de projection rayons X sont acquises in-situ avec une rotation à 360° de l'échantillon. Une série d'images 2D est ensuite reconstruite mathématiquement afin de pouvoir visualiser en 3D ou sous plusieurs axes l'échantillon.

3.5 Traitement des données sur MATLAB

Le traitement des données de tomographie a été effectué sur MATLAB, en utilisant entre autres des boîtes à outils d'acquisition et traitement d'image. Les scripts développés au cours de cette thèse sont en annexe 8 et 9.

3.5.1 Préparation des fichiers pour l'analyse

Le fichier de départ est en format .VOL, un format pour la projection d'un volume à partir d'une série d'images. Il est associé à un fichier .PAR qui comporte les paramètres du fichier, de la reconstruction et de l'expérience. La résolution des images du fichier .VOL est de 1.3 $\mu\text{m}/\text{pixel}$. Les fichiers ont pour format d'image maximum 2048*2048*1024, soit 1024 couches d'images de dimensions 2048*2048 pixels. Certains fichiers n'ont qu'entre 400 et 600 couches d'images (tableau 3.5), du fait de la réduction de la fenêtre visible entre les enclumes au cours de la déformation.

Tableau 3.5 : Formats des tomographies et tranches utilisées qui définiront l'épaisseur de l'échantillon tronqué. Les échantillons sont par la suite découpés en donnut.

Echantillon	Torsion (°)	Format	Tranches sélectionnées	Quantité de tranches	Rayon externe du doughnut
G85P15B	0	2048*2048*1024	175-800	624	820
	90	2048*2048*500	80-387	306	820
	135	2048*2048*500	132-333	200	820
	180	2048*2048*500	160-280	119	820
G70P30B	0	2048*2048*1024	150-848	697	830
	120	2048*2048*1024	395-654	258	830
	176	2048*2048*1024	443-601	157	840
G30P70C	0	2048*2048*1024	147-834	686	840
	90	2048*2048*600	160-460	299	840
	135	2048*2048*1024	400-650	249	840
	180	2048*2048*400	100-290	189	840

Avant de pouvoir procéder au traitement, les fichiers sont convertis de 32-bit en 16-bit, format compatible avec les fonctions de traitement d'images de MATLAB. La hauteur est ensuite réduite (l'épaisseur du volume) en fonction de l'épaisseur de l'échantillon (tableau 3.5).

3.5.2 Traitement des images

Le traitement des données est le même pour chaque échantillon, seul l'ajustement des contrastes change avec la proportion en phase. Une seule phase est étudiée à la fois, ici la phase la moins abondante de l'échantillon. Le grenat est donc étudié avec l'échantillon G30P70C, et le clinopyroxène avec les échantillons G70P30B et G85P15B, sur plusieurs quantités de torsion (tableau 3.5). Les images originales ne permettent pas une analyse sans amélioration par un traitement d'images (figure 3.14.a).

- Le traitement des données est composé de plusieurs étapes dans un ordre spécifique :

- Augmentation des contrastes (figure 3.14.b).
- Filtres : gaussien puis médian pour images 3D (figure 3.14.b).
- Inversion des contrastes : pour sélectionner le clinopyroxène sur les échantillons à 70% et 85% de grenat. Pour l'échantillon à 30% de grenat l'inversion des contrastes permet d'obtenir une bonne binarisation (figure 3.14.c).
- Binarisation : des images avec deux classes de pixels sont créées à partir des images en nuances de gris (plusieurs bits) par seuillage (un seuil sur la valeur du pixel pour être associé à la valeur 0 ou 1). La phase qui sera sélectionnée comme étant la donnée est celle qui est la plus claire sur les images (figure 3.14.d).
- Seulement pour l'échantillon à 30% de grenat : deuxième inversion des contrastes pour resélectionner le grenat.
- Fermeture morphologique : dilatation suivie d'une érosion, par un disque de 6 pixels de rayons (figure 3.14.e).
- Découpage en donut à l'aide de deux masques circulaires. En raison du gradient de déformation, les volumes seront découpés sous la forme de donut, i.e. la partie centrale i.e. la moins déformée est supprimée. La bordure est aussi ajustée en raison des rayons lumineux altérant le traitement de données (figure 3.14.h et 3.14.i).

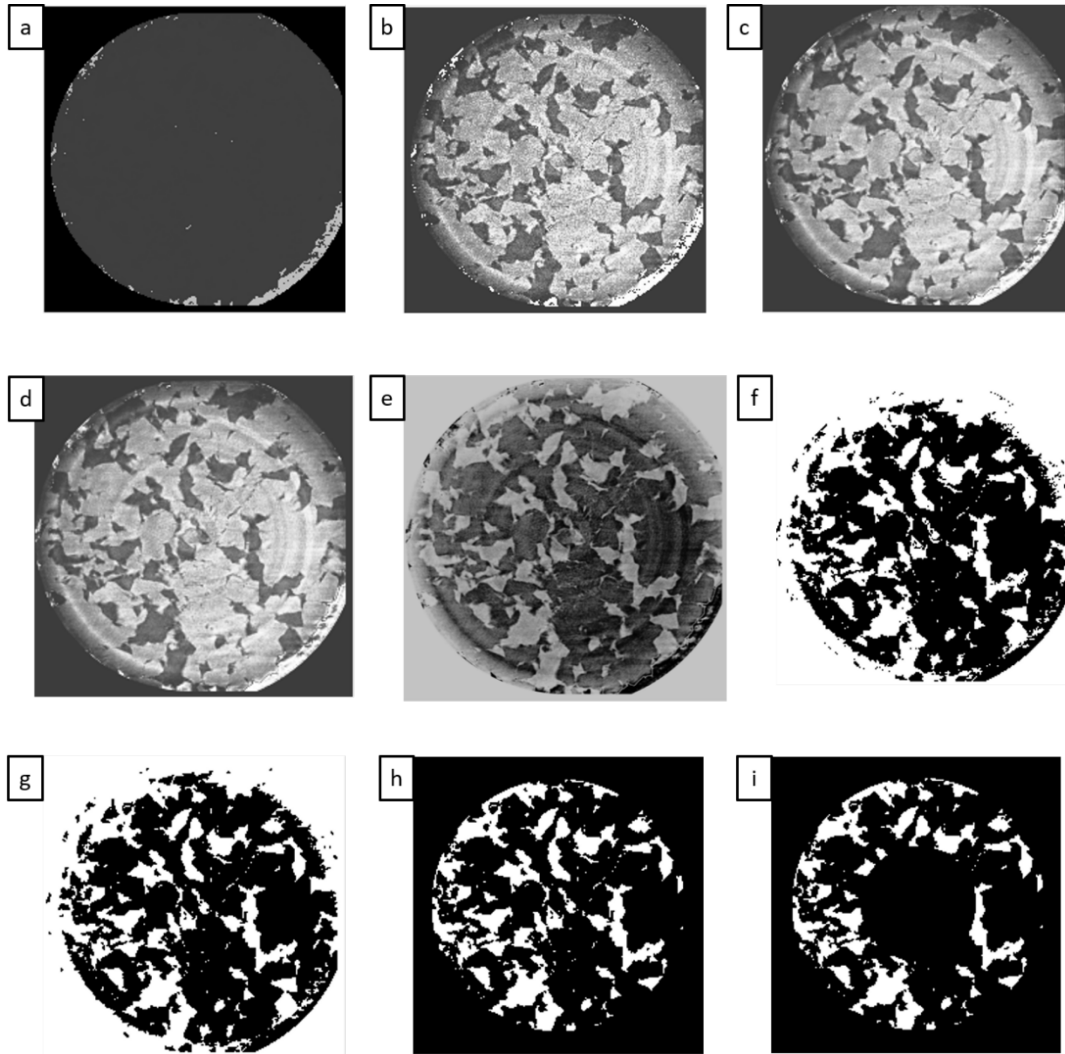


Figure 3.14 : Images d'une image d'un échantillon vue du dessus lors du traitement sur Matlab Les contrastes de l'image de départ (a) doivent être améliorés (b). Un filtre d'adoucissement (c) puis gaussien médian (d) sont appliqués. Les contrastes sont ensuite inversés (e) afin de sélectionner la phase a observée. La phase souhaitée doit être en contraste claire sur l'image afin qu'elle soit sélectionnée comme la donnée lors de la binarisation (f). Après binarisation, une fonction d'érosion est appliquée (g). Pour finir le contour de l'image est découpé (h) ainsi qu'une partie du centre de l'image (i) qui comportent du bruit aux bords de l'échantillon, des artefacts et un gradient de déformation faible au centre.

L'échantillon est ensuite déroulé sur une section de rayon (choisi arbitrairement et vers l'extérieur de la région d'intérêt) de 730 pixels sur la hauteur. Au cours des expériences, l'augmentation de la déformation entraîne un aplatissement des

échantillons et le rapprochement des enclumes. L'espace restant pour l'imagerie est réduit avec l'augmentation de la déformation, amenant ainsi à des sections plus fines. Les sections sont des images binaires pourvues de clusters, i.e. des amas de grains d'une même phase (figure 3.15). Une étude morphologique et statistique peut être faite sur ces sections grâce à la squelettisation des clusters et la détection des ellipses des clusters (figure 2.3.6). Les clusters avec une aire inférieure à 50 pixels² ne sont pas sélectionnés, ainsi que les branches du squelette de moins de 10 pixels de longueur.

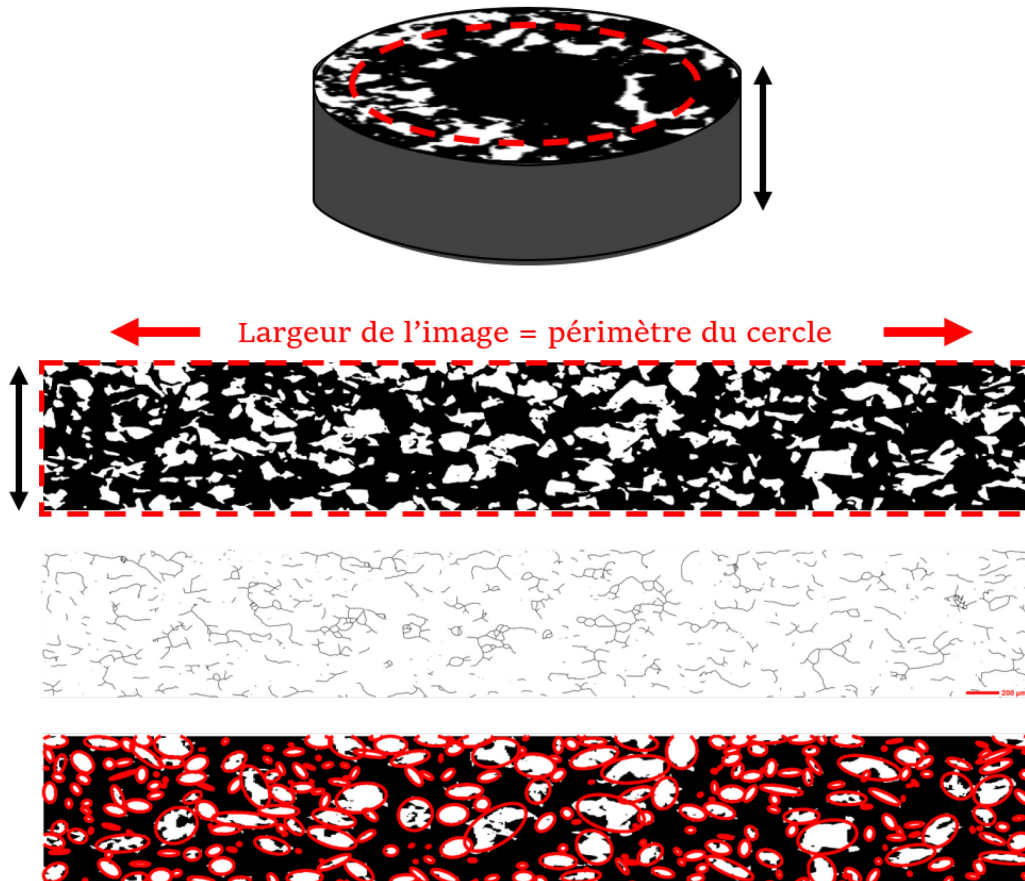


Figure 3.15 : Exemple d'une section déroulée d'un échantillon avec son squelette des clusters et ellipses.

3.5.3 Paramètres de l'analyse morphologique et topologique

L'analyse 2D est effectuée sur les sections déroulées binarisées. Les paramètres de morphologie ont été calculés à partir des ellipses des sections déroulées et squelette (figure 3.16) :

- L'aire et le périmètre.
- Le diamètre équivalent : Diamètre d'un cercle avec la même aire.

- L'*aspect ratio* : facteur de forme calculé selon la longueur de l'axe long/longueur de l'axe court de l'ellipse (figure 3.16).

- La circularité : Inverse de l'aspect ratio. Facteur de forme calculé selon $(4 \cdot \pi \cdot \text{Aire} / \text{Périmètre}^2) \cdot (1 - 0.5/r)^2$, où $r = \text{Périmètre} / (2 \cdot \pi) + 0.5$ (e.g. Matsumoto et al., 2015).

- Orientation de l'axe long : Angle entre l'horizontale et l'axe long de l'ellipse du cluster. L'orientation est comprise entre -90° et 90° , avec l'horizontale à 0° (figure 3.16).

- Solidité : aire du cluster divisé par l'aire convexe (aire hachurée rouge, figure 3.16). L'aire convexe est calculée d'après l'ellipse du cluster. Compris entre 0 et 1, une solidité de 1 indique une forme simple et compacte tandis qu'une solidité proche de 0 une forme complexe, sinueuse (e.g. Matsumoto et al., 2015).

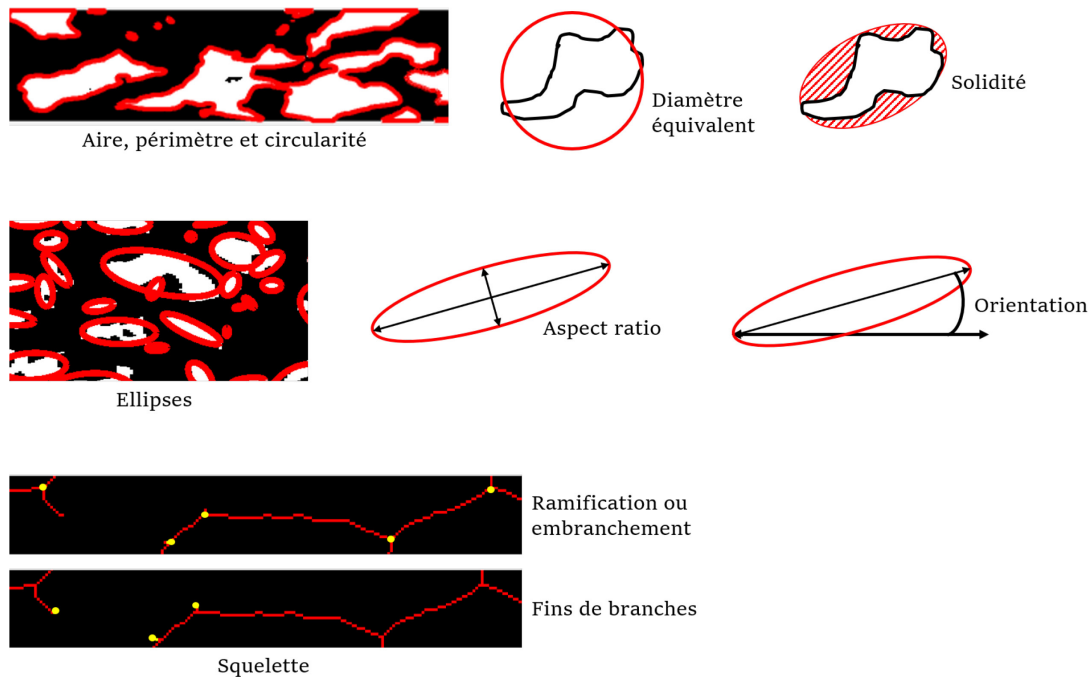


Figure 3.16 : Schémas des paramètres calculés sur les sections déroulées via les fonctions d'analyse d'image de Matlab. Les ramifications et fins de branches du squelette sont indiqués par les points jaunes.

La squelettisation des clusters consiste en la réduction d'un cluster en des lignes d'épaisseur d'un 1 pixel. La ligne centrale équidistante est extraite tout en conservant la

topologie et la caractéristique d'Euler. Les branches sont séparées entre chaque ramifications et/ou fins de branches (figure 3.16).

3.5.4 Fonctions d'autocorrélation

La fonction d'autocorrélation, ou appelée *2-point probability* (S_2), est utilisée dans l'étude d'une fabrique à partir de l'analyse d'image. Elle permet de calculer la probabilité de trouver la même phase observée selon deux points aléatoirement pris dans l'espace de l'image (figure 3.17.a) (Heilbronner, 1992 ; Torquato, 2002 ; Heilbronner, 2002 ; De Ronde et al., 2004 ; Heilbronner et al., 2013 ; Thielmann et al., 2020).

La fonction *2-point cluster* (C_2) est utilisée pour décrire la morphologie et la connectivité des clusters. Elle permet de calculer la probabilité de trouver dans la même phase et dans un même cluster deux points aléatoirement pris dans l'espace de l'image (figure 3.17.a) (Torquato et al., 1998 ; Thielmann et al., 2020).

Les deux fonctions S_2 et C_2 sont ensuite représentées sous forme d'un champ de contours (figure 3.17.b). Le contour des fonctions met en évidence en son centre l'anisotropie, la SPO, l'orientation ou encore la connectivité des clusters (Thielmann et al., 2020).

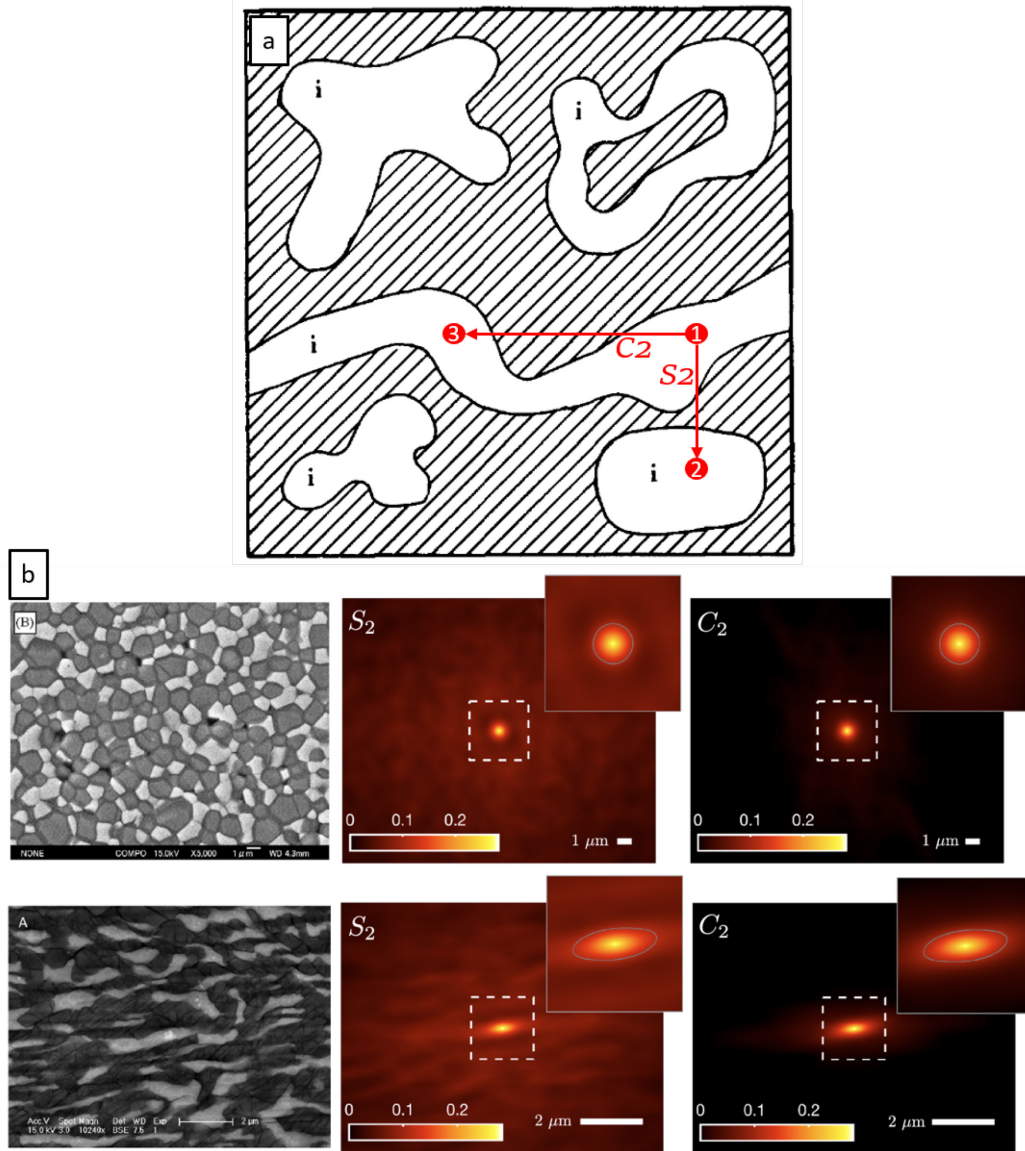


Figure 3.17 : a) Schéma du principe de la fonction d'autocorrélation ou 2-point probability et 2-point cluster, modifié d'après Torquato et al., (1998). Une image présente un système de deux phases avec cinq clusters de phase i . La fonction 2-point probability (S_2) calcule la probabilité d'avoir la même phase entre deux positions, par exemple entre le point (1) et le point (2). La fonction 2-point cluster (C_2) calcule la probabilité d'avoir la même phase au sein d'un même cluster entre deux positions, par exemple entre le point (1) et le point (3). Cette opération est répétée sur l'ensemble de l'image afin de recréer une figure avec pour contours les fonctions. b) Figure 1 de Thielmann et al., (2020) : (Haut gauche) image BSE d'agrégat biphase non déformé de Yamazaki et al., (2009). (Bas gauche) Image BSE d'agrégat biphase déformé de Girard et al., (2016). (Milieu) Fonction 2-point cluster probability (S_2) de l'échantillon non déformé et déformé, avec zoom de la région centrale.

(Droite) Fonction 2-point cluster (C2) de l'échantillon non déformé et déformé, avec zoom de la région centrale. Barre de couleurs identiques pour les deux fonctions.

4. Méthode de la microscopie électronique

4.1 Préparation des échantillons pour l'observation aux microscopes électroniques

Les échantillons déformés ont été récupérés pour une analyse *post-mortem* des microstructures (figure 3.18.a et 3.19), coupés en deux le long de l'axe de raccourcissement pour ceux déformés en cisaillement pur (figure 3.18.b), et sur le bord pour ceux déformés en torsion (figure 3.19). Les agrégats ont été englobés dans un plot d'époxy puis polis. Le polissage a été effectué selon trois étapes : (1) Quelques secondes sur une plaque tournante avec un papier de prépolissage SiC à grain P1200 puis P2400, à l'eau. L'échantillon doit présenter à la loupe binoculaire des rayures unidirectionnelles sur l'ensemble de sa surface. (2) 3h30 à 4h heures sur une plaque vibrante avec de l'alumine de taille abrasive de 0.05 μm (MasterPrep, Buehler). (3) 2h30 à 4h heures sur une plaque vibrante avec de la silice colloïdale non-cristallisée de taille abrasive de 0.06 μm (MasterMet, Buehler). L'échantillon doit être dépourvue de rayures et brillant sous la loupe binoculaire (c, d, e et f figure 3.18).

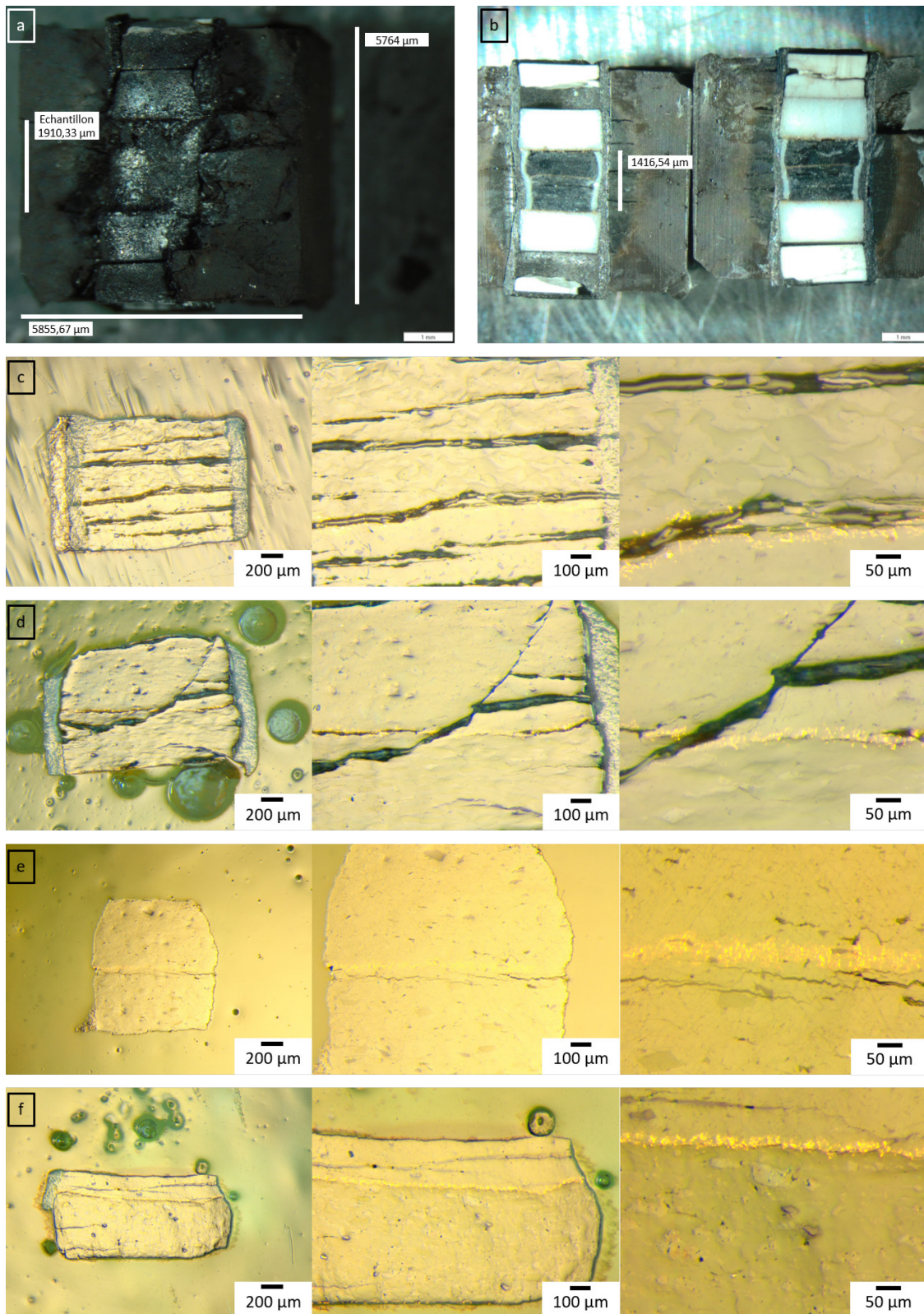


Figure 3.18 : Echantillons post-mortem. a) Assemblage de l'échantillon D2812 avant découpage. b) Assemblage de l'échantillon D2815 découpé parallèle à l'axe de compression. c-d) Surface des échantillons après polissage. c) Polissage de l'échantillon D2812. d) Polissage de l'échantillon D2815.

Polissage de l'échantillon D2813. e) Polissage de l'échantillon D2814. f) Polissage de l'échantillon D2815.

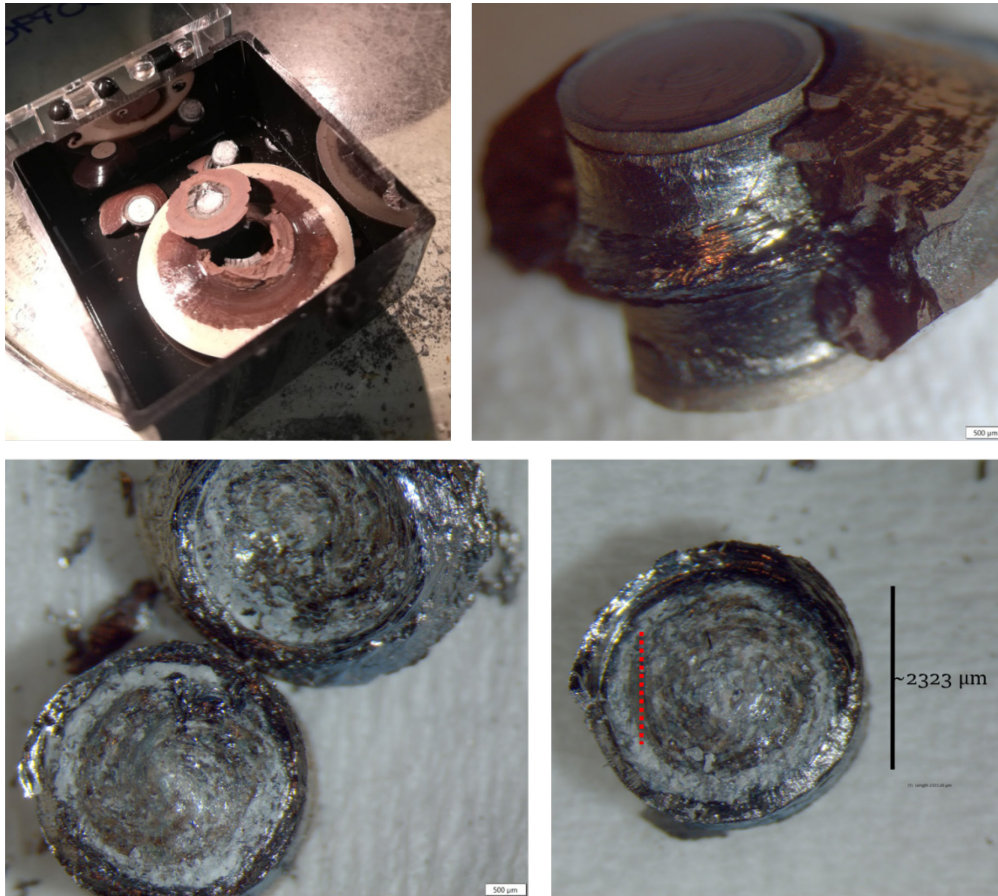


Figure 3.19 : Echantillon des expériences de torsion post-mortem. Les échantillons sont coupés dans la hauteur au plus proche du bord (ligne rouge) pour l'observation au MEB.

4.2 Microscopie électronique à balayage

La microscopie électronique à balayage (MEB) a été effectuée au Pôle de microscopie électronique de Lille (PMEL), sur un Hitachi SU 5000. Les cartographies de diffraction d'électrons rétrodiffusés (EBSD) sont couplées à la spectroscopie dispersive en énergie (EDS). Les échantillons sont analysés sans métallisation sous un vide faible (mode *low vacuum*) de 25 à 30 Pa et une tension d'accélération de 20 keV (figure 3.20.a, 3.20.b).

L'EBSD permet d'obtenir les orientations cristallographiques des phases minérales qui composent les échantillons. Des diagrammes de diffraction des électrons rétrodiffusés (EBSP) mettent en évidence des bandes de Kikuchi indexée par les indices

de Miller de leurs plan cristallin diffractant (figure 3.20.c). Une phase minérale sera attribuée aux bandes de Kikuchi détectées. Cette opération est réalisée pour chaque pixels de taille définie (soit la résolution) afin de construire des cartes d'orientations et de phases (figure 3.20.d).

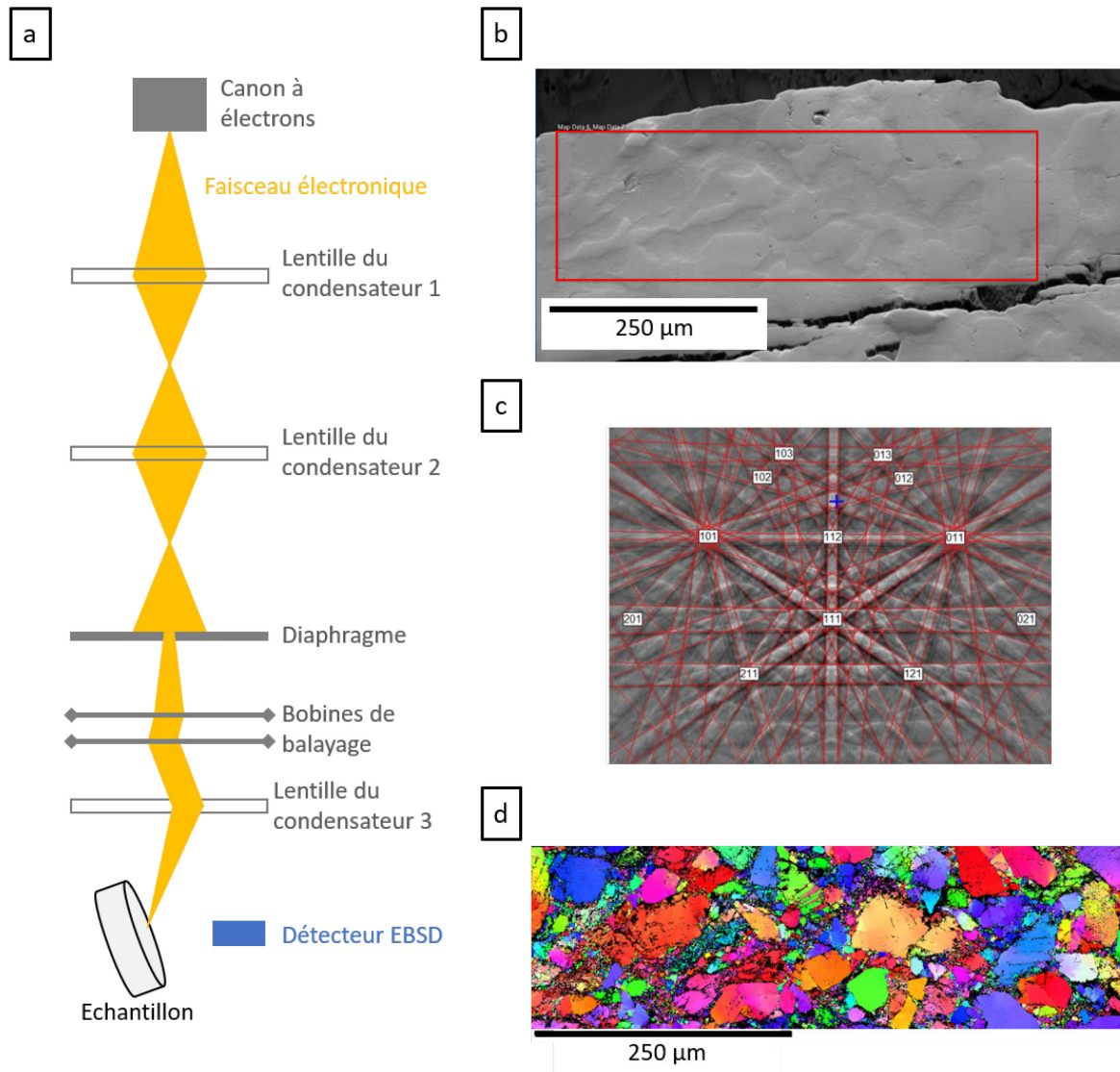


Figure 3.20 : a) Schéma de microscope électronique à balayage pour l'acquisition des images BSE et cartes EBSD. L'échantillon est tilté à 70° du faisceau électronique pour l'acquisition des données EBSD. b) Echantillon D2812 avec zone d'analyse EBSD (cadre rouge). c) Exemple de bandes de Kikuchi Provenance: Silicium, Oxford Instruments. d) Carte d'orientation IPF-X de l'échantillon D2812 sur Aztec de la zone d'analyse de b) (cadre rouge).

4.3 Microscopie électronique en transmission

La microscopie électronique en transmission (MET) a été effectuée sur la plateforme de microscopie électronique de Lille (PMEL), sur un FEI Tecnai G2-20 twin (3.21.a). La microscopie électronique en transmission à balayage (METB), l'EDS et la cartographie d'orientation cristallographique automatique (ACOM/TEM, pour *Automated Crystal Orientation Mapping on Transmission Electron Microscopy*) ont été réalisés sous une tension d'accélération de 200 kV (3.21. b et 3.21.b).

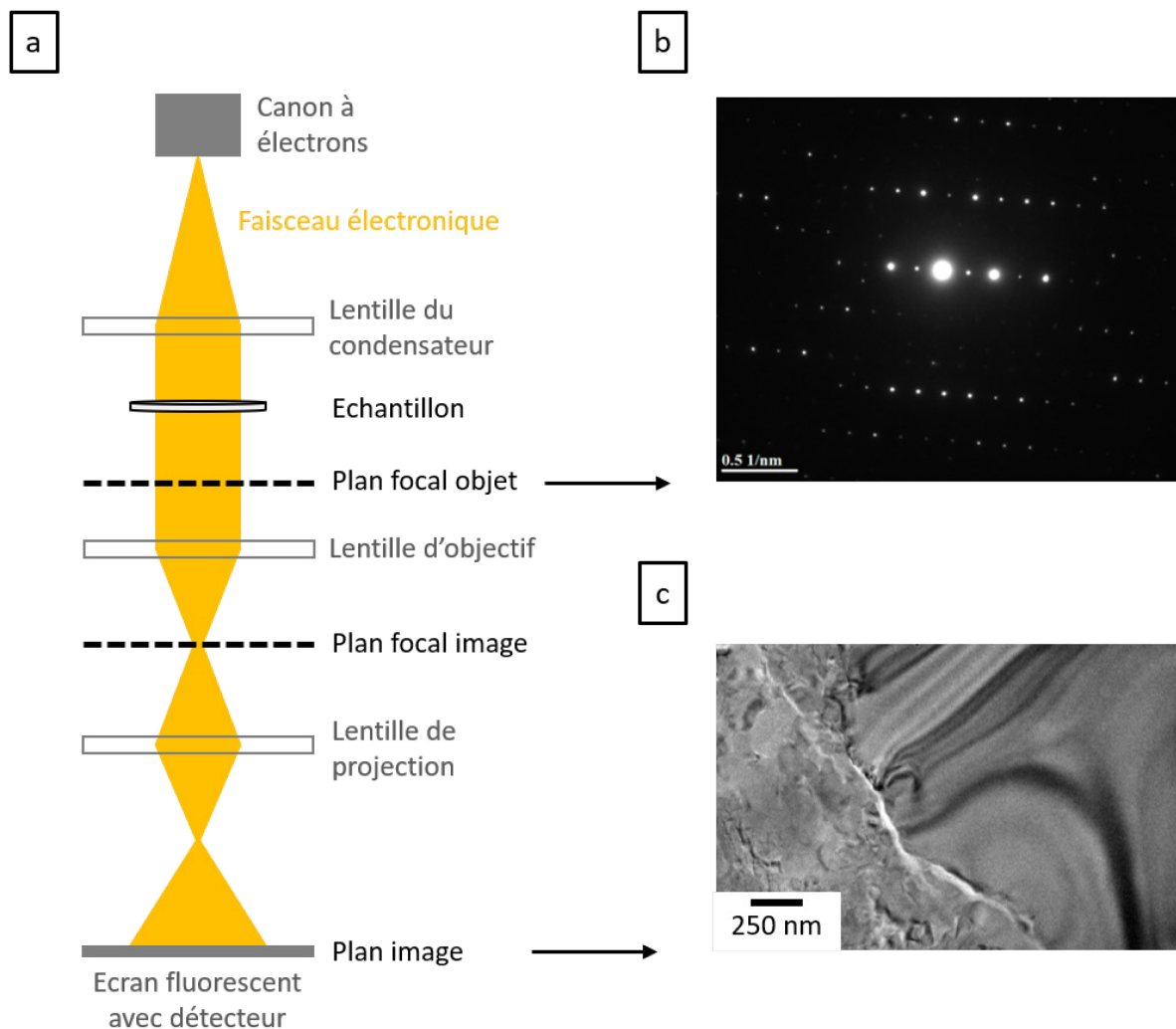


Figure 3.21 : a) Schéma de microscope électronique en transmission en mode diffraction. b) Exemple de cliché de diffraction (provenance: cette étude). c) Exemple d'image (provenance: cette étude).

Trois lames ont été préparées pour l'observation au MET par sonde ionique focalisée (FIB, pour *focused ion beam*) dans le plan du polissage (figure 3.22.a et 3.22.b).

Elles ont été réalisées à l'Institut d'Electronique de Microélectronique et de Nanotechnologie par David Troadec. Une métallisation au carbone a été déposée avant la préparation des lames. Une lame G1 a été extraite de l'échantillon D2812 (figure 3.22.c et 3.22.d), G2 de D2813 (figure 3.22.e et 3.22.f) et G3 de D2815 (figure 3.22.g et 3.22.h). La lame G1 est localisée en bordure de grenat, la lame G2 dans une queue de grenat avec la matrice fine de clinopyroxène et la lame G3 dans la matrice fine de clinopyroxène isolée du grenat. Deux cartes ACOM/TEM ont été réalisées sur les cartes G2 et G3.

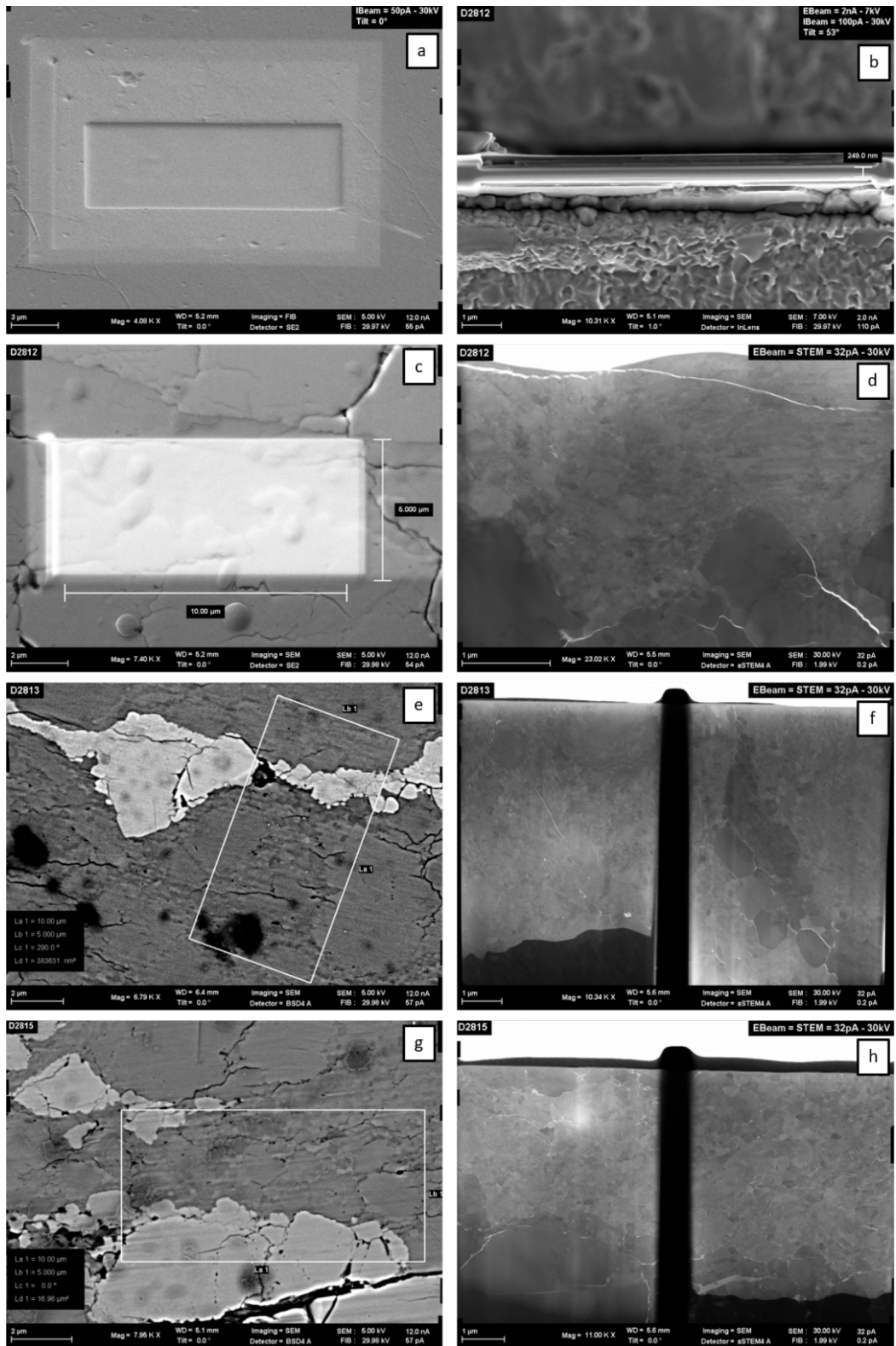


Figure 3.22 : Images BSE-MEB des lames FIB extraites dans le plan de polissage. a) Trace de l'extraction dans le plan de polissage. b) Exemple d'épaisseur des lames FIB. lame G1 de 249 nm d'épaisseur extraite de l'échantillon D2812. c) Zone d'extraction de la lame G1 dans l'échantillon D2812, mesurant 10 μm sur 5 μm . d) lame G1. e) Zone d'extraction de

la lame G2 dans l'échantillon D2813. f) Lame G2. g) Zone d'extraction de la lame G3 dans l'échantillon D2815. h) Lame G3.

4.4 Traitement des données de microscopie

4.4.1 EBSD

Les données EBSD ont été analysées avec MTEX sur Matlab (<https://mtex-toolbox.github.io/>). La macro utilisée a été développée par Mérope Chardelin qui collabore sur cette étude. La fonction de distribution d'orientation (ODF) et la distribution uniforme des multiples (MUD) sont utilisés pour quantifier les orientations cristallographiques. Trois paramètres dérivés des données EBSD sont souvent utilisés pour caractériser la désorientation entre des grains ou au sein d'un grains:

- La désorientation moyenne du noyau ou *kernel average misorientation* (KAM), pour mesurer la désorientation locale dans un grain.

- L'écart d'orientation de référence du grain ou *grain reference orientation deviation* (GROD), aussi appelé *Mis2Mean*, mesure la désorientation entre l'orientation à une position donnée dans un grain et l'orientation moyenne (ou de référence) de ce même grain.

- L'écart d'orientation des grains ou *grain orientation spread* (GOS), pour mesurer l'angle de désorientation moyen des écarts d'orientation de référence des grains pour chaque grain.

La fonction de désorientation en limite de grain (BMF) est utilisée pour analyser les désorientations et identifier les systèmes de glissements actifs, combiné avec les CPO présentés sous forme de figures de pôle (Mainprice et al., 2011 ; Mainprice et al., 2014). L'index J est calculé d'après la désorientation des grains pour définir la force de fabrique du clinopyroxène. L'index LS (ou BC) est calculé pour caractériser le style de fabrique du clinopyroxène (Ulrich & Mainprice, 2005).

De nombreux paramètres sur la taille et forme des grains peuvent être utilisés, mais ne le seront pas pour notre étude à l'échelle du MEB car la reconstruction des grains n'est pas réaliste à cause du faible taux d'indexation des cartes (Tableau 3.6). Les grains sont reconstruits avec une segmentation à 15°, 2° pour les sous-grains et un seuil d'écart

angulaire moyen (MAD) à 1 – à l’exception de deux cartes supplémentaires avec un MAD de 2 (Tableau 3.6).

Tableau 3.6 : Résolution et proportion de phases des cartes EBSD au MEB. Les cartes sélectionnées pour la caractérisation des microstructures sont indiquées avec les pourcentages sur l’aire de phases après traitement sur MTEX. Les pourcentages de phases sont arrondis au dixième. Les pourcentages restants sur la quantité des phases est attribué aux phases mineures pouvant être présentes telles que quartz, coésite, zoïsite, disthène, biotite et n’atteignent pas 0,01%.

Echantillon	Nom carte	Résolution (μm)	MAD ($^{\circ}$)	% non- indexés	% grenat	% clinopyroxène
D2812	d2812-1	0.5	1	35	36	29
	d2812-2-4	0.5	1	75	15	10
	d2812-2-5	0.5	1/2	59	28	13
	d2812-2-6	0.5	1	80	16	5
D2813	d2813-2-3	0.5	1	52	11	37
	d2813-2-4	0.5	1	48	9	43
	d2813-2-5	0.5	1	65	16	19
	d2813-2-9	0.5	1	47	11	42
	d2813-10	0.5	1	65	9	25
D2814	d2814-1	0.5	1	40	45	15
	d2814-4	0.5	1	48	47	5
	d2814-3	0.5	1	42	55	3
	d2814-5	0.5	1	32	59	9
D2815	d2815-1	0.5	1/2	77	13	9
	d2815-3	0.5	1	82	10	8
	d2815-6	0.5	1	76	7	17
	d2815-7	0.5	1	54	29	17
G85P15B	G85P15S2-1	0.5	1	68	26	6

G85P15S2-3	0.5	1	89	10	1
G85P15S2-5	0.5	1	58	37	4
G85P15S2-6	0.5	1	80	17	3

4.4.2 ACOM/TEM

Les cartes d'orientations ACOM/TEM permettent de combler le manque de données à l'échelle du MEB. Deux cartes d'orientations ACOM/TEM des lames FIB G2 et G3 (soit de l'échantillon D2813 et D2815) ont été traitées avec la suite de logiciel DiffGen2, Index2 et MapViewer (NanoMEGAS). Un modèle de diffraction pour tous les plans (hkl) de la phase a été créé sur DiffGen2 pour simuler les diffractions (figure 3.23.a). Les fichiers de structure cristallographique (.cif) extraits dans MAUD pour le grenat et le clinopyroxène sont insérés dans le logiciel afin que le modèle soit le plus fidèle à la structure cristallographique de nos minéraux (fichiers en annexe 10 et 11). D'autres paramètres de diffraction ont été ajusté pour permettre une bonne détection des clichés de diffractions (tableau 3.7). L'angle maximal fait référence à l'angle de diffraction θ . Cet angle θ et la longueur de caméra sont deux paramètres qui contrôlent l'étendue des clichés de diffraction à analyser; plus la longueur de caméra est grande, plus l'angle sera grand, et donc plus la distance entre les plans de diffraction sera grande (figure 3.24.a). L'erreur d'excitation est la distance entre les faisceaux et la condition de Bragg exacte. L'angle de précession est l'angle avec lequel le faisceau s'incline par rapport à l'axe optique pour effectuer une précession (mouvement oscillant du faisceau). La précession permet d'obtenir une somme de clichés de diffractions qui contiennent moins de réflexions et s'étendent plus loin dans l'espace réciproque (figure 3.24.b); ainsi les clichés de diffractions seront mieux détectés par le modèle (figure 3.24.a).

Tableau 3.7 : Paramètres du modèle de diffractions sur DiffGen2.

Voltage (kV)	Angle maximal (°)	Erreur d'excitation	Angle de précession (°)	Taille de spot
200	2	0.1	1	15

Le modèle de diffraction est ensuite utilisé sur Index2. Un affinement des modèles de diffraction est effectué pour corriger la position du centre et la distorsion, pour une longueur de caméra de 13.7 μm (figure 3.23.b). L'acquisition est alors lancée. Le fichier obtenu sur Index2 est ensuite ouvert sur MapViewer. MapViewer peut être utilisé pour visualiser les données ACOM/TEM obtenues sur Index2 et les visualiser, telles que des cartes de phase, d'orientation, de fiabilité ou encore des figures de pôle (Figure 3.23.c). Ici, le logiciel est seulement utilisé pour vérifier la fiabilité des cartes, exporter les données et les traiter sur MTEX avec la même méthode que les données EBSD (III.4.4.1). La fiabilité est un paramètre qui remplace le MAD dans Aztec pour les données EBSD (Tableau 3.8).

Tableau 3.8 : Résolution et proportion de phases des cartes ACOM/TEM. La fiabilité (ou reliability) à l'export du fichier (.CTF) de MapViewer vers MTEX est fixé à 5. Il s'agit de l'équivalent du MAD pour le traitement EBSD.

Echantillon	Fiabilité	% non-indexé	% grenat	% clinopyroxène
g2	5	12	38	51
g3	5	31	-	69

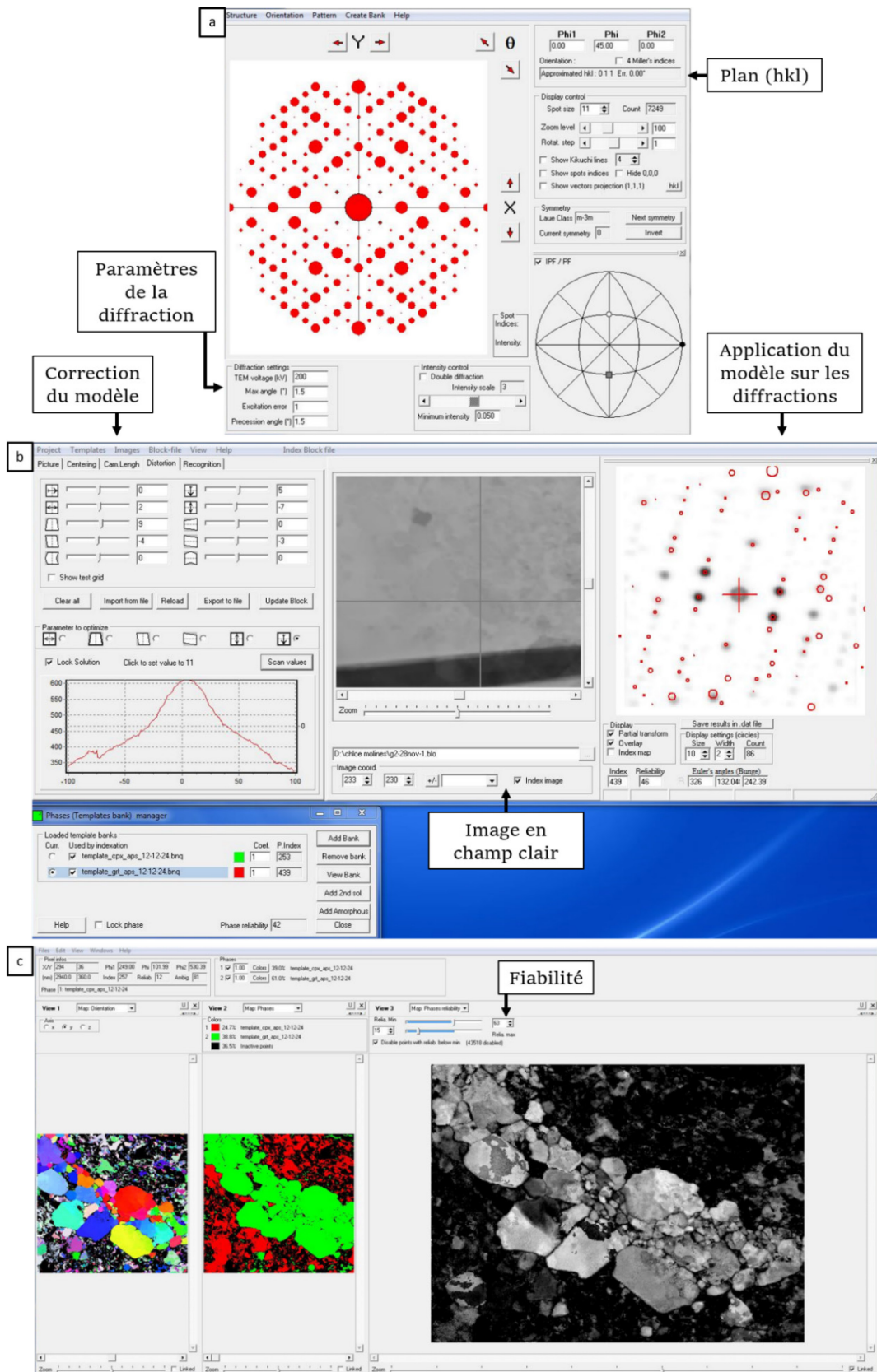


Figure 3.23 : Exemple d'un traitement de données ACOM/TEM sur les logiciels a) DiffGen2 , b) Index2 et c) MapViewer. Les trois vues sont informatives, elles ne correspondent pas au traitement final.

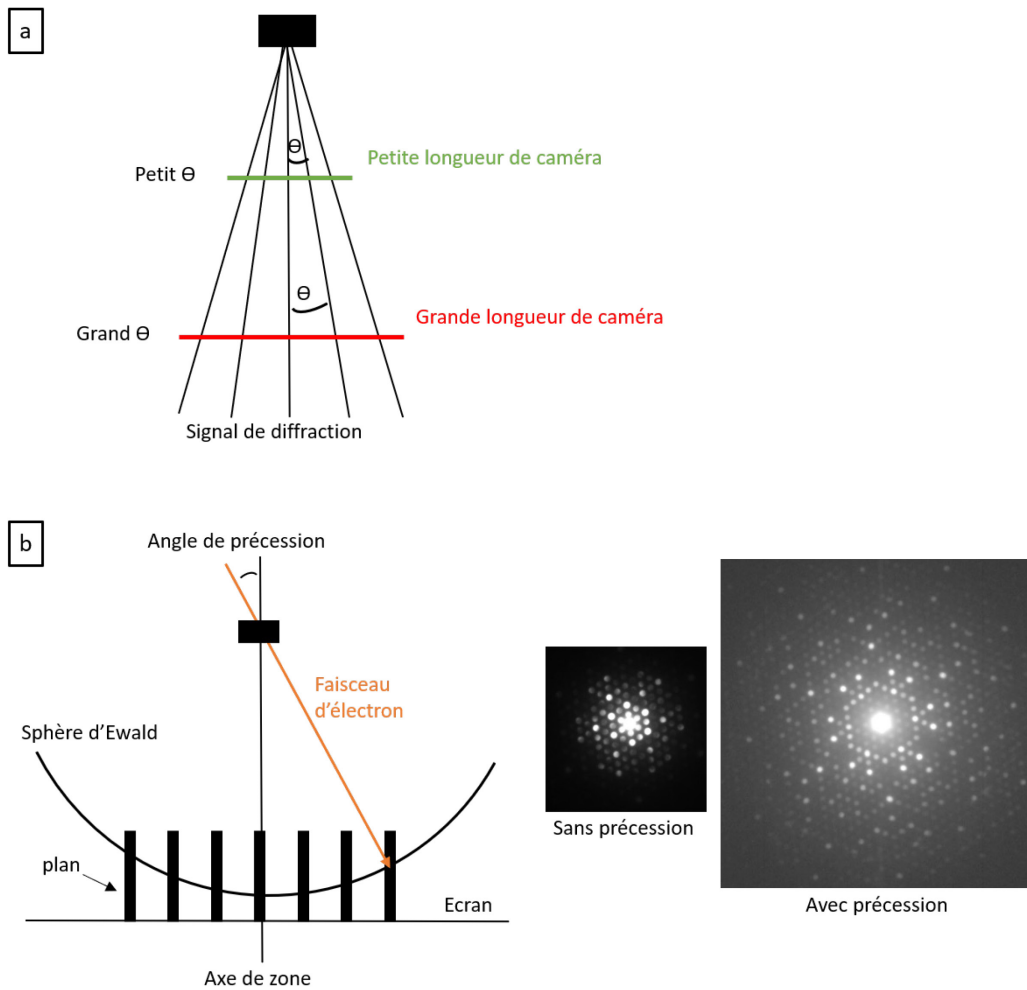


Figure 3.24 : Schéma des principes de l'acquisition de clichés de diffraction au MET, mettant en lien les différents paramètres nécessaires au traitement des données ACOM/TEM. Le cliché de diffraction est reconstruit à partir de la sphère d'Ewald (b). Lors de la précession, le faisceau d'électron est dévié de l'axe de zone, puis recentré. Ainsi les plans en bordure de la sphère d'Ewald sont recentrés sur le clichés, et le cliché de diffraction comporte davantage de plans.

IV. Etude mécanique et des microstructures d'agrégats de grenat + clinopyroxène déformés en cisaillement pur

« La vérité n'est jamais parfaite et elle ne cadre jamais avec la totalité des attentes. Elle sème toujours des doutes et des interrogations »

Carlos Ruiz Zafón

Sommaire

IV. Etude mécanique et des microstructures d'agrégats de grenat + clinopyroxène déformés en cisaillement pur	127
1. Introduction	130
2. Manuscrit d'article : distribution de la contrainte et mécanismes de déformation dans les éclogites d'ultra-haute pression	130
Abstract.....	131
1 Introduction.....	132
2 Materials and Methods.....	135
2.1 Starting material	135
2.2 Deformation experiments	137
2.3 Data acquisition and processing.....	137
3 Results.....	139
3.1 Strain and strain rate.....	142
3.2 Stresses	142
3.3 Microstructural characterisation	146
3.3.1 Aggregates with 15 % to 55 % vol. garnet	146
3.3.1.1 Garnet at EBSD scale	149
3.3.1.2 Garnet at TEM scale	158
3.3.1.3 Clinopyroxene at EBSD scale	160
3.3.1.4 Clinopyroxene at TEM scale	161
3.3.2 Aggregate with 85 % vol. garnet.....	161
3.3.2.1 Garnet at EBSD scale	162
3.3.2.2 Clinopyroxene at EBSD scale	162
3.3.3 Single-phase aggregates microstructural observations	162
4 Discussion	162
4.1 On the deformation mechanisms.....	162

4.1.1 Brittle deformation leading to grain size reduction.....	164
4.1.2 Garnet intracrystalline plasticity.....	164
4.1.3 On the deformation mechanisms of Garnet from CPO indicators.....	165
4.1.4 Garnet recrystallization mechanisms and GBS.....	165
4.1.5 Role of garnet deformation mechanisms in foliation appearance	166
4.1.6 Deformation mechanisms of clinopyroxene at the grain scale.....	167
4.1.7 Clinopyroxene fabric and deformation mechanisms	168
4.2 Partitioning of stress and aggregate strength.....	169
4.3 Aggregate weakening and hardening with increasing strain	171
4.4 Eclogite deformation from convection to earthquakes, natural to experimental.....	172
4.5 Implications for eclogites in subduction or collision zones	173
5 Conclusions	174
References.....	174
Supporting information	186
References.....	193
3. Résumé de la discussion, remarques et conclusion de l'article	193
3.1 Résumé de la discussion	193
3.2 Remarques.....	197
3.3 Conclusion	197

1. Introduction

Peu de déformations expérimentales ont été menées sur la déformation d'éclogites et l'effet de la fraction de grenat vs. clinopyroxène sur les mécanismes de déformation (Jin et al., 2001 ; Zhang & Green, 2007 ; Farla et al., 2017 ; Rogowitz et al., 2023). Dans l'ensemble ces études montrent qu'une augmentation de la fraction volumique en grenat amène à une augmentation de la contrainte de fluage. Un changement de déformation ductile à fragile a été suggéré avec l'augmentation de la fraction volumique en grenat (Yamato et al., 2019 ; Rogowitz et al., 2023). D'autre part, une éclogite avec une forte teneur en clinopyroxène peut être plus facile à déformer que les roches environnantes et localiser la déformation ductile dans le manteau péridotitique (Farla et al., 2017 ; Rogowitz et al., 2023).

Dans ce chapitre sont présentées les déformations expérimentales d'éclogites reconstituées, de compositions minéralogiques choisies, sous des conditions de 3-5 GPa et 820 °C, afin de comprendre comment la déformation est contrôlée dans les éclogites déformées dans le régime semi-fragile en fonction de la fraction volumique des phases. Les déformations élastiques du réseau cristallin à partir de la diffraction rayon X in-situ sont utilisées pour estimer les contraintes dans chacune des phases des agrégats. Les données mécaniques sont complétées d'observations microstructurales par SEM-EBSD et ACOM/TEM.

Ces résultats, discussion et conclusion sont présentées sous forme d'un manuscrit d'article qui est en cours de relecture par les coauteurs. La totalité des données mécaniques et de microscopies ont été acquises, analysées et discutées par moi-même.

2. Manuscrit d'article : distribution de la contrainte et mécanismes de déformation dans les éclogites d'ultra-haute pression

Stresses distribution and deformation mechanisms in eclogites at ultra-high pressure

C. Molines ¹, N. Hilairet ¹, J. Chantel ¹, M. Chardelin ², T. Mandolini ^{1,3}, T. Officer ⁴, Y. Wang ⁴, A. Addad ¹, J. Ingrin ¹

¹ Univ. Lille, UMR 8207 – UMET – Unité Matériaux et Transformations, Lille, F-59000, France

² Geosciences Montpellier, Université de Montpellier 2, Pl. E Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

³ Now at Department of Geology, University of Maryland, College Park, United States

⁴ Center for Advanced Radiation Sources, The University of Chicago, Chicago, Illinois 60637, United States

Corresponding author: Chloé Molines (chloe.molines@univ-lille.fr, Orcid ID: 0000-0003-0989-4277)

Key Points:

Garnet increases the frictional and local brittle behaviour even at low garnet fractions.

Clinopyroxene controls the accommodation of deformation up to at least 55 % volume fraction of garnet.

Fracturation in deep subduction zones can take place under anhydrous conditions and close to slow slip event strain rates.

Abstract

Stresses distribution and deformation mechanisms in eclogites were experimentally investigated to understand the effect of phase fraction on the mechanical properties in deep convergent contexts. Aggregates of garnet (grt) and omphacite clinopyroxene (cpx) were deformed under ultrahigh pressures (3 to 5 GPa), high temperature (820°C) and constant strain rates (1×10^{-5} – 2.5×10^{-5} s⁻¹), using X-ray diffraction to measure in-situ stresses in both phases.

In aggregates where grt volume fraction was up to 55%, both grt and cpx deformed in the semi-brittle regime. Cataclastic flow and dynamic recrystallisation were the two main deformation mechanisms, implying a grain size reduction in both grt and cpx, allowing the activity of grain-size-sensitive deformation by grain-boundary-sliding. Both phases actively participated in the deformation. Weakening occurred when sufficient amount of cpx was present and deformed viscously. Clinopyroxene controlled the accommodation of deformation in aggregates with grt volume fraction from 15 to 55 %. Clinopyroxene is strong enough to impose stress on grt grains when cpx deforms viscously, causing grt grains to fracture even at low volume fractions within the viscous cpx matrix, in agreement with previous studies.

At the highest garnet fraction (85% vol.), the deformation of the entire aggregate switches from semi-brittle to brittle.

We conclude that garnet fracturation, associated with numerous studies as being caused by fast-strain rate events related to seismicity and fluids, can take place under anhydrous conditions and strain rates close to slow slip event rates in deep subduction zones.

2.1 Introduction

Eclogites compose the majority of the subducted oceanic crust at great depth, with garnet and clinopyroxene as major phases. Eclogites typically contain around 70 % volume fraction of clinopyroxene, but local variations can lead to clinopyroxene or garnet-rich layers. High stress concentration could exist in the ultrahigh pressure (UHP) eclogites, with a mechanical contrast between garnet and clinopyroxene that leads to complex microstructures, between brittle and ductile deformation. The subducted oceanic crust is known to be the locus of intermediate-depth earthquakes ([Hacker et al., 2003](#); [Kita et al. 2006](#)), and several petrological studies have detected intermediate-depths earthquakes in eclogitic lower crust ([John & Schenk, 2006](#); [Angiboust et al., 2012](#)), and experimentally investigated ([Incel et al., 2017](#)). Fracture of garnet in natural rocks has been interpreted as related to seismicity in the oceanic crust at the interface in subduction zones ([Trepmann & Stöckhert, 2002](#); [Angiboust et al., 2012](#); [Hawemann et al., 2019a](#)). The question remains if such features can also be produced at lower strain rates ([Yamato et al., 2019](#); [Rogowitz et al., 2023](#)).

Garnet is known to have a high resistance to plastic deformation in comparison to other minerals from the Earth's mantle (e.g., [Karato et al., 1995](#)). The brittle-ductile transition

of natural garnet is about 600°C according to the observation by [Voegelé et al., \(1998b\)](#) of dislocation creep activity at natural strain rates. Its high strength is attributed to the crystal structure of garnet ([Karato et al., 1995](#)). The high Peierls stress of garnet - probably inherited from its large unit cell - and the extended and non-planar dislocation cores, are possible explanations for its brittle behaviour ([Karato et al., 1995](#); [Voegelé et al., 1998a](#)). Plastic deformation of garnet has been studied under various P-T conditions with several deformation mechanisms reported. At low temperatures (< 650 °C), dissolution-precipitation ([Wassmann & Stöckhert, 2013b](#); [Stünitz et al., 2020](#)); dislocation-assisted diffusion creep ([Phillips & Ji, 2021](#)), and dislocation creep with dynamic recrystallisation and recovery ([Hawemann et al., 2019a](#)) have been proposed. At higher temperatures (> 650 °C), active mechanisms include dissolution-precipitation ([Smit et al., 2011](#)), dislocation-assisted diffusion creep ([Martelat et al. 2012](#)), dislocation creep with dynamic recrystallisation and recovery ([Voegelé et al., 1998b](#); [Prior et al., 2000](#); [Ji et al., 2003](#); [Wu et al., 2008](#)), and grain boundary sliding ([Terry & Heidelberg, 2004](#)). All these deformation mechanisms have been used to explain the deformation of garnet, in the continental crust and subduction zones. In several cases a succession or combination of mechanisms have been considered ([Handy & Stünitz, 2002](#); [Storey & Prior, 2005](#); [Dubosq et al., 2023](#)). Crystal Preferred Orientation (CPO) of garnet is usually weak (see the review of [Keppler \(2018\)](#)), hence it is not a good indicator of creep, conflicting the study of its deformation mechanisms.

Deformation of omphacite clinopyroxene is relatively well documented. At low temperature (≤ 800 °C) twinning is the major deformation mechanism, with twin lamellae on (100) and (001), accompanied by free dislocations and stacking faults parallel to (010) and {110} ([Müller et al., 2008](#)). At higher temperatures, mechanical twinning is replaced by dislocation or diffusion creep ([Mauler et al., 2000](#); [Zhao et al., 2005](#); [Zhang et al., 2006](#); [Farla et al., 2017](#)). The main slip systems observed in omphacite at high-temperature and high-pressure experiments are {011}[001], {110} $\frac{1}{2}$ <110> and (100)[001] ([Zhang et al., 2006](#)). [Rehman et al., \(2023\)](#) reported active slip systems in clinopyroxene in natural eclogites to be (110)[001] and (110)<110>. CPO patterns of clinopyroxene are well known. In experimental studies, CPO of omphacite has always been described as well-developed in contrast to the variable distribution of garnet ([Mauler et al., 2000](#); [Jin et al., 2001](#); [Zhang & Green, 2007](#); [Farla et al., 2017](#); [Rogowitz et al., 2023](#)). Fabric type was determined according to the orientation of the

main crystallographic axes described by the so-called LS-index (Ulrich & Mainprice, 2005). Its index is ranging from a value of 0 for S-type and 1 for L-type fabric end-member. The L-type fabric end-member is characterized by [001] parallel to the lineation and (010) normal to the lineation. The S-type fabric end-member is characterized with [001] in the girdle in the foliation plane and (010) parallel to the lineation (Helmstaedt et al., 1972; Abalos, 1997; Ulrich & Mainprice, 2005).

Only a few experiments on eclogite have investigated the effect of garnet vs. clinopyroxene fraction on the mechanical behaviour. Jin et al., (2001) studied rheology of eclogite under subducting lithosphere conditions and presented measurements of stresses and strains at 3 GPa and around 1200 °C. Zhang and Green (2007) performed triaxial compression experiments at 2.5-3.5 GPa and 1027-1427°C. More recently Rogowitz et al., (2023) presented experimental results on eclogite in a modified Griggs-type deformation apparatus at 2.5 GPa and 1000°C. In these studies, samples were prepared with different phase proportions, and stress was measured using an external load cell. Farla et al., (2017) carried out experiments on dunite, eclogite, clinopyroxenite and garnetite at 4.3 – 6.7 GPa in the temperature range of 777 to 1197 °C using in situ X-ray diffraction which allows measuring average stresses for individual mineral phase. Overall these studies showed that an increase of garnet fraction in the aggregate leads to an increase in flow stress (Jin et al., 2001; Zhang & Green, 2007; Rogowitz et al., 2023). A change in deformation regime from plastic to brittle was suggested with increasing garnet proportion (Yamato et al., 2019; Rogowitz et al., 2023). On the other hand, an eclogite with high clinopyroxene proportion could be easier to deform than the surrounding rocks and may localize ductile strain in a peridotitic mantle (Farla et al., 2017; Rogowitz et al., 2023).

Experimental deformation on two-phase aggregates has long been used to approximate the complex behaviour of polymineralic rocks (e.g., Burg & Wilson, 1986). Mélange laws are also commonly used to calculate the strength of the aggregates as a function of the ratio of strong-weak phase (Handy 1990; Tullis et al., 1991; Handy 1994; Ji et al., 2003). Two end-members structures were proposed for two-phase aggregates: (1) pockets of a weak phase contained in a matrix of strong phase forming a load-bearing framework (LBF), (2) a strong phase embedded in a weak phase forming interconnected weak layers (IWL), or boudins/clasts of the stronger phase in a weak matrix with large weak phase fraction. In the LBF microstructure the strength of the

aggregate depends on the strength of the strong phase and the distribution of the weak phase. For the IWL microstructures, the matrix controls the rheology of the aggregate. If the strong phase is present in forms of clasts, it is rheologically passive if the the two phases have high strength contrast. If the strong phase forms boudins, both the weak and strong phases are rheologically active. Geometric shape of individual phase clusters plays an important role. The higher the aspect ratio of the strong phase clusters, the more uniform is the stress aggregate, with less stress concentration in the weak phase matrix (Handy 1990, 1994). Aggregates could be also categorized in the frictional-viscous IWL microstructure developed by Handy et al., (1999) called ‘clastomylonite’, with the weak viscous phase as interconnected layers around the stronger cataclastic phase.

In this study, we present deformation experiments on synthetic eclogites of controlled grt and cpx phase fractions under yet untested high-pressure (P) - high temperature (T) conditions, to understand the control of deformation in eclogite in the semi-brittle regime. Lattice strains measured by X-ray diffraction are used to estimate the stresses in each phase within the samples. This mechanical study is complemented by microstructural observations using electron backscatter diffraction (EBSD) and transmission electron microscopy (TEM).

2.2 Materials and Methods

2.1 Starting material

Grains of garnet and omphacite were extracted from a natural kyanite-zoisite-biotite eclogite from the Western Gneiss Region, Fjørtoftvikaen island, Norway. The metamorphic peak condition is estimated to be 820°C and between 3.4 – 3.9 GPa (similar to sample 1066b, Terry et al., 2000b). Minerals present at ultra-high pressure include garnet, clinopyroxene, phengite, zoisite, kyanite, coesite and rutile. The compositions of garnet and clinopyroxene are $(\text{Mg}_{0.52}\text{Fe}^{2+}_{0.36}\text{Ca}_{0.12})_3(\text{Al}_{0.99}\text{Fe}^{3+}_{0.01})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ and $(\text{Ca}_{0.68}\text{Na}_{0.27})_{0.95}(\text{Mg}_{0.22}\text{Fe}^{2+}_{0.09}\text{Al}_{0.29}\text{Fe}^{3+}_{0.4})\text{Si}_2\text{O}_6$ respectively, based on electron microprobe analysis (EMPA) realized at the PMEL of the University of Lille. The average garnet composition is Pyr48 Alm20 Gro31 Spe0.6 and contain inclusions. Matrix grains of clinopyroxene are Jd18.5.

Both garnet and cpx contain low content of water, with around 34 ppm. wt. H₂O and 185-297 ppm. wt. H₂O, respectively (Figure 4.S4). Hence they were considered nominally dry.

Garnet and omphacite grains were carefully sorted, further crushed and sieved to a grain size between 50-100 μm . Minor impurities such as quartz and a couple of kyanite crystals have nevertheless been found in recovered samples, possibly present as inclusions in large garnet grains before crushing. Powders of garnet and clinopyroxene were mixed with various volume fractions: 85, 55, 25 and 15 % vol. of garnet. For one sample, an additional fraction of garnet powder with grain sizes down to 1 micron had to be added (D2815 sample). In each experiments, we stacked two aggregated samples. One was a reference single-phase garnet aggregate, initially ca. 1mm height, and the two-phase garnet+clinopyroxene aggregate, also ca. 1 mm height. The reference single-phase aggregates were composed of garnet, with around 5 % vol. of quartz inclusions. The two aggregates were separated with a gold foil and contained in a h-BN sleeve. The stacked samples measured 2mm height and 1.5 mm diameter. A graphite furnace was used for heating. A cubic pressure medium made of B+epoxy cube was used which measured 9 mm edge length and 8 mm in height. The cell assembly is shown in Figure 4.1. The reference garnet part of the sample is referred to as “single-phase aggregate” and the garnet+clinopyroxene as “two-phase aggregate”. Garnet is noted ‘grt’ and omphacite clinopyroxene ‘cpx’ in the text and figures. Aggregates appellation can be shorted in the text and figures by referring to the garnet fraction. Two-phase aggregates with 15 %, 25%, 55% and 85% vol. grt can be noted grt15, grt25, grt55 and grt85, respectively.

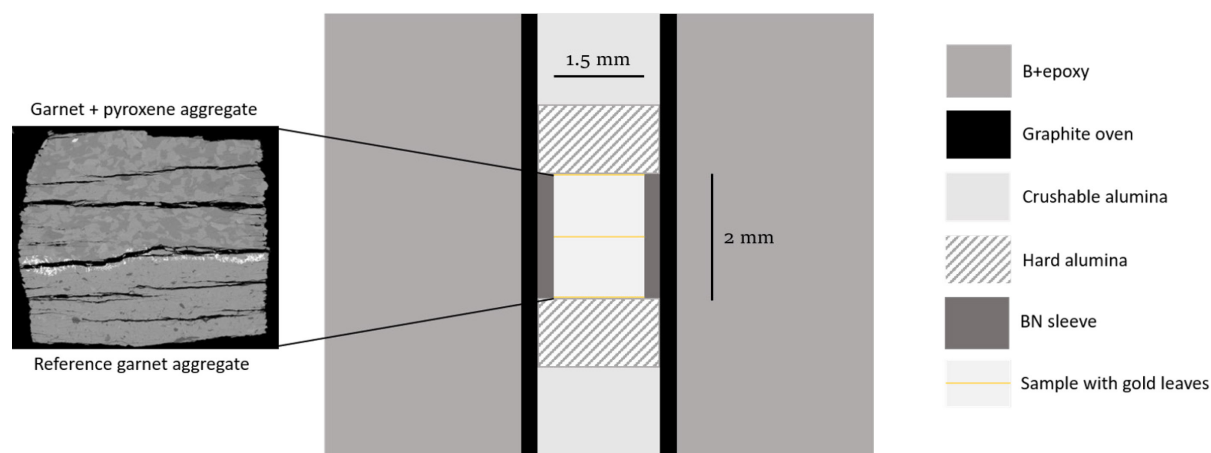


Figure 4.1 : Cell assembly used for the experiments. The graphite furnace and BN sleeve thicknesses are exaggerated for visualisation.

2.2 Deformation experiments

Experiments were performed in the Deformation-DIA large volume press (Wang et al., 2003) combined with monochromatic X-ray (Wavelength of 0.2755 Å) at GSECARS beamline of the Advanced Photon Source (The University of Chicago, Argonne National Lab, USA). The temperature was imposed by circulating a current throughout the graphite furnace. Pressure and deformation are controlled independently by a main hydraulic ram and two hydraulic ‘differential’ rams. We aimed for P-T conditions of 3-4 GPa and 820°C. Firstly, samples were hot pressed under a 40-ton load and 820°C for 8 to 9 hours, to remove potential defects in the grains due to cold compression. By the end of this annealing the samples were not under any measurable differential stress ($\Delta\sigma$). Mean stress or hydrostatic pressure (P), i.e. the trace of the stress tensor, varied from 2.8 GPa to 4.8 GPa during the deformation stage of the experiments (Table 4.1). Deformation was carried out in axial compression, compensated with expansion of the distances between anvils in the horizontal directions, by slowly withdrawing oil from the main pressure ram. X-ray radiographies were collected over the course of deformation, with acquisition times typically 10 s. Gold strain markers were used to measure the shortening of the samples taken positively ($\epsilon=1- l/l_0$). Diffraction patterns of both aggregates were collected alternatively, with acquisition times of ca. 200 s. A diffraction pattern and radiography pair were taken every 6 minutes in the single-phase and the two-phase aggregates. Table 1 summarizes sample compositions and experimental conditions.

In the sample with 85% vol. grt, due to a heating problem at the beginning of the experiment, the temperature was lower than expected during the first 5 % strain. Once the heating issue addressed, the sample was further (re)heated while deforming, hence producing a stress release. Deformation was continued until reaching the maximum desirable strain in the experiment. Such a lower T could have affected the microstructures since a higher cracking density may have been created at lower T.

2.3 Data acquisition and processing

Strain was measured live by radiography. Strain rate was calculated from the time-strain slope when a stable strain rate was reached (Figure 4.2). Analyses of diffraction patterns were carried out with the Rietveld method using the software MAUD (Lutterotti et al., 2007; <https://luttero.github.io/maud/>). P was calculated by a third-

order Birch-Murnaghan equation of state of garnet (data library for equation of state from <http://www.rossangel.com/home.htm>, [Angel et al., 2022](#)) using EoS Calculator software (http://www.rossangel.com/text_eosfit.htm), with unit cell volumes of the two phases obtained with MAUD before the stress computation. In-situ stresses were obtained from diffraction pattern analysis, with a 2θ range from 5° to 10.5° . The differential stress was calculated from the elastic properties of mineral phases using the plugin “uniaxial stress analysis”. In this plugin, we estimated the differential stress $t=(6G) \langle Q(hkl) \rangle f(x)$ (equation (12) in Singh et al., 1998), with the lattice strain $Q(hkl)$. Lattice strain $Q(hkl)$ is calculated as an average of 12 pics for garnet and 20 pics for cpx from 5° to 10.5° 2θ . This differs slightly from a number of publications of mechanical data from in-situ diffraction, in which lattice strain for each diffraction plane is evaluated independently and the full elastic stiffness tensor is used. Here, the shear modulus was fixed at the beginning at $G_o = 94$ GPa for garnet and $G_o = 73$ GPa for clinopyroxene. The shear moduli were then refined after the Steinberg-Cochran-Guinan model and reached an average value of $\bar{G} = 91$ GPa for garnet and $\bar{G} = 70$ GPa for clinopyroxene ([Li & Neuville, 2010](#); [Li et al., 2022](#)).

The samples were recovered after quenching and decompression, cutted in half along the shortening axis, and polished down to submicron sizes for electron microscopy analysis. The electron microscopy analyses were carried out at the Plateforme de microscopie électronique de Lille (PMEL) at the University of Lille. Back-scattered electron (BSE-SEM) images were collected on a Hitachi SU 5000 SEM. Electron backscatter diffraction (EBSD) mapping coupled with energy dispersive X-ray spectroscopy (EDS) was done with a low vacuum of 25 and 30 Pa and an acceleration voltage of 20 keV. Focus Ion Beam (FIB) sections were prepared with carbon coating at the Institut d’Electronique de Microélectronique et de Nanotechnologie, at the University of Lille, for TEM observations. Scanning transmission electron microscopy (STEM), EDS and automated crystal orientation mapping (ACOM-TEM, with ASTAR system) were obtained on a FEI Tecnai G2-20 twin TEM at 200 kV, a camera length of 13.7 mm, precession of 1° , probe size of 6 nm and step size of 10 nm.

In all the samples, less than 5% in volume of symplectite are present. From EMPA analyses, some can be interpreted as clinopyroxene + plagioclase and amphibole + plagioclase replacing the clinopyroxene. Others may be due to reactions of inclusions or unwanted minerals (amphiboles, micas) extracted during the preparation of powders.

Symplectites have clear boundaries, indicating that they did not develop during deformation, and therefore, we assume they did not play a major role in the mechanical behavior of the samples.

EBSD data were analysed with the Matlab toolbox MTEX (Mainprice et al., 2011). Orientation distribution function (ODF) and multiples of the uniform distribution (MUD) were used to quantify crystals orientation. We used the boundary misorientation function (BMF) to analyse the misorientations and identify the active slip systems (Mainprice et al., 2011; Mainprice et al., 2014). The mean angular deviation (MAD) threshold was fixed at 1° , the grain threshold at 15° and the subgrain threshold at 2° . The pole figures for the crystallographic preferred orientation (CPO) were oriented with the compression axis corresponding to the Y axis, and the lineation to the X axis. We used the J-index to define the strength of the fabric (Mainprice et al., 2014). The LS-index was calculated to categorise the clinopyroxene fabric (Ulrich & Mainprice, 2005). CPO are displayed as lower hemisphere stereographic projections. CPO and J-index were computed using one point per grain data. The Kernel Average Misorientation (KAM) and the Grain reference Orientation Deviation (GROD) are used to quantify the intragranular misorientations.

We encountered difficulties in indexing with EBSD for a large part of the clinopyroxene areas. This was attributed to the severity of deformation and the creation of nanometric grains, which made TEM observations essential. The analysis of the spatial and size distributions of grains was not possible from EBSD data because the reconstruction of grains was unrealistic. Thus, we rely on BSE images analysis for porphyroclasts. Aspect ratio and orientation of the porphyroclasts have been calculated with image processing.

2.3 Results

Table 4.1 shows a summary of the results.

Tableau 4.1 : Experimental conditions and results. $\Delta\sigma$: differential stress. Uncertainties on $\Delta\sigma$ due to diffraction fitting are calculated by the plugin used in Maud. Uncertainties on P (mean stress) are calculated by the Eoscalculator software (see materials and methods section).

Sample	% vol. garnet	Temperature (°C)	Maximal mean stress measured in garnet (GPa)	Minimal mean stress measured in garnet (GPa)	Strain rate in single-phase aggregate (s ⁻¹)	Strain rate in two-phase aggregate (s ⁻¹)	% final strain in single-phase aggregate	% final strain in two-phase aggregate	$\Delta\epsilon$ peak of garnet in single-phase aggregate (GPa)	$\Delta\epsilon$ peak of garnet in two-phase aggregate (GPa)	$\Delta\epsilon$ peak of pyroxene in two-phase aggregate (GPa)	$\Delta\epsilon_{\text{grt}}/\Delta\epsilon_{\text{cpx}}$ at 25% of strain
D2812	55	820	3.74 ± 0.02	2.88 ± 0.02	1.12e-05	2.94e-05	11.4	24.6	1.86 ± 0.02	1.42 ± 0.02	0.89 ± 0.04	1.85
D2813	15	820	3.98 ± 0.02	2.70 ± 0.02	2.51e-05	3.16e-05	27.1	33.6	2.65 ± 0.02	2.27 ± 0.07	1.27 ± 0.02	1.52
D2814	85	820	4.83 ± 0.02	3.68 ± 0.02	2.19e-05	2.09e-05	30.5	30.8	2.78 ± 0.02	2.42 ± 0.03	1.72 ± 0.02	2.14
D2815	25	820	4.25 ± 0.02	3.24 ± 0.02	2.13e-05	3.54e-05	23.9	35.9	2.73 ± 0.02	2.03 ± 0.03	1.20 ± 0.03	1.8

3.1 Strain and strain rate

The strain–time curves are plotted in Figure 4.2. Strain in both single-phase and two-phase aggregates evolves linearly ca. 100 minutes from beginning of deformation. Strain rate is then constant and ranges from 1.0×10^{-5} to $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. The two-phase aggregates deform faster and up to larger strains than their single-phase counterpart, except for the 85% vol. grt (grt85) which deforms at a similar rate to the reference single-phase aggregate in the same conditions. The two-phase aggregates with lower % vol. grt also reach larger strains than aggregates with higher % vol. grt. Strain and strain rate increase with decreasing % vol. grt.

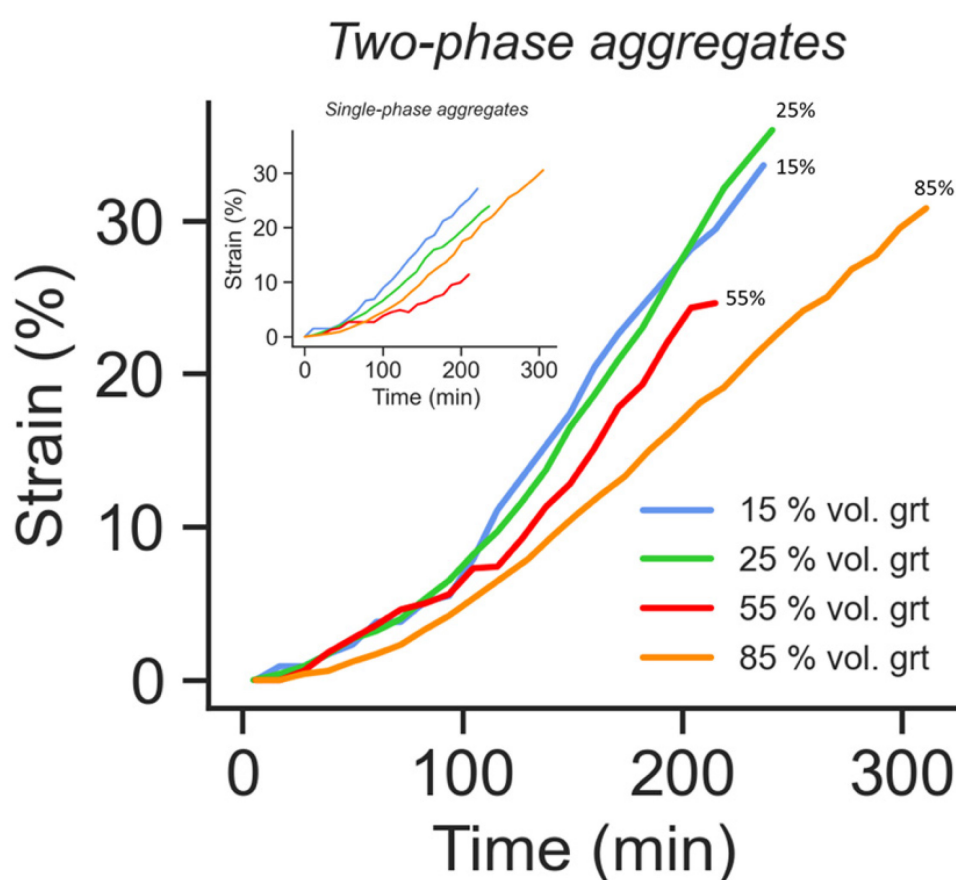


Figure 4.2 : Strain-time curves for single-phase and two-phase aggregates. Colours refer to the samples.

3.2 Stresses

Differential stress increases rapidly during the elastic loading for all the phases in the aggregates up to 5 – 10 % of strain (Figure 4.3). After the initial elastic loading (1-2% strain), a plastic deformation takes place with a slower increase of the differential

stress, indicating strain hardening. After reaching a peak stress, differential stress decreases. The softening is more apparent for the 15% (grt15) and 25% vol. grt aggregates (grt25), but also observed in the 55% vol. grt aggregate (grt55) to a lesser extent. The sample with 55% vol. grt appears to reach a constant-stress state until the end of the experiment. We do not observe the same behaviour in grt85, where hardening takes place during the whole deformation stage, for garnet and clinopyroxene.

Differential stresses in the two phases are generally different. Garnet in the two-phase aggregates has lower stress levels than garnet in single-phase aggregates, except for grt85 where it reaches a stress similar to the single-phase aggregate. Clinopyroxene displays lower levels of stress than the garnet.

For grt15, yielding in garnet occurs far after that in clinopyroxene. While clinopyroxene reaches yield stress around 4 % of strain, garnet continues its elastic loading and hardening until 6 % strain. Strain weakening occurs in both garnet and clinopyroxene. Significant weakening in garnet occurs, immediately after reaching its peak stress. For cpx, the stress decreases slowly and accelerates somewhat after 10 % of strain. After 30 % strain, garnet and cpx are essentially in an isostress state.

For grt25, a hardening stage occurs before 5 % of strain in both phases after the elastic loading. Hardening is again, more pronounced in the garnet. Strain weakening occurs also in this aggregate, first in garnet, which keeps a higher level of stress than clinopyroxene. The drop in stress after 25% strain could correspond to equilibration of the stresses between the phases. Alternatively, it may be related to a crack that initiated in the single-phase aggregate and propagated into this two-phase aggregate (figure 5a1). Since no strain rate variation is seen simultaneously, in either aggregate, it is difficult to settle on one scenario.

For grt55, a hardening is also observed from around 3 to 10 % of strain and mostly for garnet. Strain weakening is less pronounced than in grt15 and grt25. Peak stress and stress evolution occur simultaneously in both phases.

For grt85, elastic loading and hardening occur for both garnet and clinopyroxene until the end of deformation. Stress in clinopyroxene is up to 1.5 GPa at the end of the deformation, and garnet in the two-phase aggregate reaches the same level of stress as in the single-phase aggregate.

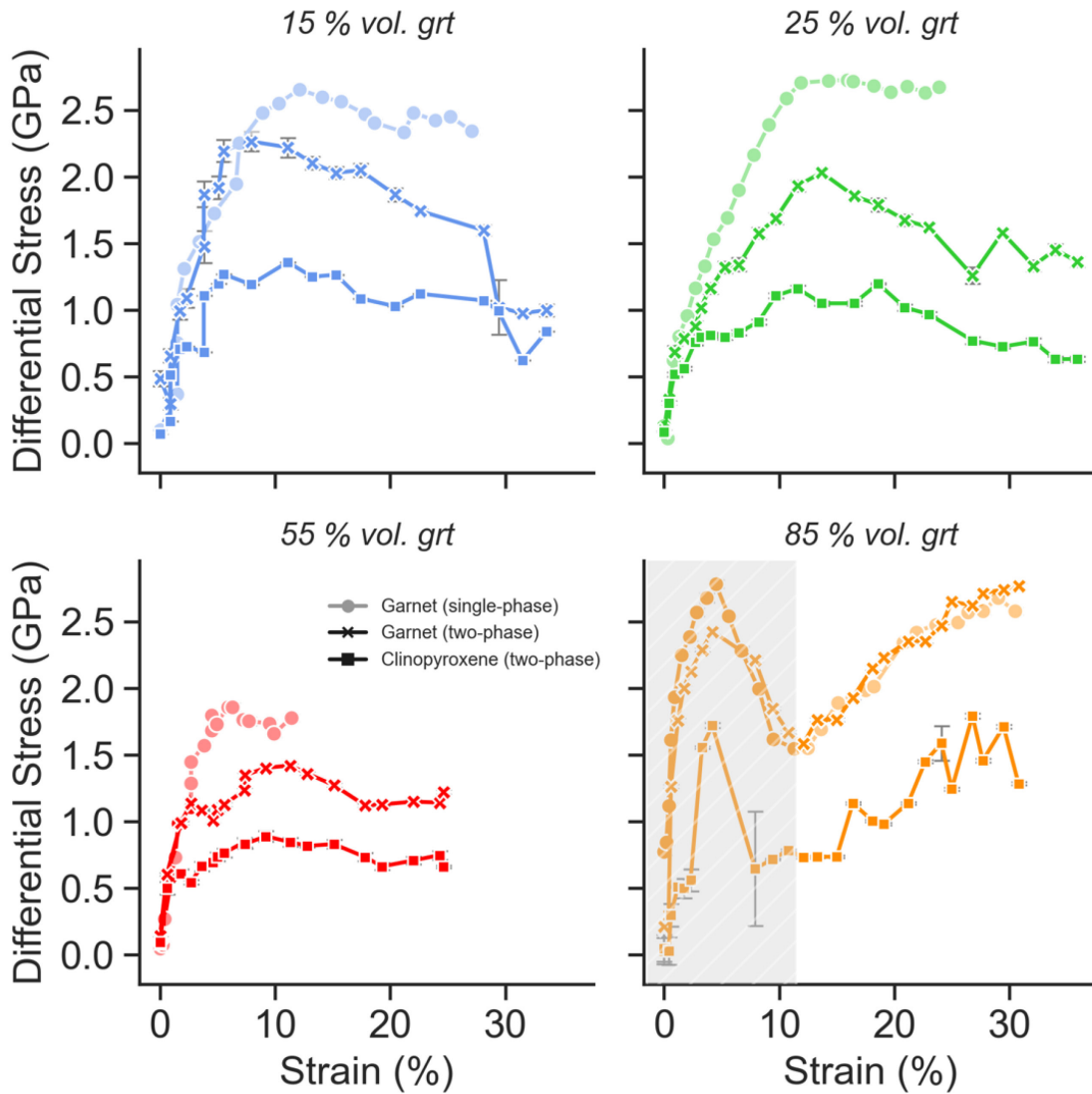


Figure 4.3 : Stress - strain curves for garnet in single-phase aggregate, garnet and clinopyroxene in a two-phase aggregate. Samples: grt15 - 15% vol. grt (blue), grt25 - 25% vol. grt (green), grt55 - 55% vol. grt (red) and grt85 - 85% vol. grt (orange). The shaded area for grt85 marks a lower temperature than the targeted one due to a heating issue (see methods section). Note that grt85 did not reach a yield stress and constant stress level or stress decrease after 25% of strain.

We summarize our in-situ measurements in Figure 4.4. We calculate the aggregate stress as a weighted (by vol. fraction) average of garnet and clinopyroxene stresses.

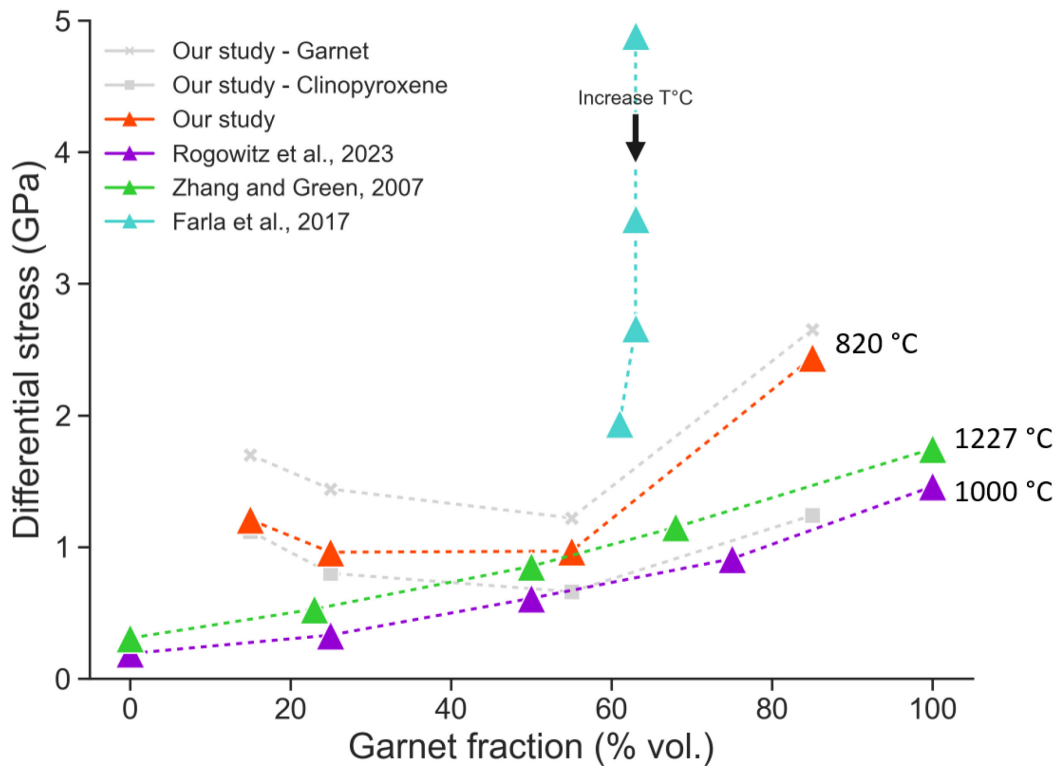


Figure 4.4 : Differential stress at 25 % of strain vs. volume fraction of garnet for our study. Grey markers: garnet and clinopyroxene stresses in two-phase aggregates. Red markers: weighted average stresses in two-phase aggregates. Previous experimental results are also reported (see discussion). Purple markers: stresses in two-phase aggregates by Rogowitz et al., 2023, deformed at 2.5 GPa and 1000 °C. Green markers: stresses in two-phase aggregates by Zhang and Green, 2007, deformed between 2.5 - 3.5 GPa and 1027 - 1427 °C. Blue markers: stresses in two-phase aggregates by Farla et al., 2017, deformed between 4.3 - 6.7 GPa and 777 - 1197 °C. Stresses are not normalized because of the large range of P-T conditions and different mechanical behaviours in these four studies, for which the rheological laws are not well known.

Stress levels remain similar from grt15 to grt55, in garnet and clinopyroxene individually, and in the aggregate (Table 4.1 and Figure 4.4), up to a large volume fraction of garnet (85%) where stresses strongly increase (Figure 4.4).

The contrast in average differential stress in garnet and clinopyroxene evolves with the volume fraction of the phases. In grt15, at 25% of deformation before the stresses equilibrate in both phases, the stress in garnet is only 1.5 times the stress in

clinopyroxene. Meanwhile in grt85 stress in garnet is two times that in clinopyroxene (Table 4.1).

The interpretation of these mechanical results, and comparison with previous experimental studies, require microstructural observations. They are presented in the next sections. The stress state recovered from in-situ deformation experiments can also be represented by Mohr's circles in the case of a mainly frictional deformation (eg., [Hilaret et al., \(2024\)](#)) and is plotted in Figure 4.S3a and 4.S3b.

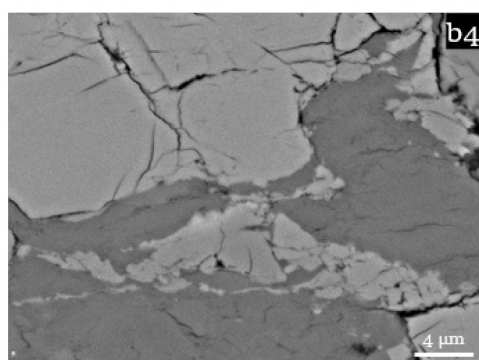
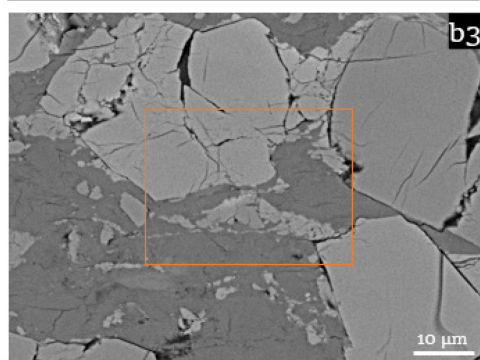
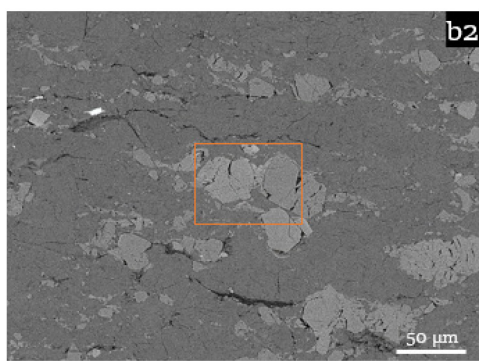
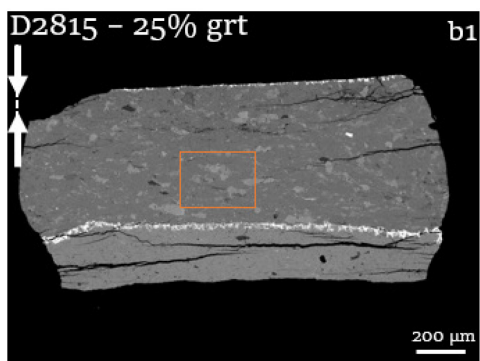
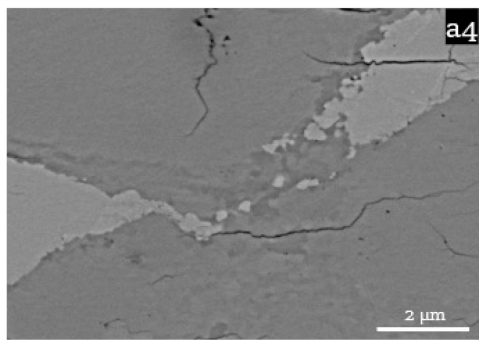
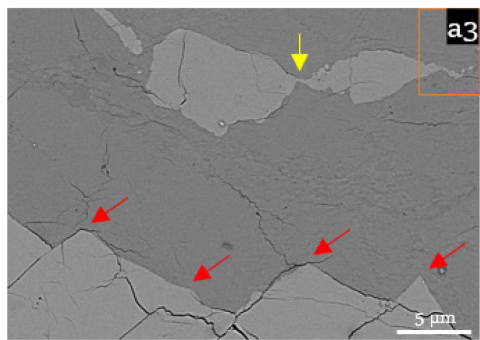
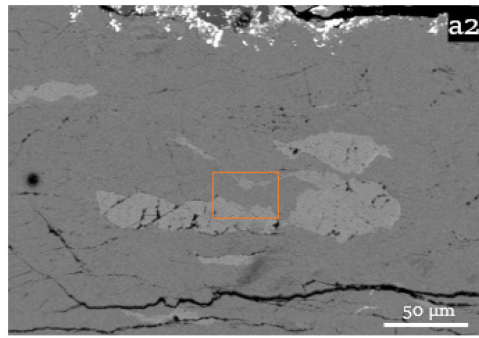
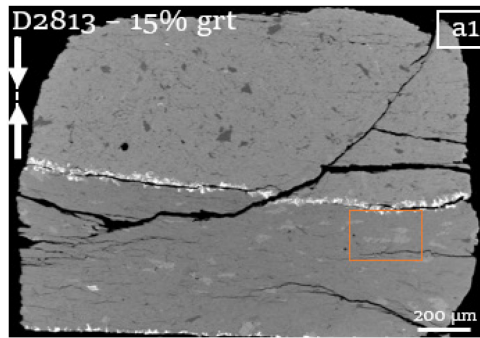
3.3 Microstructural characterisation

The two-phase aggregates with 15 to 55 % vol. grt differ from grt85 and thus, hence they are presented separately. Representative microstructures of the deformed samples are presented in Figure 4.5 with BSE-SEM images. Figures 4.6 to 4.9 summarize the EBSD data, with orientation maps in Figure 4.6, grain reference orientation deviation (GROD) and kernel average misorientation, which represents the subgrain boundaries, (KAM) maps in Figure 4.7, (sub)grain boundaries in Figure 4.8 and lastly the CPO and BMF for low-angle boundaries (0 to 15°) in Figure 4.9. Figure 4.10 shows representative TEM data of samples with 15 to 55 % vol. grt.

3.3.1 Aggregates with 15 % to 55 % vol. garnet

There are no significant differences in the microstructures between grt15 and the grt25 (Figure 4.5). Garnets are distributed in the clinopyroxene matrix and form a foliation sub-normal to the axis of compression. The aspect ratio is generally ranging from 1 (rounded grains) to 2 (elongated ones). The long axis is mostly oriented at 90° to the compression axis for grains with a large aspect ratio and mostly at 45° normal to the compression axis for small elongated grains. Connections between garnet porphyroclasts are formed of ultra-fine grains, i.e. in the order of less than a micron (yellow arrow in a3 and a4, Figure 4.5).

In grt55, a global garnet network exists with fine rounded grains connecting larger grains (c1, Figure 4.5). Specifically, a few garnets show an elongation sub-normal to the compression axis and garnet bands are mostly composed of round and angular coarse grains surrounded and connected with very fine grains (a, b and c in Figure 4.5). Clinopyroxene can be free of failures in samples of less than or up to 55 % vol. grt (Figure 4.5).



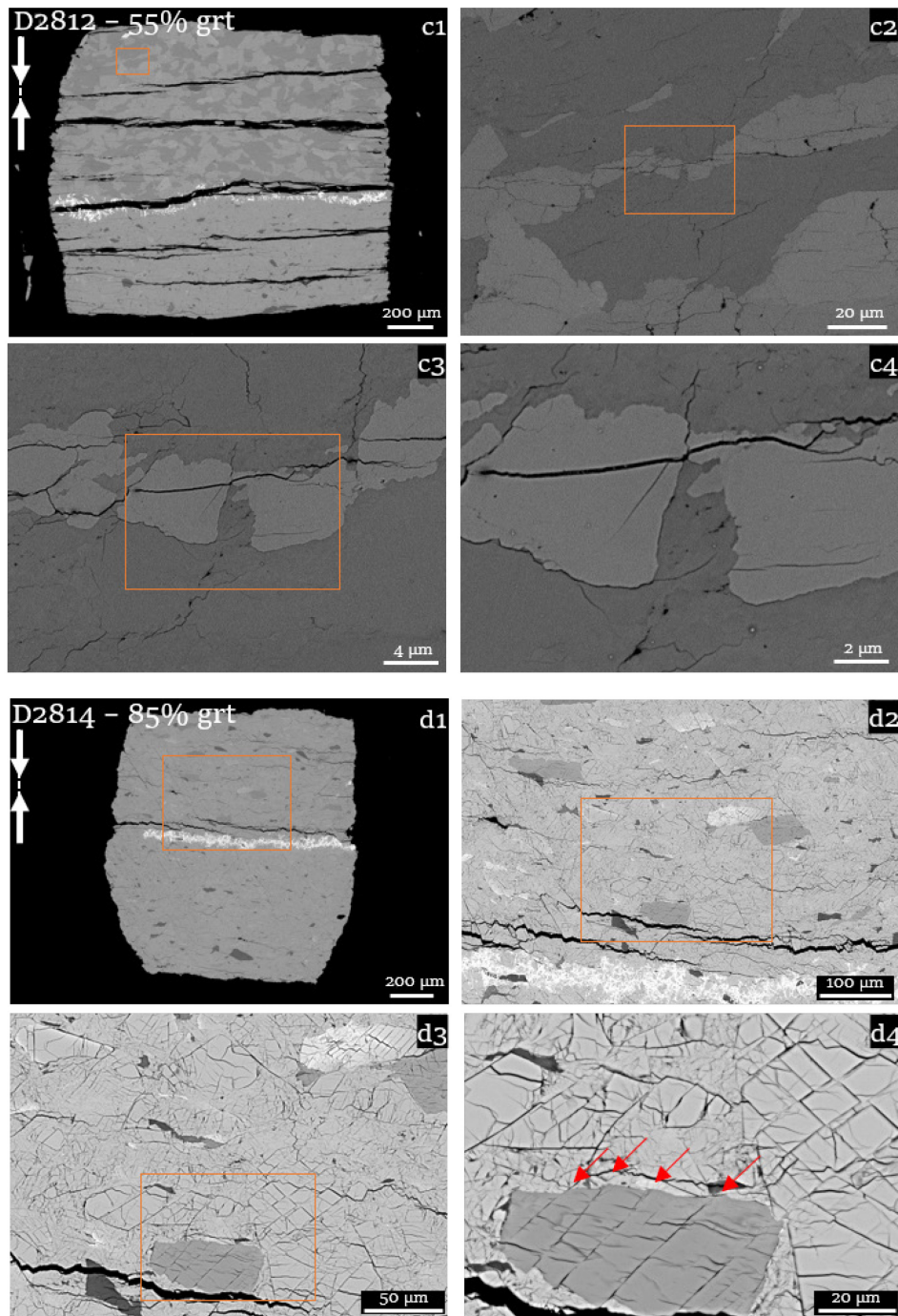


Figure 4.5 : BSE-SEM images of the four samples. Each image line refers to the run mentioned in the left column, with an increase in garnet fraction from top-to-bottom. Orange boxes are related to the next image location. The shortening direction is vertical (double white arrow, top-left image). Red arrows: fracturation of garnet and clinopyroxene grains, with a domino-type structure. Yellow arrow: fine-grained tails of garnet, connecting two grains like a boudin neck.

3.3.1.1 Garnet at EBSD scale

In grt55, garnets exhibit a large diversity of shapes (Figure 4.5 and Figure 4.6). A large proportion of garnets is euhedral with variable grain sizes (b1 and b2 in Figure 4.5). These large garnet grains can be free of intracrystalline deformation and fractures (Figure 4.6 and Figure 4.7), or with an intracrystalline deformation characterised by a misorientation limited, or not, by subgrain boundaries, and cracks highlighted by the GROD and KAM patterns (Figure 4.7) and subgrain boundaries (Figure 4.8).

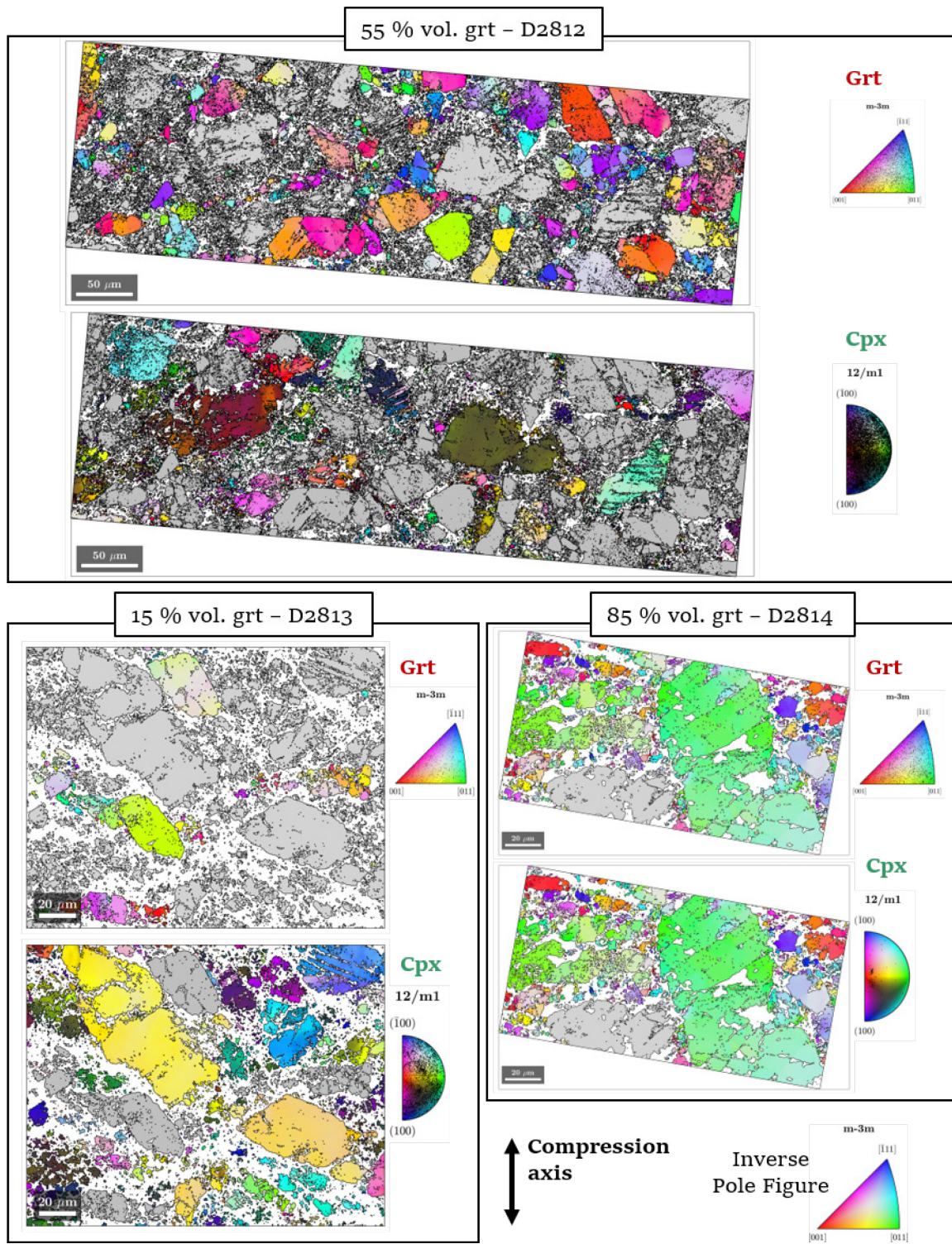


Figure 4.6 : Crystallographic orientations with IPF-X of three representative maps of the deformed samples.

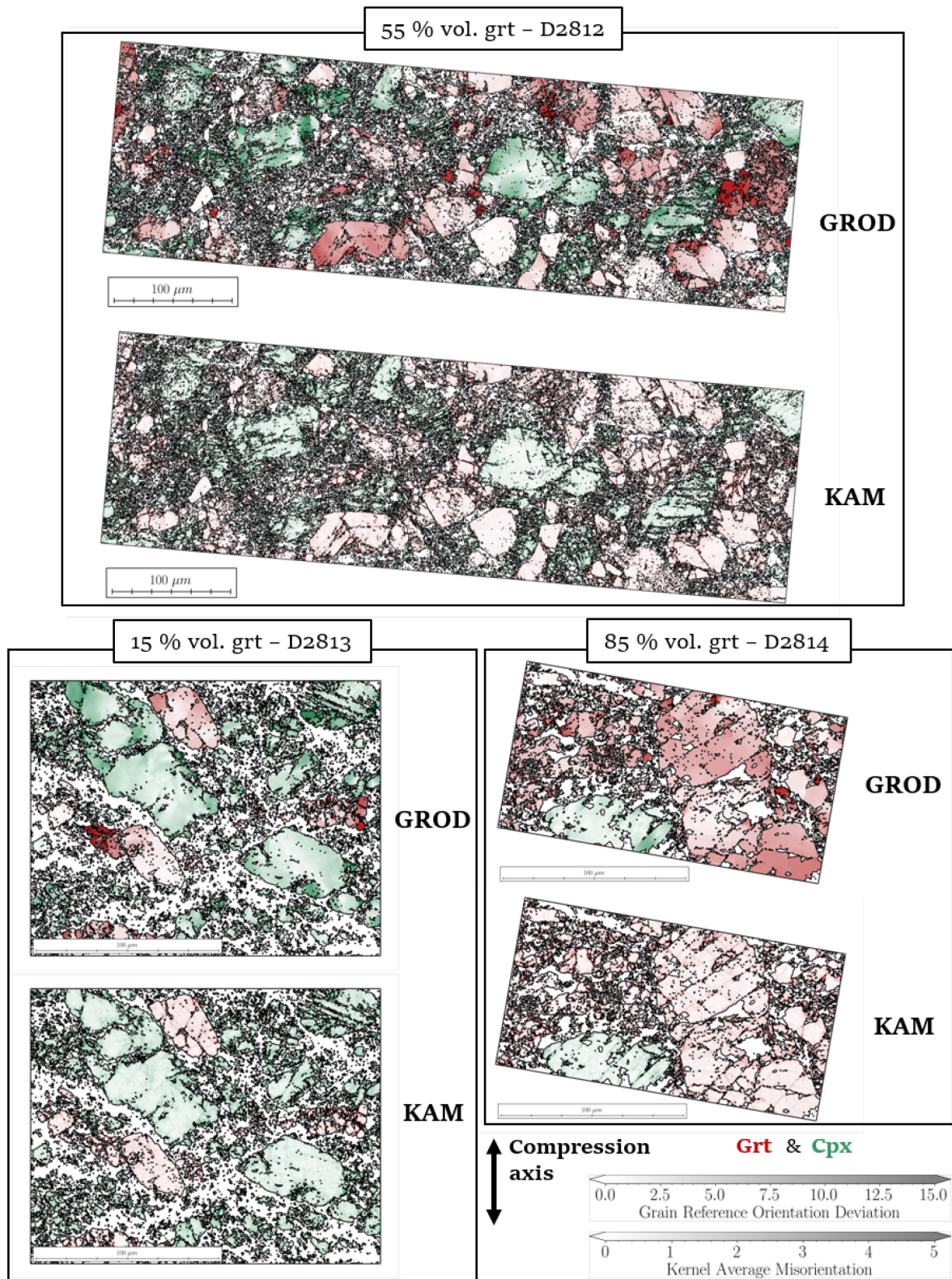


Figure 4.7 : Grain Reference Orientation Deviation (GROD) and Kernel Average Misorientation (KAM) of garnet (red) and clinopyroxene (green) for three representative maps of the deformed samples.

Subgrain boundaries in garnet are present in large grains of several tens of μm and also in fine angular grains of $< 10 \mu\text{m}$, either as short segments or crossing the whole grain (Figure 4.8). We observe large grains frequently fractured, surrounded by fine grains, organized in clusters (Figure 4.5b2). Strings of very fine garnet grains connect larger grains over several tens of microns in grt55 (Figure 4.5c). These fine grains are round and angular, with a grain size of about ten microns or less, and have dispersed individual crystallographic orientations relative to the adjacent large grain. The cluster's grains commonly exhibit a lack of failures (regardless of decompression cracks observed in Figure 4.5c3) and a low or no crystal distortion, but few have subgrain boundary segments and limited micro-cracks (Figures 4.6 and 4.7). Garnets show fractures in all the samples and some are propagated in the clinopyroxene matrix as well (except for decompression cracks). Garnets are also frequently fractured like domino-type fragmented porphyroclasts (red arrows, a2 and a3 Figure 4.5) or with microcracks without individual displacement of the fragments (b2 and c2 Figure 4.5). In the fragmented garnet porphyroclasts, fragments can be individually misoriented and marked with displacement (Figure 4.5) and the internal misorientation of fragments is mostly limited to cracks and subgrain boundaries, with some subgrain boundaries along cracks (Figure 4.7 and Figure 4.8). Other shapes can be observed for garnet, like pinch-and-swell porphyroclast with a low fracturation (a2 and a3, Figure 4.5). Some elongated garnet grains with a limited fracturation have an internal misorientation without clearly defined subgrain boundaries. Garnets exhibit indented boundaries at a scale under the micron for large or fine grains, fractured or not (a3, a4, c2, c3 and c4 in Figure 4.5).

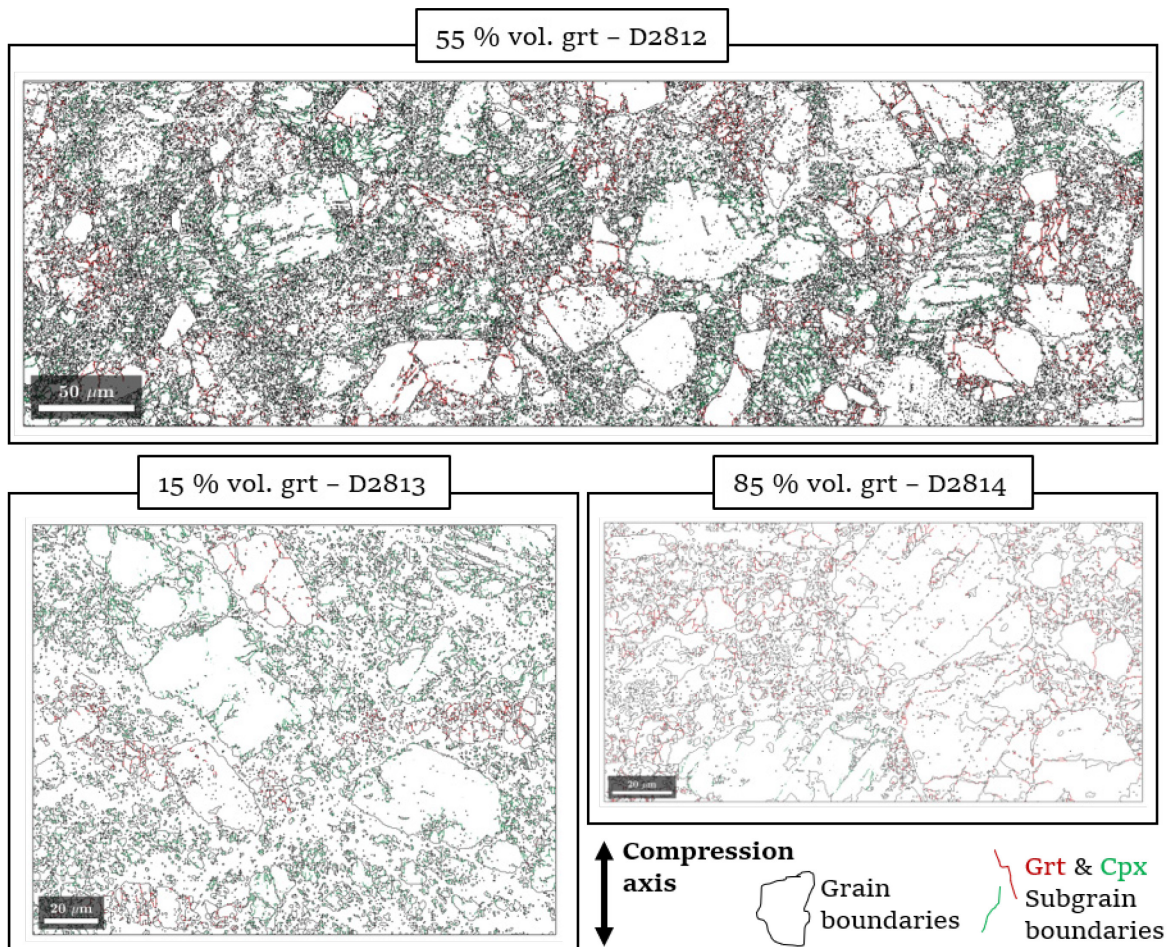
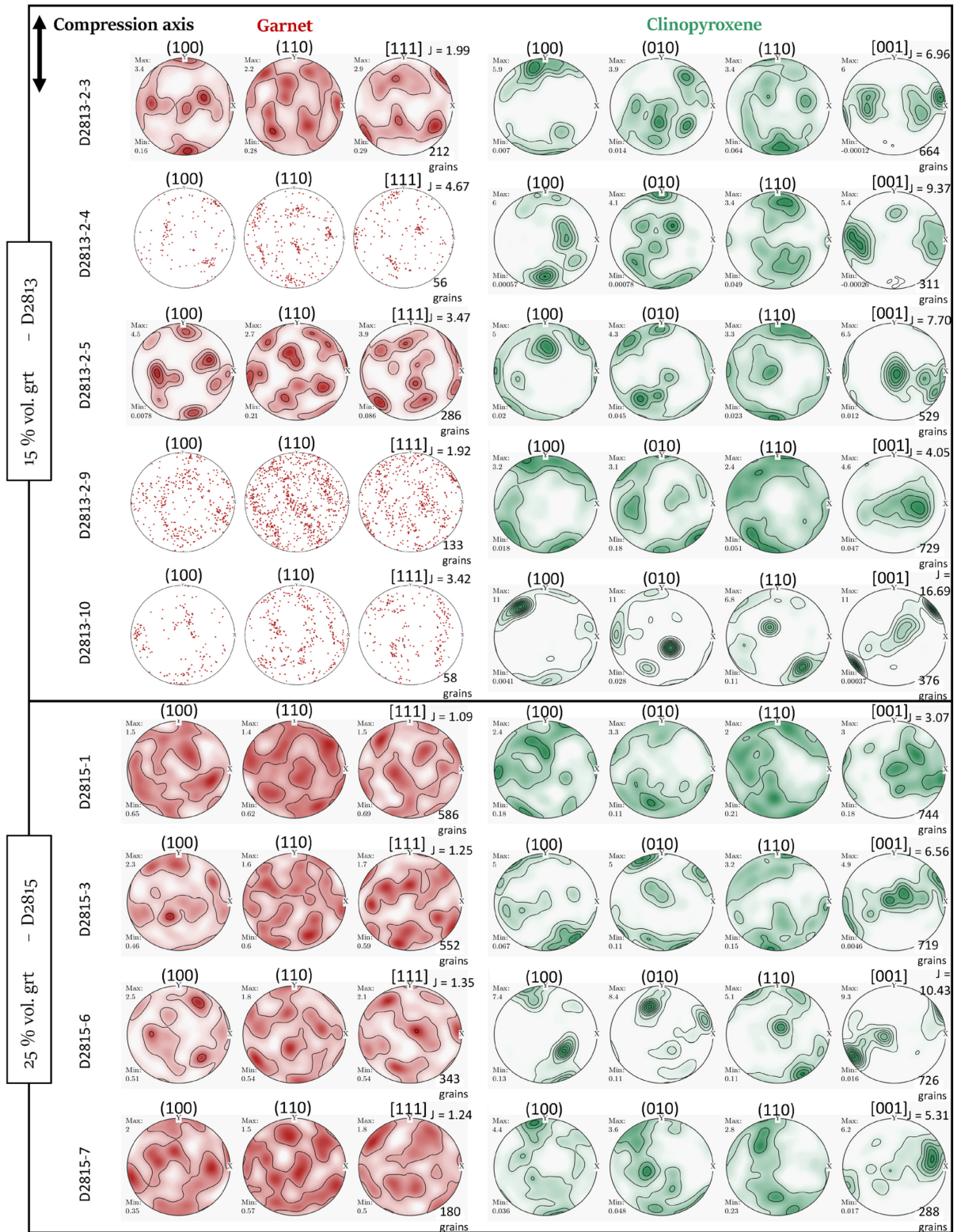


Figure 4.8 : Grain boundaries (black) and subgrain boundaries of garnet (red) and clinopyroxene (green) of three representative maps of the deformed samples. Subgrain boundaries threshold is fixed at 2° and grain boundaries threshold at 15° .

Garnets have a weak CPO overall with maxima from 1.8 to 8, with a higher value on (100). The CPO exhibits several maxima and no clear trend appears in the patterns in (100), (110) or [111]. The distribution is variable, whatever the shape, size, level of fracturation, in all aggregates and from one map to the other (Figure 4.9).



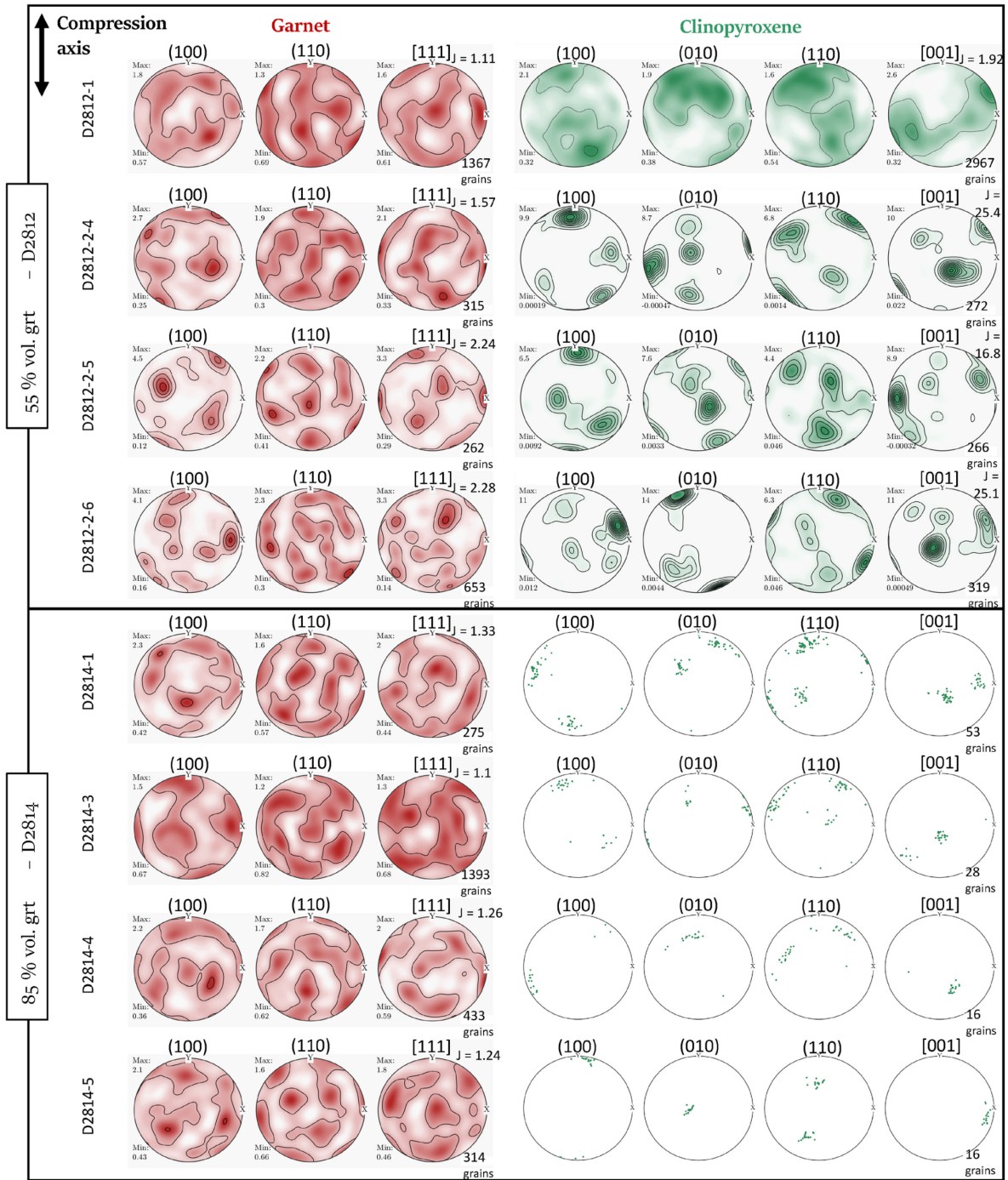


Figure 4.9 : Crystal Preferred Orientation (CPO) of garnet and clinopyroxene in the four deformed samples. Each sample has 4 to 5 acquisition maps to represent the different microstructures of the whole sample. CPOs are computed for one point per grain. Orientation Distribution Functions (ODFs) contours are used when the number of grains is above 150.

The BMF analysis of garnets shows a large variety of patterns with several maxima per Figures (Figure 4.10). The main maximum is near [001] and can spread until [016] and/or $\bar{1}\bar{1}6$. It is followed by maxima near [011], $\bar{1}\bar{1}1$, [016] and $\bar{1}\bar{1}6$. Other punctual maxima are found near $\bar{1}\bar{1}4$, $\bar{1}\bar{1}2$, [012], $\bar{1}\bar{2}2$ and $\bar{1}\bar{2}3$. There is no specific distribution of these maxima regarding the samples (Figure 4.10). These very diverse maxima in the BMF analysis, combined with the variable CPO, highlight the presence of multiple rotation axes, potentially corresponding to activation of multiple slip systems.

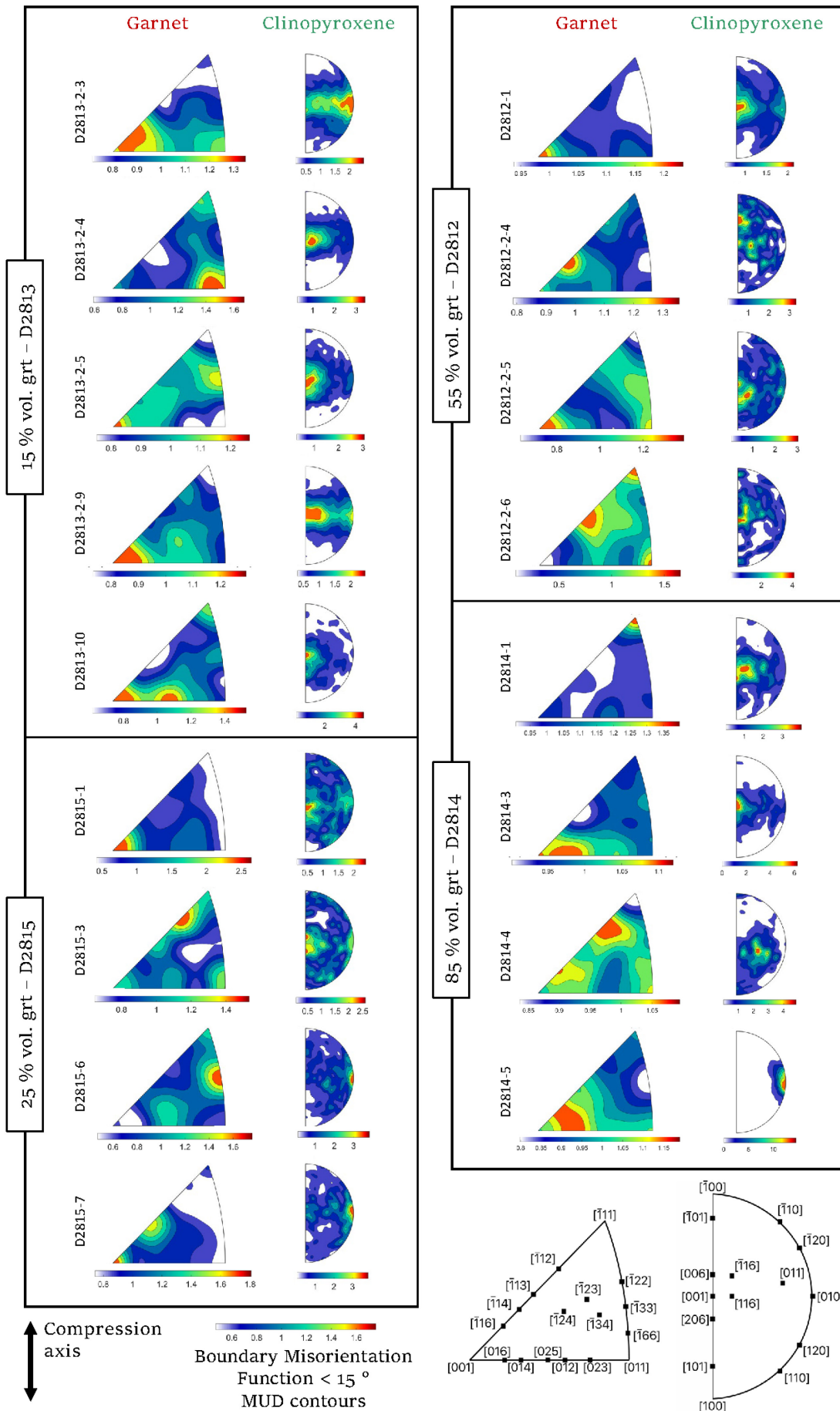


Figure 4.10 : Low-angle Boundary Misorientation Function (BMF) analysis for garnet and clinopyroxene in the four deformed samples. Analysis is limited to low-angle, i.e. <math><15^\circ</math>. Contours are plotted in Multiples of Uniform Distribution (MUD).

3.3.1.2 Garnet at TEM scale

FIB sections were observed in TEM in order to analyse the internal deformation of fine grains. The STEM images in Figure 4.11 show garnets with a grain size less than 11 microns, with a high intracrystalline distortion characterised by local misorientation, subgrain boundaries and subgrains (arrows and dashed areas in Figure 4.11b, and Figure 4.11d). Garnet subgrains and fine recrystallized grains dimensions are 5 to 10 nm and are generally not present all along the grains but organized in clusters (dashed areas in Figure 4.11b). Tails of garnet are composed of fine grains with dispersed orientations, and subgrain boundaries (Figure 4.11e and Figure 4.11f). We also observe some 120° grain triple junctions.

Note that these ultra-fine grains (Figure 4.11) must be differentiated from the fine cataclastic grains that we have identified above at the EBSD scale (Figure 4.6). The nm grains do not display internal deformation, have homogeneous grain size and shape and are located at the border of larger grains. Meanwhile, the μm cataclastic grains show some evidence of intracrystalline plasticity, irregular size and shapes and a random spatial organisation.

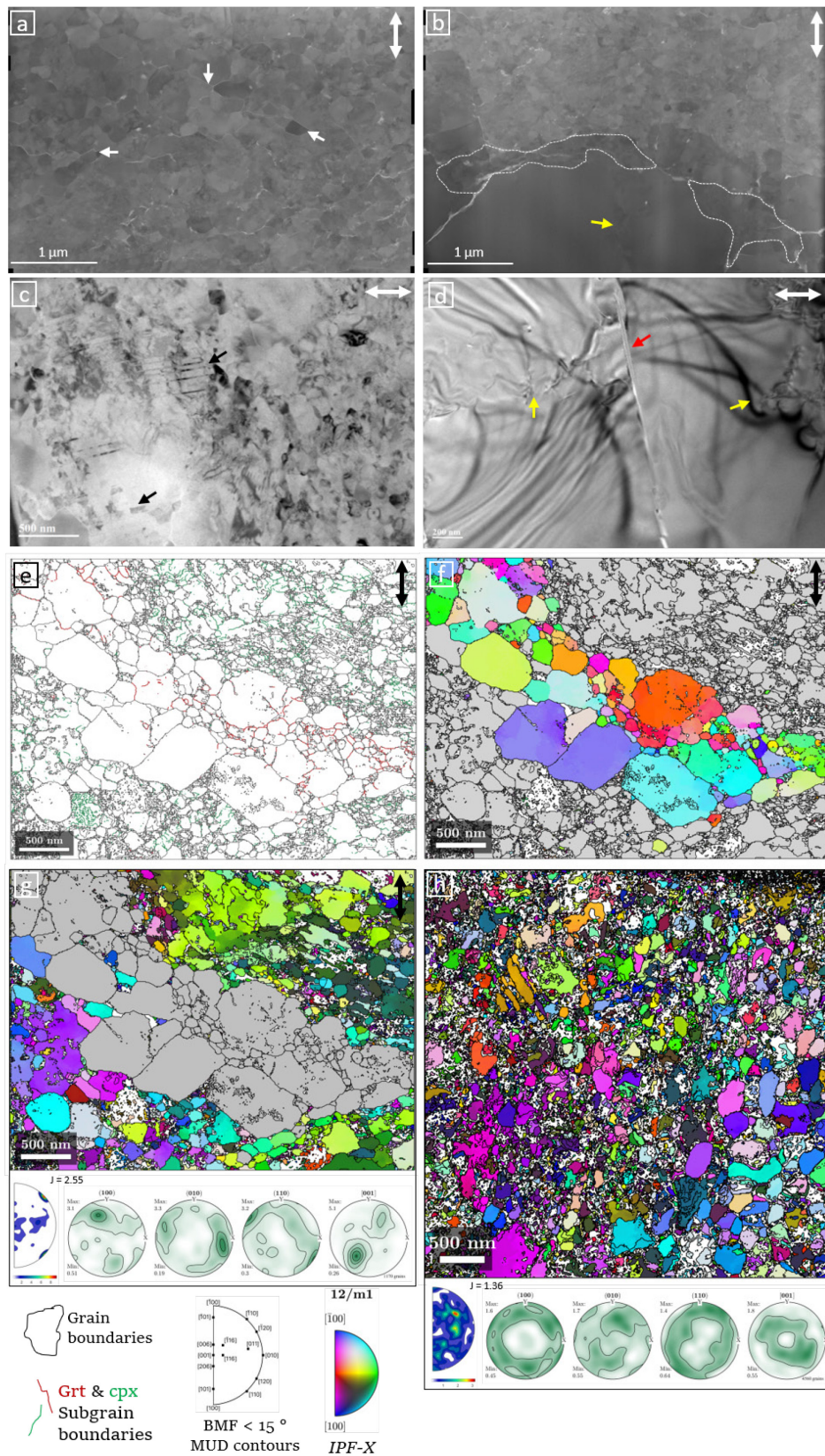


Figure 4.11 : a-d) STEM mapping of deformed sample grt25. grt. g-h) ACOM-TEM mapping of deformed samples. The compression axis is indicated by double arrows. a) nanometric clinopyroxene matrix. White arrows: triple junctions and aligned grain boundaries. b)

Garnet grain with local misorientation (yellow arrow) and nanometric subgrains and recrystallized grains in the border (dashed areas). c) Clinopyroxene matrix with mechanical twinning (black arrows). d) Garnet grain with microcrack (red arrow) and local misorientation (white arrows). e) Grain boundaries (black) and subgrain boundaries of garnet (red) and clinopyroxene (green) in sample grt15. grt. f) Orientation map of garnet (same map as e). g) Orientation map of clinopyroxene (same map as e)) with CPO and BMF. Note the different maxima in the BMF analysis and dispersion of CPO compared to Figure 4.8 and Figure 4.9. h) Orientation map of clinopyroxene in sample grt25. (not oriented), with CPO and BMF. Note the weakening of CPO in comparison to the ones in Figure 4.10g.

3.3.1.3 Clinopyroxene at EBSD scale

Some clinopyroxenes in aggregates with ≤ 55 % vol. grt are fractured. Some rare mechanical twins are found in large clinopyroxene. Clinopyroxene porphyroclasts show internal misorientation and subgrain boundaries. Deformation bands with undulose extinction and subgrain boundaries are present but not frequent (Figures 4.6, 4.8 and 4.7). The CPO of clinopyroxene is summarized in Figure 4.9. The CPO does not present a common pattern for all samples but some dominant orientations appear. We observe maxima on the [100] aligned to the compression axis, a maximum on the [001] near lineation, or maxima on the [001] aligned to the lineation or rotated relative to the lineation. The (010) and (110) exhibit some maxima but the orientations are highly dispersed (Figure 4.9). In grt55, a maximum on (010) develops, however, with large-angle variation in the foliation plane. The CPO of clinopyroxene in the aggregates with ≤ 55 % vol. grt corresponds to the S- to SL-type fabric characterised by the [100] aligned in the compression axis and maxima on the [001] aligned to the lineation (Ulrich & Mainprice, 2005). In our experiments angular variations occur in the foliation plane relative to the compression axis. The J-index of clinopyroxene, corresponding to the strength of the fabric, is higher in grt55 than in grt15 and grt25, with maximal values of 16.99, 10.43 and 25.4 for aggregates with grt15, grt25 and grt55, respectively (Figure 4.9). CPO based on J-index computation includes 288 to 744 grains, except for D2812-1 with 2967 grains and a better grain reconstruction which presents a relatively low J-index. The LS-index falls between the bounds of the L- and S-type fabric, with a mean value of 0.52 for the three ≤ 55 % vol. grt samples, a minimum value of 0.36 and a

maximum value of 0.68. We do not observe a specific evolution of the SL-index and J-index with the volume fraction of the phases. J-index tends to be higher in grt55 than in grt15 and grt25 (Figure 4.9 and 4.S2). The BMF analysis in Figure 4.10 presents for clinopyroxene maxima near [001], [106], [010] and [116]. Rare maxima are observed near [216], $[\bar{1}02]$. Each sample has up to two different maxima, depending on the locations (maps). Samples have one or two maxima per figure or in girdle, and maxima can change within a sample. Girdles are observed between [010] and [001], possibly stopping at [116] (Figure 4.10). Such SL-type fabric with [010], [001], [106] and [116] as rotation axes indicates the activation of slip systems (100)[001], (010)[100] and $\langle 110 \rangle \{110\}$.

3.3.1.4 Clinopyroxene at TEM scale

At the TEM scale, the clinopyroxene matrix is composed of very fine grains down to tens of nm (Figure 4.11). The nm-sized grains have diamond shapes, a non-uniform grain size and a high density of triple junctions and pseudo-quadruple junctions (arrows in Figure 4.11a). Triple junction lines are observed over more than one micron in length, oriented sub-normal or with an angle of 40 - 45 ° to the compression axis (arrows in Figure 4.11a). Clinopyroxene twins are observed in this nanometric matrix, with similar-contrast lamella across several grains, indicating a previous unique twinned grain (arrow in Figure 4.11c). The clinopyroxene matrix also exhibits very fine nano-sized grains or with a non-detectable grain size, with a high intracrystalline deformation density (Figure 4.11a, b and c), and subgrain boundaries (Figure 4.11e). Clinopyroxene adjacent to the fine garnet tail in Figure 11g exhibits a CPO that differs from EBSD scale ones, with a weaker J-index of 2.55, and maxima around $[\bar{1}10]$ and [110] are never observed at EBSD (Figure 4.10 and 4.11). Clinopyroxene in the matrix isolated from garnet have an even weaker CPO characterized with a J-index of 1.36 (Figure 4.11h).

3.3.2 Aggregate with 85 % vol. garnet

In grt85, clinopyroxenes are homogeneously distributed in the aggregate, with elongation of the grains normal to the compression axis. Microstructures are different from the samples with $\leq 55\%$ vol. grt. Fracturation is highly present in both phases, i.e. garnet and clinopyroxene.

3.3.2.1 Garnet at EBSD scale

Garnet grains are stocky and do not exhibit tails of fine grains like the previous samples. Garnet is strongly fractured with a complex fracture network. Fractures are generally oriented around 45° to the compression axis (d2, d3 and d4 in Figure 4.5). Intracrystalline distortion is limited, with a misorientation segmented between cracks as highlighted by the GROD and KAM patterns (Figure 4.7). Subgrain boundaries in garnet are bound by cracks (Figure 4.8). Garnet has no crystallographic preferred orientation (Figure 4.9).

3.3.2.2 Clinopyroxene at EBSD scale

Clinopyroxenes are large, isolated and fractured grains (red arrows in d4, Figure 4.5), sometimes with mechanical twinning. Strongly fractured clinopyroxenes have an internal misorientation limited by subgrains and cracks (Figure 4.7). Subgrain boundaries crossing the clinopyroxenes are along cracks (Figure 4.8). LS-index of grt85 is similar to the ones of the three previous samples, with a mean value of 0.54, a minimum value of 0.43 and a maximum value of 0.77 (Figure 4.9). J-index is not presented because the amount of clinopyroxenes is not sufficient for statistic analysis.

3.3.3 Single-phase aggregates microstructural observations

The four single-phase aggregates of garnet feature a high density of failures. Grain size varies from < 10 µm to several tens of µm. Large grains are fractured and fine grains have irregular shapes. Subgrain boundaries are common and mostly organized along cracks.

4 Discussion

4.1 On the deformation mechanisms

We summarize in Figure 4.12 the deformation mechanisms observed for the range of compositions investigated.

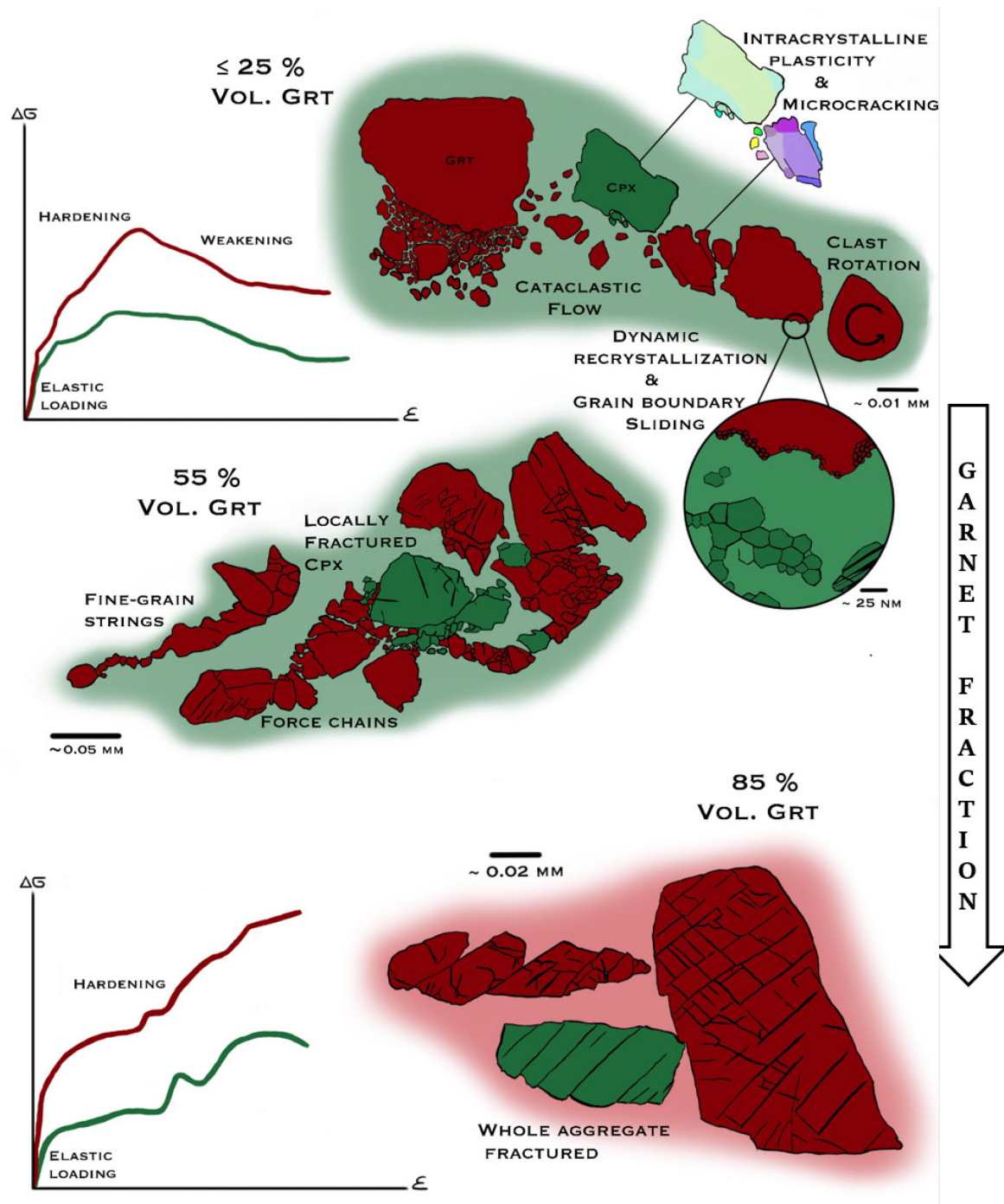


Figure 4.12 : Summary of deformation mechanisms in our experiments. From 15 to 55% vol gt, the clinopyroxene controls the deformation of the aggregates. Clinopyroxene matrix deforms viscously, and allows the deformation to be accommodated by the two phases. Local increases of stress in garnet lead to the fracturation or cataclasis of clinopyroxene while the cpx areas or matrix are mainly viscous. Each phase affects the deformation mutually: the viscous matrix of clinopyroxene limits the propagation of failure and accommodates the deformation (Beall et al., 2019b). Here garnet is not only a rigid clast but is rheologically active during deformation even at low content, which would

correspond to an IWL microstructure of pyroxene with garnet boudinage (Handy, 1990, 1994). At 85 % vol. grt, grain sizes are reduced through a large network of fractures or cataclastic zones, but the cataclasis is not efficient enough to allow for an aggregate weakening. The aggregate exhibits an LBF microstructure, with clinopyroxene isolated enough to avoid the connection between grains. A hardening occurs and the difference between garnet stresses and clinopyroxene stresses increases.

Light green: high plastic deformation and fine-grained matrix of clinopyroxene. Motif: fine-grained/cataclastic matrix with pyroxene and garnet. Light red: strong garnet framework with grain size reduction. Stress-strain curve: red – garnet, green – clinopyroxene.

4.1.1 Brittle deformation leading to grain size reduction

We observe both brittle failure (Figure 4.5) and evidences of intracrystalline plasticity (Figure 4.6 to 4.8) in samples with ≤ 55 % vol. grt. Garnets have a higher density of brittle features than clinopyroxenes. Clinopyroxenes exhibit partially fractured porphyroclasts adjacent to garnet porphyroclasts (Figure 4.5 and 4.6). These observations indicate that the fine grains are fragments produced by cataclastic flow, similarly to Rogowitz et al., (2023). We then propose cataclastic flow of garnet as one of the major deformation mechanisms, leading to grain size reduction in our experiments affecting both garnet and clinopyroxene (Figure 4.12). Meanwhile, at higher temperatures, only garnet deforms by fracturation and the clinopyroxene matrix is nearly not affected (Rogowitz et al., 2023; Zhang & Green 2007). Cataclastic microstructures are further documented in Figure 4.S1.

4.1.2 Garnet intracrystalline plasticity

We observe local misorientations (Figure 4.11d) and subgrain boundaries (Figure 4.11e, Figure 4.S5) ending along cracks. This is consistent with Voegelé et al., (1998a) who also show from TEM observations, that micro-plasticity is associated with micro-cracks for garnet experimentally deformed under 1000°C, with the dislocation nucleation restricted to cracks vicinity. Rogowitz et al., (2023) observe similar structures with an increase in the dislocation density next to microcracks. A minor activity of subgrain rotation has also been observed in Rogowitz et al., (2023) in non-dominant garnet fraction aggregates at 1000°C. Thus, the observations by Rogowitz et

al., (2023), Voegelé et al., (1998a) and this study are consistent with some plastic accommodation of deformation in garnet at temperatures below 1000°C.

4.1.3 On the deformation mechanisms of Garnet from CPO indicators

The CPO of garnet is complex and does not provide information about the slip systems of garnet. CPOs are diverse (Figure 4.9) and the BMF study shows the activation of multiple systems during deformation (Figure 4.10). Previous works on garnet in eclogites (Mainprice et al., 2004; Rehman et al., 2015; Rehman et al., 2023) have underlined the absence of consistent information on garnet crystal plastic deformation mechanisms from CPO, or at least the difficulty in interpreting the CPO. Rehman et al., (2023) observed a relatively weaker fabric for garnets in directions parallel to the lineation in eclogites, without obvious slip systems. Mainprice et al., (2004), for instance, proposed that this could be due to geometrical characteristics of the slip systems. Alternatively, in this work, this is consistent with a minor contribution of slip systems to the CPO of garnets, with respect to other “passive” rotation mechanisms of rigid garnet clasts in a matrix. In previous experiments on garnet in garnet+clinopyroxene aggregates and garnet single-phase aggregates (Karato et al., 1995; Farla et al., 2017; Rogowitz et al., 2023), garnet behaves like a rigid clast during the deformation in dry contexts, and displays a low dislocation density consistent with minor crystal-plastic activity. Finally, cataclastic flow and recrystallisation both can lead to random CPO or weakening of the CPO (e.g., Trepmann & Stöckhert 2002), which is also consistent with our observations.

4.1.4 Garnet recrystallization mechanisms and GBS

Recrystallized garnet grain boundaries at EBSD scale, in aggregates with ≤ 55 % vol. grt, are ubiquitous and exist regardless of the main stress direction or local stress or nature of contact - with garnet or pyroxene, isolated crystals or not (Figure 4.5). No significant reaction and no chemical zoning are observed in the samples, which was also confirmed with TEM scale observations. Therefore pressure-solution, which would occur preferentially at interfaces well oriented with respect to the main stress (and would be enhanced by fluids), can be dismissed as a major mechanism. At the TEM scale these indented boundaries appear as clusters of grains smaller than a micron, with grain-sized lobes (Figure 4.11b). From the presence of subgrain boundaries and the very fine grains in clusters on the borders of garnet porphyroclasts with dispersed orientations (Figure

4.11e and Figure 4.11f), we infer local deformation by recrystallisation. The microstructure corresponds well to bulging recrystallisation as defined in [Stripp and Kunze \(2008\)](#), with the brittle fracturations of large grains with loboid subgrain-sized boundaries, nanometric dislocation-free grain clusters in the border of porphyroclasts and deformation under high stress.

Note that the grain size reduction processed by bulging recrystallisation is different from the grain size reduction mechanism at a larger scale by cataclasis. Bulging produces rather homogeneous grain sizes and rounded shapes, specifically located at large garnet edges - which may have different mechanical consequences than cataclasis, producing a range of grain sizes and shapes and which location can be controlled by other factors.

Recrystallisation by sub-grain rotation can be followed upon increasing strain, by grain size sensitive deformation mechanisms like grain boundary sliding (GBS) in garnet ([Storey & Prior, 2005](#); [Zhang & Green, 2007](#); [Bestmann et al., 2008](#); [Rogowitz et al., 2023](#)). Actually, GBS has been proposed as a major deformation mechanism in natural eclogites by ([Storey & Prior 2005](#)). GBS can be accommodated by diffusion ([Storey & Prior, 2005](#); [Bestmann et al., 2008](#)) or by dislocation creep as proposed in olivine or plagioclase ([Hansen et al., 2011](#); [Hansen et al., 2012](#); [Ohuchi et al., 2015](#); [Miranda et al., 2016](#); [Wiesman et al., 2023a](#)). Here, GBS could be accommodated by dislocation motion, by subgrain rotation or dynamic recrystallization, however, more observations would be to required determine the exact mechanism.

4.1.5 Role of garnet deformation mechanisms in foliation appearance

In low garnet content samples (15 and 25 % vol.), we observe a foliation formed by two main structural features: 1) organization of round fine grains in pseudo-layers of few grains oriented sub-orthogonal to the compression axis and/or 2) elongated individual grains of garnet (Figure 4.5a1, Figure 4.5b1).

The flattening of individual garnets in the clinopyroxene matrix has been attributed to numerous mechanisms based on mass transfer or dislocation creep activity, including diffusion creep, with dissolution-precipitation creep or diffusion-assisted dislocation glide, and/or anisotropic growth ([Azor et al., 1997](#); [Kleinschrodt & McGrew, 2000](#); [Stünitz et al., 2020](#); [Phillips & Ji, 2021](#)), or to dislocation creep with dynamic recrystallisation ([Ji & Martignole, 1994](#); [Ji et al., 2003](#); [Storey & Prior, 2005](#)). In [Zhang](#)

and Green (2007), the flattening of grains and SPO development is enhanced by high water content in garnet that reduces their mechanical strength, and is not led by dislocation creep. In our samples, where the fluid content was low to dry, the observations do support a flattening due to subgrain rotation or dynamic recrystallisation, and rigid rotation. These processes for flattening and foliation development have been observed in naturally deformed garnet (Prior et al., 2000; Ji et al., 2003; Storey & Prior, 2005; Hawemann et al., 2019a). It emphasizes the possibility of elongating isolated garnet in a weaker matrix at high stress levels.

The bands form either by fracturation and clast rotation (Figure 4.5a3), by grain size reduction processes (e.g., Figure 4.5b) like subgrain rotation recrystallisation and dynamic recrystallisation (Kenkmann & Dresen 2002), and maybe by subsequent GBS (Zhang & Green, 2007). They sometimes form by processes implying crystal-plastic deformation with flattening of large garnets (Figure 4.5a3). Finally, we have evidence of mechanical mixing of small grains created by bulging recrystallization of garnet within the clinopyroxene matrix (Figure 4.5a, 4.5b). Similar “clusters” are also observed by Rogowitz et al., (2023) at higher temperatures in their 25 % vol. grt aggregate, associated with rigid body rotation and GBS.

4.1.6 Deformation mechanisms of clinopyroxene at the grain scale

In the aggregates with ≤ 55 % vol. grt, occasional pyroxene fracturation is related to cataclastic flow of garnet, ranging from 10 microns (as in Rogowitz et al., (2023)), down to nm in this work. Indeed, we observe at the TEM scale damaged regions in the matrix of clinopyroxene when close to garnets, with ultra-fine grains (i.e. 1 nm wide or smaller) and a high internal deformation (Figure 4.11a, Figure 4.11b and Figure 4.11c). The presence of garnet creates stress concentration, blocks potential rotation and strain accommodation of clinopyroxene, hence creates a damage zone where the clinopyroxene is crushed and becomes a fine matrix (Figure 4.S1). In other words, the contacts between rigid clasts of the strong garnet phase, leads to jamming in grt55 (Cartes et al., 1999; Beall et al., 2019b) and then to local increases of stresses with a local frictional deformation of the adjacent weaker clinopyroxene, while the main matrix deforms viscously (figure 4.12).

The observation of a few twinning in clinopyroxene is in agreement with previous low-T studies (Müller et al., 2008; Farla et al., 2017). It occurs before fracturation and

dynamic recrystallisation (Figure 4.11c). Thus, we relate mechanical twinning to the hardening stage of deformation, and twinning is unlikely to accommodate the deformation of clinopyroxene at our largest strains.

The deformation bands, undulose extinction and subgrain boundaries observed in clinopyroxene (Figure 4.6 and 4.8) are recovery processes. We do not observe evidence of dynamic recrystallisation at the EBSD scale. However, evidences of recrystallisation in clinopyroxene are observed at the TEM scale, with the clinopyroxene matrix characterised by well-organized polygonal to diamond-shaped grains with a lack of intracrystalline deformation, maybe pre-reduced by comminution exerted by garnet. Thus, clinopyroxene deforms by recrystallisation and recovery-accommodated dislocation creep. Deformation of clinopyroxene by dislocation creep is commonly observed in natural eclogites (Bascou et al., 2001; Zhao et al., 2005; Rehman et al., 2015; Keppler et al., 2016; Kim et al., 2018; Rehman et al., 2023), and also proposed previously in experiments (Zhang & Green, 2007; Rogowitz et al., 2023). In recrystallized grains, diamond-shaped grains with aligned boundaries, numerous triple and quadruple junctions (Figure 4.11a) evidence an activity of GBS in the clinopyroxene matrix, likely made possible by fine grains produced during recrystallization. We suggest that GBS could be assisted by dislocation motions (disGBS) because of the subgrain boundaries and dispersion and weakening of CPO and BMF at the TEM scale (Figure 4.11a, 4.11g and 4.11h) (Hansen et al., 2011; Miranda et al., 2016).

In grt85, clinopyroxene show fracture features and intracrystalline deformation. Clinopyroxene thus deforms in a semi-brittle manner. Moreover, the presence of twins and a larger degree of fracturation with respect to other samples, with more limited intracrystalline deformation, are consistent with the constant hardening during the deformation (Figure 4.3, Figure 4.6 and Figure 4.7).

4.1.7 Clinopyroxene fabric and deformation mechanisms

Clinopyroxene develops an SL-type fabric during the deformation, similar to previous experiments (Zhang & Green, 2007; Rogowitz et al., 2023) or natural eclogites (Godard & Van Roermund, 1995; Cao et al., 2021) at various P-T conditions. Such fabric implies the activation of (100)[001], (010)[100] and $\langle 110 \rangle \{110\}$ slip systems, which are consistent with previous studies on the boundary misorientation functions coupled with CPO on natural eclogites (Rehman et al., 2015; Rehman et al., 2023; McNamara et al.,

2024). The L-S fabrics are associated with specific strain geometry, with a constrictional strain for L-type or flattening for S-type, and intermediate LS- and SL-type fabrics (Abalos 1997; Godard & Van Roermund, 1995; Helmstaedt 1975). In our case, the SL-type fabric of the clinopyroxenes and the rotations in the maxima in pole figures indicate that the deformation is non-coaxial. This non-coaxiality could be related to a high heterogeneity of stresses in the clinopyroxene matrix.

Rogowitz et al., (2023) conclude that a higher amount of garnet in the aggregate enhances the clinopyroxene plasticity and supports the strain localisation up to 25 % vol. of garnet. In our experiments the J-index of clinopyroxene tends to increase with increasing garnet fraction, reflecting a strengthening of the fabric (Figure 4.S2), and thus is consistent with the proposition of Rogowitz et al. (2023). In the aggregate with the higher volume fraction of garnet, i.e. grt85, we have observed that the isolated clinopyroxenes are highly fractured and show low or no crystal plasticity and few twinning, hence cpx are deforming by brittle failures. The rise of cpx plasticity with increasing volume fraction of garnet appears thus limited to aggregates with intermediate garnet fractions. At higher garnet content (here 85 % vol. grt), the opposite effect takes place, with the crystal-plastic deformation of cpx reduced and giving way to a brittle deformation.

4.2 Partitioning of stress and aggregate strength

The higher strength among the aggregates is expected at the largest volume fraction of garnet (Figure 4.4), since garnet has a greater yield strength and flow stress than clinopyroxene (Karato et al., 1995; Jin et al., 2001). It, was established in previous experiments (Jin et al., 2001; Zhang & Green, 2007; Rogowitz et al., 2023) and is also reflected in numerical models (Yamato et al. 2019).

Up to 55 % vol. grt, our two-phase aggregate strengths is rather constant (Figure 4.4), contrary to previous works where the strength evolves continuously (Rogowitz et al, 2023; Zhang & Green, 2007). The strength of the aggregates with low garnet contents (15% and maybe 25%) is expected to be close to clinopyroxene strength. We suspect that the single-phase aggregate paired with the 85% vol. grt sample represents garnet frictional strength, and the 85% vol. grt aggregate strength as shown by the stress in garnet, is very close. Crystal plasticity has a larger contribution in all aggregates in the other runs. Garnet aggregates have a mechanical behavior distinct from the one

paired with 85% vol. grt. (Figure 4.3). Microstructural observations are consistent with a switch in the main mechanism controlling the mechanical behaviour, from garnet to clinopyroxene and from ductile towards brittle. Frictional processes still accommodate a larger part of deformation in our aggregates with respect to previous studies. This can be related to the lower temperatures (820°C) compared to previous studies (> 1000°C) – the strain rates being similar (Figure 4.4).

Our in-situ measurements highlight the partitioning of stresses, with higher stresses in garnet with respect to clinopyroxene, even at low garnet contents. Dry garnet has been reported as four to six times stronger than omphacite, for single-phase aggregates at temperatures between 1027 and 1427 °C (Zhang & Green, 2007). In our two-phase aggregates, at lower temperatures, the contrast in average differential stress between garnet and clinopyroxene is lower. We estimate the strength contrast about 2.34 based on the stress at 25% of strain in the 15% vol. grt aggregate and its single-phase aggregate, for two-phase aggregate strain rate. Clinopyroxene seems strong enough to input stress on garnet even if it deforms viscously and garnet can fracture within the viscous matrix, which agrees with recent models by (Ioannidi et al., 2022; Angiboust et al., 2024; Maitre et al., 2024).

Clasts can fracture even at low volume fraction and not only by clast-clast interactions (Ioannidi et al., 2022). Moreover, the rotation of clasts, often observed, is only achievable if the matrix is deforming; the strength of the matrix governs the conditions of sliding of the clasts (Maitre et al., 2024). Yamato et al., (2019) calculated that an increase in the volume fraction of garnet causes an increase in local stress in garnet and strain rates in clinopyroxene. For the an eclogite deformed under 2GPa and 550°C, they detected a frictional behaviour of the whole aggregate at strain rates larger than 10^{-10} s^{-1} , regardless of the garnet content. We support these observations on a weaker matrix controlling the deformation of the whole aggregate (Yamato et al., 2019, Maitre et al., 2024), the clinopyroxene matrix controls the deformation in our aggregates when clinopyroxene deforms viscously and allows the deformation to be accommodated by the two phases (Figure 4.12).

4.3 Aggregate weakening and hardening with increasing strain

Weakening occurs in the samples with 55 % vol. grt or less, characterised by a differential stress decrease after reaching peak stress in garnet and clinopyroxene

(Figure 4.3 and 4.12). Clinopyroxene yields earlier than garnet, in accordance with results by [Yamato et al., \(2019\)](#) and the modeling part of [Rogowitz et al., \(2023\)](#). Weakening of the aggregate is more pronounced for low garnet contents. Grain size reduction processes, such as cataclastic flow (particularly in garnet), and dynamic recrystallisation mainly in clinopyroxene and secondarily in garnet, and/or redistribution of stresses within the clinopyroxene matrix ([Beall et al., 2019a](#)) are the weakening mechanisms. The location of recrystallisation and grain-size reduction can develop in highly stressed regions of the weak phase, creating bridges (eg., models of [Gerbi et al., 2016](#)) for strain localization. Furthermore, the grain size reduction and evidence of GBS in clinopyroxene are consistent with a switch to grain-size sensitive deformation mechanisms leading to strain weakening.

It remains complex to quantify the contribution of these different mechanisms in garnet and pyroxene, in the total weakening observed. [Rogowitz et al., \(2023\)](#) also observed weakening however with a more pronounced effect for intermediate compositions. They attributed the weakening to the recrystallisation of clinopyroxene, with additional fracturation of garnet and cataclasis forming shear zones at the micro-scale, for samples with 50% vol. grt or more. In our experimental conditions, which are ~200 °C lower than in [Rogowitz et al., \(2023\)](#) 's study, bulging and subsequent localisation of deformation in very fine-grained garnets, may provide an additional mechanism, furthermore, the temperature is lower that increases the contribution of cataclastic flow. This is in agreement with [Yamato et al., \(2019\)](#), who propose that the fracturation of the whole rock leads to a structural softening, in a frictional-viscous model at 10 and 55 % volume fractions of garnet, at a large strain rate (i.e. 10^{-8} s^{-1}) and T ca. 550°C.

In contrast to the aggregate with 75 % vol. grt in [Rogowitz et al., \(2023\)](#), our sample with a higher volume fraction of garnet (85 %) did not go through a weakening stage when increasing strain, and it has a lower strain rate than the other aggregates. We observe grain size reduction through a large network of fractures or cataclastic zones in grt85, but this cataclasis is not efficient enough to allow for aggregate weakening. The aggregate exhibits an LBF microstructure, with cpx sufficiently isolated to avoid the connection between grains. When hardening occurs, the difference between garnet stresses and clinopyroxene stresses increases. Frictional behaviour in grt85 with the high failure density in the whole aggregate and few clinopyroxene twinning is consistent

with a hardening by increase of the backstresses (Lawn & Marshall, 1997; Mitchell & Hirth, 1991; Salem et al., 2003; Salem et al., 2006; Brantut, 2025). These backstresses increase due to jamming of the garnet crystals (Cates et al., 1998; Beall et al., 2019a). The cessation of dislocations motion by impurities has been proposed by Dubosq et al., (2023) as a hardening process in garnet, but it is unlikely here because it should have been observed in other runs as well. Ruling out hardening by dislocation storage (Taylor, 1934; Brantut, 2025) would require some TEM investigations, but they are out of the scope of this study.

4.4 Eclogite deformation from convection to earthquakes, natural to experimental

Dominant brittle or ductile behaviour have been observed in garnet at similar P-T conditions to our experiments (Su-Lu UHP metamorphic belt, Yang et al., 2014, Phillips & Ji 2021). Brittle-ductile transition for garnet has been estimated around 600-800°C in natural (Voegelé et al., 1998b, relatively dry garnet) and experimental samples (Wang & Ji, 1999). In their compilation, Phillips and Ji (2021) proposed that natural garnet is ductile until 500 °C under low differential stress. In this range of temperature, both brittle and ductile deformation should coexist and are consistent with our P-T experimental conditions and observations. Because increasing the strain rate shifts the brittle-ductile transition to higher temperature, in our runs at 820°C, with a strain rate in the order of 10^{-5} s^{-1} , we are close to the brittle-ductile transition for the clinopyroxene and in the frictional field for garnet (fig. 4 in Yamato et al., 2019). In our experimental conditions, garnet can feature both brittle failures and intracrystalline plasticity, ie. ductile mechanisms. Thus, extrapolating to natural contexts, the brittle-ductile transition for garnet may even be extended at lower temperatures than 600°C, which would be consistent with Philipps & Ji (2021). The effect of the second phase and phase fraction in two-phase aggregates in this brittle-ductile transition should be examined, but our limited dataset does not allow us to discuss it further.

Similarly as in our experimental study, cataclastic flow has been proposed as a main deformation mechanism in garnets deformed at a high strain rate in a natural context (Trepmann & Stöckhert, 2002; Dubosq et al., 2023). However, the quantification of the strain rates at which the natural microstructures are produced is extremely difficult.

Fracturation of garnet has also been proposed in mélanges related to seismic events (Hertgen et al., 2017; Locatelli et al., 2018; Broadwell et al., 2019a; Rogowitz et al., 2024). Our observations at non-seismic strain rates, ca. 10^{-5} s^{-1} show that one may expect garnet fracturation and cataclasis during deformation events with a timescale of days to hours, ie. outside of seismic events.

4.5 Implications for eclogites in subduction or collision zones

Our study is most relevant to deep eclogitic crust ca. 80 to 160 km at depth, consistent with P-T conditions of natural UHP eclogites like in the Western Gneiss Region, Su-Lu UHP metamorphic belt or Dabie orogen.

Our study highlights how omphacite-rich rocks can be the site of strain localization and affect the dynamics of subduction at the plate interface. The switch to grain-size-sensitive deformation mechanism that participates in strain-weakening is in accordance with the viscosity contrast reversed between the oceanic crust and the mantle edge as proposed by Agard et al., (2016), which impacts the slab penetration (Agard et al., 2016; Angiboust et al., 2011; Agard et al., 2018).

Weakening in garnet-rich rocks (> 55 % vol. grt) did not occur in our experiments and may thus require higher strains. Recently, stress amplification has been proposed to trigger seismicity in lower-crustal contexts (Hawemann et al., 2019a ; Zertani et al., 2025). From our results and from previous works, garnet-rich layers (>80%) (e.g. Terry et al., 2000b ; Angiboust et al., 2011; Locatelli et al., 2018) will be more prone to creating stress amplification than their clinopyroxene-rich counterparts, in which the matrix can accommodate deformation more easily.

Hydration can be a weakening mechanism in eclogites as shown by (Zhang & Green, 2007; Zhao et al., 2005). Fluids circulation in eclogites can indeed be provided by surrounding rocks of the oceanic crust or the mantle (Angiboust et al., 2012; Broadwell et al., 2019a; Locatelli et al., 2019). Since our work was carried out in a relatively “dry” context we do not observe such mechanisms. Compared to previous studies on “dehydration embrittlement” (Hacker et al., 2003; Locatelli et al., 2019; Rogowitz et al., 2024; Bukała et al., 2024), we confirm that eclogite with a large amount of garnet (or garnet-rich rocks) can be highly fractured at dry conditions, without implying a high pore fluid pressure at high strain rate (Angiboust et al., 2024) and dehydration processes during deformation (Bukała et al., 2024).

2.5 Conclusions

We have carried out deformation experiments on synthetic eclogites with various volume fractions at a temperature of 820 °C and pressures ranging from 3 to 5 GPa. In-situ X-ray diffraction was used to estimate the stresses in garnet and clinopyroxene. The heterogeneous distribution of stresses in the phases and variations in stress levels depend on the volume fraction of garnet and clinopyroxene. Differential stresses are greater in garnet than in clinopyroxene and stresses increase with increasing volume fraction of garnet. Garnet and clinopyroxene deform in the semi-brittle regime in aggregates where garnet is not the dominant phase. Cataclastic flow, subgrain rotation and bulging dynamic recrystallisation are the main deformation mechanisms. The subsequent grain size reduction in both garnet and clinopyroxene allows the activity of grain-size sensitive creep by GBS in the clinopyroxene matrix. Clinopyroxene controls the deformation up to 55 % vol. garnet in the aggregate. As strain weakening occurs in all the two-phase aggregates, garnet and clinopyroxene are both active in the accommodation of the deformation of the clinopyroxene-dominant aggregates. At a high-volume fraction of garnet, the whole aggregate deforms in a brittle manner and undergoes strain hardening. Garnet fracturing, associated with numerous previous studies as being caused by fast-strain rate events related to seismicity associated with fluids, can also take place under anhydrous conditions and strain rates close to slow slip event rates in deep subduction zones.

References

- Agard, P., Plunder, A., Angiboust, S., Bonnet, G., & Ruh, J. (2018). The subduction plate interface: Rock record and mechanical coupling (from long to short timescales). *Lithos*, 320–321, 537–566. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.029>
- Agard, P., Yamato, P., Soret, M., Prigent, C., Guillot, S., Plunder, A., Dubacq, B., Chauvet, A., & Monié, P. (2016). Plate interface rheological switches during subduction infancy: Control on slab penetration and metamorphic sole formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 451, 208–220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.054>

- Angel, R. J., Gilio, M., Mazzucchelli, M., & Alvaro, M. (2022). Garnet EoS: A critical review and synthesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 177(5), 54. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01918-5>
- Angiboust, S., Agard, P., Raimbourg, H., Yamato, P., & Huet, B. (2011). Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones (Monviso, W. Alps). *Lithos*, 127(1–2), 222–238. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.004>
- Angiboust, S., Agard, P., Yamato, P., & Raimbourg, H. (2012). Eclogite breccias in a subducted ophiolite: A record of intermediate-depth earthquakes? *Geology*, 40(8), 707–710. <https://doi.org/10.1130/G32925.1>
- Angiboust, S., Ioannidi, P. I., & Muldashev, I. (2024). Garnet fracturing reveals ancient unstable slip events hosted in plate interface metasediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 640, 118794. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2024.118794>
- Austrheim, H., & Boundy, T. M. (1994). Pseudotachylytes Generated During Seismic Faulting and Eclogitization of the Deep Crust. *Science*, 265(5168), 82–83. <https://doi.org/10.1126/science.265.5168.82>
- Austrheim, H., Dunkel, K. G., Plümper, O., Ildefonse, B., Liu, Y., & Jamtveit, B. (2017). Fragmentation of wall rock garnets during deep crustal earthquakes. *Science Advances*, 3(2), e1602067. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1602067>
- Azor, A., Simancas, J. F., Exposito, I., Lodeiro, F. G., & Martinez Poyatos, D. J. (1997). Deformation of garnets in a low-grade shear zone. *Journal of Structural Geology*, 19(9), 1137–1148. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00040-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00040-0)
- Barnhoorn, A., Bystricky, M., Kunze, K., Burlini, L., & Burg, J. (2005). Strain localisation in bimineralic rocks: Experimental deformation of synthetic calcite–anhydrite aggregates. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3–4), 748–763. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.014>
- Bascou, J., Barruol, G., Vauchez, A., Mainprice, D., & Eglydio-Silva, M. (2001). EBSD-measured lattice-preferred orientations and seismic properties of eclogites. *Tectonophysics*, 342(1–2), 61–80. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00156-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00156-1)

- Beall, A., Fagereng, Å., & Ellis, S. (2019a). Fracture and Weakening of Jammed Subduction Shear Zones, Leading to the Generation of Slow Slip Events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(11), 4869–4884. <https://doi.org/10.1029/2019GC008481>
- Beall, A., Fagereng, Å., & Ellis, S. (2019b). Strength of Strained Two-Phase Mixtures: Application to Rapid Creep and Stress Amplification in Subduction Zone Mélange. *Geophysical Research Letters*, 46(1), 169–178. <https://doi.org/10.1029/2018GL081252>
- Brantut, N. (2025). Semi-brittle flow of rocks: Cracks, dislocations and strain hardening. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 481(2307), 20240189. <https://doi.org/10.1098/rspa.2024.0189>
- Broadwell, K. S., Locatelli, M., Verlaquet, A., Agard, P., & Caddick, M. J. (2019). Transient and periodic brittle deformation of eclogites during intermediate-depth subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 521, 91–102. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.06.008>
- Bukała, M., Hidas, K., Klonowska, I., Barnes, C. J., Fassmer, K., & Majka, J. (2024). Dehydration-driven deformation of eclogite: Interplay between fluid discharge and rheology. *Journal of Metamorphic Geology*, 42(5), 609–636. <https://doi.org/10.1111/jmg.12765>
- Burg, J. P., & Wilson, C. J. L. (1987). Deformation of two phase systems with contrasting rheologies. *Tectonophysics*, 135(1–3), 199–205. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90161-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90161-2)
- Cao, Y., Du, J., Jung, H., Jung, S., Lee, J., Park, M., & Kim, J. (2021). Crystal preferred orientations, deformation mechanisms and seismic properties of high pressure metamorphic rocks from the Central Qiangtang metamorphic belt, Tibetan Plateau. *Journal of Structural Geology*, 145, 104309. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104309>
- Cates, M. E., Wittmer, J. P., Bouchaud, J.-P., & Claudin, P. (1998). Jamming, Force Chains, and Fragile Matter. *Physical Review Letters*, 81(9), 1841–1844. <https://doi.org/10.1103/physrevlett.81.1841>
- Dubosq, R., Schneider, D. A., Camacho, A., & Gault, B. (2023). Strain hardening induced by crystal plasticity: A new mechanism for brittle failure in garnets. *Earth and Planetary Science Letters*, 617, 118273. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118273>

- Farla, R., Rosenthal, A., Bollinger, C., Petitgirard, S., Guignard, J., Miyajima, N., Kawazoe, T., Crichton, W. A., & Frost, D. J. (2017). High-pressure, high-temperature deformation of dunite, eclogite, clinopyroxenite and garnetite using in situ X-ray diffraction. *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 291–302. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.019>
- Gerbi, C., Johnson, S. E., Shulman, D., & Klepeis, K. (2016). Influence of microscale weak zones on bulk strength. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(10), 4064–4077. <https://doi.org/10.1002/2016GC006551>
- Godard, G., & van Roermund, H. L. M. (1995). Deformation-induced clinopyroxene fabrics from eclogites. *Journal of Structural Geology*, 17(10), 1425–1443. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00038-F](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00038-F)
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A., & Holloway, S. D. (2003). Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1), 2001JB001129. <https://doi.org/10.1029/2001JB001129>
- Handy, M. R. (1990). The solid-state flow of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6), 8647. <https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08647>
- Handy, M. R. (1994). Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: A phenomenological approach. *Journal of Structural Geology*, 16(3), 287–301. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90035-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90035-3)
- Handy, M. R., & Stünitz, H. (2002). Strain localization by fracturing and reaction weakening—A mechanism for initiating exhumation of subcontinental mantle beneath rifted margins. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), 387–407. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.200.01.22>
- Handy, M. R., Wissing, S. B., & Streit, L. E. (1999). Frictional–viscous flow in mylonite with varied biminerale composition and its effect on lithospheric strength. *Tectonophysics*, 303(1–4), 175–191. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00251-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00251-0)
- Hansen, L. N., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2011). Grain boundary sliding in San Carlos olivine: Flow law parameters and crystallographic-preferred orientation. *Journal of Geophysical Research*, 116(B8), B08201. <https://doi.org/10.1029/2011JB008220>

- Hansen, L. N., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2012). The influence of microstructure on deformation of olivine in the grain-boundary sliding regime. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9), 2012JB009305. <https://doi.org/10.1029/2012JB009305>
- Hawemann, F., Mancktelow, N., Wex, S., Pennacchioni, G., & Camacho, A. (2019). Fracturing and crystal plastic behaviour of garnet under seismic stress in the dry lower continental crust (Musgrave Ranges, Central Australia). *Solid Earth*, 10(5), 1635–1649. <https://doi.org/10.5194/se-10-1635-2019>
- Helmstaedt, H., Anderson, O. L., & Gavasci, A. T. (1972). Petrofabric studies of eclogite, spinel-Websterite, and spinel-lherzolite Xenoliths from kimberlite-bearing breccia pipes in southeastern Utah and northeastern Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 77(23), 4350–4365. <https://doi.org/10.1029/JB077i023p04350>
- Hertgen, S., Yamato, P., Morales, L. F. G., & Angiboust, S. (2017). Evidence for brittle deformation events at eclogite-facies P-T conditions (example of the Mt. Emilius klippe, Western Alps). *Tectonophysics*, 706–707, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.028>
- Herwegh, M., Linckens, J., Ebert, A., Berger, A., & Brodhag, S. H. (2011). The role of second phases for controlling microstructural evolution in polymineralic rocks: A review. *Journal of Structural Geology*, 33(12), 1728–1750. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.08.011>
- Hilairret, N., Guignard, J., Ferrand, T. P., Merkel, S., Raterron, P., Ildefonse, B., Fadel, A., & Crichton, W. (2024). Stress Balance in Synthetic Serpentinized Peridotites Deformed at Subduction Zone Pressures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 129(3), e2023JB028073. <https://doi.org/10.1029/2023JB028073>
- Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., & Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140), 76–79. <https://doi.org/10.1038/nature05780>
- Ioannidi, P. I., Bogatz, K., & Reber, J. E. (2022). The Impact of Matrix Rheology on Stress Concentration in Embedded Brittle Clasts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23(3), e2021GCo10127. <https://doi.org/10.1029/2021GCo10127>
- Ioannidi, P. I., Le Pourhiet, L., Agard, P., Angiboust, S., & Oncken, O. (2021). Effective rheology of a two-phase subduction shear zone: Insights from numerical simple shear

experiments and implications for subduction zone interfaces. *Earth and Planetary Science Letters*, 566, 116913. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116913>

Ji, S., & Martignole, J. (1994). Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *Journal of Structural Geology*, 16(7), 985–996. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90080-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90080-9)

Ji, S., Zhao, P., & Xia, B. (2003). Flow laws of multiphase materials and rocks from end-member flow laws. *Tectonophysics*, 370(1–4), 129–145. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00182-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00182-3)

Jin, Z.-M., Zhang, J., Green II, H. W., & Jin, S. (2001). Eclogite rheology: Implications for subducted lithosphere. *Geology*, 29(8), 667. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0667:ERIFSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0667:ERIFSL>2.0.CO;2)

John, T., & Schenk, V. (2006). Interrelations between intermediate-depth earthquakes and fluid flow within subducting oceanic plates: Constraints from eclogite facies pseudotachylytes. *Geology*, 34(7), 557. <https://doi.org/10.1130/G22411.1>

Karato, S., Wang, Z., Liu, B., & Fujino, K. (1995). Plastic deformation of garnets: Systematics and implications for the rheology of the mantle transition zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 130(1–4), 13–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00255-W](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00255-W)

Kenkmann, T., & Dresen, G. (2002). Dislocation microstructure and phase distribution in a lower crustal shear zone – an example from the Ivrea-Zone, Italy. *International Journal of Earth Sciences*, 91(3), 445–458. <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0236-9>

Keppler, R. (2018). Crystallographic preferred orientations in eclogites – A review. *Journal of Structural Geology*, 115, 284–296. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.04.003>

Keppler, R., Stipp, M., Behrmann, J. H., Ullemeyer, K., & Heidelbach, F. (2016). Deformation inside a paleosubduction channel – Insights from microstructures and crystallographic preferred orientations of eclogites and metasediments from the Tauern Window, Austria. *Journal of Structural Geology*, 82, 60–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.11.006>

- Kim, D., Kim, T., Lee, J., Kim, Y., Kim, H., & Lee, J. I. (2018). Microfabrics of omphacite and garnet in eclogite from the Lanterman Range, northern Victoria Land, Antarctica. *Geosciences Journal*, 22(6), 939–953. <https://doi.org/10.1007/s12303-018-0055-7>
- 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(24), 2006GLO28239. <https://doi.org/10.1029/2006GLO28239>
- Kleinschrodt, R., & McGrew, A. (2000). Garnet plasticity in the lower continental crust: Implications for deformation mechanisms based on microstructures and SEM-electron channeling pattern analysis. *Journal of Structural Geology*, 22(6), 795–809. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00010-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00010-9)
- Lawn, B. R., & Marshall, D. B. (1998). Nonlinear stress-strain curves for solids containing closed cracks with friction. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 46(1), 85–113. [https://doi.org/10.1016/S0022-5096\(97\)00036-7](https://doi.org/10.1016/S0022-5096(97)00036-7)
- Li, B., Jiang, J., Xu, J., Tkachev, S. N., Ye, Z., Huang, S., Guo, W., Zeng, Y., Prakapenka, V. B., Fan, D., & Zhou, W. (2022). Effect of Thermoelastic Properties of the Pyrope-Almandine Solid Solutions on the Entrapment Pressure of Garnet-Related Elastic Geobarometer. *Frontiers in Earth Science*, 9, 833405. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.833405>
- Li, B., & Neuville, D. R. (2010). Elasticity of diopside to 8GPa and 1073K and implications for the upper mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(3–4), 398–403. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.08.009>
- Locatelli, M., Verlaquet, A., Agard, P., Federico, L., & Angiboust, S. (2018). Intermediate-depth brecciation along the subduction plate interface (Monviso eclogite, W. Alps). *Lithos*, 320–321, 378–402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.028>
- Locatelli, M., Verlaquet, A., Agard, P., Pettke, T., & Federico, L. (2019). Fluid Pulses During Stepwise Brecciation at Intermediate Subduction Depths (Monviso Eclogites, W. Alps): First Internally Then Externally Sourced. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(11), 5285–5318. <https://doi.org/10.1029/2019GC008549>

- Lutterotti, L., Bortolotti, M., Ischia, G., Lonardelli, I., & Wenk, H.-R. (2007). Rietveld texture analysis from diffraction images. *Zeitschrift Für Kristallographie Supplements*, 2007(suppl_26), 125–130. https://doi.org/10.1524/zksu.2007.2007.suppl_26.125
- Mainprice, D., Bascou, J., Cordier, P., & Tommasi, A. (2004). Crystal preferred orientations of garnet: Comparison between numerical simulations and electron back-scattered diffraction (EBSD) measurements in naturally deformed eclogites. *Journal of Structural Geology*, 26(11), 2089–2102. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.04.008>
- Mainprice, D., Hielscher, R., & Schaeben, H. (2011). Calculating anisotropic physical properties from texture data using the MTEX open-source package. *Geological Society, London, Special Publications*, 360(1), 175–192. <https://doi.org/10.1144/SP360.10>
- Maitre, A., Gueydan, F., Thieulot, C., & Oliot, E. (2024). Brittle-Ductile Rheological Behavior in Subduction Zones: Effects of Strength Ratio Between Strong and Weak Phases in a Bi-Phase System. *Geophysical Research Letters*, 51(8), e2024GL108405. <https://doi.org/10.1029/2024GL108405>
- Martelat, J. -E., Malamoud, K., Cordier, P., Randrianasolo, B., Schulmann, K., & Lardeaux, J. -M. (2012). Garnet crystal plasticity in the continental crust, new example from south Madagascar. *Journal of Metamorphic Geology*, 30(4), 435–452. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00974.x>
- Mauler, A., Godard, G., & Kunze, K. (2001). Crystallographic fabrics of omphacite, rutile and quartz in Vendée eclogites (Armorican Massif, France). Consequences for deformation mechanisms and regimes. *Tectonophysics*, 342(1–2), 81–112. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00157-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00157-3)
- McNamara, D. D., Wheeler, J., Pearce, M., & Prior, D. J. (2024). A key role for diffusion creep in eclogites: Omphacite deformation in the Zermatt-Saas unit, Italian Alps. *Journal of Structural Geology*, 179, 105033. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.105033>
- Miranda, E. A., Hirth, G., & John, B. E. (2016). Microstructural evidence for the transition from dislocation creep to dislocation-accommodated grain boundary sliding in naturally deformed plagioclase. *Journal of Structural Geology*, 92, 30–45. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.002>

- Mitchell, T. E., & Hirth, J. P. (1991). The shape, configuration and stress field of twins and martensite plates. *Acta Metallurgica et Materialia*, 39(7), 1711–1717. [https://doi.org/10.1016/0956-7151\(91\)90260-8](https://doi.org/10.1016/0956-7151(91)90260-8)
- Müller, W., Friedrich Walte, N., & Miyajima, N. (2008). Experimental deformation of ordered natural omphacite: A study by transmission electron microscopy. *European Journal of Mineralogy*, 20(5), 835–844. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1851>
- Ohuchi, T., Kawazoe, T., Higo, Y., Funakoshi, K., Suzuki, A., Kikegawa, T., & Irifune, T. (2015). Dislocation-accommodated grain boundary sliding as the major deformation mechanism of olivine in the Earth's upper mantle. *Science Advances*, 1(9), e1500360. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500360>
- Phillips, N. J., & Ji, S. (2021). Constraining the ductile deformation mechanisms of garnet across pressure-temperature space. *Journal of Structural Geology*, 148, 104356. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104356>
- Platt, J. P., & Behr, W. M. (2011). Grainsize evolution in ductile shear zones: Implications for strain localization and the strength of the lithosphere. *Journal of Structural Geology*, 33(4), 537–550. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.01.018>
- Prior, D. J., Wheeler, J., Brenker, F. E., Harte, B., & Matthews, M. (2000). Crystal plasticity of natural garnet: New microstructural evidence. *Geology*, 28, 1003. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28)
- Rehman, H. U., Mainprice, D., Barou, F., Yamamoto, H., & Okamoto, K. (2016). EBSD-measured crystal preferred orientation of eclogites from the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, SW Japan. *European Journal of Mineralogy*, 28(6), 1155–1168. <https://doi.org/10.1127/ejm/2016/0028-2574>
- Rehman, H. U., Mainprice, D., Barou, F., Yamamoto, H., Wei, C., Zafar, T., & Khan, T. (2023). Crystallographic preferred orientations and microtexture of the Himalayan eclogites revealing records of syn-deformation peak metamorphic stage and subsequent exhumation. *Journal of Structural Geology*, 167, 104792. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104792>

Rogowitz, A., Schorn, S., & Huet, B. (2024). Eclogite dehydration and melt-induced embrittlement at high-pressure conditions. *Terra Nova*, *ter.12707*. <https://doi.org/10.1111/ter.12707>

Rogowitz, A., Thielmann, M., Kraus, K., Grasemann, B., & Renner, J. (2023). The Effect of the Garnet Content on Deformation Mechanisms and Weakening of Eclogite: Insights From Deformation Experiments and Numerical Simulations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *24*(3), e2022GC010743. <https://doi.org/10.1029/2022GC010743>

Salem, A. A., Kalidindi, S. R., & Doherty, R. D. (2003). Strain hardening of titanium: Role of deformation twinning. *Acta Materialia*, *51*(14), 4225–4237. [https://doi.org/10.1016/s1359-6454\(03\)00239-8](https://doi.org/10.1016/s1359-6454(03)00239-8)

Salem, A. A., Kalidindi, S. R., Doherty, R. D., & Semiatin, S. L. (2006). Strain hardening due to deformation twinning in α -titanium: Mechanisms. *Metallurgical and Materials Transactions A*, *37*(1), 259–268. <https://doi.org/10.1007/s11661-006-0171-2>

Stipp, M., & Kunze, K. (2008). Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. *Tectonophysics*, *448*(1–4), 77–97. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.041>

Storey, C. D., & Prior, D. J. (2005). Plastic Deformation and Recrystallization of Garnet: A Mechanism to Facilitate Diffusion Creep. *Journal of Petrology*, *46*(12), 2593–2613. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi067>

Stünitz, H., Neufeld, K., Heilbronner, R., Finstad, A. K., Konopásek, J., & Mackenzie, J. R. (2020). Transformation weakening: Diffusion creep in eclogites as a result of interaction of mineral reactions and deformation. *Journal of Structural Geology*, *139*, 104129. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104129>

Taylor. (1934). The mechanism of plastic deformation of crystals. Part I.—Theoretical. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, *145*(855), 362–387. <https://doi.org/10.1098/rspa.1934.0106>

Terry, M. P., & Heidelbach, F. (2004). Superplasticity in garnet from eclogite facies shear zones in the Haram Gabbro, Haramsøya, Norway. *Geology*, *32*(4), 281. <https://doi.org/10.1130/G20157.1>

- Terry, M. P., Robinson, P., & Ravna, E. J. K. (2000). Kyanite eclogite thermobarometry and evidence for thrusting of UHP over HP metamorphic rocks, Nordøyane, Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, 85, 1637–1650. <https://doi.org/10.2138/am-2000-11-1207>
- Toriumi, M. (1986). Mechanical Segregation of Garnet in Synmetamorphic Flow of Pelitic Schists. *Journal of Petrology*, 27(6), 1395–1408. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.6.1395>
- Trepmann, C. A., & Stöckhert, B. (2002). Cataclastic deformation of garnet: A record of synseismic loading and postseismic creep. *Journal of Structural Geology*, 24(11), 1845–1856. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00004-4)
- Tullis, T. E., Horowitz, F. G., & Tullis, J. (1991). Flow laws of polyphase aggregates from end-member flow laws. *Journal of Geophysical Research*, 96(B5), 8081. <https://doi.org/10.1029/90JB02491>
- Ulrich, S., & Mainprice, D. (2005). Does cation ordering in omphacite influence development of lattice-preferred orientation? *Journal of Structural Geology*, 27(3), 419–431. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.11.003>
- Voegelé, V., Ando, J. I., Cordier, P., & Liebermann, R. C. (1998). Plastic deformation of silicate garnets. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108(4), 305–318. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(98\)00110-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00110-1)
- Voegelé, V., Cordier, P., Sautter, V., Sharp, T. G., Lardeaux, J. M., & Marques, F. O. (1998). Plastic deformation of silicate garnets. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108(4), 319–338. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(98\)00111-3](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00111-3)
- Wang, Y., Durham, W. B., Getting, I. C., & Weidner, D. J. (2003). The deformation-DIA: A new apparatus for high temperature triaxial deformation to pressures up to 15 GPa. *Review of Scientific Instruments*, 74(6), 3002–3011. <https://doi.org/10.1063/1.1570948>
- Wang, Z., & Ji, S. (1999). Deformation of silicate garnets; brittle-ductile transition and its geological implications. *The Canadian Mineralogist*, 37(2), 525–541.
- Wassmann, S., & Stöckhert, B. (2013). Rheology of the plate interface—Dissolution precipitation creep in high pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 608, 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.09.030>

- Wiesman, H. S., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2023). The Effect of Secondary-Phase Fraction on the Deformation of Olivine + Ferropicrinite Aggregates: 1. Microstructural Evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(4), e2022JB025723. <https://doi.org/10.1029/2022JB025723>
- Wu, X., Meng, D., Fan, X., Meng, X., Zheng, J., & Mason, R. (2008). Defect microstructures in garnet, omphacite and symplectite from UHP eclogites, eastern Dabieshan, China: A TEM and FTIR study. *Mineralogical Magazine*, 72(5), 1057–1069. <https://doi.org/10.1180/minmag.2008.072.5.1057>
- Yamato, P., Duretz, T., & Angiboust, S. (2019). Brittle/Ductile Deformation of Eclogites: Insights From Numerical Models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(7), 3116–3133. <https://doi.org/10.1029/2019GC008249>
- Yang, J.-J., Huang, M.-X., Wu, Q.-Y., & Zhang, H.-R. (2014). Coesite-bearing eclogite breccia: Implication for coseismic ultrahigh-pressure metamorphism and the rate of the process. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(6), 1013. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1013-7>
- Zertani, S., Thielmann, M., & Menegon, L. (2025). Lower-Crustal Earthquakes: Strain Rate Controls the Magnitude and Rate of Stress Amplification in Rigid Blocks. *Geophysical Research Letters*, 52(7). <https://doi.org/10.1029/2024gl114350>
- Zhang, J., & Green, H. W. (2007). Experimental Investigation of Eclogite Rheology and Its Fabrics at High Temperature and Pressure. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(2), 97–115. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00684.x>
- Zhang, J., Green, H., & Bozhilov, K. (2006). Rheology of omphacite at high temperature and pressure and significance of its lattice preferred orientations. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3–4), 432–443. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.006>
- Zhang, J., Wang, Y., & Jin, Z. (2008). CPO-induced seismic anisotropy in UHP eclogites. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51(1), 11–21. <https://doi.org/10.1007/s11430-007-0143-4>
- Zhao, Z. Y., Wei, C. J., & Fang, A. M. (2005). Plastic flow of coesite eclogite in a deep continent subduction regime: Microstructures, deformation mechanisms and rheologic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1–2), 209–222. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.021>

Supporting information

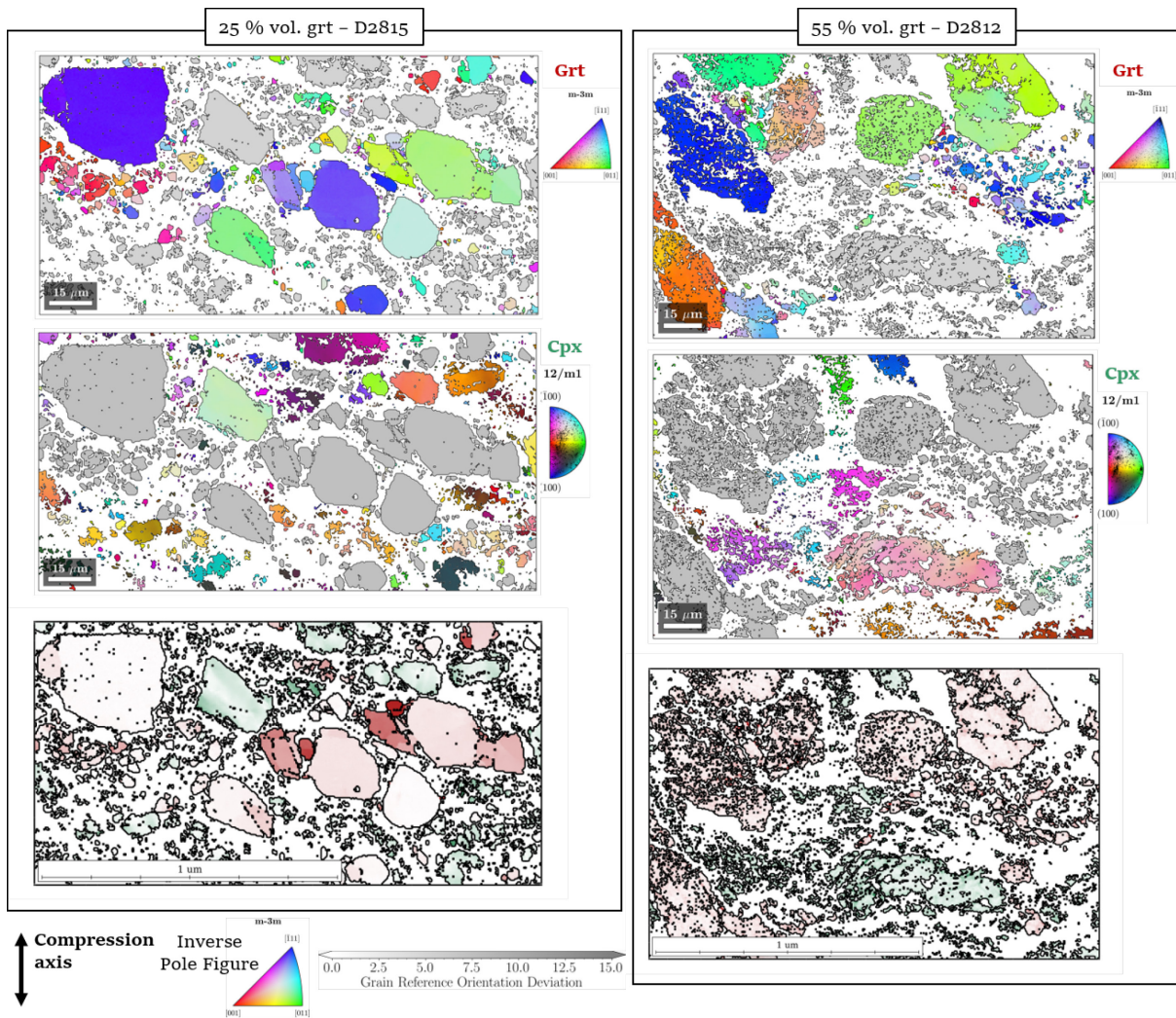


Figure 4.S1 : Crystallographic orientations with IPF-X and Grain Reference Orientation Deviation of two representative cataclastic microstructures of the deformed samples. MAD threshold is fixed at 2° .

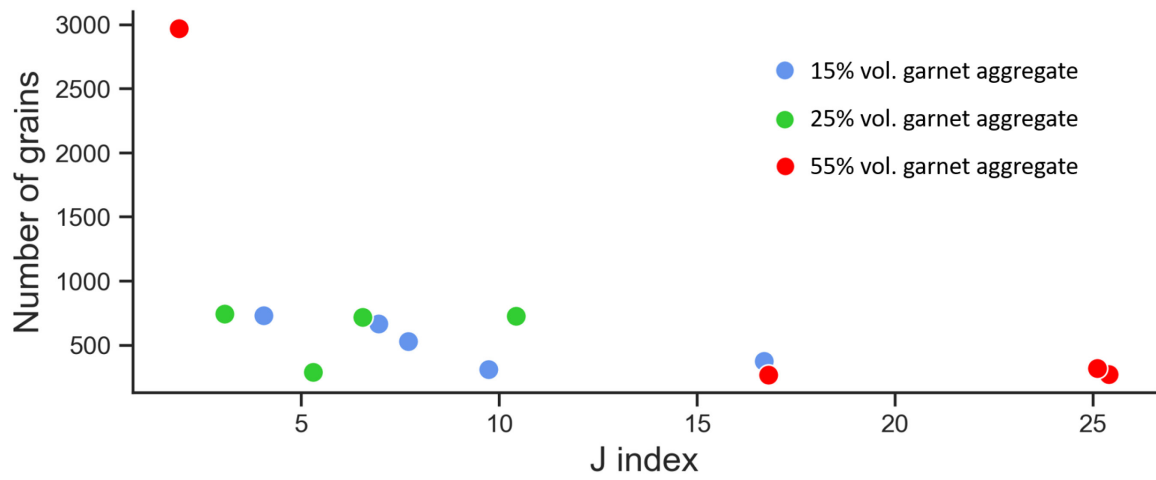


Figure 4.S2 : J-index of clinopyroxene with the number of grains in the maps, in the aggregates at 15%, 25% and 55% vol. garnet.

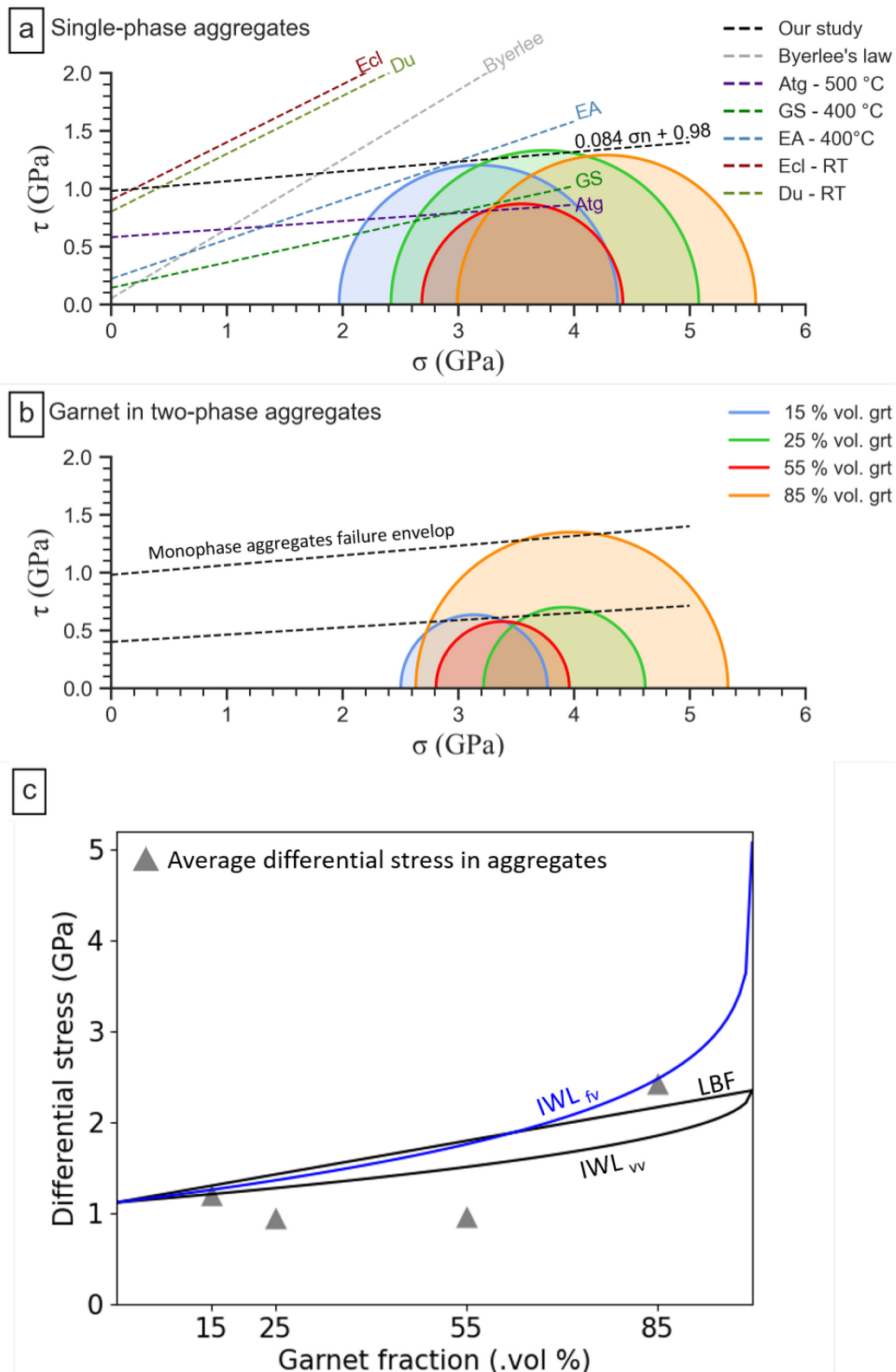


Figure 4.S3 : Frictional-viscous behaviour of the deformed samples. a) Mohr's circles of garnet in single-phase aggregates. The black dashed line corresponds to our failure envelop, with an internal friction $\mu = 0.084$ and a cohesion $C = 980$ MPa. Notice that the red circle does not match the failure envelop. Atg: Antigorite from Hilairret et al. (2024).

GS, EA: greenschist and epidote-amphibole schist from Okazaki and Hirth, (2020). Ecl, Du: eclogite and dunite from Shimada (1983). Gray line: Byerlee's law (Byerlee 1978). b) Mohr's circles of garnet in two-phase aggregates. Failure envelop of garnet in two-phase aggregate is plotted in black dashed line for three circles, with an internal friction $\mu = 0.062$ and a cohesion $C = 400$ MPa. Notice that the orange circle does not match the failure envelop, and corresponds to the aggregate with 85 % vol. grt. c) Differential stress vs. volume fraction of garnet with average differential stresses of our aggregates and theoretical microstructures of Handy (1990) and Handy et al. (1999). Viscous flow in black (IWL_{vv} and LBF) and frictional-viscous flow in blue (IWL_{fv}). Differential stresses input for end-members are fixed for the clinopyroxene at the value in 15 % vol. grt aggregate to correlate our data – there should not be a strong overestimation in view of the similar values of stresses up to 55 % vol. grt. Garnet end-member differential stress is fixed at the estimation in the single-phase aggregate at 25% of strain for viscous flow. Garnet differential stress is calculated in the frictional-viscous flow with the equation (6) in Handy et al. (1999). With the same value of differential stress as in the viscous flow, IWL_{fv} is the same as IWL_{vv}. Grey triangle: weighted average stress in the two-phase aggregate at 25% of strain.

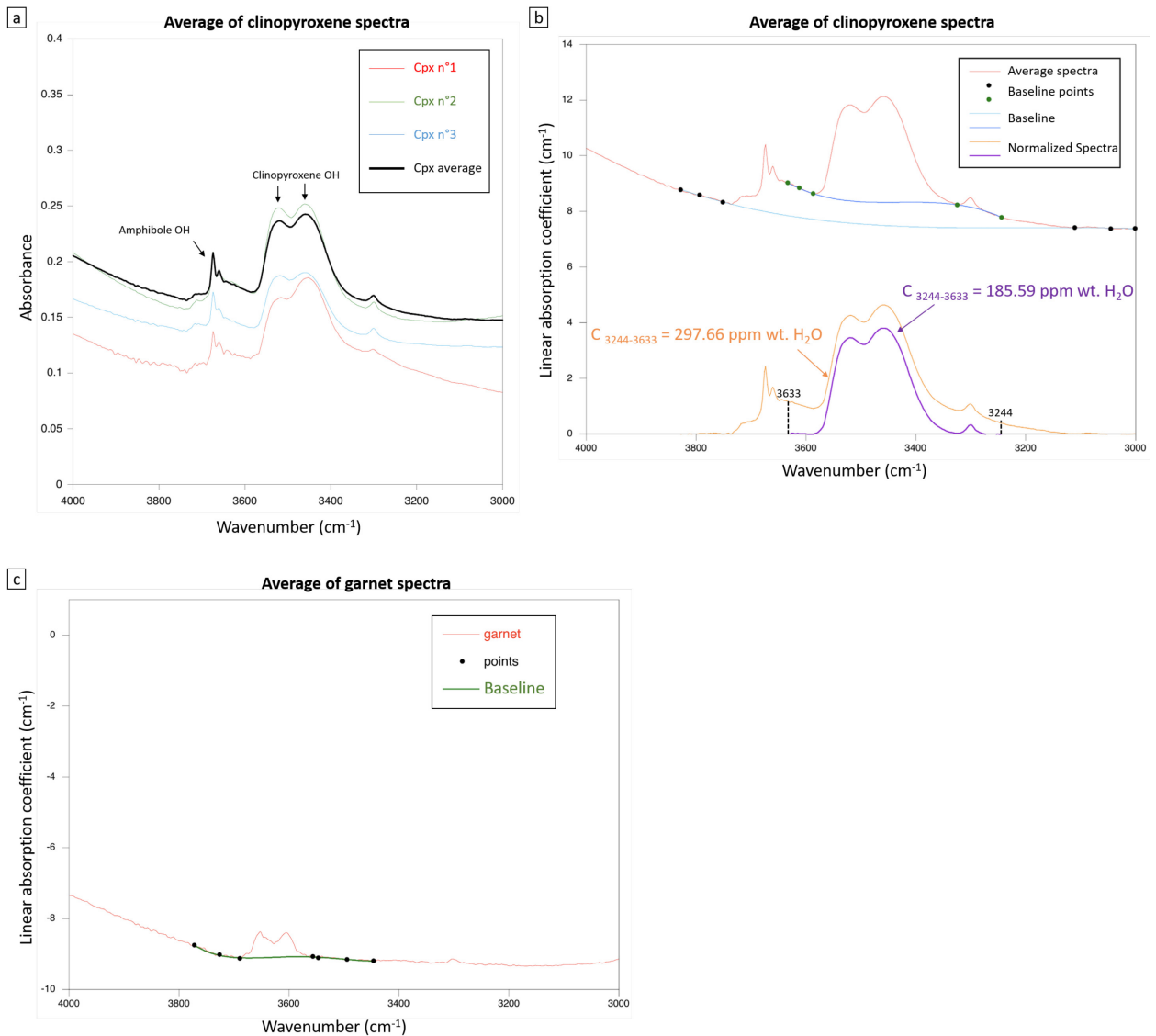


Figure 4.S4: Unpolarized spectra of four clinopyroxene grains before deformation. FTIR spectra were recorded with a resolution of 4 cm^{-1} using a Bruker's Hyperion 3000 FTIR microscope coupled with a Vertex 70 spectrometer equipped with a single MCT detector at LASIRE laboratory, CNRS-University of Lille. Double-polished crystals between $228\text{-}259\ \mu\text{m}$ in thickness. High intensity clinopyroxene OH bands are present at 3520 cm^{-1} and 3460 cm^{-1} . The weak band at 3305 cm^{-1} is attributed to clinopyroxene because its intensity varies with the two main bands of clinopyroxene. Clinopyroxene OH band around 3610 cm^{-1} is weak and only presents in Cpx n°3. a) Intensity of clinopyroxene bands depends on crystal orientation. Amphibole bands are present in the four analysed crystals, at $3660\text{-}3674\text{ cm}^{-1}$. b) Average spectra of clinopyroxene (red line), and spectra after baseline subtraction for integration (purple and orange) with two different baselines (dark and light blue). Estimation of water content with the coefficient of absorption by

Bell et al. (1995) and normalized on thickness. c) Unpolarized spectra of five garnet grains before deformation. Double-polished crystals between 186-216 μm in thickness. High intensity garnet OH bands are present at 3610 cm^{-1} and 3652 cm^{-1} . Estimation of water content with coefficient of absorption by Bell et al., 1995 and normalized on thickness. The band at 3300 cm^{-1} is present in both garnet and clinopyroxene grains and can be related to rutile inclusions. Nevertheless, its contribution is low and it does not change significantly the total water concentration if we consider it or not.

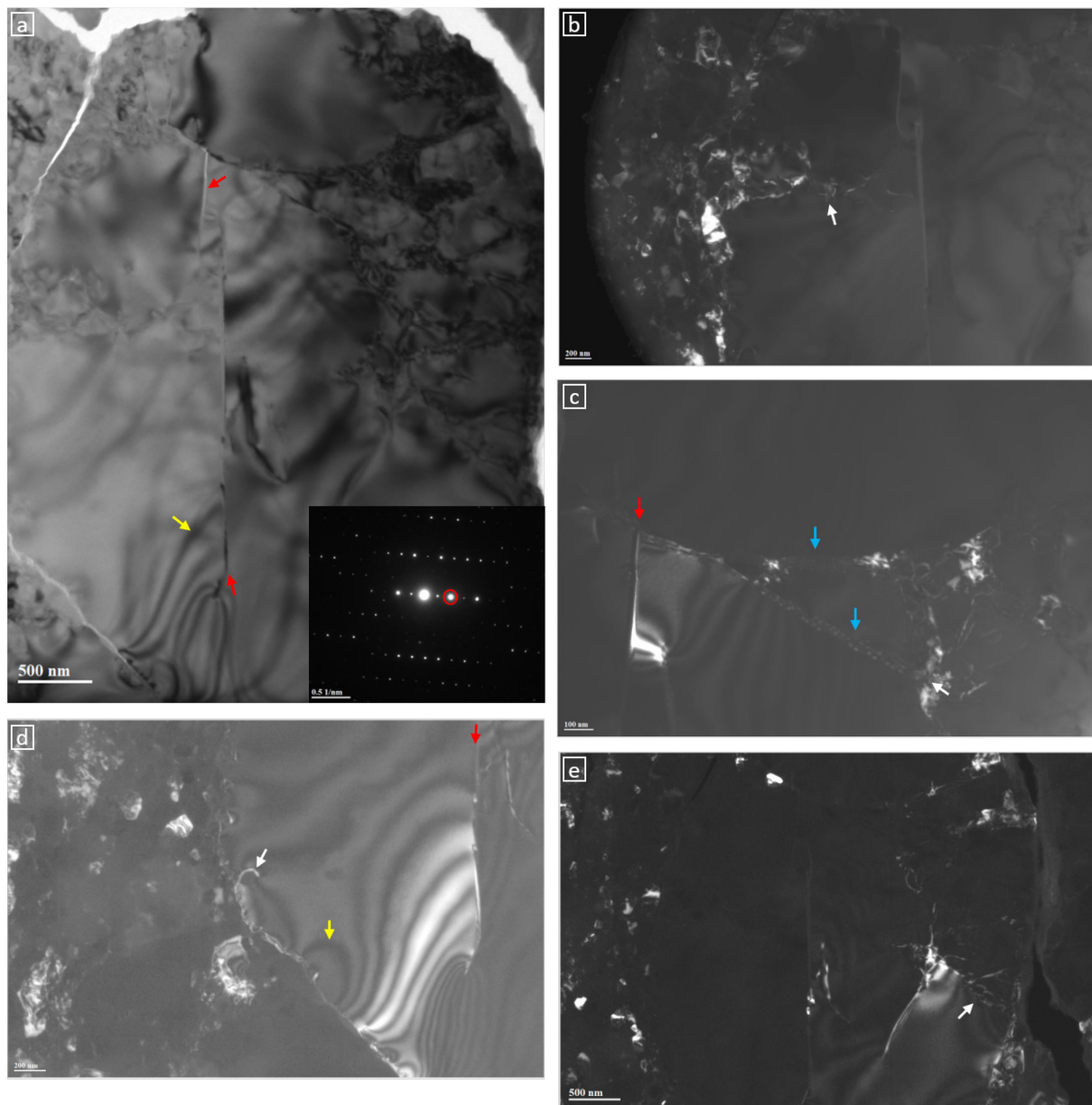


Figure 4.S5 : a) Bright field image of a garnet grain with microcracks (red arrows) and local misorientations (yellow arrow). Zone of interest of the following images. Diffraction

pattern and plane (red circle) of the following dark field images. b) Garnet with dislocations (white arrow). c) Garnet with microcracks (red arrow) connected to subgrain boundaries (blue arrows). d) Garnet with microcrack (red arrow), dislocations at grain boundary (white arrow) and local misorientations (yellow arrow). e) Dislocations in the garnet grain (white arrows).

References

- Bell, D. R., Ihinger, P. D., & Rossman, G. R. (1995). Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxenes. *American Mineralogist*, 80(5-6), 465-474. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-607>
- Handy, M. R., Wissing, S. B., & Streit, L. E. (1999). Frictional–viscous flow in mylonite with varied biminerale composition and its effect on lithospheric strength. *Tectonophysics*, 303(1-4), 175-191. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00251-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00251-0)
- Hilairt, N., Guignard, J., Ferrand, T. P., Merkel, S., Raterron, P., Ildefonse, B., Fadel, A., & Crichton, W. (2024). Stress Balance in Synthetic Serpentinized Peridotites Deformed at Subduction Zone Pressures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 129(3), e2023JB028073. <https://doi.org/10.1029/2023JB028073>
- Okazaki, K., & Hirth, G. (2020). Deformation of mafic schists from subducted oceanic crust at high pressure and temperature conditions. *Tectonophysics*, 774, 228217. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228217>
- Shimada, M., Cho, A., & Yukutake, H. (1983). Fracture strength of dry silicate rocks at high confining pressures and activity of acoustic emission. *Tectonophysics*, 96(1-2), 159-172. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90248-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90248-2)

3. Résumé de la discussion, remarques et conclusion de l'article

3.1 Résumé de la discussion

Avec 55 % vol. de grenat ou moins, les agrégats biphasés se déforment de manière semi-fragile. Le fluage cataclastique du grenat est un des mécanismes de déformation majeur, induisant une réduction de la taille de grains qui affecte le grenat et le clinopyroxène. Le grenat semble se déformer localement par recristallisation dynamique, par bourgeonnement de grains ronds nanométriques en bordures de clastes sous forte contrainte, observés au MET (similaire à [Stripp & Kunze, 2008](#)). La recristallisation peut être suivie, avec l'augmentation de la déformation par des mécanismes de déformation sensibles à la taille de grain tel que le GBS dans le grenat ([Storey & Prior, 2005](#) ; [Zhang & Green, 2007](#) ; [Bestmann et al., 2008](#) ; [Rogowitz et al., 2023](#)). Cependant nos observations ne permettent pas de déterminer si le GBS est assisté par le fluage diffusion ou le fluage dislocation ([Hansen et al., 2011](#) ; [Hansen et al., 2012](#) ; [Ohuchi et al., 2015](#) ; [Miranda et al., 2016](#) ; [Wiesman et al., 2023a](#)). Le grenat participe à la formation d'une foliation, de par l'allongement de grains individuel et d'amas de grains. Dans cette étude où la teneur en eau est faible, et la déformation semi-fragile, l'aplatissement du grenat et sa participation dans la mise en place d'une foliation ont pu être induits par la rotation rigide, la recristallisation dynamique, et peut être par GBS sous de forts niveaux de contrainte (similaire à [Rogowitz et al., 2023](#)).

Le clinopyroxène forme une matrice majoritairement visqueuse dans les agrégats avec 55 % vol. grt ou moins. Le clinopyroxène forme une fabrique SL à l'échelle de l'ESBD, et une dispersion de la CPO est observée dans les zones à grains fins à l'échelle du MET. Le clinopyroxène se déforme par le fluage dislocation assisté par le recouvrement et la recristallisation dynamique, mécanismes de déformation couramment proposés pour la déformation d'éclogites naturelles ou expérimentales ([Bascou et al., 2001](#) ; [Zhao et al., 2005](#) ; [Zhang & Green, 2007](#) ; [Rehman et al. 2015](#) ; [Keppler et al 2016](#) ; [Kim et al., 2018](#) ; [Rehman et al., 2023](#), [Rogowitz et al., 2023](#)). La matrice fine de clinopyroxène semble pouvoir se déformer par GBS, potentiellement assisté par la mobilité de dislocations (disGBS) ([Hansen et al., 2011](#) ; [Miranda et al., 2016](#)). Ici, à 820°C, le clinopyroxène peut être partiellement fracturé lorsqu'il est adjacent aux clastes de grenat, tandis qu'à plus haute température ([Rogowitz et al., 2023](#) ; [Zhang & Green, 2007](#)) la matrice de clinopyroxène n'est presque pas affectée.

Cette fracturation locale induite par le fluage cataclastique du grenat sur le clinopyroxène amène aussi à une réduction de taille de grains. Des zones de broyage peuvent être observées, comprenant des grains micro- à nanométriques de clinopyroxène, pouvant présenter une forte déformation intracristalline. Ces observations ont été interprétées pour l'échantillon à 55% vol. grt comme dû au blocage des clastes rigides de grenat (Cartes et al., 1998 ; Beall et al., 2019b) amenant à une augmentation de la contrainte et de la déformation fragile locale, tandis que la majorité de la matrice de clinopyroxène conserve un comportement visqueux.

A forte teneur en grenat (i.e. 85 % vol. grt), l'ensemble de l'agrégat se déforme de manière fragile. Le grenat présente un fort réseau de fracture, ainsi que le clinopyroxène qui est fortement fracturé avec une très faible voire pas de déformation intracristalline.

La contrainte augmente avec l'augmentation de la fraction volumique de grenat, comme établi dans des précédentes expériences (Jin et al., 2001 ; Zhang & Green, 2007 ; Rogowitz et al., 2023). Dans cette étude, la résistance de l'agrégat reste plutôt constante jusqu'à 55 % vol. grt, tandis qu'elle augmente linéairement dans des précédentes études (Zhang & Green, 2007 ; Rogowitz et al., 2023). En comparaison aux précédentes études à >1000°C, ici à plus basse température (820°C) les processus frictionnels accommodent une grande partie de la déformation. Cette étude in-situ met en lumière le partitionnement des contraintes, avec de plus grandes contraintes dans le grenat que le clinopyroxène. Le contraste de résistance entre les phases est faible, estimé à 2.34 d'après les mesures in situ. Le clinopyroxène semble ainsi suffisamment fort pour appliquer une contrainte sur le grenat même s'il se déforme dans le domaine visqueux, et le grenat isolé peut fracturer au sein d'une matrice fine, qui est en accord avec des modèles récents (Ioannidi et al., 2022 ; Angiboust et al., 2024 ; Maitre et al., 2024). Ce serait la matrice de clinopyroxène qui contrôlerait la déformation de l'agrégat (Yamato et al., 2019 ; Maitre et al., 2024), permettant l'accommodation de la déformation par les deux phases.

Un adoucissement mécanique a lieu dans les agrégats de 15 à 55 % vol. grt, caractérisé par une diminution de la contrainte dans le grenat et le clinopyroxène, et plus marqué à faible teneur en grenat. Le clinopyroxène flue plus tôt que le grenat, comme prédit dans les modèles de Yamato et al., (2019) et Rogowitz et al., (2023). Les mécanismes d'adoucissement sont le fluage cataclastique (principalement le grenat), la

recristallisation dynamique (principalement le clinopyroxène) et potentiellement le GBS, et/ou la redistribution des contraintes au sein de la matrice de clinopyroxène (Beall et al., 2019a). Avec le comportement frictionnel-visqueux de nos agrégats, un affaiblissement structural est favorable (Yamato et al., 2019).

A 85 % vol. grt, un adoucissement mécanique n'est pas observé et le taux de déformation est plus lent jusqu'en fin de déformation, contrairement à Rogowitz et al., (2023). Le fluage cataclastique ne semble plus assez efficace pour permettre un adoucissement mécanique. Quand le durcissement a lieu, l'écart de contrainte entre le grenat et le clinopyroxène augmente. Un durcissement par augmentation des contraintes résiduelles est propable (Lawn & Marshall, 1997 ; Mitchell & Hirth, 1991 ; Salem et al., 2003 ; Salem et al., 2006 ; Brantut, 2025), dû au blocage des clastes de grenat (Cates et al., 1998 ; Beall et al., 2019a).

L'augmentation du taux de déformation amène à un décalage de la transition fragile-ductile vers de plus hautes températures. Dans cette étude, pour des expériences à 820 °C et un taux de déformation de l'ordre de 10^{-5} s^{-1} , nous nous situons proche de la transition fragile-ductile du clinopyroxène et dans le domaine frictionnel pour le grenat (Fig.4, Yamato et al., 2019). Or, ici le grenat peut se déformer par des mécanismes ductiles. Ainsi, en extrapolant à des contextes naturels, la transition fragile-ductile pourrait être étendue en dessous de 600°C, comme proposé par Philipps & Ji (2021), et l'effet de la seconde phase pourrait être pris en compte dans la transition fragile-ductile. La fracturation du grenat a été proposée dans les mélanges tectoniques comme un marqueur d'évènements sismiques (Hertgen et al., 2017 ; Locatelli et al., 2018 ; Broadwell et al., 2019a ; Rogowitz et al., 2024). Cette étude, à des taux de déformation non-sismiques (ca. 10^{-5} s^{-1}), montre que la déformation fragile ne requière pas des taux de déformation sismiques.

Cette étude peut s'apparenter à une croûte éclogitisée profonde, ca. 80 à 160 km de profondeur, avec des conditions P-T cohérentes avec des éclogites d'ultra-haute pression. Les éclogites ou roches riches en clinopyroxène peuvent être le lieu de l'affaiblissement mécanique et de la localisation de la déformation, et affecter la dynamique de subduction à l'interface de plaques. Un changement de mécanismes de déformation sensible à la taille de grains qui participe à l'adoucissement mécanique est en accord avec l'inversion du contraste de viscosité entre la croûte océanique et le coin mantellique comme proposé par Agard et al., (2016), qui impacte la pénétration du

panneau plongeant (Agard et al., 2016 ; Angiboust et al., 2011 ; Agard et al., 2018).

L'adoucissement mécanique n'a pas lieu dans nos expériences pour une roche riche en grenat (>55 % vol. grt), et pourrait nécessiter de plus grandes déformations. D'après nos résultats et des précédentes études, les couches riches en grenat seraient plus sujet à créer une amplification de la contrainte (Hawemann et al., 2019a ; Zertani et al., 2025), contrairement aux couches riches en clinopyroxène où la matrice peut plus facilement accommoder la déformation.

L'hydratation peut être un mécanisme d'adoucissement dans les éclogites (Zhang & Green, 2007 ; Zhao et al., 2005). La circulation de fluides dans les éclogites peut provenir des roches environnantes de la croûte océanique ou le manteau (Angiboust et al., 2012 ; Broadwell et al., 2019a ; Locatelli et al., 2019). Dans cette étude nous démontrons que les éclogites peuvent être fortement fracturées sous des conditions sèches sans devoir impliquer une forte pression de fluides entre les pores et un grand taux de déformation sismique (Angiboust et al., 2024) ou encore des processus de déshydratation (Hacker et al., 2003 ; Locatelli et al., 2019 ; Rogowitz et al., 2024 ; Bukala et al., 2024).

3.2 Remarques

Ces expériences nous ont permis de mettre en évidence la complexité de la déformation dans le régime fragile-ductile au sein des éclogites. Cependant nous ne sommes pas en l'état d'avancer si le fluage dislocation ou le fluage diffusion était actifs pendant la déformation. Avec une matrice fine nanométrique, le fluage diffusion pourrait être plus favorablement actif, mais nous n'avons pas relevé d'indices en ce sens. D'avantages observations au MET permettraient de trancher sur nos hypothèses. De plus, après l'observations au MET de nos microstructures et discussions avec Ahmed Addad, ingénieur de recherche à l'UMET, une observation d'échantillons *post mortem* sur des expériences arrêtées en début de déformation (e.g. ϵ ca. 5-10%) apporterait des éléments supplémentaires d'interprétation. En effet, la connaissance du comportement mécanique à nos conditions expérimentales nous permettrait d'observer les microstructures pendant la période de durcissement ou juste après avoir atteint le pic de contrainte, pour pouvoir observer la densité de dislocation. Ces observations permettraient aussi dévaluer si le broyage manuel du clinopyroxène et l'étape de mise sous pression affecterait la mise en place de la fabrique, avec une fabrique qui ne serait pas parfaitement aléatoire avant la déformation. De plus, des expériences hydratées

pourraient permettre d'investiguer davantage l'effet de l'hydratation sur les niveaux de contraintes in-situ et la résistance des éclogites.

3.3 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons démontrés que la distribution des contraintes est hétérogène dans les agrégats biphasés pour nos conditions expérimentales et que les variations de niveaux de contrainte dépendent de la fraction volumique des phases pour une température et pression identiques. Les contraintes différentielles sont plus grandes dans le grenat que le clinopyroxène et les contraintes augmentent avec la fraction volumique en grenat. Le grenat et le clinopyroxène se déforment dans le régime semi-fragile dans les agrégats où le grenat ne domine pas largement, i.e. 55 % vol. grenat et moins. Le fluage cataclastique et la rotation de sous-grains et recristallisation dynamique sont les principaux mécanismes de déformation. Ces mécanismes amènent à une diminution de la taille de grain dans le grenat et le clinopyroxène, permettant l'activation de mécanismes sensibles à la taille de grains tel que le glissement aux joints de grains dans la matrice fine de clinopyroxène. Le clinopyroxène contrôle l'accommodation de la déformation jusqu'à 55 % vol. de grenat dans l'agrégat. L'adoucissement des contraintes ayant lieu dans l'ensemble de l'agrégat, le grenat et le clinopyroxène sont tous deux actifs dans l'accommodation de la déformation dans les agrégats biphasés dominés par le clinopyroxène (55 % vol. grenat et moins). A grande fraction volumique en grenat, l'ensemble de l'agrégat biphasé se déforme de manière fragile et subit un durcissement. La fracturation du grenat, en comparaison avec les nombreuses études l'associant à des évènements de taux de déformation rapides et/ou saturation de fluides, peut avoir lieu sous des conditions anhydres et des taux de déformation proches de ceux des glissements lents dans les parties profondes des zones de subduction.

V. Etude morphologique et topologique des microstructures et leurs évolutions sur des agrégats biphasés déformés par torsion : résultats et discussions préliminaires

« La patience est la mère de la science et la belle-mère de la démence »

Carlos Ruiz Zafón

Sommaire

V. Etude morphologique et topologique des microstructures et leurs évolutions sur des agrégats biphasés déformés par torsion : résultats et discussions préliminaires	199
1.Introduction	201
2. Résultats	202
2.1 Analyse visuelle	202
2.2 Etude morphologique et topologique des clusters via paramètres de formes et données statistiques.....	205
2.2.1 Aire.....	205
2.2.2 Aspect ratio.....	209
2.2.3 Orientation	213
2.2.4 Solidité	214
2.2.5 Squelette.....	217
2.3 Etude morphologique et topologique via les fonctions <i>2-point probability</i> et <i>2-point cluster</i>	223
2.4 Résultats préliminaires des données SEM-EBSD avec l'échantillon G85.....	228
3 Discussion	232
3.1 Formation d'une foliation	232
3.2 Mise en place et évolution de la fabrique S-C' avec la déformation.....	232
3.3 Evolution de la microstructure LBF vers IWL avec la déformation	234
3.4 Adoucissement mécanique et localisation de la déformation induits par la fabrique	235
3.5 implications pour les éclogites en subduction profonde ou collision.....	236
4. Conclusion	237
5. Perspectives	238

1.Introduction

Dans le chapitre précédent, l'effet de la fraction volumique sur la distribution des contraintes et les mécanismes de déformation des agrégats déformés par cisaillement pur ont été étudiés et discutés. Après avoir mis en lumière les microstructures formées par un réseau de phase mécaniquement faible ou forte (Handy 1990, 1994), une question reste en suspens : comment ces microstructures se mettent en place et évoluent au cours de la déformation (figure 5.1) ?

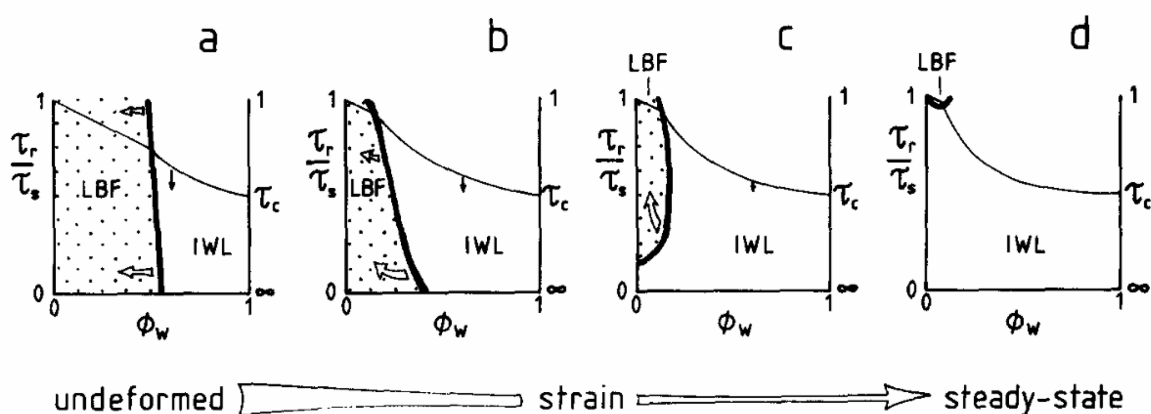


Figure 5.1 : Schématisation de l'évolution des champs de LBF et IWL avec la déformation dans des diagrammes de stabilité structurale, de Handy (1994). a) Etat non-déformé, b) faible déformation, c) déformation intermédiaire, d) état stationnaire. Les flèches indiquent le mouvement dépendant de la déformation de la limite LBF-IWL (trait épais) et le contour normalisé du contraste de résistance de la roche (trait fin). La quantité de phase faible est sur l'axe des abscisses et le rapport de résistance mécanique de la roche sur la résistance mécanique de la phase forte en ordonnées.

Des expériences de torsion ont été menées à des conditions similaires à celles en cisaillement pur et avec plusieurs fractions volumiques de phase. Les expériences sont combinées avec la tomographie par absorption de rayons X in situ, permettant de reconstruire nos échantillons en 2D et 3D sur plusieurs étapes de déformation (voir III.3). Ce chapitre aborde les résultats préliminaires des microstructures 2D d'agrégats déformés par torsion afin d'améliorer notre compréhension de la mise en place d'une fabrique, la localisation de la déformation et l'évolution des microstructures au cours de la déformation dans un contexte de zone de convergence profonde.

2. Résultats

Les résultats de ce chapitre reposent sur l'étude morphologique et topologique 2D des clusters utilisant les sections déroulées. Les sections sont des images binaires pourvues de clusters, i.e. des amas de grains d'une même phase. Une étude morphologique et statistique peut être faite sur ces sections grâce à la squelettisation des clusters et la détection des ellipses des clusters (voir III.3 pour l'acquisition des données). Le nom des agrégats est raccourci dans le texte par rapport à leurs % volumique de grenat, soit G85, G70 et G30 pour les agrégats à 85, 70 et 30 % volumique de grenat, respectivement. La phase observée sur les images et les paramètres en découlant est celle la moins présente dans l'échantillon. Ainsi le grenat est étudié sur l'agrégat G30 et le clinopyroxène sur les agrégats G70 et G85. Comme dans le précédent chapitre, le grenat est mis en valeurs par du rouge et le clinopyroxène par du vert dans les figures pour indiquer la phase observée.

2.1 Analyse visuelle

La répartition des phases dans les agrégats est globalement homogène avant déformation (figure 5.2.a, figure 5.2.a et figure 5.2.a). Avec la déformation par torsion un aplatissement des clusters est observé, marquant une foliation. Des zones de cisaillements de type C' se forment sur la totalité de la hauteur des sections déroulées à partir de 90° de torsion (flèches et lignes rouges, figure 5.2, figure 5.3 et figure 5.3). Ces cisaillements sont formés à la fois par le grenat (figure 1) et le clinopyroxène (figure 5.3 et figure 5.4). Les cisaillements C' sont obliques de 18 à 23°, avec un angle entre la bande C' et la foliation S compris entre 5 et 19° (flèches et lignes rouges, figure 5.2c, figure 5.2b et 5.2c, figure 5.2b et 5.2c). Les bandes C'-S sont plus définies par le clinopyroxène dans G70 que les autres échantillons, avec une bande C' plus continue et une foliation marquée par des plus gros clusters (figure 5.3). Une rotation de la foliation est observée à proximité des bandes C' (flèches bleues, figure 5.2c, figure 5.3b et figure 5.4b, 5.4c). De nombreuses structures de boudins sont observées sur les sections déformées (flèches jaunes, figure 5.2b, 5.2c et 5.2d, figure 5.2b et 5.2c et figure 5.4b, 5.4c et 5.4d). Les sections à 90° de torsion de G30 et à 135° de torsion de G85 ont moins de phase et des clusters plus petits, pouvant être dû à une hétérogénéité locale de la répartition des phases sur la section sélectionnée (figure 5.2b et figure 5.4c).

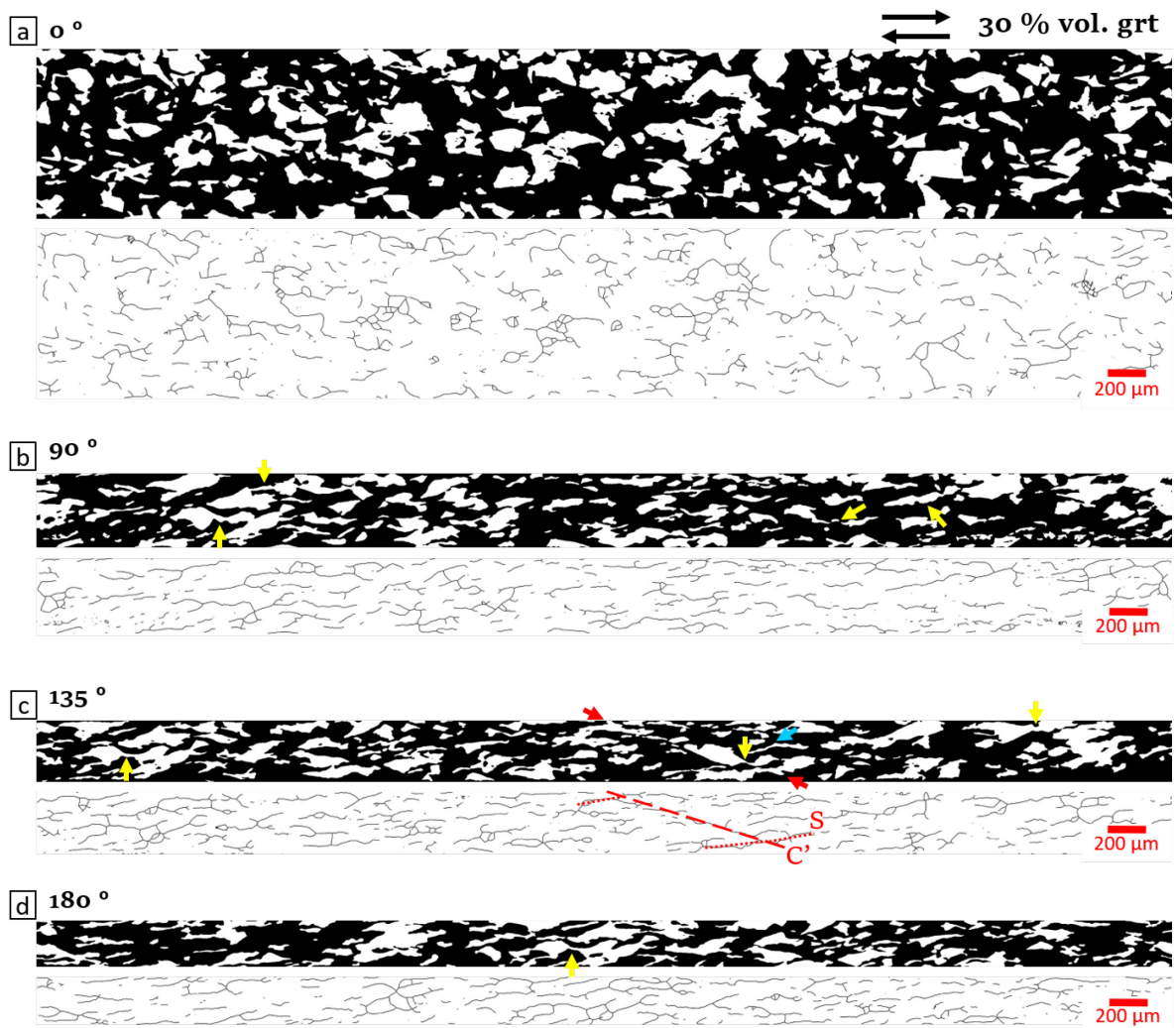


Figure 5.2 : Sections déroulées avec aire des clusters et squelette de l'échantillon G30 à a) 0° , b) 90° , c) 135° et d) 180° de torsion. Les sections présentent des structures de bandes de cisaillement C'-S (flèches et annotations rouges: C' - trait en tirets épais, S - trait pointillé fin), pouvant à proximité dévier la foliation (flèches bleues). Quelques structures de boudinages sont indiquées (flèches jaunes). Echelle identique pour les paires d'images. La hauteur des échantillons diminue avec la déformation en raison du rapprochement des enclumes, et réduit la section de l'image à analyser.

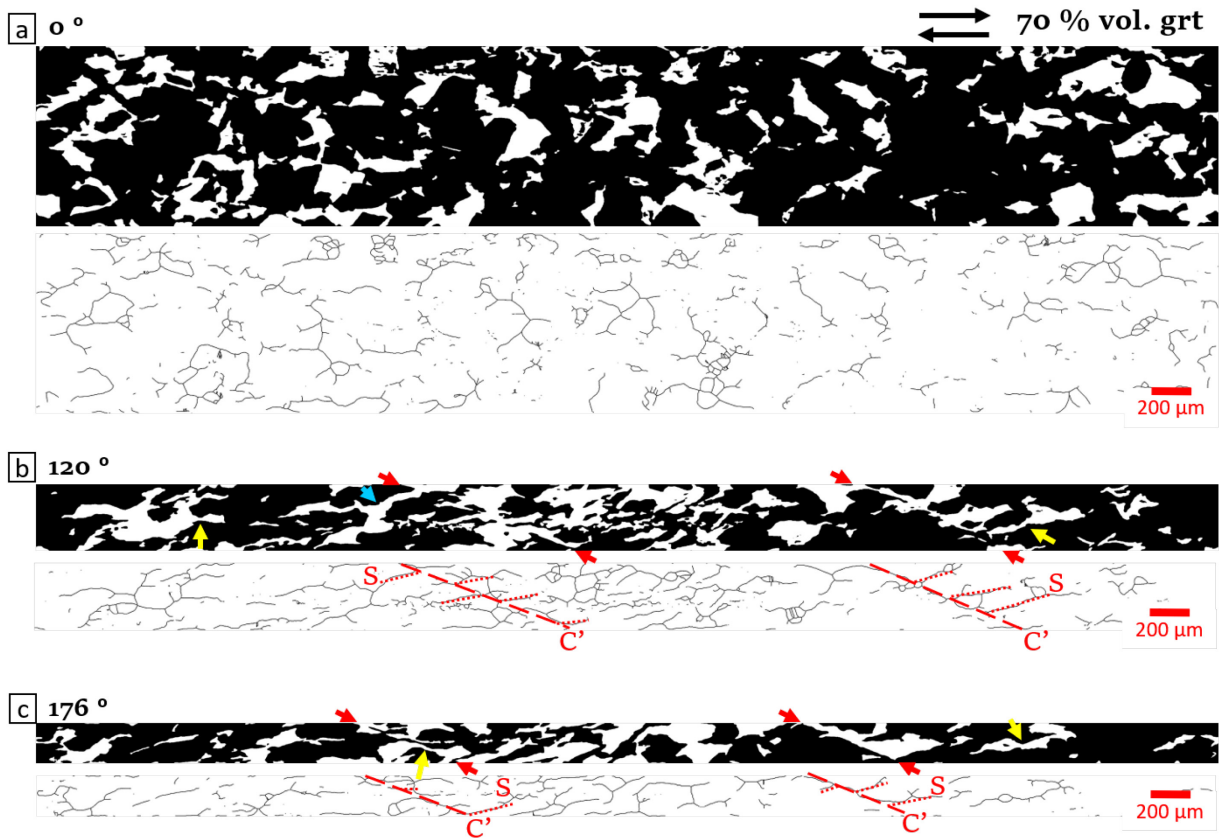


Figure 5.3 : Sections déroulées avec aire des clusters et squelette de l'échantillon G70 à a) 0° , b) 120° , c) 176° de torsion. Les sections présentent des structures de bandes de cisaillement C'-S (flèches et annotations rouges: C' - trait en tirets épais, S - trait pointillé fin), pouvant à proximité dévier la foliation (flèches bleues). Quelques structures de boudinages sont indiquées (flèches jaunes). Echelle identique pour les paires d'images. La hauteur des échantillons diminue avec la déformation en raison du rapprochement des enclumes, et réduit la section de l'image à analyser.

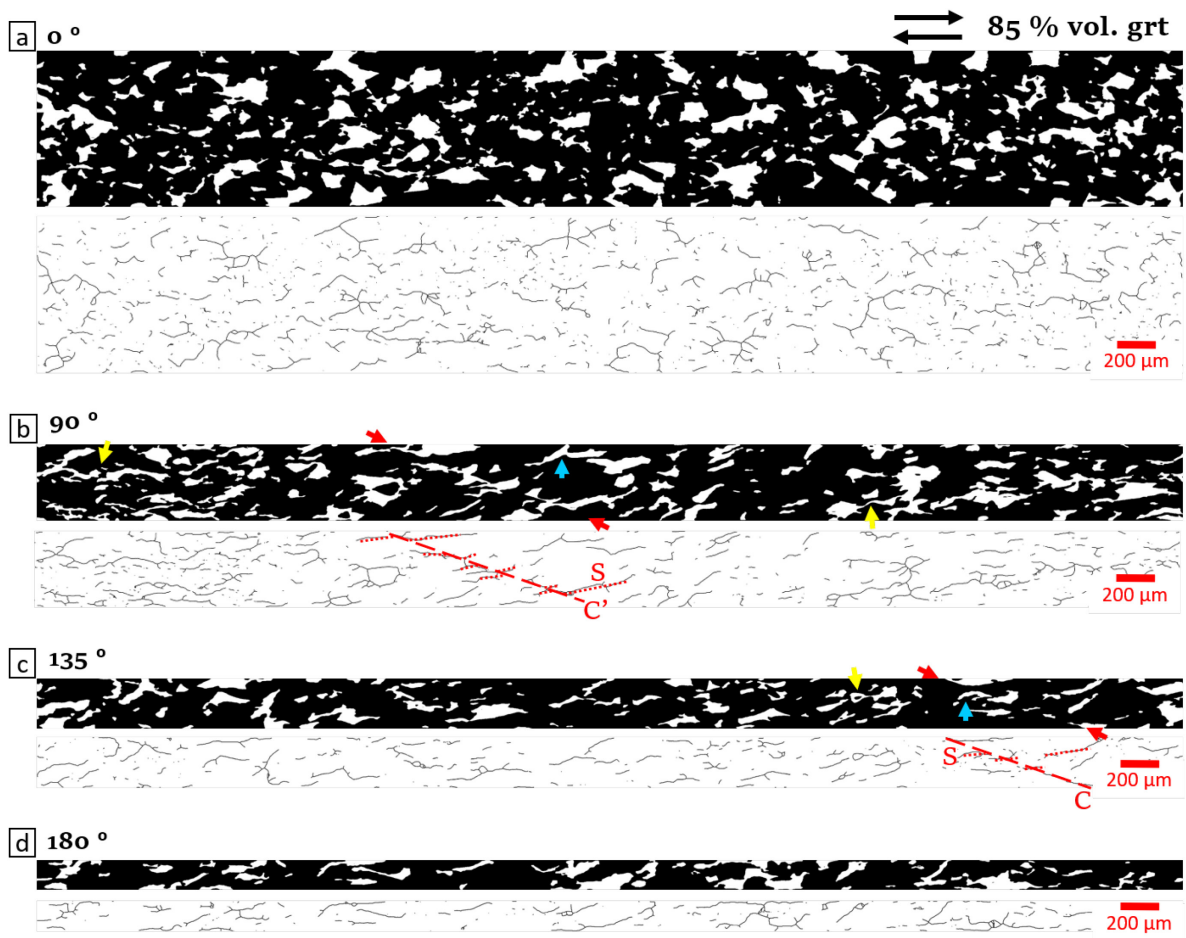


Figure 5.4 : Sections déroulées avec aire des clusters et squelette de l'échantillon G85 à a) 0° , b) 90° , c) 135° et d) 180° de torsion. Les sections présentent des structures de bandes de cisaillement C'-S (flèches et annotations rouges: C' - trait en tirets épais, S - trait pointillé fin), pouvant à proximité dévier la foliation (flèches bleues). Quelques structures de boudinages sont indiquées (flèches jaunes). Echelle identique pour les paires d'images. La hauteur des échantillons diminue avec la déformation en raison du rapprochement des enclumes, et réduit la section de l'image à analyser.

2.2 Etude morphologique et topologique des clusters via paramètres de formes et données statistiques

2.2.1 Aire

En raison d'une diminution progressive de la hauteur des échantillons avec la déformation, l'aire des clusters A a été normalisée sur l'aire totale A_{tot} de la phase observée (figure 5.5). L'aire normalisée A/A_{tot} des clusters est donc comprise entre 0 et 1, avec une majorité distribuée entre 0 et 0.4. Quelques valeurs ponctuelles entre 0.4 et 1 sont mesurées avant déformation. Au cours de la déformation le nombre de valeurs de

A/A_{tot} comprises entre 0.4 et 1 augmente (figure 5.5). Avant déformation G85 a un rapport A/A_{tot} moyen, médian et maximal plus petit que les échantillons G70 et G85 (figure 5.6a, 5.6b, 5.6.c et 5.7). Le rapport A/A_{tot} moyen et médian augmente avec l'augmentation de la torsion pour l'ensemble des échantillons (figure 5.6a, 5.6b et 5.6.c). A partir de 90° de torsion, un partitionnement à lieu avec une augmentation plus forte du rapport à 15% et 30% volumique de clinopyroxène (i.e. G85 et G70) qu'à 30% volumique de grenat. A/A_{tot} est deux fois plus grand en fin de déformation pour le clinopyroxène (i.e. dans G85 et G70) que le grenat dans G30. A/A_{tot} du plus gros cluster augmente aussi avec l'augmentation de la déformation, étant également plus important pour le clinopyroxène dans G70 et G85 que le grenat dans G30 (figure 5.7). Le plus grand cluster représente un peu plus de 10 % de l'aire totale du grenat pour G30, et entre 15% et 17% pour le clinopyroxène dans G70 et G85, respectivement (figure 5.7). Dans l'ensemble, le clinopyroxène a tendance à former des plus gros clusters avec l'augmentation de la déformation que le grenat, que ce soit pour une fraction identique de 30 % volumique ou pour une fraction moindre (i.e. 15%).

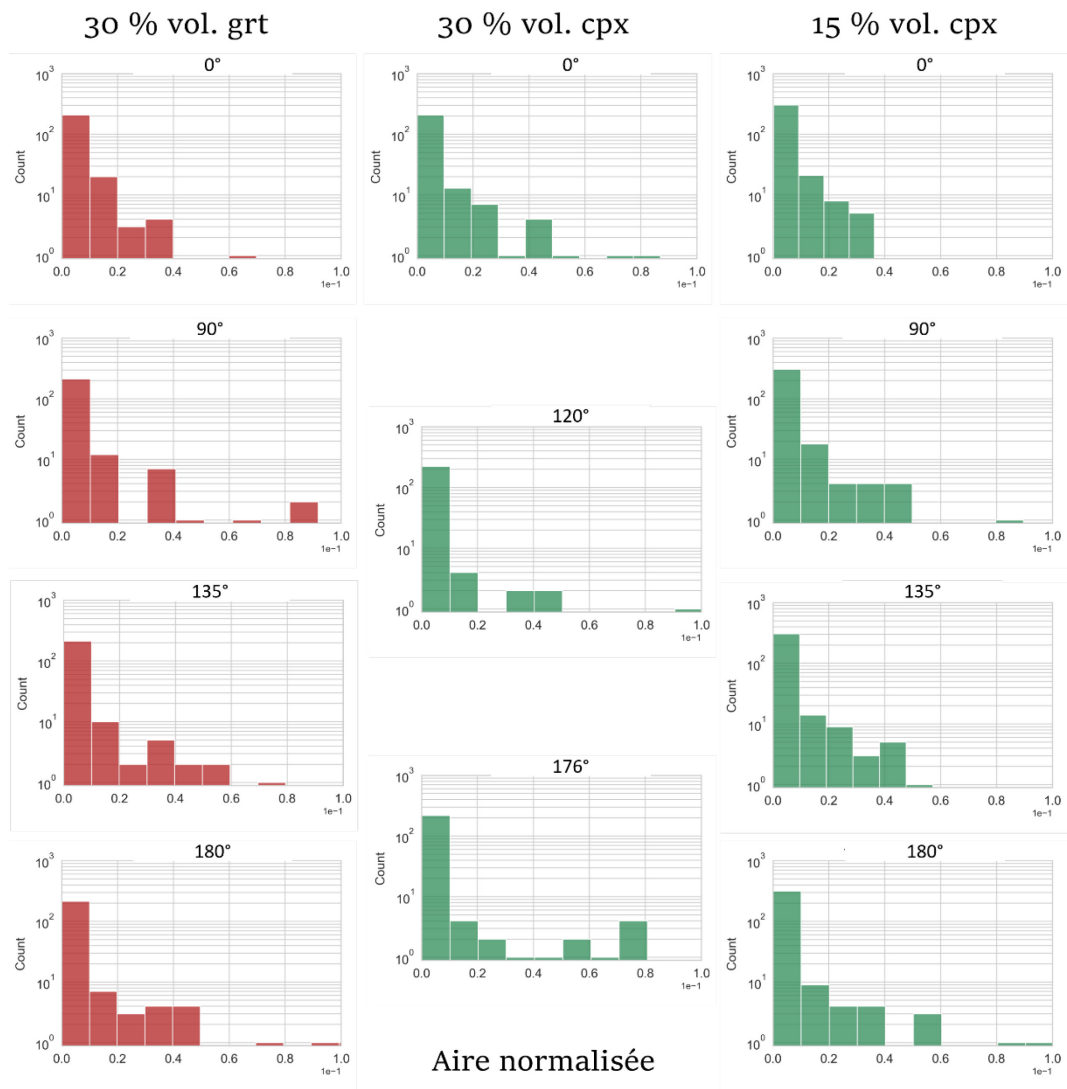


Figure 5.5 : Aire normalisée sur l'aire totale de la phase, des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).

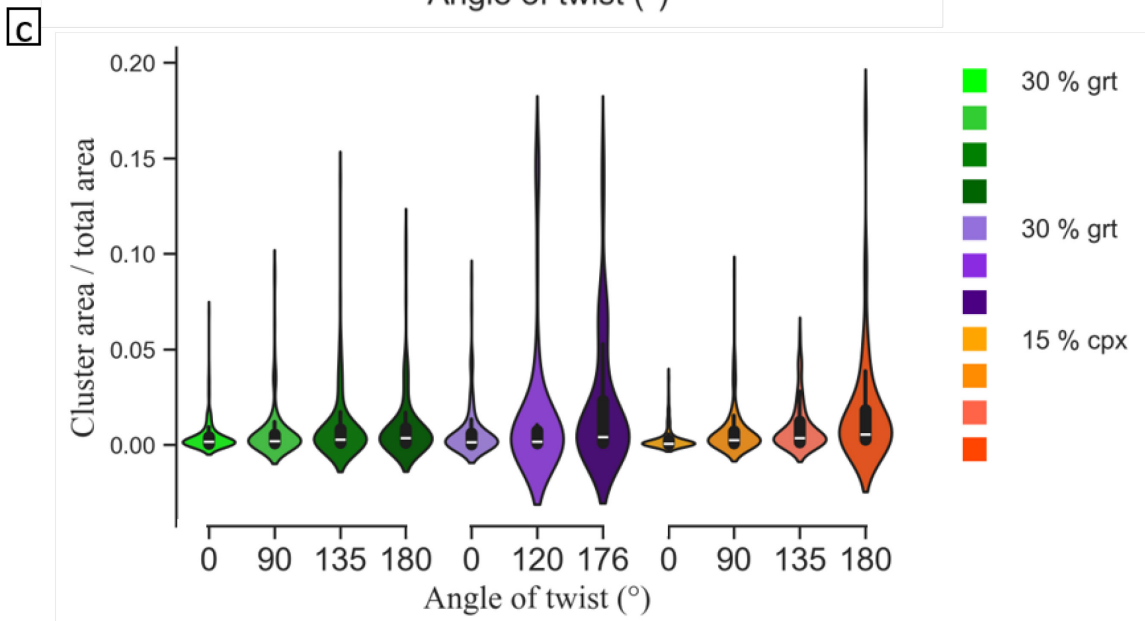
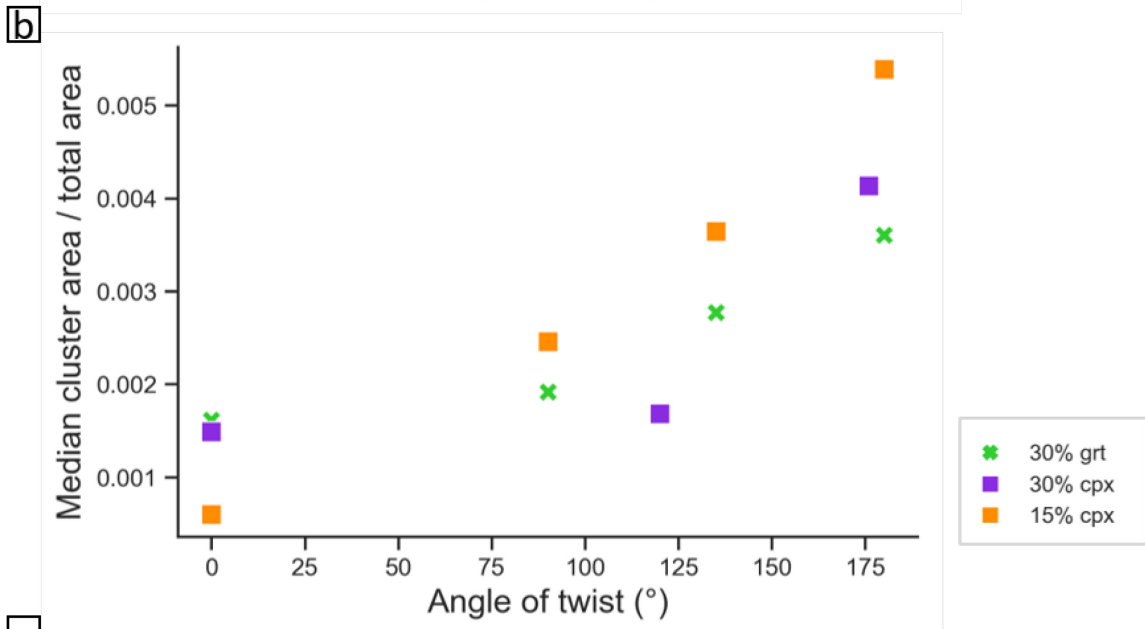
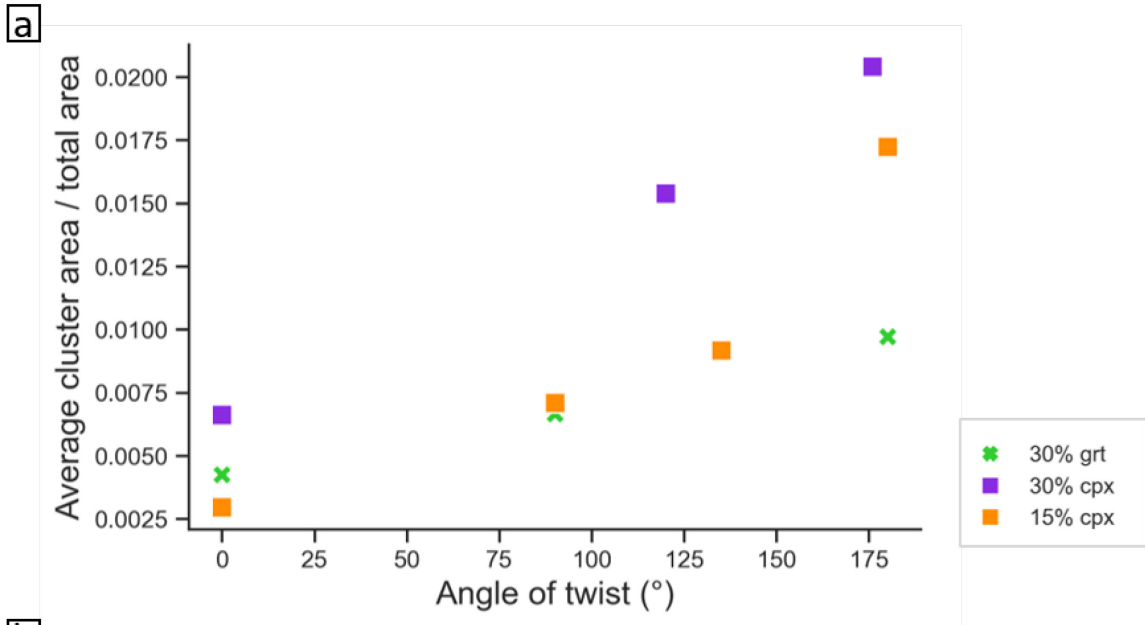


Figure 5.6 : Aire normalisée a) moyenne, avec valeurs maximale et minimale, et b) médiane sur l'aire totale des clusters de grenat (symbole - croix) et clinopyroxène (symbole - carré) en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange). c) Distribution de l'aire des clusters / l'aire totale de grenat et clinopyroxène en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange). Noter que l'axe des abscisses n'est ni continu ni linéaire et reprend à zéro pour chaque échantillons. La forme colorée contourée de noire contient la distribution totale des valeurs saisies par une estimation par noyau (appelé diagramme en violon). La boîte à moustache centrale comprend un trait noir centrale représentant la variation des données, une boîte centrale noire pour les quartiles et une bande blanche pour la médiane.

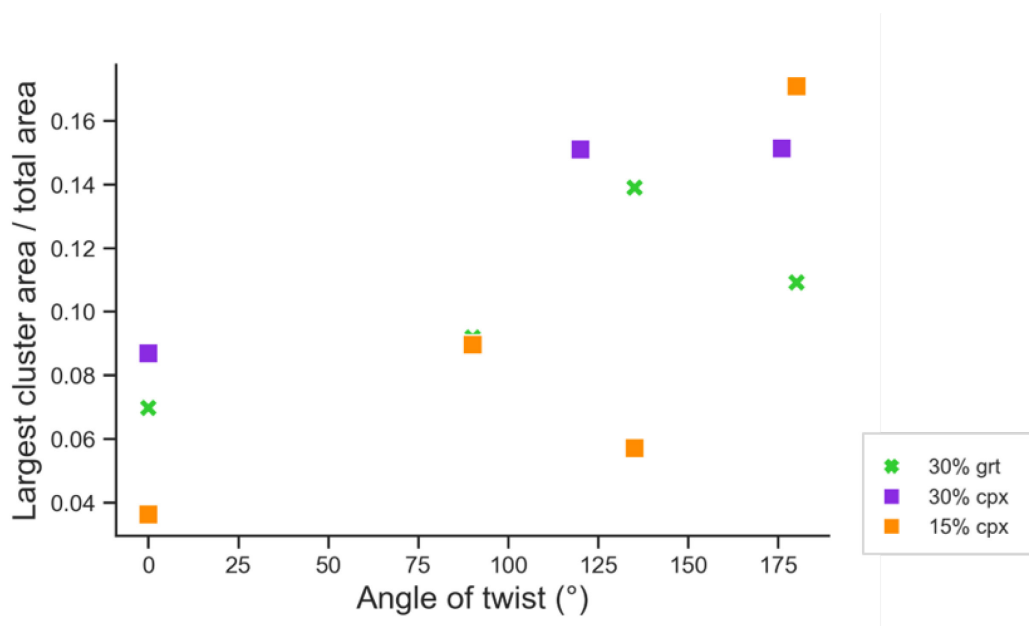


Figure 5.7 : Ratio de l'aire maximale sur l'aire totale des clusters de grenat (symbole - croix) et clinopyroxène (symbole - carré) en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange).

2.2.2 Aspect ratio

Des ellipses sont ajustées sur les clusters afin de quantifier leur élongation et orientation (voir III.3.5.3). A noter que les clusters n'ont subi aucun découpage de jonctions. Ces valeurs d'aspect ratio prennent donc en compte des clusters pouvant comprendre des jonctions fines et formes en boudins reliées sur plusieurs centaines de microns de long (figure 5.2, figure 5.3 et figure 5.4).

L'aspect ratio varie entre 1 et 10 avec quelques valeurs isolées entre 10 et 20 (figure 5.8). Dans G30 et G70 l'aspect ratio moyen augmente quasi-linéairement jusqu'à 180° de torsion. L'aspect ratio moyen augmente entre l'état avant déformation et la fin de la déformation de 2.34 à 4.74 pour G30, et de 2.69 à 4.82 pour G70. Dans G85 l'aspect ratio moyen des clusters de clinopyroxène augmente de 2.43 à 3.85 jusqu'à 90° de torsion puis tend à se stabiliser pour atteindre 4.05 à 180° de torsion (figure 5.9.a et 5.9.b). L'aspect ratio médian est proche de celui de la moyenne, pour une valeur initiale allant de 2.01 à 2.37 et en fin de déformation de 3.57 à 4.29 (Tableau 5.1).

Dans l'ensemble, l'aspect ratio augmente pour tous les agrégats, indiquant un aplatissement des clusters au cours de la déformation, avec des aspect ratios moyen initiaux vers 2.25 pour G30 et G85 et 2.7 pour G70. Les agrégats G30 et G70 ont en moyenne des clusters plus aplati que G85. Entre 120 et 135° de torsion un partitionnement se met en place entre les agrégats avec 15 et 30 % volumique de clinopyroxène (i.e. G70 et G85) et celui avec 30 % de grenat (i.e. G30). Les agrégats contenant 30% de phase (grenat ou clinopyroxène) atteignent en fin de déformation un aspect ratio moyen similaire, tandis qu'à 15 % de phase l'augmentation est moins importante en fin de déformation (figure 5.8 et figure 5.9).

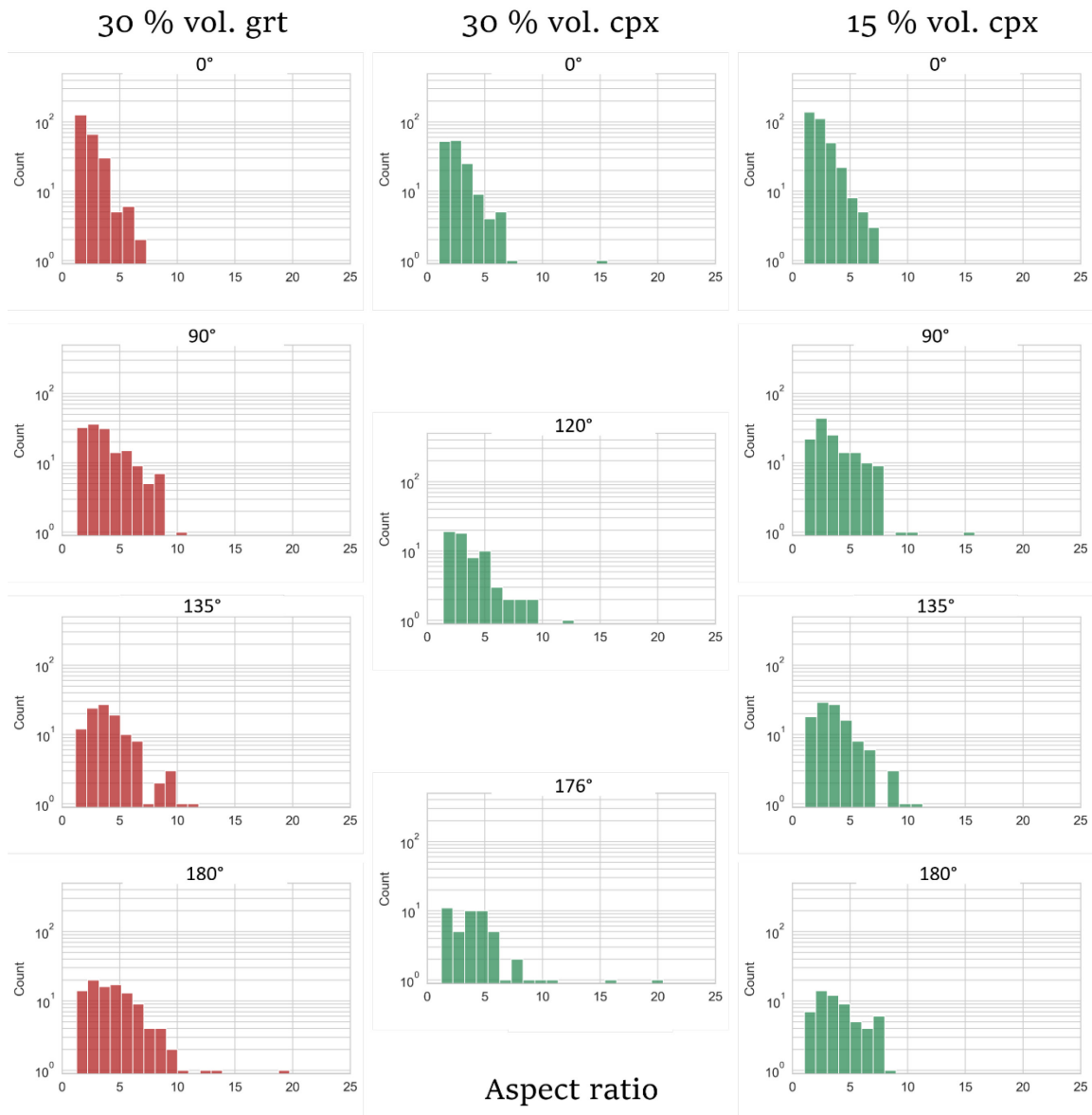


Figure 5.8 : Aspect ratio des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).

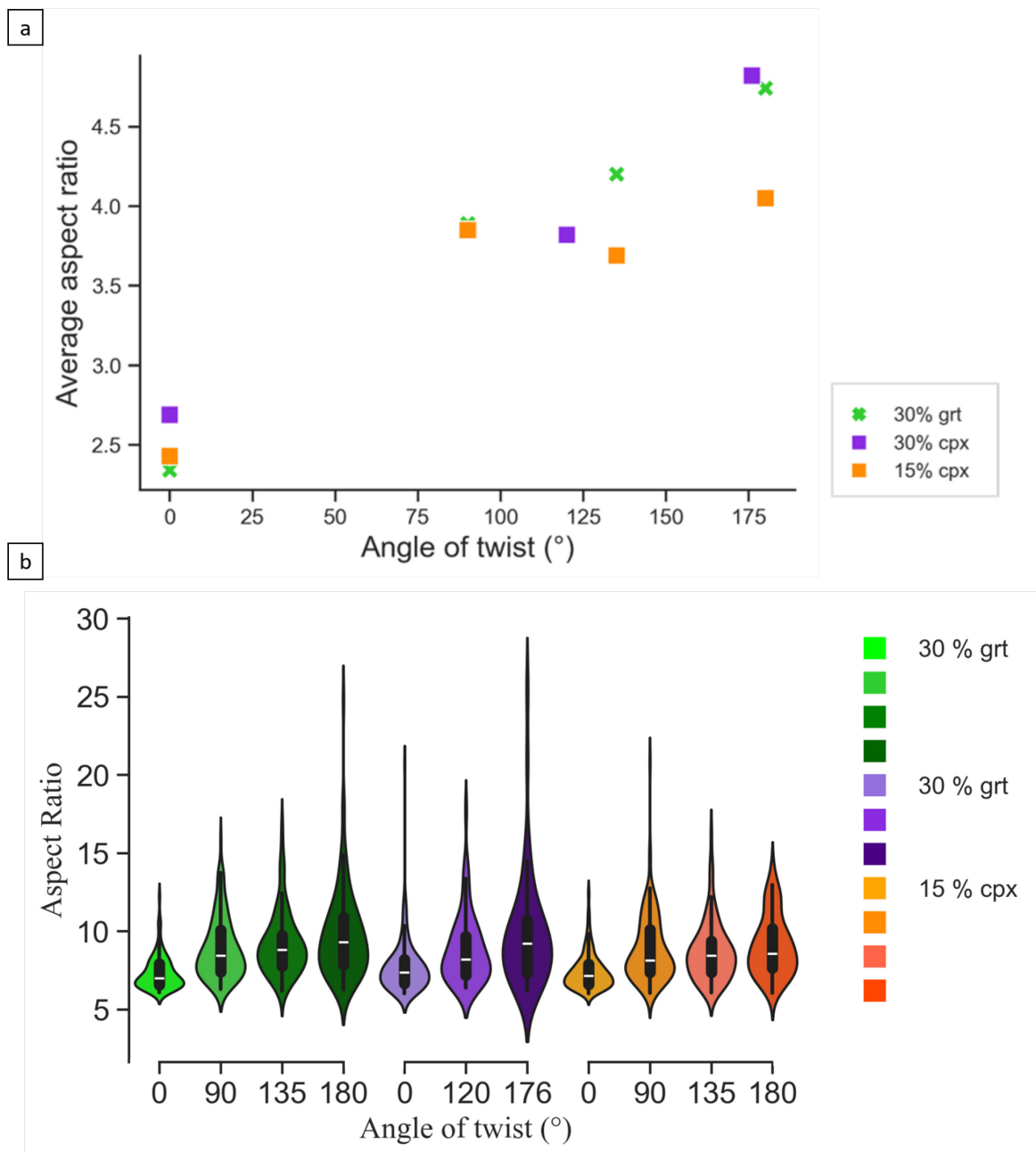


Figure 5.9 : a) Aspect ratio moyen des clusters de grenat (symbole – croix) et clinopyroxene (symbole – carré) en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange). b) Distribution de l'aspect ratio des clusters de grenat et clinopyroxène en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange). Noter que l'axe des abscisses n'est ni continu ni linéaire et reprend à zéro pour chaque échantillons. La forme colorée contourée de noire contient la distribution totale des valeurs saisies par une estimation par noyau (appelé diagramme en violon). La boîte à moustache centrale comprend un trait noir centrale représentant la variation des données, une boîte centrale noire pour les quartiles et une bande blanche pour la médiane.

Tableau 5.1 : Médiane de l'aspect ratio et solidité dans les trois échantillons aux différentes étapes de déformation.

Echantillon	Torsion (°)	Aspect ratio moyen	Aspect ratio médian	Aspect ratio minimal	Aspect ratio maximal
G30	0	2.34	2.01	1.08	7.33
	90	3.89	3.45	1.29	10.85
	135	4.20	3.82	1.17	11.86
	180	4.74	4.29	1.25	19.75
G70	0	2.69	2.37	1.03	15.64
	120	3.82	3.19	1.39	12.74
	176	4.82	4.20	1.21	20.48
G85	0	2.43	2.15	1.02	7.53
	90	3.85	3.15	1.03	15.82
	135	3.69	3.44	1.08	11.30
	180	4.06	3.57	1.03	8.99

2.2.3 Orientation

La distribution de l'orientation des clusters est réduite avec l'augmentation de la déformation (figure 5.10). Sans déformation, les clusters sont orientés de 0 à 90°, avec une majorité proche de 0°, soit à l'horizontale. En augmentant la déformation, les clusters sont orientés entre 0 et 45° avec une majorité orientée horizontalement pour tous les échantillons. L'agrégat G85 conserve une plus grande plage d'orientations, i.e. entre 45 et 90°, sur une plus grande quantité de déformation que les agrégats à 30% vol. de grenat (G30) ou de clinopyroxène (G70) (figure 5.10).

2.2.4 Solidité

La solidité caractérise la complexité de forme des clusters, avec une valeur de 1 pour une forme simple (e.g. rond) et une valeur proche de 0 pour une forme complexe, sinueuse. La solidité varie entre 0.1 et 0.4 pour tous les agrégats. Dès 90° de torsion la distribution de solidité tend à s'homogénéiser vers de plus petites valeurs (figure 5.11). Dans G30 la solidité moyenne avant déformation est de 0.81 et diminue jusqu'à 0.77 en fin de déformation. Dans G70 la solidité moyenne avant déformation est de 0.76 et diminue jusqu'à 0.74 en fin de déformation. Dans G85 la solidité moyenne avant déformation est de 0.80 et diminue jusqu'à 0.75 en fin de déformation. Les moyennes de solidité sont peu éloignées des médianes pour tous les échantillons, indiquant une distribution faiblement asymétrique (tableau 5.2). La légère diminution de la solidité avec une plus grande dispersion des valeurs indique une complexification des formes.

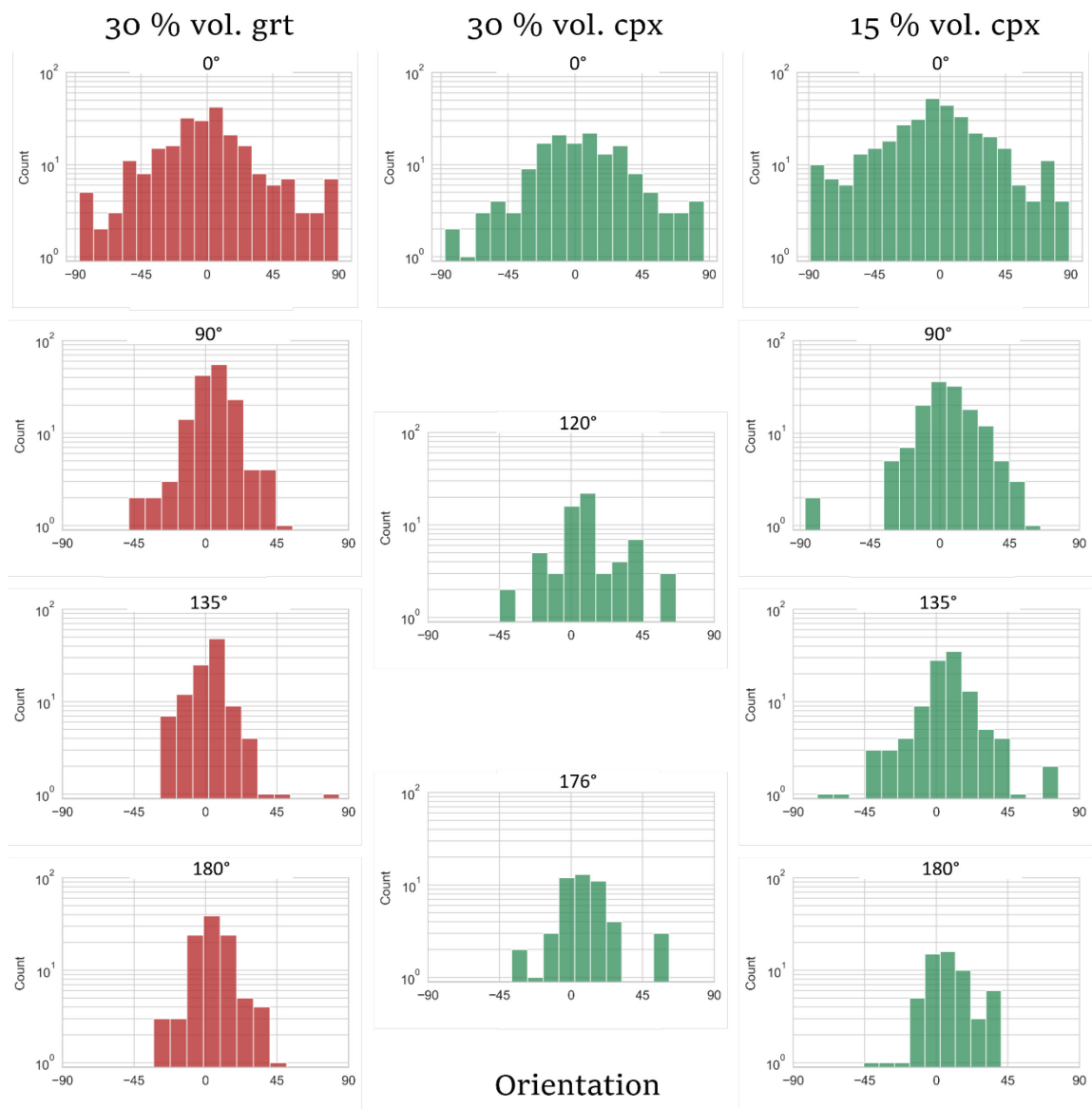


Figure 5.10 : Orientation des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).

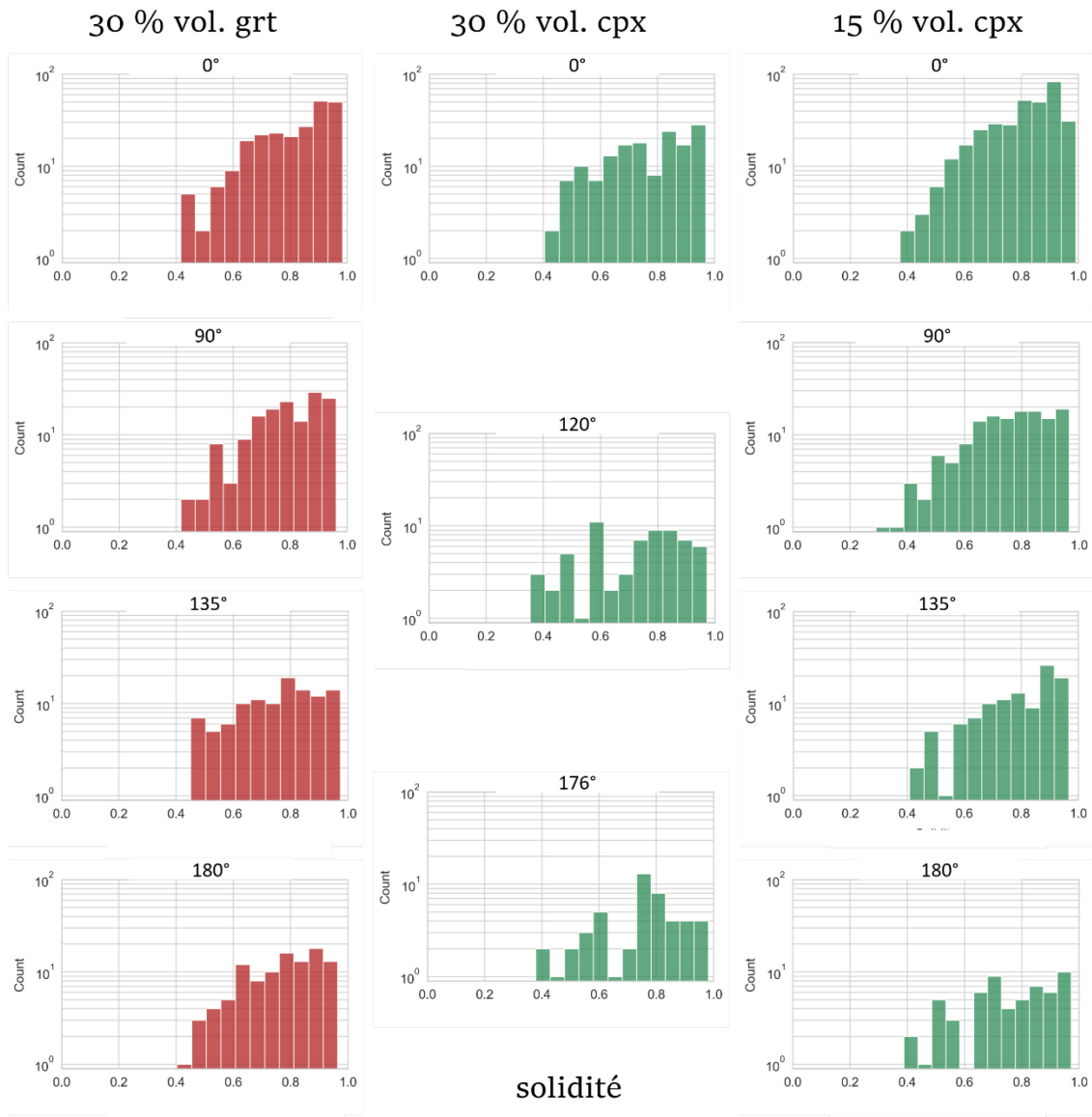


Figure 5.11 : Solidité des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).

Tableau 5.2 : Médiane de l'aspect ratio et solidité dans les trois échantillons aux différentes étapes de déformation.

Echantillon	Torsion (°)	Solidité moyenne	Solidité médiane	Solidité minimale	Solidité maximale
G30	0	0.81	0.0.85	0.42	0.98
	90	0.79	0.80	0.42	0.96
	135	0.76	0.78	0.45	0.97
	180	0.77	0.79	0.40	0.96
G70	0	0.76	0.77	0.40	0.97
	120	0.72	0.76	0.35	0.97
	176	0.74	0.76	0.38	0.98
G85	0	0.80	0.83	0.37	0.99
	90	0.75	0.77	0.29	0.96
	135	0.79	0.81	0.41	0.97
	180	0.75	0.77	0.39	0.97

2.2.5 Squelette

Le squelette d'un cluster est une structure qui réduit sa surface en une ligne centrale permettant d'étudier la topologie des clusters. L'étude du squelette est faite selon plusieurs paramètres : les longueurs de branches, une normalisation de la longueur par la longueur totale du squelette, ou une densité de branches (i.e. nombre de branche/mm³). Les branches mesurant moins de 13 μm, i.e. 10 pixels, ne sont pas prises en compte. Le calcul de ces divers paramètres est abordé en partie III.3.5.3. Les trois agrégats forment en plus grand nombre des petites branches au cours de la déformation (figure 5.12). Avec l'augmentation de la déformation la distribution de la densité du squelette s'élargit, avec quelques grandes valeurs ponctuelles (figure 5.12).

Le rapport de la longueur d'une branche sur la longueur totale du squelette (B/B_{tot}) et sa densité augmentent avec la déformation pour les trois échantillons (figure 5.13a et figure 5.14). Pour 30 % volumique de phase dans l'agrégat, le clinopyroxène a

tendance à développer des clusters plus gros que le grenat. Le rapport B/B_{tot} médian augmente aussi au cours de la déformation (figure 5.13b). La médiane met en avant une répartition inégale des longueurs de branche, avec une médiane basse en comparaison avec la moyenne. En effet bien qu'en moyenne les branches s'agrandissent au cours de la déformation, la majorité des branches restent petites (figure 5.12 et figure 5.14a). La large distribution des longueurs de branches rend difficile la représentation des données avec leurs paramètres statistiques tel qu'un écart-type (figure 5.14a). Le rapport B/B_{tot} de la plus longue branche augmente avec l'augmentation de la déformation pour les trois échantillons (figure 5.13c). En fin de déformation la plus grande branche représente plus de 10 % de la longueur totale du squelette. Le grenat dans G30 forme comme pour la longueur moyenne une longueur maximale de branche plus petite que le clinopyroxène dans G70 et G85 (figure 5.13c). Entre 120° et 135° de torsion un partitionnement de la déformation prend place jusqu'à la fin de l'expérience (figure 5.13a et 5.14). Le grenat est moins efficace que le clinopyroxène pour former des longues branches (figure 5.13a et 5.14). La foliation se développe ainsi mieux dans le clinopyroxène, en particulier dans l'agrégat avec 30% volumique de clinopyroxène (i.e. G70) que 30 % volumique de grenat (i.e. G30) ou 15 % de clinopyroxène (i.e. G85). Le nombre de branches par ramification (ou embranchement) reste en moyenne de 3 pour l'ensemble des échantillons et au cours de la déformation, pour un nombre maximal de 5 à 6 branches, et le nombre de ramifications diminue avec l'augmentation de la déformation (tableau 5.3).

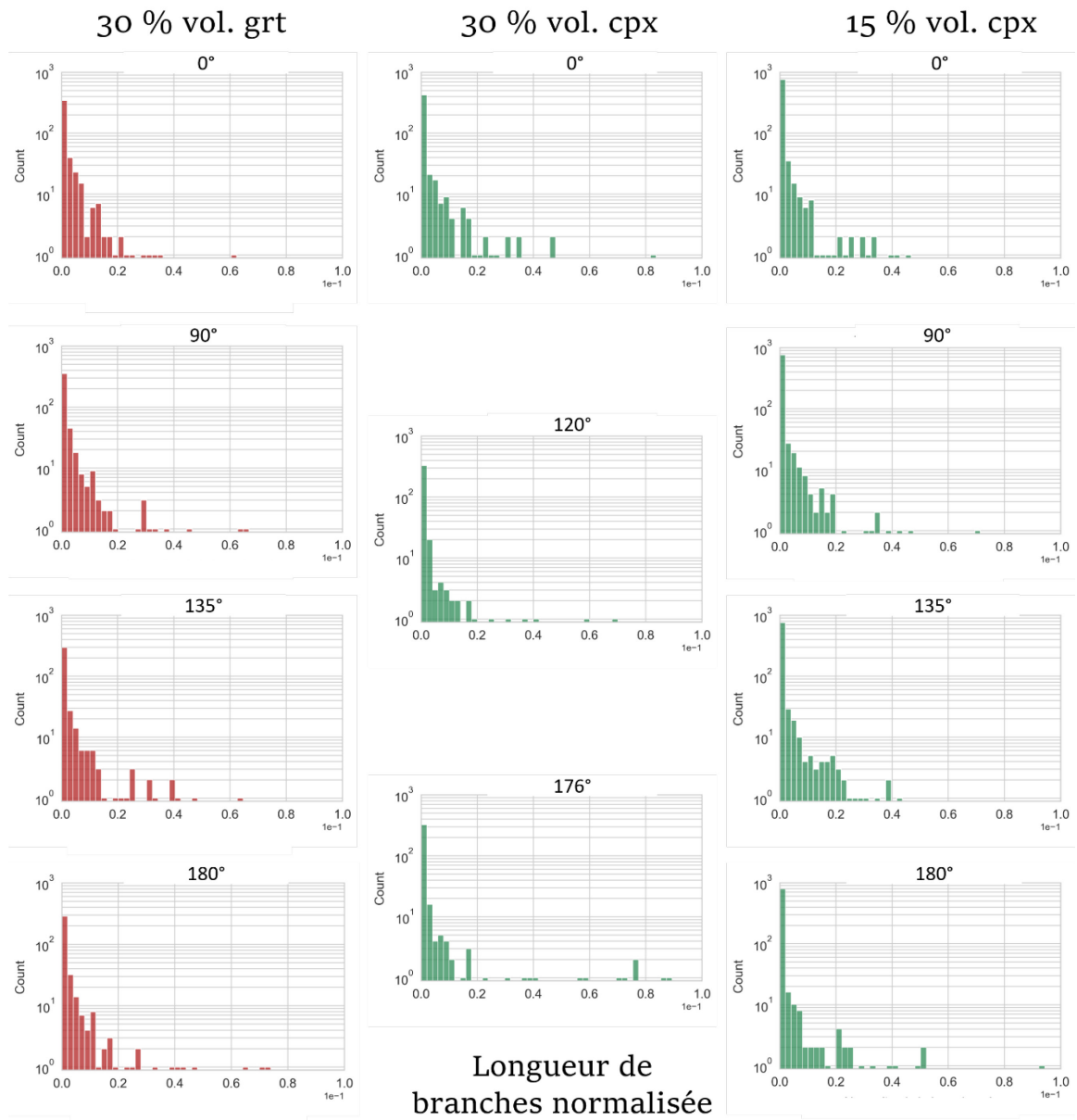


Figure 5.12 : Longueur normalisée des branches du squelette des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).

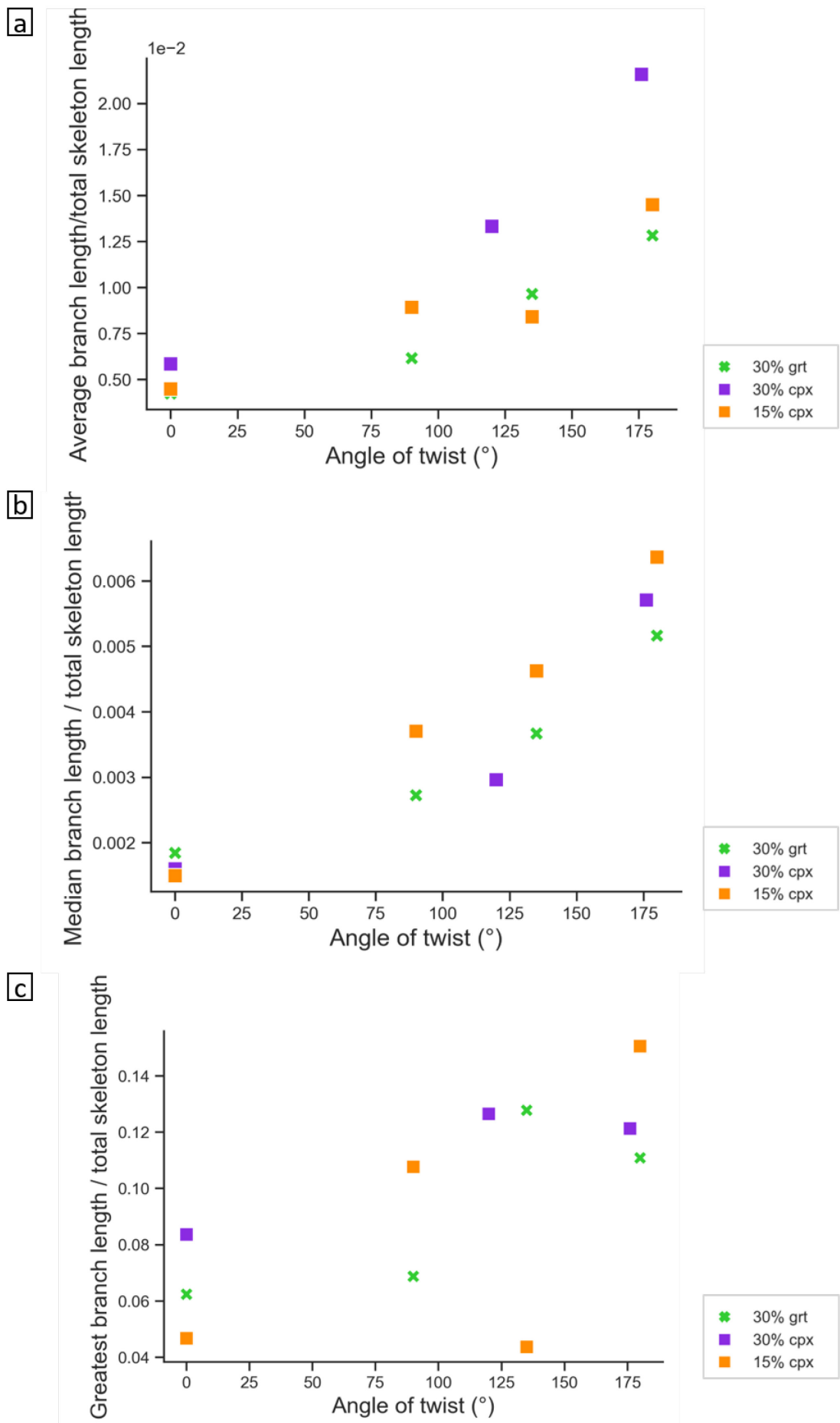


Figure 5.13 : Longueurs a) moyenne, b) médiane et c) maximale normalisées squelette sur la longueur totale du squelette des clusters de grenat (symbole – croix) et clinopyroxène (symbole – carré) en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange).

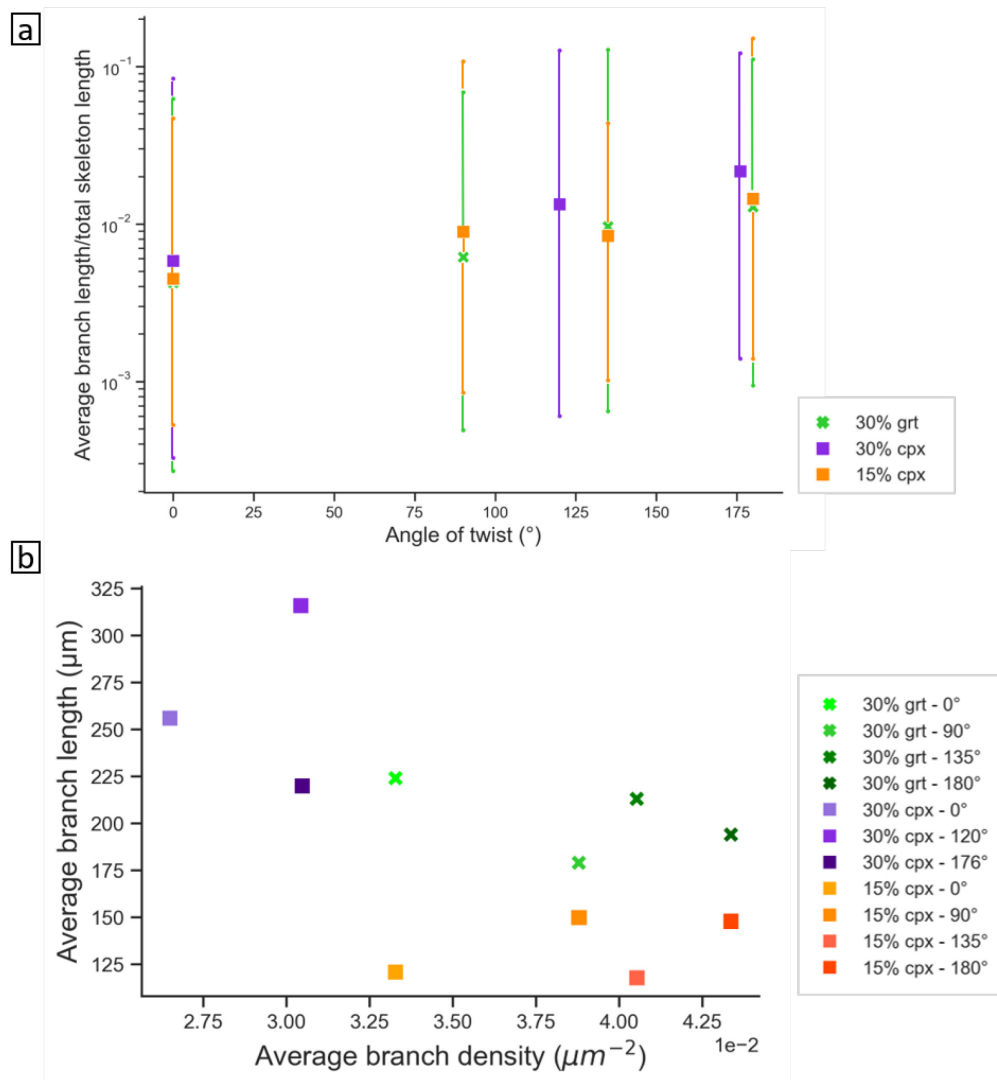


Figure 5.14 : a) Longueur normalisée moyenne, avec maximale et minimale, des branches du squelette des clusters. b) Longueur moyenne des branches en fonction de la densité moyenne de branches des clusters de grenat (symbole – croix) et clinopyroxène (symbole – carré, pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange).

Tableau 5.3 : Caractéristiques morphologique du squelette des trois échantillons en fonction de la quantité de torsion. La longueur totale du squelette est calculée avec les branches mesurant $\leq 13 \mu\text{m}$ (i.e. 10 pixels, voir III.3).

Echantillon	Torsion (°)	Nombre de points de ramifications	Moyenne/ Maximum de branches par ramifications	Nombre de fins de branches	Nombre total de branches	Longueur totale du squelette (μm)
G30	0	858	3 / 6	1420	40447	52904
	90	167	3.5 / 6	458	14991	29949
	135	268	3.4 / 5	610	21071	22122
	180	190	3 / 5	514	17461	15111
G70	0	763	3 / 6	1275	33621	43772
	120	327	3 / 6	580	18228	23677
	176	136	3 / 6	321	10709	10243
G85	0	733	3 / 6	2328	34271	26935
	90	295	3 / 6	860	19906	16834
	135	165	3 / 5	570	11128	14058
	180	142	3 / 6	374	8034	10217

La hauteur des échantillons diminuant au cours de l'expérience, la normalisation sur l'aire ou longueur de squelette totale de la phase observée permet de prendre en compte l'effet de la variation de hauteur sur l'évolution des paramètres au cours de la déformation. Les histogrammes du diamètre équivalent et circularité sont à retrouver en annexe 19. L'agrégat G30 et G85 présente des valeurs d'aire (figure 5.8) et longueur de squelette (figure 5.12) des clusters plus faibles à 90° et 135°, respectivement, qu'aux autres quantité de torsion. Ces diminutions plus abruptes au cours de la déformation peuvent être dû à une hétérogénéité de la dispersion des clusters dans l'agrégat par rapport à la section sélectionnée.

2.3 Etude morphologique et topologique via les fonctions *2-point probability* et *2-point cluster*

Afin d'aller plus loin sur l'analyse des sections déroulées, les fonction *2-point probability* (S_2) et *2-point cluster* (C_2) sont étudiées. La fonction *2-point probability* (S_2) permet de calculer la probabilité de trouver la même phase observée selon deux points répartis dans l'espace de l'image. La fonction *2-point cluster* (C_2) permet de calculer la probabilité de trouver dans la même phase et dans un même cluster deux points réparti dans l'espace de l'image entre deux points donnés (Heilbronner, 1992 ; Torquato et al., 1998 ; Torquato, 2002 ; Heilbronner, 2002 ; De Ronde et al., 2004 ; Heilbronner et al., 2013 ; Thielmann et al., 2020 ; voir méthode III.3.5.4).

Les contours de la fonction *2-point probability* (S_2) forment une ligne centrale horizontale, et plus étendue lorsque les échantillons sont déformés (figure 5.15b, 5.15c et d, figure 5.16b et c, figure 5.17b, c et d) que sans déformation (figure 5.15a, figure 5.16a et figure 5.17a). Cet alignement met en évidence l'augmentation de l'anisotropie du grenat et du clinopyroxène sur l'ensemble des clusters avec l'augmentation de la déformation (S_2 figure 5.15, 5.16 et 5.17).

Avant déformation les contours de la fonction *2-point cluster* (C_2) ont une forme circulaire, légèrement aplatie (C_2 figure 5.15a, 5.16a et 5.17a). Avec déformation les contours de la fonction *2-point cluster* prennent une forme elliptique avec un faible angle par rapport à l'horizontale (C_2 figure 5.15, 5.16 et 5.17). La fonction *2-point cluster* est plus intense dans les agrégats avec 30 % vol. de grenat (figure 5.15) ou clinopyroxène (figure 5.16), avec une ellipse plus étendue et une valeur maximale plus grande, qu'avec 15% vol. de clinopyroxène (figure 5.17). L'aplatissement et l'orientation progressifs des ellipses formées par le contour de la fonction *2-point cluster* est en accord avec les données d'orientation abordé en partie V.2.2. L'étalement subhorizontal des contours de la fonction *2-point cluster* indique une structure anisotropique individuelle des clusters et une augmentation de la connectivité du grenat et du clinopyroxène avec l'augmentation de la déformation (C_2 figure 5.15, 5.16 et 5.17).

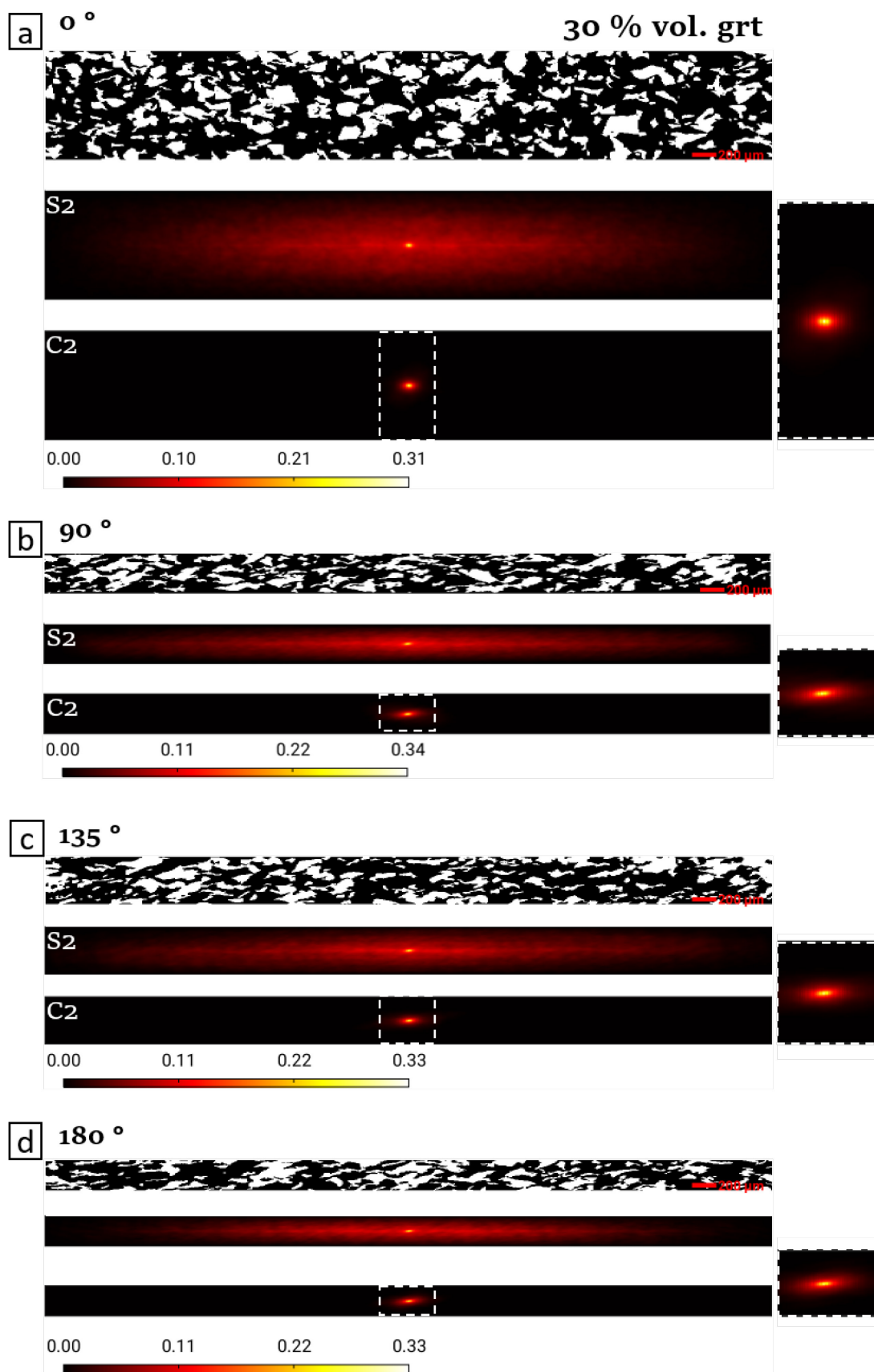


Figure 5.15 : Section déroulée de l'échantillon G30 accompagnée des fonctions 2-point probability (S2) and 2-point cluster (C2) à a) 0° , b) 90° , c) 135° et d) 180° de torsion. Un

zoom (cadre blanc en pointillé) des contours de la fonction 2-point cluster est présent à droite, de dimension identique pour toutes les sous-figures. Les trois images sont à échelles identiques. La fonction 2-point probability et 2-point-cluster sont normalisées sur une même échelle de couleur, avec la valeur maximale de la fonction 2-point cluster comme limite supérieur.

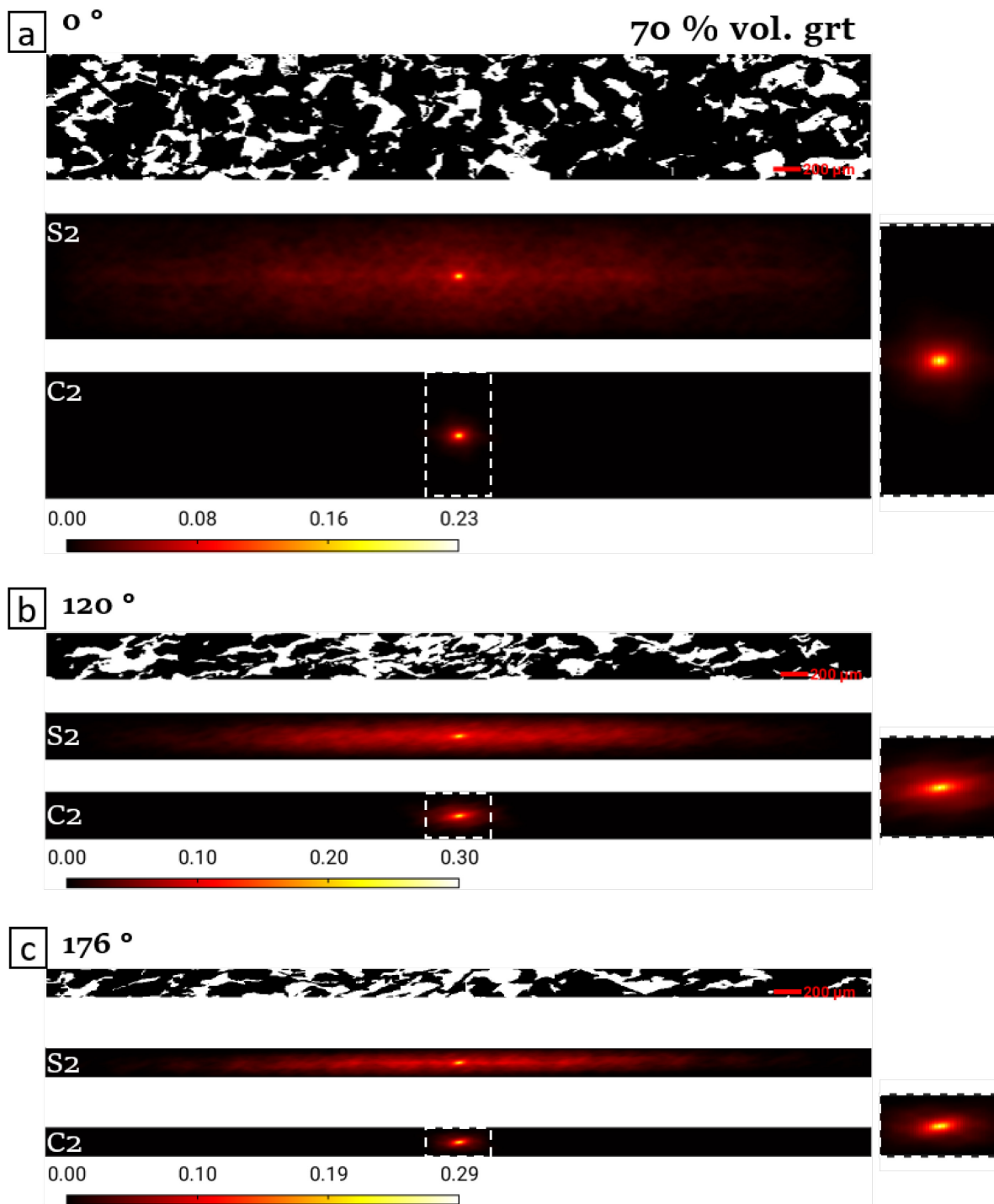


Figure 5.16 : Section déroulée de l'échantillon G70 accompagnée des fonctions 2-point probability (S2) and 2-point cluster (C2) à a) 0° , b) 120° et c) 176° de torsion. Un zoom (cadre blanc en pointillé) des contours de la fonction 2-point cluster est présent à droite, de dimension identique pour toutes les sous-figures. Les trois images sont à échelles identiques. La fonction 2-point probability et 2-point-cluster sont normalisées sur une même échelle de couleur, avec la valeur maximale de la fonction 2-point cluster comme limite supérieur.

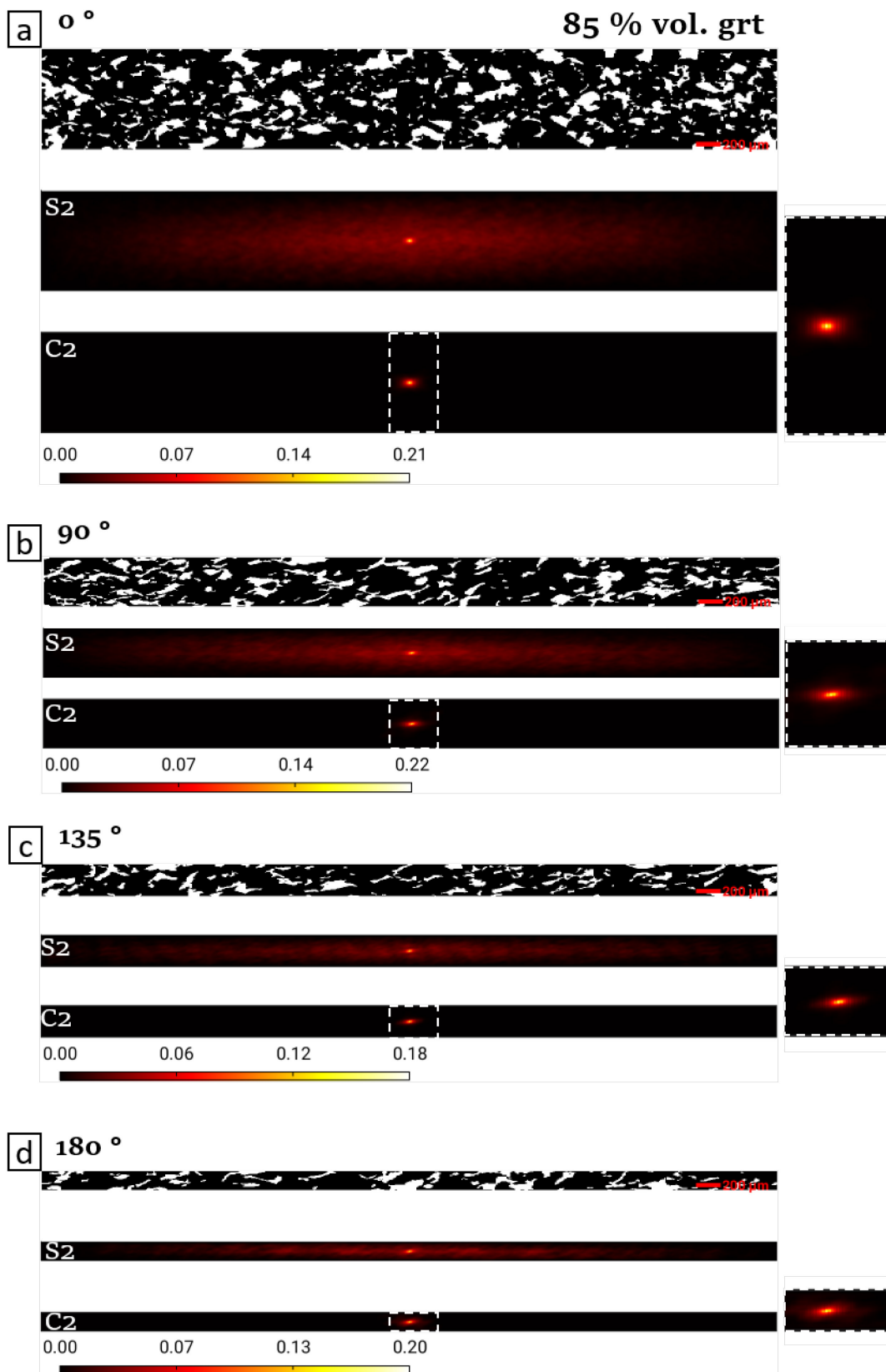


Figure 5.17 : Section déroulée de l'échantillon G85 accompagnée des fonctions 2-point probability (S2) and 2-point cluster (C2) à a) 0° , b) 90° , c) 135° et d) 180° de torsion. Un zoom (cadre blanc en pointillé) des contours de la fonction 2-point cluster est présent à

droite, de dimension identique pour toutes les sous-figures. Les trois images sont à échelles identiques. La fonction 2-point probability et 2-point-cluster sont normalisées sur une même échelle de couleur, avec la valeur maximale de la fonction 2-point cluster comme limite supérieur.

2.4 Résultats préliminaires des données SEM-EBSD avec l'échantillon G85

L'échantillon G85 est observé au MEB-EBSD. La [figure 5.18](#) est composée d'images BSE et les [figures 5.19](#) et [5.20](#) de données EBSD. Tout comme les échantillons déformés par cisaillement pur étudiés en chapitre IV, l'échantillon G85 est peu indexé à l'EBSD, rendant l'étude de la taille de grains non fiable. Deux zones d'analyse EBSD supplémentaires de l'échantillon G85 sont disponibles en annexe 20 et 21.

Le grenat forme une matrice pouvant présenter un réseau de fractures complexe (flèches rouges [figure 5.18b](#), [figure 5.19a](#) et [figure 5.20a](#)). Une distorsion locale du réseau est présente en bordure de gros grains ([figure 5.19b,c](#) et [figure 5.20b,c](#)). La CPO du grenat est variable et faible ([figure 5.19d](#) et [figure 5.20d](#)). Des structures de cisaillement sont marquées par le clinopyroxène (traits jaunes, [figure 5.18a](#)). Les queues de clinopyroxène indiquent un changement de l'angle de foliation ([figure 5.18b](#)). Le clinopyroxène peut former des clusters sinueux avec des jonctions fines (flèches vertes, [figure 5.18c](#) et [5.18d](#)). Quelques fragments de symplectite peuvent être présents au sein du clinopyroxène, sur des zones limitées ([figure 5.18d](#)). Des limites indentées sont présentes sur le clinopyroxène ([figure 5.18b](#) et [5.18c](#)). Un fin contour foncé sur les clinopyroxène peut aussi être observé sur les images BSE ([figure 5.18b](#) et [5.18c](#)). Les clinopyroxènes ne présentent pas de zonation chimique à la résolution du MEB-EBSD. Une fabrique peut être observée avec les plans (100) et (010) en pôle de foliation et oblique, et l'axe [001] oblique par rapport à la direction de linéation ([figure 5.19d](#) et [5.20d](#), et annexe 20 et 21). Cependant, cette pseudo-fabrique est peu fiable en raison de la faible quantité de clinopyroxène indexée.

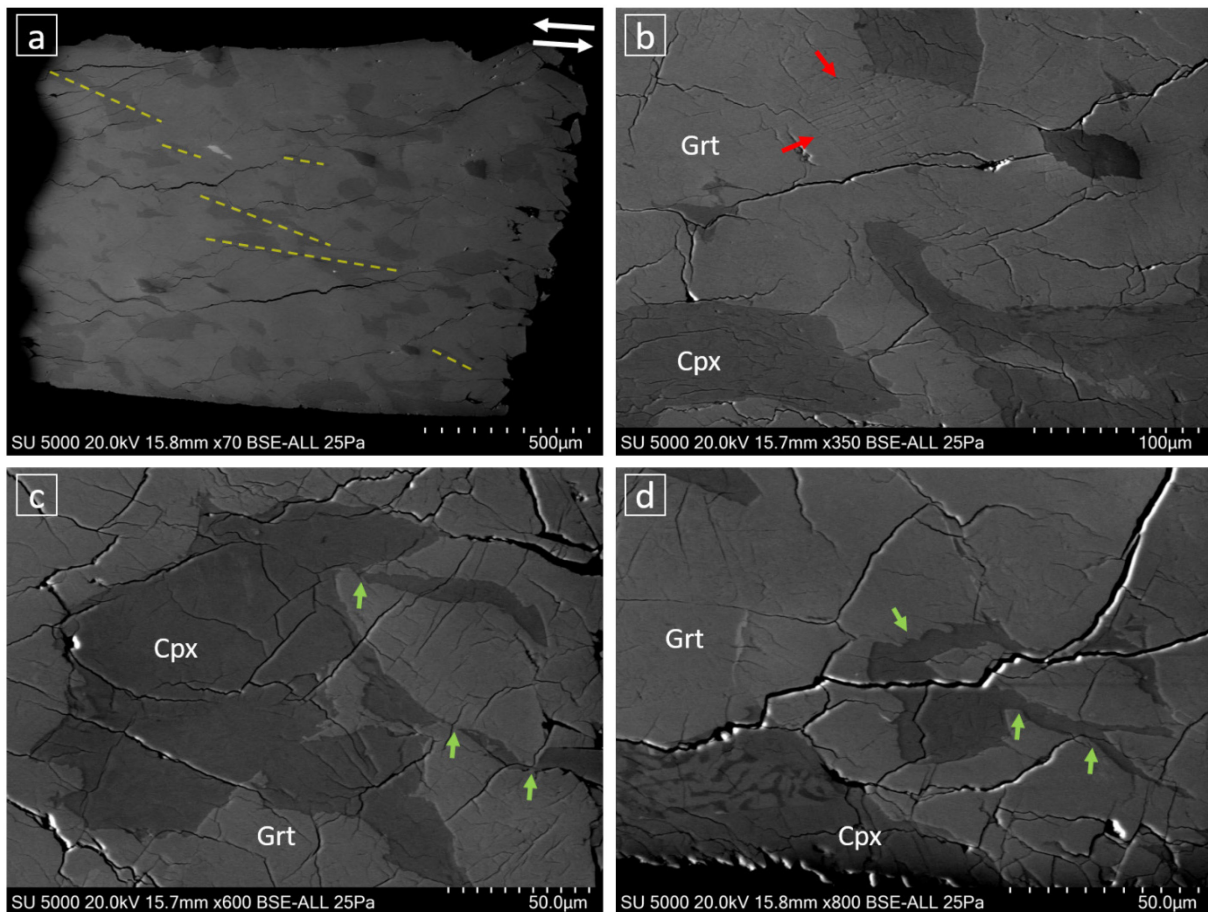


Figure 5.18 : Microstructures de l'échantillon G85 par images SEM-BSE. a) Vue d'ensemble de l'échantillon coupé dans sa hauteur (voir partie III.3 pour la préparation de l'échantillon), avec traces des bandes de cisaillement C'-S (traits jaunes). b) Clinopyroxène avec une queue dans la matrice de grenat comprenant un fort réseau de fractures (flèches rouges). c) Clinopyroxène sinueux avec des jonctions fines (flèches vertes). d) Clinopyroxène fin avec limites indentées. Quelques symplectite peuvent être présent sur des zones limitées.

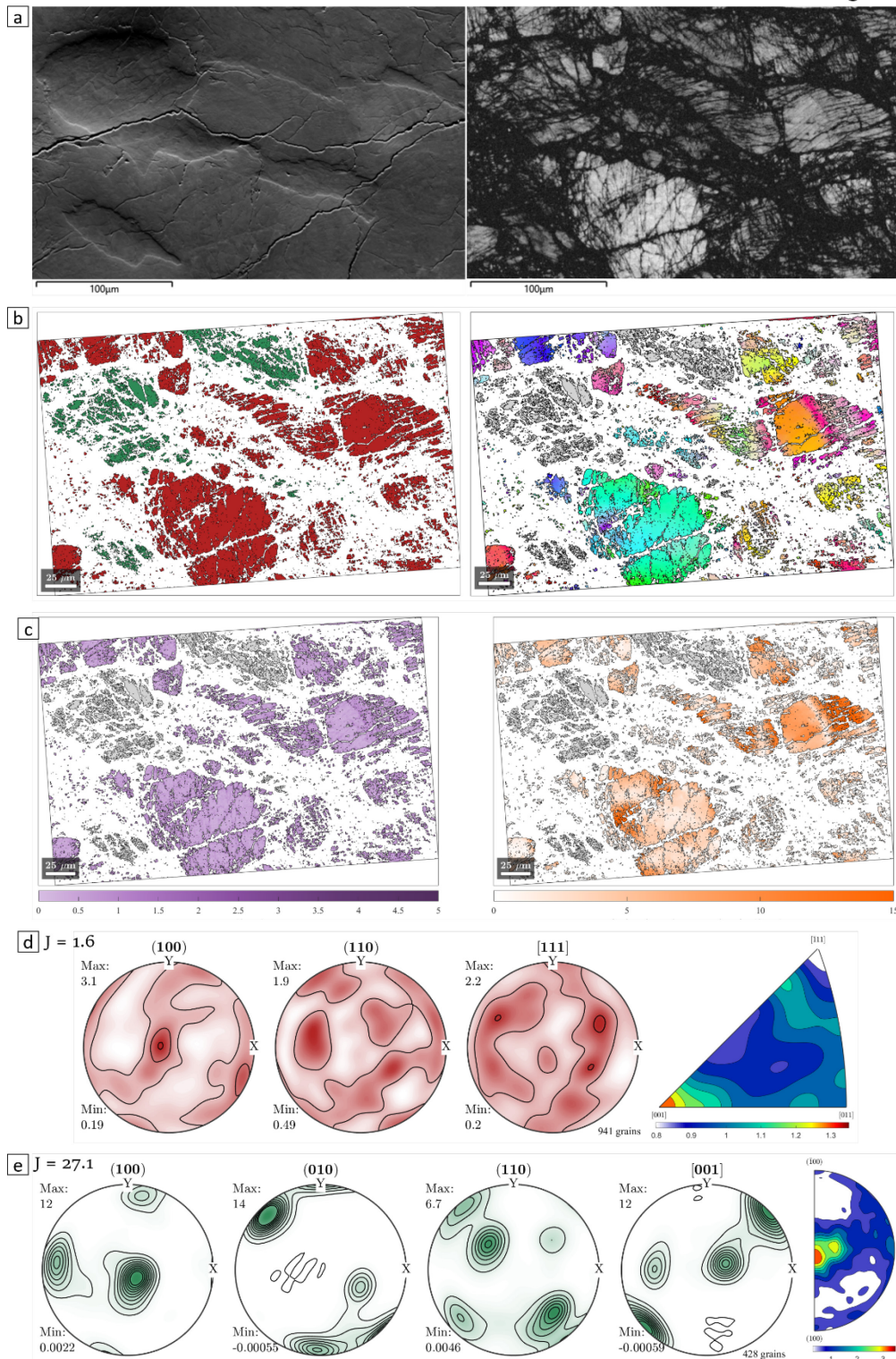


Figure 5.19 : Données EBSD de l'échantillon G85 a) image en contraste d'orientation cristallographique (FSD) mélangée (à gauche) et bande contraste (à droite) de la zone d'étude. b) Cartes de phase avec le grenat-rouge et le clinopyroxène-vert (gauche) et d'orientation du grenat (droite). c) Cartes de KAM (gauche) et de GROD (droite) du grenat.

d) CPO et axes de désorientation en limites de grains du grenat. e) CPO et axes de désorientation en limites de grains du clinopyroxène.

G85-5

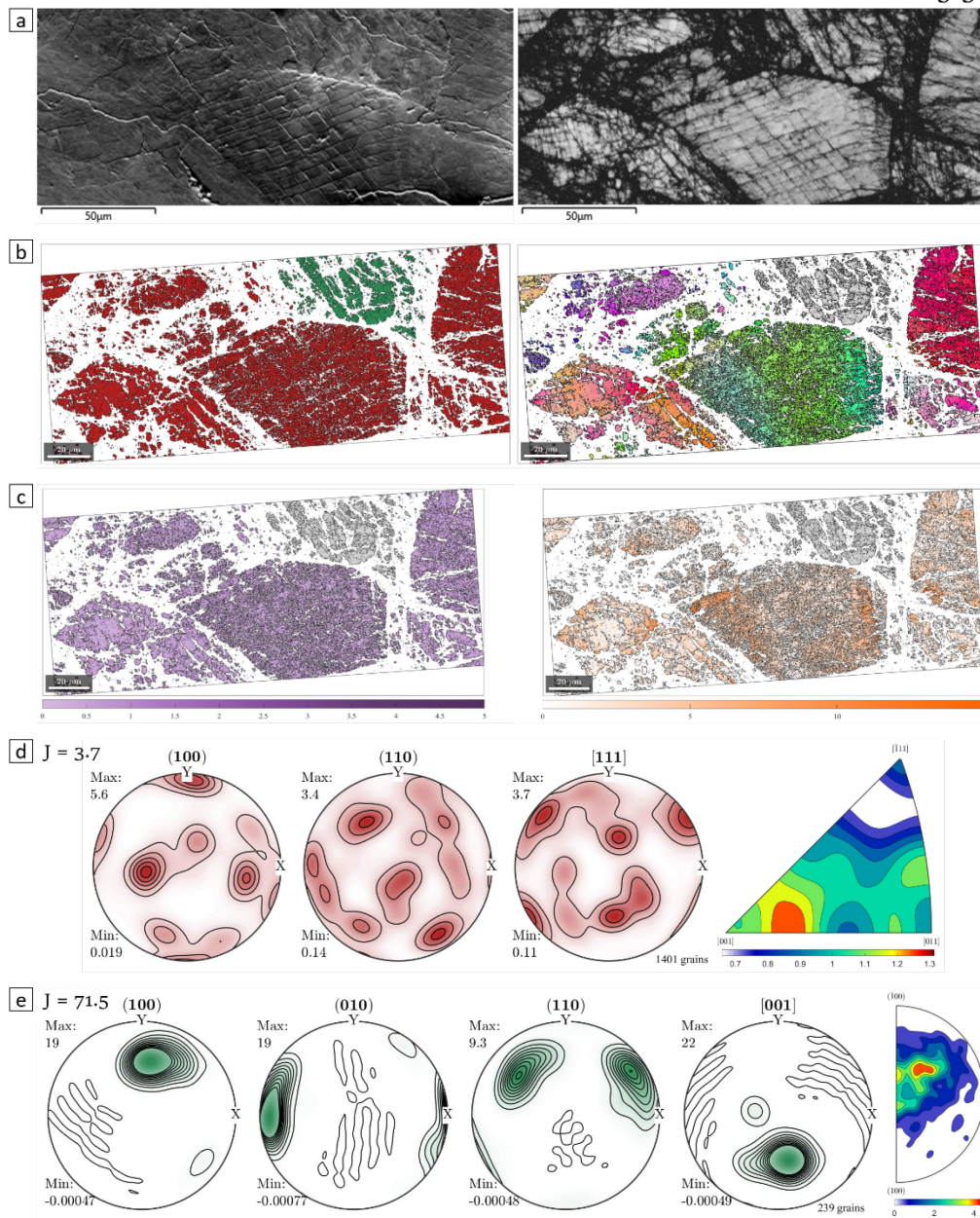


Figure 5.20 : Données EBSD de l'échantillon G85 a) image FSD mélangée (à gauche) et bande contraste (à droite) de la zone d'étude. b) Cartes de phase avec le grenat-rouge et le clinopyroxène-vert (gauche) et d'orientation du grenat (droite). c) Cartes de KAM (gauche) et de GROD (droite) du grenat. d) CPO et axes de désorientation en limites de grains du grenat. e) CPO et axes de désorientation en limites de grains du clinopyroxène.

3 Discussion

Ces résultats, bien que préliminaires, permettent de poser quelques points de réflexion et ouvrir la discussion. Comment se forment les bandes de cisaillement C'? Quels effets ont la phase et sa fraction volumique sur le développement d'une fabrique? Comment les fabriques peuvent impacter la résistance mécanique de l'agrégat et la localisation de la déformation? Comment évoluent les fabriques? Toutes ces questions restent à être éclaircies.

3.1 Formation d'une foliation

L'agrandissement, l'allongement et l'horizontalisation des clusters au cours de la déformation (figure 5.6a, 5.13a, 5.13c et 5.14a), amènent à la formation d'une foliation avec l'augmentation de la déformation (figure 5.2, 5.3 et 5.4). Ces observations corrélées avec l'analyse des fonctions *2-point probability* et *2-point cluster* (figure 5.15, 5.16 et 5.17) démontrent d'une forte anisotropie à la fois pour le clinopyroxène et le grenat déformés. Le clinopyroxène est la phase la plus efficace dans la formation de la foliation, d'autant plus en augmentant la fraction volumique dans l'agrégat biphasé (figure 5.13a et figure 5.14). Le grenat déformé ne se comporte pas seulement comme un claste rigide (chapitre IV de cette étude et publications précédentes citées). Ici le grenat peut aussi prendre une structure anisotrope en formant des clusters allongés marquant une foliation. Ces observations sont en accord avec celles faites sur des déformations par cisaillement pur (cette étude, chapitre IV), et d'autres études expérimentales (Zhang & Green, 2007 ; Rogowitz et al., 2023) ou sur des éclogites ou roches riches en grenat naturelles (Kenkmann & Dresen, 2002 ; Ji et al., 2003 ; Storey & Prior, 2005 ; Hawemann et al. 2019a) où le grenat peut être allongé et marquer la foliation.

3.2 Mise en place et évolution de la fabrique S-C' avec la déformation

L'apparition des bandes de cisaillement C' dès 90° de torsion et leur persistance jusqu'à 180 ° de torsion, accompagné d'une rotation locale de la foliation à proximité des bandes C', indique que la formation des bandes C' serait synchrone ou après la mise en place de la foliation. La formation de bandes de cisaillement C' a aussi été observée lors de précédentes expériences en cisaillement simple et torsion (Jordan, 1987 ; Williams & Price, 1990 ; Stünitz & Tullis, 2001 ; Holyoke & Tullis, 2006a,b ; Marques & Burg, 2010 ;

Marques et al., 2011 ; Tokle et al., 2023 ; Mandolini et al., to be submitted, 2025). La formation de ce type de fabrique reste complexe à interpréter.

La répartition de la contrainte et de la déformation est hétérogène entre le grenat et le clinopyroxène et des concentrations locales de la contrainte peuvent être présentes (cette étude, chapitre IV). Ces précédentes observations, avec la présence d'une fabrique comprenant du boudinage, confortent l'hypothèse d'une formation de la foliation S-C' due à une répartition préférentielle de la déformation dans la phase faible (Berthé et al., 1979a,b ; Goodwin & Tikoff, 2002 ; Holyoke & Tullis, 2006a). D'après les modèles de Finch et al., (2020), les bandes C' se formeraient dans les sections à plus faible taux de déformation, i.e. entre les pointes fortement contraintes de la phase faible.

Cependant, des bandes C' se forment aussi le long et au sein des clusters de grenat quand le clinopyroxène est fortement connecté (i.e. G30), bien que ces bandes soient moins développées que par le clinopyroxène dans une LBF (i.e. G70). Dans le chapitre précédent nous avons vu qu'un partitionnement de la contrainte avait lieu entre le grenat et le clinopyroxène, pour un contraste de résistance de 2.34 et que le clinopyroxène serait assez résistant pour que le grenat puisse se déformer (voir chapitre IV). Un contraste rhéologique de 3 à 5 ne serait pas suffisant pour former des bandes C' (Jordan, 1987 ; Stünitz & Tullis, 2001 ; Holtzman et al., 2003). Or, ici la formation d'une fabrique S-C' a lieu, démontrant que seul le contraste de résistance n'est pas suffisant pour expliquer leur présence. De plus, ce contraste de résistance diminuerait au cours de la déformation (Holyoke & Tullis, 2006b), restreignant les conditions pour la formation des bandes C'.

La teneur en phase faible est un autre critère énoncé pour la formation de bandes C', proposé dans des études expérimentales (Jordan, 1987 ; Holyoke & Tullis, 2006a) ou plus récemment dans des modèles (Finch et al., 2020). Des conditions pour la formation des bandes C' ont été proposés dans le modèle de Finch et al., (2020), prenant en compte le contraste de résistance entre les phases et la teneur en phase faible. 15 à 30 % de phase faible serait requis pour former des bandes C' quel que soit le contraste de résistance entre les phases, i.e. des phases fortes de 15x à 80x plus résistantes que la phase faible. Seulement 5 % de phase faible serait nécessaire pour un contraste de résistance modéré (i.e. phases fortes 25x à 50x plus résistantes que la phase faible) à fort (i.e. 40x à 80x plus résistantes que la phase faible). Cependant les bornes du contraste de résistance entre les phases de ce modèle sont bien trop élevées par rapport au contraste de résistance entre le grenat et le clinopyroxène de cette étude. Cette étude

met en lumière que la formation de bandes C' est possible même avec un contraste de résistance de phases très faible (ca. 2.34, chapitre IV) et 15 % à 30 % de phase faible. Dans un autre cas, ces deux paramètres ne seraient pas suffisants pour expliquer la formation d'une fabrique S-C' dans cette étude.

L'anisotropie morphologique, causée par la connectivité de la phase faible (i.e. microstructure IWL), est aussi un critère proposé pour favoriser la formation d'une fabrique S-C' (Platt & Vissers, 1980 ; Platt, 1984 ; Jordan, 1987 ; Williams & Price, 1990). Les bandes C' sont mieux définies et les clusters plus grands avec 30 % vol. de clinopyroxène que 15 % (figure 5.3, 5.4, 5.6a et 5.13a). La connectivité du clinopyroxène pourrait alors être un paramètre important dans cette étude dans la formation de la fabrique S-C'; comme proposé par Mandolini et al., (submitted, 2025) après la déformation en torsion d'agrégats de serpentine+olivine où les bandes C' sont clairement définies dans des agrégats avec 20 % volumique de serpentine fortement interconnectée en comparaison avec 10 % volumique de serpentine faiblement interconnectée.

Avec l'alignement horizontal et l'allongement des clusters qui augmentent avec l'augmentation de la déformation, la fabrique S-C' pourrait évoluer à de plus grandes quantités de déformation. Les expériences en torsion de Holyoke & Tullis (2006b) montrent que la fabrique est plus complexe dans les agrégats avec un faible contraste de résistance entre les phases, où une fabrique S-C' évolue en une fabrique S-C avec l'augmentation de la déformation. Dans le cas de cette étude, le changement de fabrique de S-C' à S-C à de plus grandes déformations est à envisager en raison du faible contraste de résistance entre le grenat et le clinopyroxène.

3.3 Evolution de la microstructure LBF vers IWL avec la déformation

Contrairement aux déformations en cisaillement pur, où l'échantillon à 85% vol. de grenat (i.e. D2814, chap IV) conserve des phases faibles isolées après 35 % de raccourcissement, la déformation par torsion sur de plus grandes déformations permet la formation d'une fabrique par le clinopyroxène dans G85. Ici, l'augmentation de la taille des clusters avec l'augmentation de la déformation indique que la connectivité augmente et que la microstructure LBF évolue lentement vers une IWL (Handy, 1990, 1994). Une connectivité apparente sur les sections déroulées (i.e. aire du plus grand cluster/aire totale de la phase) peut être un indicateur de cette évolution. En effet, la connectivité

apparente passe de 4 % à 9 % avant déformation, à 15 % et 17 % après environ 180° de torsion pour des agrégats à 15 % et 30 % volumique de clinopyroxène, respectivement (figure 5.7).

Le boudinage observé sur les sections déroulées (figure 5.2, 5.3 et 5.4) ainsi que les queues et connections fines de clinopyroxène (figure 5.18) semblent indiquer que la connectivité de la phase faible serait induite d'une déformation locale dû à une concentration de la contrainte (Holyoke & Tullis, 2006a). De plus, la fabrique S-C' pourrait augmenter l'interconnectivité de la phase faible (Tokle et al., 2023). Ici le clinopyroxène peut être connecté sur toute la hauteur de la section via les bandes C'. La connectivité et la fabrique S-C' semblent s'autoalimenter : la formation de la fabrique S-C' peut être améliorée avec la fraction volumique et l'interconnectivité du clinopyroxène (partie précédente V.3.2), et cette dernière améliorée grâce à la présence des bandes C'.

Cependant, l'évolution de la fabrique LBF vers IWL pourrait être limitée à ≤ 15 % vol. de clinopyroxène, à la vue de la faible augmentation de l'aspect ratio moyen après 90° de torsion de G85 (figure 5.9).

3.4 Adoucissement mécanique et localisation de la déformation induits par la fabrique

La présence de bandes de cisaillement C' et de boudinage dans nos échantillons (figure 5.2, 5.3 et 5.4) indique que la déformation peut être localisée à la fois dans le grenat et le clinopyroxène, bien que le clinopyroxène soit la phase qui accommode une partie importante de la déformation (figure 5.13a et 5.14). Le fait que les deux phases s'allongent et forment une fabrique S-C' sous la déformation avec un faible contraste de résistance suggère que les deux phases accommodent la déformation et permettrait un adoucissement mécanique. Cette hypothèse peut être confortée par l'adoucissement mécanique du grenat lors d'expériences en cisaillement pur à des conditions similaires (chapitre IV), mettant en lumière l'activité rhéologique et la participation à l'accommodation de la déformation du grenat.

L'anisotropie des fonctions *2-point probability* et *2-point cluster* basées sur l'étude de Thielmann et al., (2020) peut être utilisée pour étudier le contraste de viscosité par un contrôle morphologique dans des agrégats biphasés (figure 5.15, 5.16 et 5.17). Dans Thielmann et al., (2020), ce modèle numérique-statistique appliqué aux agrégats de ferropériclase+bridgmanite permet de décrire leur rhéologie. L'alignement du

ferropéricalse (i.e. la phase faible) amène à une anisotropie visqueuse se développant pendant la déformation. Avec l'augmentation de la déformation, la viscosité cisailante de la phase faible diminue, correspondant à la formation de couches faibles (Thielmann et al., 2020). Ici, les fonctions d'autocorrélation ont été appliquées à la fois sur la phase faible et forte. L'anisotropie structurale est à la fois marquée par le clinopyroxène et le grenat, que ce soit de 30 % à 85 % volumique de grenat dans les agrégats (figure 5.15, 5.16 et 5.17).

Montési et al., (2013) propose que la localisation de la déformation avec un adoucissement mécanique à l'échelle de la convection mantellique ne puisse se faire que lorsque la phase faible s'interconnecte. Or, Thielmann et al., (2020) proposent que la phase faible puisse induire un adoucissement rhéologique sans nécessiter la formation d'un réseau interconnecté. Dans cette étude, la localisation de la déformation ne serait ainsi pas limitée à une microstructure IWL mais aussi possible avec une LBF. En effet, la formation de bandes S-C' est possible avec seulement 15% de phase faible (figure 5.4) et seulement 17% d'interconnectivité apparente de celle-ci (figure 5.7). Cette observation est en accord avec celles de Marques et al., (2011) où l'affaiblissement mécanique locale dans 20 % de phase faible foliée permet la localisation de la déformation, sans que la résistance de l'agrégat ne soit globalement réduite.

L'étude de Thielmann et al., (2020) étant focalisée seulement sur des agrégats à très faible teneur en phase faible, il serait intéressant de poursuivre la modélisation de la viscosité de nos agrégats à partir des fonctions d'autocorrélation. Cependant Les modèles étudiant l'effet de la morphologie sur la rhéologie ont été établis pour un régime visqueux (Gerbi et al., 2015 ; Thielmann et al., 2020). Le comportement semi-fragile de nos agrégats limiterait la comparaison avec de telles études.

3.5 Implications pour les éclogites en subduction profonde ou collision

Dans cette étude des éclogites synthétiques sèches sont déformées dans le régime semi-fragile, sans zones de réactions étendues. La déformation fragile-ductile des éclogites a souvent été associée à des processus liés à la circulation de fluides, tels que la fragilisation par déshydratation ou l'hydro-fracturation (Hacker et al., 2003b ; Angiboust et al., 2012 ; Angiboust et al., 2014 ; Locatelli et al., 2019 ; Rogowitz et al., 2024 ; Bukala et al., 2024). L'initiation d'une zone de cisaillement semi-fragile sous

fortes contraintes pourrait ainsi prendre place à grande profondeur (ca. 80 à 160 km) dans des éclogites sans qu'elles soient fragilisées par l'hydratation ou la déshydratation. La localisation de la déformation pourrait s'initier à l'échelle micrométrique via une fabrique S-C', accompagnée d'un affaiblissement mécanique et une diminution de la taille de grain (chapitre IV).

Cependant, il faut envisager qu'après l'initiation de la localisation de la déformation, des fluides puissent s'infiltrer et augmenter la localisation de la déformation et l'affaiblissement mécanique des éclogites (Jolivet et al., 2005 ; Angiboust et al., 2012). Un exemple avec les éclogites du Monviso, où l'existence d'infiltration épisodique de fluide à 80km de profondeur a été démontrée (Angiboust et al., 2014). Les péridotites serpentinisées cisillées (Mandolini et al., submitted, 2025) pourraient être une source adjacente de fluides dans un contexte de subduction profonde (Angiboust et al., 2012 ; Angiboust et al., 2014).

Ces fabriques obtenues expérimentalement pourraient être formées lors de glissements lents, comme il a été proposé pour les précédentes expériences (voir discussion chapitre IV). La localisation de la déformation semi-fragile, initiée par des bandes de cisaillement C' micro- à millimétriques, pourrait s'étendre à plus grande échelle et être le lieu de tels évènements (Fagereng et al., 2014 ; Goncalves et al., 2016 ; Fagereng et al., 2017).

4. Conclusion

Ces premiers résultats sur la déformation en torsion d'agrégats biphasés de grenat+clinopyroxène, à conditions P-T similaires au précédent chapitre IV mais sur de plus grandes déformations, permet de conclure au préalable sur quelques points :

- L'anisotropie augmente avec la déformation par un allongement, augmentation de leur aire et horizontalisation des clusters, avec une légère déviation de la foliation par les bandes C'. L'aplatissement des clusters est plus important dans les agrégats à 30 % que 15 % volumique de phase faible.

- Le grenat peut marquer une foliation dès 30 % de phase volumique dans un agrégat biphasé et former une fabrique S-C'.

- Pour 30 % volumique de phase, le clinopyroxène forme des branches plus longues que le grenat. Ainsi le clinopyroxène est la phase la plus efficace dans la formation de la foliation, ainsi que la fabrique S-C'.

- Un fort contraste de résistance mécanique n'est pas nécessaire pour localiser la déformation efficacement.

- La localisation de la déformation peut s'initier au sein d'éclogites fortement contraintes même si la phase faible n'est pas fortement interconnectée et sans nécessiter l'implication de fluides.

5. Perspectives

Ce dernier chapitre demande encore du traitement et de l'analyse de données pour pouvoir établir des hypothèses plus solides, puis les comparer à celles d'autres études de déformation par torsion, d'imagerie de tomographie par absorption de rayons X ou de déformation d'éclogites naturelles.

Le calcul des longueurs de corrélations, et ainsi de l'aspect ratio, accompagné de l'angle de l'ellipse calculée sur les contours de la fonction *2-point cluster* nous permettraient une comparaison avec les modèles de viscosité de [Thielmann et al., \(2020\)](#). Cette investigation des effets de la morphologie sur la viscosité des éclogites permettrait de mieux comprendre les contrastes rhéologiques dans les zones de convergences profondes telles que les zones de subduction.

L'estimation de la quantité de déformation cisailante et du taux de déformation est nécessaire dans le cas d'expériences de déformation. La méthode utilisée sera celle décrite dans III.3.3, si les oxydes sont suffisamment identifiables sur les images. La quantité de déformation peut aussi être quantifiée d'après les ellipses des sections déroulées, mais dans notre cas les ellipses représentent des clusters et non des grains individuels et ne permettent pas une estimation fiable.

La série de données peut être complétée avec un dernier échantillon à 15 % vol. de grenat (G15). Cet échantillon nécessite une correction de la reconstruction de la tomographie et une préparation à l'observation au microscope électronique. L'ajout d'un échantillon avec une faible fraction volumique en grenat à ces données permettrait d'affiner nos hypothèses sur le rôle de la fraction volumique et sa topologie dans l'affaiblissement mécanique et la localisation de la déformation.

L'étude microstructurale par l'analyse des données MEB-EBSD reste à être complétée par l'observation de G15, G30 et G70. Ces échantillons nécessitent une préparation au préalable, comprenant la découpe, la mise en plot et le polissage. Ces acquisitions supplémentaires permettraient la recherche des mécanismes de déformations. Si une étude sur la taille de grain est nécessaire, ou que des mécanismes sensibles à la taille de grains soient suspectés (chapitre IV), l'analyse au TEM sera alors requise; tout comme dans le précédent chapitre IV et les données EBSD de G85 (III.4.4, [tableau 3.6](#)). L'analyse EBSD ne permet pas une reconstruction fiable des grains pour des agrégats fortement déformés et une taille de grains nano- à micrométrique. En effet, une réduction de la taille de grain et l'activation de mécanismes sensibles à la taille de grains (i.e. glissements aux joints de grains) pourraient faciliter la localisation de la déformation ([Holyoke & Tullis, 2006](#) ; [Tasaka et al., 2017b](#) ; [Wiesman et al., 2018](#) ; [Tasaka et al., 2020](#)). L'identification des mécanismes de déformation pourrait contribuer à la compréhension de la localisation de la déformation dans les éclogites. La fabrique et les mécanismes de déformation qui seraient proposés pourront être comparés avec la déformation en cisaillement pur (chapitre IV) et autres publications sur la déformation expérimentale ([Zhang & Green, 2007](#) ; [Farla et al., 2017](#) ; [Rogowitz et al., 2023](#)) ou naturelle d'éclogites dans un contexte de zones de convergence profondes ([Bascou et al., 2001](#) ; [Renado et al., 2015](#) ; [Cao et al., 2021](#) ; [Rehman et al., 2023](#)).

L'étude morphologique et topologique est à compléter avec une partie 3D. La connectivité pourra être calculée, permettant de mieux quantifier le réseau connecté et comment il évolue au cours de la déformation en le comparant avec des études précédentes ([Kaercher et al., 2006](#) ; [Mandolini et al., submitted, 2025](#)).

Conclusion générale

Dans cette thèse des agrégats biphasés de grenat + clinopyroxène ont été déformés à 820°C et 3 – 5 GPa par cisaillement pur et torsion, à diverses fractions volumiques. Ces expériences couplées aux techniques de rayonnement X synchrotrons in situ et la microscopie électronique ex situ ont permis une investigation de la distribution des contraintes, les mécanismes de déformation et la fabrique des écolites semi-fragiles.

La diffraction de rayon X in situ a permis de démontrer que la distribution des contraintes est hétérogène dans les agrégats biphasés pour nos conditions expérimentales et que les variations de niveaux de contrainte dépendent de la fraction volumique des phases pour une température et pression identiques. Les contraintes différentielles sont plus grandes dans le grenat que le clinopyroxène et les contraintes augmentent avec l'augmentation de la fraction volumique en grenat. Les observations au MEB et MET ont permis de mettre en évidence que le grenat et le clinopyroxène se déforment dans le régime semi-fragile dans les agrégats où le grenat ne domine pas largement, i.e. 55 % vol. grenat et moins. Le fluage cataclastique et la rotation de sous-grains et recristallisation dynamique sont les principaux mécanismes de déformation identifiés sur les échantillons déformés en cisaillement pur. Ces mécanismes amènent à une diminution de la taille de grain dans le grenat et le clinopyroxène, permettant l'activation de mécanismes sensibles à la taille de grains tel que le glissement aux joints de grains dans la matrice fine de clinopyroxène. Le clinopyroxène contrôle l'accommodation de la déformation jusqu'à 55 % vol. de grenat dans l'agrégat. L'adoucissement des contraintes ayant lieu dans l'ensemble de l'agrégat, le grenat et le clinopyroxène sont tous deux actifs dans l'accommodation de la déformation dans les agrégats biphasés dominés par le clinopyroxène (55 % vol. grenat et moins). A grande fraction volumique en grenat, l'ensemble de l'agrégat biphasé se déforme de manière fragile et subit un durcissement.

La tomographie par absorption de rayon X in situ indique qu'une déformation cisailante sur de plus grandes déformations amène à la localisation de la déformation, initiée avec la formation d'une fabrique S-C'. Les bandes de cisaillement C' sont formées dans chacun des échantillons, que ce soit dans les agrégats majoritairement composés

de clinopyroxène (15 à 25% vol. grt) ou avec une forte teneur en grenat (i.e. 85 % vol. grt), bien que le clinopyroxène soit la phase plus sujette à l'adoucissement mécanique et la localisation de la déformation. Un fort contraste de résistance n'est pas nécessaire pour localiser efficacement la déformation. La localisation de la déformation peut s'initier au sein d'éclogites fortement contraintes avec un faible contraste mécanique entre le grenat et le clinopyroxène, même si le clinopyroxène n'est pas fortement interconnecté et sans nécessiter l'implication de fluides.

Ces deux séries d'expériences ont permis d'établir que la fracturation du grenat, en comparaison avec les nombreuses études l'associant à des événements de taux de déformation rapides et/ou saturation de fluides, peut avoir lieu sous des conditions anhydres et des taux de déformation proches de ceux des glissements lents. Ainsi, l'observation de grenats fracturés à des taux de déformation non-sismiques pourrait remettre en cause le lien direct entre la fracturation du grenat et la preuve d'un séisme passé. La déformation des éclogites pourrait être impliquée dans d'autres processus à l'interface de plaque des parties profondes des zones de subduction. L'initiation d'une zone de cisaillement semi-fragile sous fortes contraintes pourrait prendre place à grande profondeur (ca. 80 à 160 km) dans des éclogites sans qu'elles soient fragilisées par l'hydratation ou la déshydratation. La localisation de la déformation pourrait s'initier à l'échelle micrométrique avec une fabrique S-C', accompagnée d'un affaiblissement mécanique et une diminution de la taille de grain. De plus, la diminution de taille de grains qui participe à l'adoucissement mécanique pourrait être un mécanisme majeur dans les éclogites semi-fragiles riches en clinopyroxène à l'échelle du jour au mois. D'autre part, les éclogites riches en grenat seraient davantage disposées à créer une amplification des contraintes et pourraient augmenter le couplage mécanique à l'interface de plaque. Les éclogites semi-fragiles pourraient ainsi, selon l'enrichissement local de grenat ou clinopyroxène, affecter la dynamique des zones de convergences. Cependant, la durée et l'amplitude de ces mécanismes doivent encore être éclaircies.

Poursuivre l'étude microstructurale des échantillons en torsion et exploiter les données 3D obtenue par tomographie par absorption de rayons X pourraient contribuer davantage à la compréhension de l'effet de la fraction volumique et le contraste de rhéologie sur les propriétés mécaniques dans des contextes profonds de convergence en régime semi-fragile. Les données mécaniques et les structures observées pourraient

également être utilisés dans des modèles numériques pour l'études de processus en zones de convergences tel que la localisation de la déformation et le couplage mécanique.

Liste des figures

Figure 1.1 : Photo d'éclogite utilisée pour la préparation de nos échantillons. Provenance: Région de gneiss occidentale, île de Fjørtoftvikaen, Norvège (voir partie II.1).....	25
Figure 1.2 : Coupe schématique d'une (A) zone de subduction océan-continent et (B) d'une zone de collision continentale de Tsujimori & Mattinson (2021), modifié après Stern et al., (2013).....	26
Figure 1.3 : Carte du monde avec la distribution des éclogites (puces bleu), modifiée après Tsujimori & Mattinson (2021). Nous pouvons nous référer entre autres aux éclogites d'ultra haute-pression de la Région de Gneiss Occidentale (1), la ceinture métamorphique de Su-Lu (2) ou l'orogène de Dabie (3).....	27
Figure 1.4 : De Tsujimori & Mattinson (2021). (A) Diagramme pression - température avec les faciès métamorphiques. HP - high-pressure. (B) Régime pression - température à différentes échelles selon le type métamorphique: HP - haute pression en beige, UHP- ultrahaute-pression en gris. Bs - schiste bleu, AM - amphibolite, Lw-EC - éclogite à lawsonite, Ep-EC - éclogite à épidote, Amp-EC - éclogite à amphibole, DryEC - éclogite sèche, GS - schiste vert, EA - amphibolite à épidote, GR - granulite, HGR - granulite haute-pression. Cercles A, B et C d'après la classification de Coleman et al., (1965) : cercle A - inclusions dans des kimberlites, basaltes ou couches de roches ultramafiques. Cercle B - Bandes ou lentilles au sein de terrains de migmatites gneissiques. Cercle C - bandes ou lentilles dans des roches métamorphiques de type alpines.	28
Figure 2.1: Exemple de courbes contrainte - déformation, dans le cas d'un matériel simple qui rompt sous la contrainte (rouge) et l'un qui flue (bleu).....	37
Figure 2.2 : Cartes de mécanismes de déformation de Yamato et al., 2019 pour le a) clinopyroxène et b) grenat. τ_{II} : second invariant de contrainte déviatorique. c) Transition fragile ductile dans un diagramme P-T en fonction du taux de déformation.	38
Figure 2.3 : Stratification rhéologique de la lithosphère continentale de Burgmann & Dresen (2008). a) Modèle du sandwich à la gelée pour une croûte faible et manteau rigide. b) Modèle de la crème brûlée pour une croûte rigide et un manteau faible. c) Modèle du banana split pour une croûte et un manteau faible.....	39

Figure 2.4 : Exemple de déformation fragile sur plusieurs échelles. A gauche, vue aérienne de la faille de San Andreas dans la plaine de Carrizo, Californie, USA, à l'échelle kilométrique (image : USGS). A droite, image au MEB-SEM de grenats fracturés à l'échelle micrométrique (provenance : échantillon D2814 de cette thèse).....	39
Figure 2.5 : Cercles de Mohr. τ : contrainte cisailante, σ_n : contrainte normale, σ_1 : contrainte principale maximale, σ_3 : contrainte principale minimale, σ_p : pression, 2θ : angle de la médiatrice entre l'enveloppe de rupture et le centre du cercle, avec θ l'angle entre le plan de rupture et le vecteur de contrainte.....	40
Figure 2.6 : Schématisation du fluage cataclastique. Flèches : rotation de clastes.....	41
Figure 2.7 : Dissolution – précipitation sous contrainte, d'une zone fortement contrainte vers des zones plus faiblement contraintes (flèche bleu).....	42
Figure 2.8 : Dessins de macles. A gauche, maclage à l'échelle du réseau cristallin. Au milieu, une macle simple. A droite, deux grains partiellement maclés, mettant en évidence le lien entre concentration de la contrainte et maclage (flèche).....	43
Figure 2.9 : Cartes des mécanismes de déformation en fonction de : a) contrainte – température de Ashby (1972) et b) contrainte – taille de grains, de DeBresser et al., (2001) pour l'olivine à 600 °C.	44
Figure 2.10 : Schéma du principe de dislocations dans un cristal de Passchier & Trouw (2005). a) Réseau cristallin avec deux types de défauts: vacant ou interstitiel. b) Dislocation en coin définie par le coin du demi-plan dans un réseau cristallin déformé. c) Dislocation vis définie par un réseau tordu. d) Dislocation de coin et vis dans un cristal.	46
Figure 2.11 : Schéma d'un cristal déformé par fluage dislocation accompagné de figures de pôles de CPO. x – direction de linéation, y – pôle du plan de foliation. Inspiré de Mehl et al., (2003).	47
Figure 2.12 : Schématisation du processus de recovery. Les remplissages gris font référence à désorientation cristallographique dans le grain.	48
Figure 2.13 : Schématisation de la recristallisation dynamique. Inspiré des figures 3.25 et 3.26 de Passchier & Trouw (2005). Les traits au sein des sous-grains et grains schématisent les orientations cristallographiques.	49

Figure 2.14 : Schéma du fluage diffusion de type a) Nabarro-Herring et b) Coble. Carrés: lacunes. Flèches rouges: déplacements (non réaliste) des lacunes dans le réseau et le long des limites de grains.....	51
Figure 2.15 : Schéma de glissement aux joints de grain, évoluant de gauche à droite sous l'effet de la contrainte.	52
Figure 2.16 : Courbes contrainte-déformation dans le cas d'un durcissement des contraintes après un chargement élastique.	54
Figure 2.17 : Courbes contrainte-déformation dans le cas d'un affaiblissement des contraintes après un chargement élastique et période de durcissement.....	55
Figure 2.18 : Trois types de foliation communes dans les zones de cisaillement ductiles (Microtectonics, Passchier & Trouw, 2005).....	56
Figure 2.19 : Planche non-exhaustive de microstructures d'éclogites comprenant du grenat et du clinopyroxène, à diverses conditions P-T et échelles. a) échelle: 500 µm code couleur du grenat : b) noir, d) rose. Pic de métamorphisme (P-T) : a) 3.3 GPa – 624 °C b) 1.4-1.6 GPa – 500-560°C c) 3 GPa – 850 °C d) 3.2 GPa – 920°C e) 2.0-2.5 GPa – 600 °C f) 2.15-2.40 GPa – 500-550 °C g) 2 GPa – 500 C° h) 2.3-2.4 GPa – 540-560 °C i) 2-2.2 GPa – 630-740 °C.	58
Figure 2.20 : Planche non-exhaustive de microstructures et CPO de grenat déformé (plastiquement) à basse température au sein d'éclogites.....	60
Figure 2.21 : Planche non-exhaustive de microstructures et CPO de grenat déformé (plastiquement) à haute température au sein d'éclogites.	62
Figure 2.22 : a) Quatre types de fabriques du clinopyroxènes selon les CPO des axes [001] et [010] dans un diagramme de Flinn, de Kepler (2018). b) CPO d'omphacite naturelles de Mauler et al., (2001) comprenant les divers types de fabrique. c) Planche non exhaustive de CPO de clinopyroxène au sein de divers massifs d'éclogites.....	64
Figure 2.23 : Images de champ sombre au MET de grenats déformés a-b) expérimentalement de Voegelé et al., (1998a) et c-d) naturellement Voegelé et al., (1998b). a) Boucle de dislocation prenant naissance à l'extrémité d'un crack. b) Limites de sous-grains. d) dislocations émises en pointe de crack et dislocation. d) Limite de sous-grain.	66

Figure 2.24 : Images de champ sombre au MET de clinopyroxènes déformés par maclage. a) Cr-diopside et hédénbergite. b) Omphacite de Tianshan (~Jd50). c) Omphacite $Di_{34}Jd_{38}(Enstatite-Ferrosilite_{11}Ca-Eskolaite_{10}Ca-Tschermaks_3Al-Bufferite_4)$ 68

Figure 2.25 : Figure 1.4.3: a-b : Microstructures et CPO de diopside de Mauler et al., (2000), pour un échantillon déformé par a) compression uniaxiale et b) torsion. c-d : Microstructures et CPO d'omphacite $Di_{58}Jd_{42}$ de Zhang et al., (2006) pour un échantillon déformé par c) compression uniaxiale et d) cisaillement simple. Echelle: 50 μm . e-f: Microstructures et CPO de e) jadéite et f) diopside de Moghadam et al., (2010).69

Figure 2.26 : Microstructures et CPO d'omphacite $Di_{58}Jd_{42}$ pour un échantillon déformé en compression uniaxiale en condition a) sèche (Jin et al., 2001; Zhang & Green, 2007) et b) et d'omphacite $Di_{59}Jd_{41}$ et grenat $Pyr_{23}Alm_{20}Gro_{57}$ hydratés (Zhang & Green, 2007). Echelle: 50 μm . c) Microstructures et CPO d'omphacite $Di_{34}Jd_{38}(Enstatite-Ferrosilite_{11}Ca-Eskolaite_{10}Ca-Tschermaks_3Al-Bufferite_4)$ pour un échantillon déformé en compression uniaxiale (Farla et al., 2017). Gris foncé: clinopyroxène – gris clair: grenat. d) Microstructures et CPO d'omphacite $Di_{63}Jd_{37}$ (bleu) et de grenat $Alm_{46}Pyr_{28}Gro_{25}Sps_{01}$ (rouge) pour un échantillon déformé en compression uniaxiale (Rogowitz et al., 2023). 72

Figure 2.27 : Microstructures théoriques d'après Handy (1990, 1994)..... 73

Figure 3.1 : Quantité de H₂O dans le matériau de départ, figure en collaboration avec Jannick Ingrin. Les spectres FTIR ont été effectués avec une résolution de 4 cm⁻¹ avec un microscope Bruker Hyperion 3000 FTIR, couplé au spectromètre Vertex 70 équipé d'un détecteur MCT (Plateforme de Caractérisation Avancée, Insitut Chevreul, instrument situé au laboratoire LASIRE, CNRS – Université de Lille). Cristaux doublement polis entre 228 et 259 μm d'épaisseur. Des bandes OH du clinopyroxène de haute intensité sont présentes à 3 520 cm⁻¹ et 3 460 cm⁻¹. La faible bande à 3305 cm⁻¹ est attribuée au clinopyroxène car son intensité varie avec les deux bandes principales du clinopyroxène. La bande OH du clinopyroxène autour de 3610 cm⁻¹ est faible et présente uniquement dans le Cpx n°3. a) L'intensité des bandes de clinopyroxène dépend de l'orientation des cristaux. Des bandes OH d'amphiboles sont présentes dans les quatre cristaux analysés, à 3660-3674 cm⁻¹. b) Spectres moyens du clinopyroxène (ligne rouge) et spectres après la soustraction de la ligne de base (violet et orange) avec deux lignes de base différentes (bleu foncé et bleu clair). Estimation de la teneur en eau avec coefficient d'absorption par Bell et al., (1995) et normalisé sur l'épaisseur. c) Spectres non polarisés de cinq

grains de grenat avant déformation. Cristaux doublement polis entre 186 et 216 μm d'épaisseur. Des bandes OH du grenat de haute intensité sont présentes à 3610 cm^{-1} et 3652 cm^{-1} . Estimation de la teneur en eau avec coefficient d'absorption par Bell et al., (1995) et normalisée sur l'épaisseur. Une bande à 3 300 cm^{-1} est présente dans les grains de grenat et de clinopyroxène et peut être liée aux inclusions de rutile. Cependant, sa contribution est faible et ne change pas significativement la concentration totale de l'eau s'il est considéré ou non. 81

Figure 3.2 : Assemblage pour les expériences en cisaillement pur. Les largeurs du four en graphite et du manche en BN sont exagérées pour la visualisation.83

Figure 3.3 : a) Schéma de l'installation mettant en lien le dispositif pour l'acquisition de donnée et le type de données acquises.85

Figure 3.4 : Courbes déformation-temps pour les agrégats monophasés et biphasés... 86

Figure 3.5 : Représentation schématique des conditions de la loi de Bragg (Stan et al., 2018)..... 89

Figure 3.6 : Exemple du traitement des diffractions rayons X sur MAUD. a) Schéma d'un motif de diffraction. b) compilation des spectres en fonction de l'angle 2θ . Les spectres de 0 à 72 sont les données brutes et les spectres de 73 à 145 sont les données calculées par le logiciel. c) Intensité des pics de diffraction en fonction de l'angle 2θ . Les données brutes sont représentées par les ronds creux noirs, la courbe rouge la ligne de base, la courbe verte le signal créé par le logiciel. 91

Figure 3.7 : Spectres de diffraction dans l'agrégat monophasé avec plans cristallographiques du grenat (a) et biphasé avec plans cristallographiques du clinopyroxène (b). Figures de gauche: compilation des spectres en fonction de l'angle 2θ . Les spectres de 1 à 72 sont les données brutes et les spectres de 73 à 145 sont les données calculées par le logiciel. Figures de droite: Intensité des pics de diffraction en fonction de l'angle 2θ96

Figure 3.8 : Assemblage pour les expériences en torsion. Les dimensions sont respectées.97

Figure 3.9 : Presse RoToPEc (a) avec échantillon entre les enclumes (b) sur la ligne PSICHÉ (c)..... 100

Figure 3.10 : Relation entre la quantité de déformation cisailante et la rotation de l'axe d'extension sous une déformation non-coaxiale.	101
Figure 3.11 : Schéma d'un échantillon cylindrique, de Paterson & Olgaard (2000).	102
Figure 3.12 : a) Première image rayons X. Main de Anna Bertha Ludwig, femme du chercheur Wilhelm Roentgen ayant découvert les rayons X (source: https://wellcomecollection.org/works/wjc8ejn2). b) Image supérieur: Onde sphérique passant à travers un échantillon, résultant d'une distorsion du front d'onde et un changement correspondant à la direction de propagation de l'onde pouvant entraîner des interférences (Exagération de l'ampleur de la distorsion du front d'onde). Image inférieure: Comparaison entre une onde dans le vide (au milieu) et une onde traversant un milieu d'indice de réfraction n (en bas). Cette dernière montre le déphasage et l'atténuation. De Mayo & Endrizzi (2019) dans « Handbook of advanced nondestructive evaluation ».	103
Figure 3.13 : Schéma de l'acquisition et reconstruction de la tomographie de & Keane (2010). Les images de projection rayons X sont acquises in-situ avec une rotation à 360° de l'échantillon. Une série d'images 2D est ensuite reconstruite mathématiquement afin de pouvoir visualiser en 3D ou sous plusieurs axes l'échantillon.	105
Figure 3.14 : Images d'une image d'un échantillon vue du dessus lors du traitement sur Matlab Les contrastes de l'image de départ (a) doivent être améliorés (b). Un filtre d'adoucissement (c) puis gaussien médian (d) sont appliqués. Les contrastes sont ensuite inversés (e) afin de sélectionner la phase a observée. La phase souhaitée doit être en contraste claire sur l'image afin qu'elle soit sélectionnée comme la donnée lors de la binarisation (f). Après binarisation, une fonction d'érosion est appliquée (g). Pour finir le contour de l'image est découpé (h) ainsi qu'une partie du centre de l'image (i) qui comportent du bruit aux bords de l'échantillon, des artefacts et un gradient de déformation faible au centre.....	108
Figure 3.15 : Exemple d'une section déroulée d'un échantillon avec son squelette des clusters et ellipses.	109
Figure 3.16 : Schémas des paramètres calculés sur les sections déroulées via les fonctions d'analyse d'image de Matlab. Les ramifications et fins de branches du squelette sont indiqués par les points jaunes.....	110

Figure 3.17 : a) Schéma du principe de la fonction d'autocorrélation ou 2-point probability et 2-point cluster, modifié d'après [Torquato et al., \(1998\)](#). Une image présente un système de deux phases avec cinq clusters de phase i. La fonction 2-point probability (S2) calcule la probabilité d'avoir la même phase entre deux positions, par exemple entre le point (1) et le point (2). La fonction 2-point cluster (C2) calcule la probabilité d'avoir la même phase au sein d'un même cluster entre deux positions, par exemple entre le point (1) et le point (3). Cette opération est répétée sur l'ensemble de l'image afin de recréer une figure avec pour contours les fonctions. b) Figure 1 de [Thielmann et al., \(2020\)](#) : (Haut gauche) image BSE d'agrégat biphasé non déformé de [Yamazaki et al., \(2009\)](#). (Bas gauche) Image BSE d'agrégat biphasé déformé de [Girard et al., \(2016\)](#). (Milieu) Fonction 2-point cluster probability (S2) de l'échantillon non déformé et déformé, avec zoom de la région centrale. (Droite) Fonction 2-point cluster (C2) de l'échantillon non déformé et déformé, avec zoom de la région centrale. Barre de couleurs identiques pour les deux fonctions.....112

Figure 3.18 : Echantillons post-mortem. a) Assemblage de l'échantillon D2812 avant découpage. b) Assemblage de l'échantillon D2815 découpé parallèle à l'axe de compression. c-d) Surface des échantillons après polissage. c) Polissage de l'échantillon D2812. d) Polissage de l'échantillon D2813. e) Polissage de l'échantillon D2814. f) Polissage de l'échantillon D2815. 114

Figure 3.19 : Echantillon des expériences de torsion post-mortem. Les échantillons sont coupés dans la hauteur au plus proche du bord (ligne rouge) pour l'observation au MEB.115

Figure 3.20 : a) Schéma de microscope électronique à balayage pour l'acquisition des images BSE et cartes EBSD. L'échantillon est tilté à 70° du faisceau électronique pour l'acquisition des données EBSD. b) Echantillon D2812 avec zone d'analyse EBSD (cadre rouge). c) Exemple de bandes de Kikuchi Provenance: Silicium, Oxford Instruments. d) Carte d'orientation IPF-X de l'échantillon D2812 sur Aztec de la zone d'analyse de b) (cadre rouge)..... 116

Figure 3.21 : a) Schéma de microscope électronique en transmission en mode diffraction. b) Exemple de cliché de diffraction (provenance: cette étude). c) Exemple d'image (provenance: cette étude).....117

Figure 3.22 : Images BSE-MEB des lames FIB extraites dans le plan de polissage. a) Trace de l'extraction dans le plan de polissage. b) Exemple d'épaisseur des lames FIB. Lame G1 de 249 nm d'épaisseur extraite de l'échantillon D2812. c) Zone d'extraction de la lame G1 dans l'échantillon D2812, mesurant 10 μm sur 5 μm . d) Lame G1. e) Zone d'extraction de la lame G2 dans l'échantillon D2813. f) Lame G2. g) Zone d'extraction de la lame G3 dans l'échantillon D2815. h) Lame G3. 119

Figure 3.23 : Exemple d'un traitement de données ACOM/TEM sur les logiciels a) DiffGen2 , b) Index2 et c) MapViewer. Les trois vues sont informatives, elles ne correspondent pas au traitement final. 124

Figure 3.24 : Schéma des principes de l'acquisition de clichés de diffraction au MET, mettant en lien les différents paramètres nécessaire au traitement des données ACOM/TEM. Le cliché de diffraction est reconstruit à partir de la sphère d'Ewald (b). Lors de la précession, le faisceau d'électron est dévié de l'axe de zone, puis recentré. Ainsi les plans en bordure de la sphère d'Ewald sont recentrés sur le clichés, et le cliché de diffraction comporte davantage de plans. 125

Figure 4.1 : Cell assembly used for the experiments. The graphite furnace and BN sleeve thicknesses are exaggerated for visualisation. 136

Figure 4.2 : Strain-time curves for single-phase and two-phase aggregates. Colours refer to the samples. 142

Figure 4.3 : Stress - strain curves for garnet in single-phase aggregate, garnet and clinopyroxene in a two-phase aggregate. Samples: grt15 - 15% vol. grt (blue), grt25 - 25% vol. grt (green), grt55 - 55% vol. grt (red) and grt85 - 85% vol. grt (orange). The shaded area for grt85 marks a lower temperature than the targetted one due to a heating issue (see methods section). 144

Figure 4.4 : Differential stress at 25 % of strain vs. volume fraction of garnet for our study. Grey markers: garnet and clinopyroxene stresses in two-phase aggregates. Red markers: weighted average stresses in two-phase aggregates. Previous experimental results are also reported (see discussion). Purple markers: stresses in two-phase aggregates by Rogowitz et al., 2023, deformed at 2.5 GPa and 1000°C. Green markers: stresses in two-phase aggregates by Zhang and Green, 2007, deformed between 2.5 - 3.5 GPa and 1027 - 1427 °C. Blue markers: stresses in two-phase aggregates by Farla et al., 2017, deformed between 4.3 - 6.7 GPa and 777 - 1197 °C. Stresses are not normalized

because of the large range of P-T conditions and different mechanical behaviours in these four studies, for which the rheological laws are not well known.	145
Figure 4.5 : BSE-SEM images of the four samples. Each image line refers to the run mentioned in the left column, with an increase in garnet fraction from top-to-bottom. Orange boxes are related to the next image location. The shortening direction is vertical (double white arrow, top-left image). Red arrows: fracturation of garnet and clinopyroxene grains, with a domino-type structure. Yellow arrow: fine-grained tails of garnet, connecting two grains like a boudin neck.....	148
Figure 4.6 : Crystallographic orientations with IPF-X of three representative maps of the deformed samples.	150
Figure 4.7 Grain Reference Orientation Deviation (GROD) and Kernel Average Misorientation (KAM) of garnet (red) and clinopyroxene (green) for three representative maps of the deformed samples.....	151
Figure 4.8 : Grain boundaries (black) and subgrain boundaries of garnet (red) and clinopyroxene (green) of three representative maps of the deformed samples. Subgrain boundaries threshold is fixed at 2° and grain boundaries threshold at 15°.....	153
Figure 4.9 : Crystal Preferred Orientation (CPO) of garnet and clinopyroxene in the four deformed samples. Each sample has 4 to 5 acquisition maps to represent the different microstructures of the whole sample. CPOs are computed for one point per grain. Orientation Distribution Functions (ODFs) contours are used the when number of grains is above 150.....	155
Figure 4.10 : Low-angle Boundary Misorientation Function (BMF) analysis for garnet and clinopyroxene in the four deformed samples. Analysis is limited to low-angle, i.e. <15°. Contours are plotted in Multiples of Uniform Distribution (MUD).....	158
Figure 4.11 : a-d) STEM mapping of deformed sample grt25. grt. g-h) ACOM-TEM mapping of deformed samples. The compression axis is indicated by double arrows. a) nanometric clinopyroxene matrix. White arrows: triple junctions and aligned grain boundaries. b) Garnet grain with local misorientation (yellow arrow) and nanometric subgrains and recrystallized grains in the border (dashed areas). c) Clinopyroxene matrix with mechanical twinning (black arrows). d) Garnet grain with microcrack (red arrow) and local misorientation (white arrows). e) Grain boundaries (black) and subgrain boundaries of garnet (red) and clinopyroxene (green) in sample grt15. grt. f)	

Orientation map of garnet (same map as e). g) Orientation map of clinopyroxene (same map as e)) with CPO and BMF. Note the different maxima in the BMF analysis and dispersion of CPO compared to Figure 8 and Figure 9. h) Orientation map of clinopyroxene in sample grt25. (not oriented), with CPO and BMF. Note the weakening of CPO in comparison to the ones in Figure 10g. 159

Figure 4.12 : Summary of deformation mechanisms in our experiments. From 15 to 55% vol gt, the clinopyroxene controls the deformation of the aggregates. Clinopyroxene matrix deforms viscously, and allows the deformation to be accommodated by the two phases. Local increases of stress in garnet lead to the fracturation or cataclasis of clinopyroxene while the cpx areas or matrix are mainly viscous. Each phase affects the deformation mutually: the viscous matrix of clinopyroxene limits the propagation of failure and accommodates the deformation (Beall et al., 2019b). Here garnet is not only a rigid clast but is rheologically active during deformation even at low content, which would correspond to an IWL microstructure of pyroxene with garnet boudinage (Handy, 1990, 1994). At 85 % vol. grt, grain sizes are reduced through a large network of fractures or cataclastic zones, but the cataclasis is not efficient enough to allow for an aggregate weakening. The aggregate exhibits an LBF microstructure, with clinopyroxene isolated enough to avoid the connection between grains. A hardening occurs and the difference between garnet stresses and clinopyroxene stresses increases. 163

Figure 4.S1 : Crystallographic orientations with IPF-X and Grain Reference Orientation Deviation of two representative cataclastic microstructures of the deformed samples. MAD threshold is fixed at 2°. 186

Figure 4.S2 : J-index of clinopyroxene with the number of grains in the maps, in the aggregates at 15%, 25% and 55% vol. garnet..... 187

Figure 4.S3 : Frictional-viscous behaviour of the deformed samples. a) Mohr's circles of garnet in single-phase aggregates. The black dashed line corresponds to our failure envelop, with an internal friction $\mu = 0.084$ and a cohesion $C = 980$ MPa. Notice that the red circle does not match the failure envelop. Atg: Antigorite from Hilairet et al. (2024). GS, EA: greenschist and epidote-amphibole schist from Okazaki and Hirth, (2020). Ecl, Du: eclogite and dunite from Shimada (1983). Gray line: Byerlee's law (Byerlee 1978). b) Mohr's circles of garnet in two-phase aggregates. Failure envelop of garnet in two-phase aggregate is plotted in black dashed line for three circles, with an internal friction $\mu = 0.062$ and a cohesion $C = 400$ MPa. Notice that the orange circle does not match the

failure envelop, and corresponds to the aggregate with 85 % vol. grt. c) Differential stress vs. volume fraction of garnet with average differential stresses of our aggregates and theoretical microstructures of Handy (1990) and Handy et al. (1999). Viscous flow in black (IWL_{vv} and LBF) and frictional-viscous flow in blue (IWL_{fv}). Differential stresses input for end-members are fixed for the clinopyroxene at the value in 15 % vol. grt aggregate to correlate our data – there should not be a strong overestimation in view of the similar values of stresses up to 55 % vol. grt. Garnet end-member differential stress is fixed at the estimation in the single-phase aggregate at 25% of strain for viscous flow. Garnet differential stress is calculated in the frictional-viscous flow with the equation (6) in Handy et al. (1999). With the same value of differential stress as in the viscous flow, IWL_{fv} is the same as IWL_{vv}. Grey triangle: weighted average stress in the two-phase aggregate at 25% of strain..... 188

Figure 4.S4 : Unpolarized spectra of four clinopyroxene grains before deformation. FTIR spectra where recorded with a resolution of 4 cm⁻¹ using a Bruker's Hyperion 3000 FTIR microscope coupled with a Vertex 70 spectrometer equipped with a single MCT detector at LASIRE laboratory, CNRS-University of Lille. Double-polished crystals between 228-259 μm in thickness. High intensity clinopyroxene OH bands are present at 3520 cm⁻¹ and 3460 cm⁻¹. The weak band at 3305 cm⁻¹ is attributed to clinopyroxene because its intensity varies with the two main bands of clinopyroxene. Clinopyroxene OH band around 3610 cm⁻¹ is weak and only presents in Cpx n°3. a) Intensity of clinopyroxene bands depends on crystal orientation. Amphibole bands are present in the four analysed crystals, at 3660-3674 cm⁻¹. b) Average spectra of clinopyroxene (red line), and spectra after baseline subtraction for integration (purple and orange) with two different baselines (dark and light blue). Estimation of water content with the coefficient of absorption by Bell et al. (1995) and normalized on thickness. c) Unpolarized spectra of five garnet grains before deformation. Double-polished crystals between 186-216 μm in thickness. High intensity garnet OH bands are present at 3610 cm⁻¹ and 3652 cm⁻¹. Estimation of water content with coefficient of absorption by Bell et al., 1995 and normalized on thickness. The band at 3300 cm⁻¹ is present in both garnet and clinopyroxene grains and can be related to rutile inclusions. Nevertheless, its contribution is low and it does not change significantly the total water concentration if we consider it or not..... 190

Figure 4.S5 : a) Bright field image of a garnet grain with microcracks (red arrows) and local misorientations (yellow arrow). Zone of interest of the following images. Diffraction pattern and plane (red circle) of the following dark field images. b) Garnet with dislocations (white arrow). c) Garnet with microcracks (red arrow) connected to subgrain boundaries (blue arrows). d) Garnet with microcrack (red arrow), dislocations at grain boundary (white arrow) and local misorientations (yellow arrow). e) Dislocations in the garnet grain (white arrows)..... 191

Figure 5.1 : Schématisation de l'évolution des champs de LBF et IWL avec la déformation dans des diagrammes de stabilité structurale, de Handy (1994). a) Etat non-déformé, b) faible déformation, c) déformation intermédiaire, d) état stationnaire. Les flèches indiquent le mouvement dépendant de la déformation de la limite LBF-IWL (trait épais) et le contour normalisé du contraste de résistance de la roche (trait fin). 201

Figure 5.2 : Sections déroulées avec aire des clusters et squelette de l'échantillon G30 à a) 0°, b) 90°, c) 135° et d) 180° de torsion. Les sections présentent des structures de bandes de cisaillement C'-S (flèches et annotations rouges: C' - trait en tirets épais, S - trait pointillé fin), pouvant à proximité dévier la foliation (flèches bleues). Quelques structures de boudinages sont indiquées (flèches jaunes). Echelle identique pour les paires d'images. La hauteur des échantillons diminue avec la déformation en raison du rapprochement des enclumes, et réduit la section de l'image à analyser.203

Figure 5.3 : Sections déroulées avec aire des clusters et squelette de l'échantillon G70 à a) 0°, b) 120°, c) 176° de torsion. Les sections présentent des structures de bandes de cisaillement C'-S (flèches et annotations rouges: C' - trait en tirets épais, S - trait pointillé fin), pouvant à proximité dévier la foliation (flèches bleues). Quelques structures de boudinages sont indiquées (flèches jaunes). Echelle identique pour les paires d'images. La hauteur des échantillons diminue avec la déformation en raison du rapprochement des enclumes, et réduit la section de l'image à analyser.204

Figure 5.4 : Sections déroulées avec aire des clusters et squelette de l'échantillon G85 à a) 0°, b) 90°, c) 135° et d) 180° de torsion. Les sections présentent des structures de bandes de cisaillement C'-S (flèches et annotations rouges: C' - trait en tirets épais, S - trait pointillé fin), pouvant à proximité dévier la foliation (flèches bleues). Quelques structures de boudinages sont indiquées (flèches jaunes). Echelle identique pour les paires d'images. La hauteur des échantillons diminue avec la déformation en raison du rapprochement des enclumes, et réduit la section de l'image à analyser.205

Figure 5.5 : Aire normalisée sur l'aire totale de la phase, des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).....	207
Figure 5.6 : Aire normalisée a) moyenne, avec valeurs maximale et minimale, et b) médiane sur l'aire totale des clusters de grenat (symbole - croix) et clinopyroxène (symbole - carré) en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange).....	209
Figure 5.7 : Ratio de l'aire maximale sur l'aire totale des clusters de grenat (symbole - croix) et clinopyroxène (symbole - carré) en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange).....	209
Figure 5.8 : Aspect ratio des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).	211
Figure 5.9 : Aspect ratio moyen, avec valeurs maximale et minimale, des clusters de grenat (symbole - croix) et clinopyroxène (symbole - carré) en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange).....	212
Figure 5.10 : Orientation des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).	215
Figure 5.11 : Solidité des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).	216
Figure 5.12 : Longueur normalisée des branches du squelette des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).	219
Figure 5.13 : Longueurs a) moyenne, b) médiane et c) maximale normalisées squelette sur la longueur totale du squelette des clusters de grenat (symbole - croix) et clinopyroxène (symbole - carré) en fonction de la quantité de torsion pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange).....	221
Figure 5.14 : a) Longueur normalisée moyenne, avec maximale et minimale, des branches du squelette des clusters. b) Longueur moyenne des branches en fonction de la densité moyenne de branches des clusters de grenat (symbole - croix) et clinopyroxène (symbole - carré, pour l'échantillon G30 (vert), G70 (violet) et G85 (orange).....	221

Figure 5.15 : Figure 5.2.14 : Section déroulée de l'échantillon G30 accompagnée des fonctions 2-point probability (S2) and 2-point cluster (C2) à a) 0°, b) 90°, c) 135° et d) 180° de torsion. Un zoom (cadre blanc en pointillé) des contours de la fonction 2-point cluster est présent à droite, de dimension identique pour toutes les sous-figures. Les trois images sont à échelles identiques. La fonction 2-point probability et 2-point-cluster sont normalisées sur une même échelle de couleur, avec la valeur maximale de la fonction 2-point cluster comme limite supérieur.224

Figure 5.16 : Section déroulée de l'échantillon G70 accompagnée des fonctions 2-point probability (S2) and 2-point cluster (C2) à a) 0°, b) 120° et c) 176° de torsion. Un zoom (cadre blanc en pointillé) des contours de la fonction 2-point cluster est présent à droite, de dimension identique pour toutes les sous-figures. Les trois images sont à échelles identiques. La fonction 2-point probability et 2-point-cluster sont normalisées sur une même échelle de couleur, avec la valeur maximale de la fonction 2-point cluster comme limite supérieur..... 226

Figure 5.17 : Section déroulée de l'échantillon G85 accompagnée des fonctions 2-point probability (S2) and 2-point cluster (C2) à a) 0°, b) 90°, c) 135° et d) 180° de torsion. Un zoom (cadre blanc en pointillé) des contours de la fonction 2-point cluster est présent à droite, de dimension identique pour toutes les sous-figures. Les trois images sont à échelles identiques. La fonction 2-point probability et 2-point-cluster sont normalisées sur une même échelle de couleur, avec la valeur maximale de la fonction 2-point cluster comme limite supérieur..... 227

Figure 5.18 : Microstructures de l'échantillon G85 par images SEM-BSE. a) Vue d'ensemble de l'échantillon coupé dans sa hauteur (voir partie III.3 pour la préparation de l'échantillon), avec traces des bandes de cisaillement C'-S (traits jaunes). b) Clinopyroxène avec une queue dans la matrice de grenat comprenant un fort réseau de fractures (flèches rouges). c) Clinopyroxène sinueux avec des jonctions fines (flèches vertes). d) Clinopyroxène fin avec limites indentées. Quelques symplectite peuvent être présent sur des zones limitées. 229

Figure 5.19 : Données EBSD de l'échantillon G85 a) image en contraste d'orientation cristallographique (FSD) mélangée (à gauche) et bande contraste (à droite) de la zone d'étude. b) Cartes de phase avec le grenat-rouge et le clinopyroxène-vert (gauche) et d'orientation du grenat (droite). c) Cartes de KAM (gauche) et de GROD (droite) du

grenat. d) CPO et axes de désorientation en limites de grains du grenat. e) CPO et axes de désorientation en limites de grains du clinopyroxène.230

Figure 5.20 : Données EBSD de l'échantillon G85 a) image FSD mélangée (à gauche) et bande contraste (à droite) de la zone d'étude. b) Cartes de phase avec le grenat-rouge et le clinopyroxène-vert (gauche) et d'orientation du grenat (droite). c) Cartes de KAM (gauche) et de GROD (droite) du grenat. d) CPO et axes de désorientation en limites de grains du grenat. e) CPO et axes de désorientation en limites de grains du clinopyroxène. 231

Annexes

Une partie des annexes est disponible en ligne via ce lien : <https://nextcloud.univ-lille.fr/index.php/s/2g867n8aNsyDMGd> .

Ces annexes sont accompagnées du document « READ ME » pour guider la lecture.

Liste des annexes

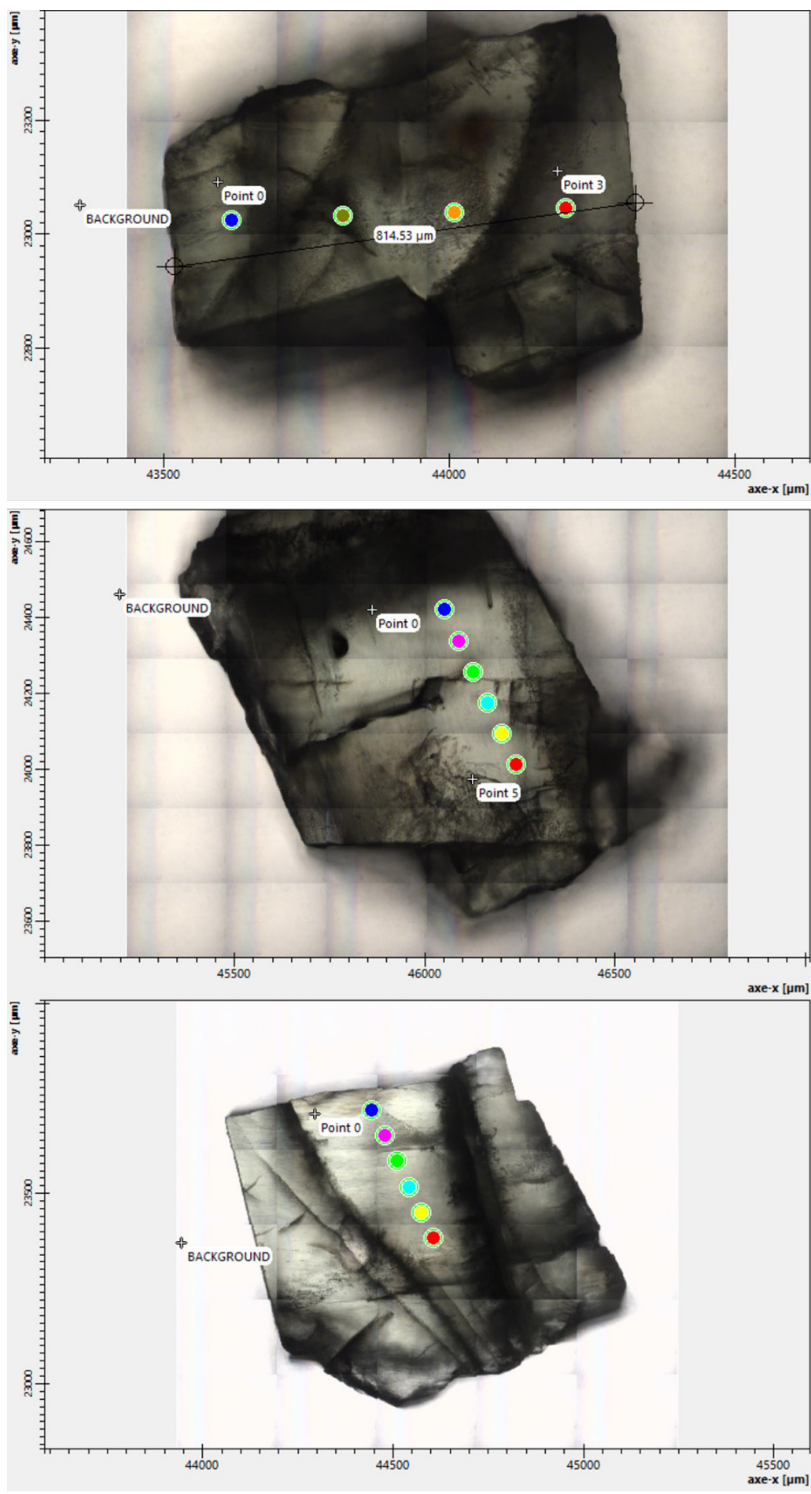
Annexe 1 : Analyse de microsonde de Tommaso Mandolini sur les grains de grenat et de clinopyroxène de l'éclogite naturelle servant à la préparation des échantillons. Composition en % massique d'oxides.....	255
Annexe 2 : Points de mesure FTIR sur trois grains de clinopyroxène.....	258
Annexe 3 : Points et profils de mesures FTIR sur cinq grains de grenat et inclusion.....	259
Annexe 4 : Résultats du traitement MAUD de D2812 (i.e. grt55) pour le grenat et le clinopyroxène.....	En ligne
Annexe 5 : Résultats du traitement MAUD de D2813 (i.e. grt15) pour le grenat et le clinopyroxène.....	En ligne
Annexe 6 : Résultats du traitement MAUD de D2814 (i.e. grt85) pour le grenat et le clinopyroxène.....	En ligne
Annexe 7 : Résultats du traitement MAUD de D2815 (i.e. grt25) pour le grenat et le clinopyroxène.....	En ligne
Annexe 8 : Script MATLAB pour le traitement de l'échantillon G30.....	En ligne
Annexe 9 : Script MATLAB pour le traitement de l'échantillon G70 et G85.	En ligne
Annexe 10 : Fichier .CIF de la structure cristallographique du grenat.....	En ligne
Annexe 11 : Fichier .CIF de la structure cristallographique du clinopyroxène.....	En ligne
Annexe 12 : Images BSE des échantillons déformés par cisaillement pur.....	260
Annexe 13 : Cartes de phases des échantillons déformés en cisaillement pur. Le grenat est en rouge et le clinopyroxène en vert.....	263

Annexe 14 : Cartes d'orientation -X du grenat des échantillons déformés en cisaillement pur.....	265
Annexe 15 : Cartes d'orientation -X du clinopyroxène des échantillons déformés en cisaillement pur.....	268
Annexe 16 : Cartes de GROD du grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) des échantillons déformés en cisaillement pur.....	271
Annexe 17 : Cartes de KAM du grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) des échantillons déformés en cisaillement pur.....	273
Annexe 18 : Cartes de limites de grains (noir) et sous-grains de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) des échantillons déformés en cisaillement pur.....	276
Annexe 19 : Diamètre équivalent/aire totale et circularité des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).....	279
Annexe 20 :Données EBSD de l'échantillon G85 a) image FSD mélangée (à gauche) et bande contraste (à droite) de la zone d'étude. b) Cartes de phase avec le grenat-rouge et le clinopyroxène-vert (gauche) et d'orientation du grenat (droite). c) Cartes de KAM (gauche) et de GROD (droite) du grenat. d) CPO et axes de désorientation en limites de grains du grenat. e) CPO et axes de désorientation en limites de grains du clinopyroxène.....	281
Annexe 21 :Données EBSD de l'échantillon G85 a) image FSD mélangée (à gauche) et bande contraste (à droite) de la zone d'étude. b) Cartes de phase avec le grenat-rouge et le clinopyroxène-vert (gauche) et d'orientation du grenat (droite). c) CPO et axes de désorientation en limites de grains du grenat. d) CPO et axes de désorientation en limites de grains du clinopyroxène.....	282

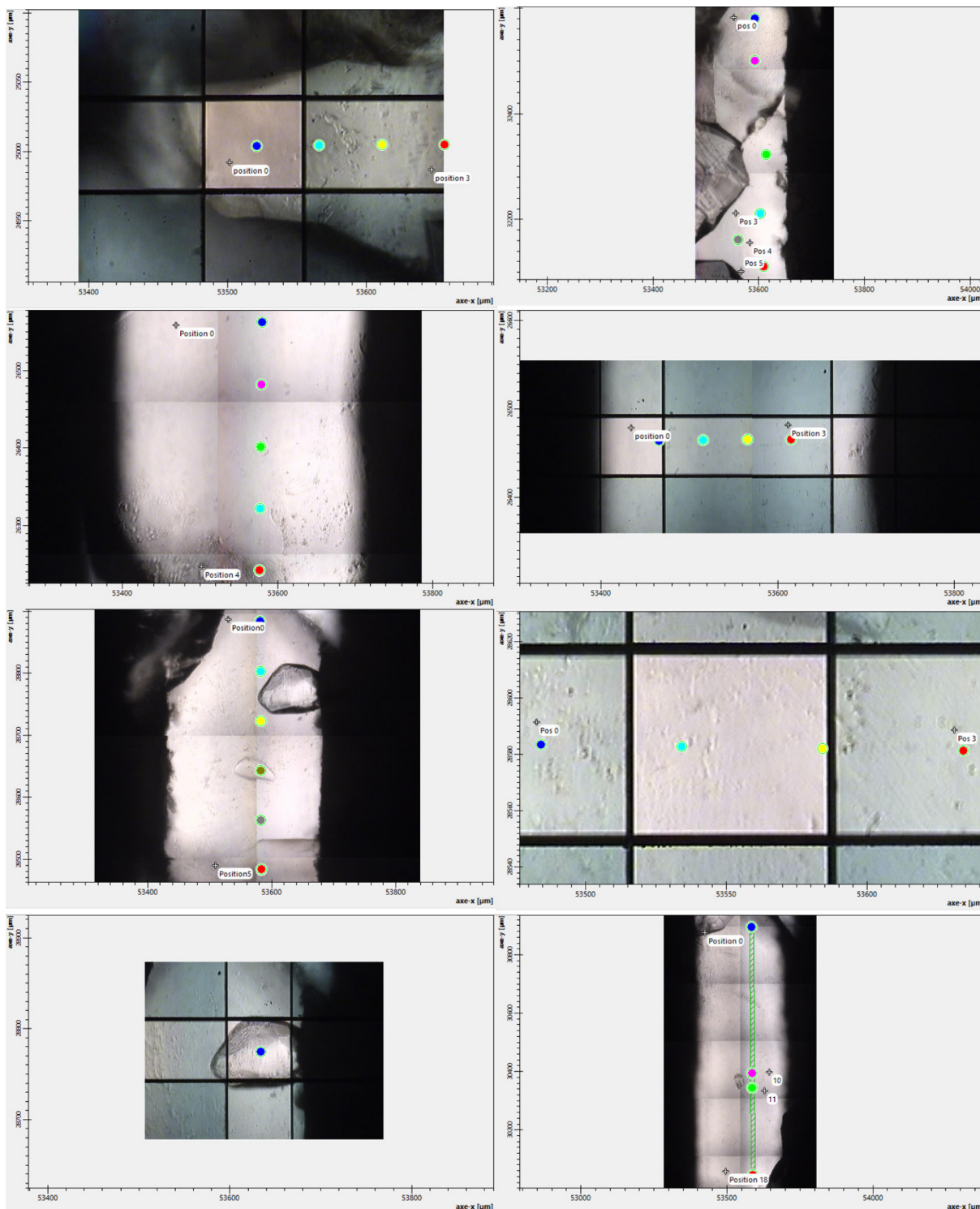
Annexe 1 : Analyse de microsonde de Tommaso Mandolini sur les grains de grenat et de clinopyroxène de l'éclogite naturelle servant à la préparation des échantillons. Composition en % massique d'oxydes. La dernière ligne a été modifiée après Tommaso Mandolini.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Na ₂ O	MgO	Total
Grt	41.06	22.86	4.24	0.04	0.10	0.39	16.94	0.01	14.68	100.30
	40.86	22.73	4.27	0.03	0.07	0.37	16.84	0.03	14.65	99.82
	40.70	23.08	4.32	0.01	0.11	0.40	17.13	-0.01	14.63	100.36
	40.38	22.76	4.54	0.03	0.09	0.35	16.92	0.00	14.50	99.57
	40.75	22.75	4.13	0.00	0.09	0.40	17.14	0.01	14.63	99.91
	40.31	22.48	4.03	0.04	0.09	0.47	18.22	-0.01	13.78	99.40
	40.52	22.59	4.83	0.05	0.12	0.51	18.06	-0.01	13.40	100.07
	40.34	22.49	4.56	0.022	0.14	0.38	18.12	0.02	13.74	99.82
Grt Av comp	40.55	22.70	4.38	0.03	0.10	0.41	17.49	0.00	14.19	99.85
STD Dev	0.22	0.21	0.28	0.02	0.02	0.06	0.61	0.01	0.53	0.32
Molecular mass	60.08	101.96	56.08	79.87	151.99	70.94	71.84	61.98	40.30	
Mol oxide	0.68	0.22	0.08	0.00	0.00	0.01	0.24	0.00	0.35	1.58
Mol O	1.35	0.67	0.08	0.00	0.00	0.01	0.24	0.00	0.35	2.70
Mol element	0.66	0.45	0.08	0.00	0.00	0.01	0.24	0.00	0.35	1.80
A.F.U	3.00	1.98	0.35	0.00	0.01	0.03	1.08	0.00	1.57	O = 12
	1.00	0.99	0.12	Tr	Tr	0.01	0.36	Tr	0.52	
Fe ³⁺							0.01			

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Na ₂ O	MgO	Total
Cpx	52.92	7.38	10.06	0.15	0.09	0.053	4.35	1.10	19.78	95.89
	55.18	6.51	17.98	0.09	0.14	0.01	2.84	3.63	12.51	98.89
	55.02	7.76	17.18	0.07	0.14	0.03	2.80	4.19	11.92	99.11
	55.22	6.36	17.87	0.09	0.07	0.02	3.12	3.54	12.74	99.03
	55.49	6.97	17.35	0.07	0.12	0.02	2.92	4.01	12.27	99.22
	54.96	6.38	17.47	0.06	0.10	0.04	3.00	3.99	12.44	98.44
	54.56	6.67	17.58	0.07	0.14	-0.01	2.99	3.73	12.23	97.95
Cpx Av comp	55.07	6.78	17.57	0.07	0.12	0.02	2.94	3.85	12.35	98.77
STD Dev	0.31	0.53	0.31	0.01	0.03	0.02	0.12	0.25	0.28	
Molecular mass	60.08	101.96	56.08	79.87	151.99	70.94	71.84	61.98	40.30	
Mol oxide	0.92	0.07	0.31	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.31	1.71
Mol O	1.83	0.20	0.31	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.31	2.76
Mol element	0.92	0.13	0.31	0.00	0.00	0.00	0.04	0.12	0.31	
A.F.U	1.99	0.29	0.64	0.00	0.00	0.00	0.14	0.24	0.73	O = 6

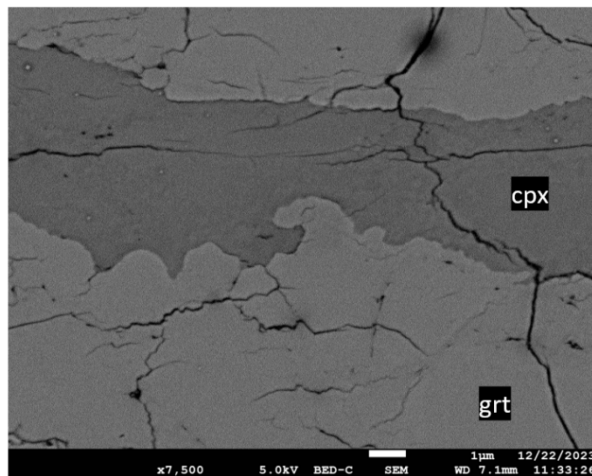
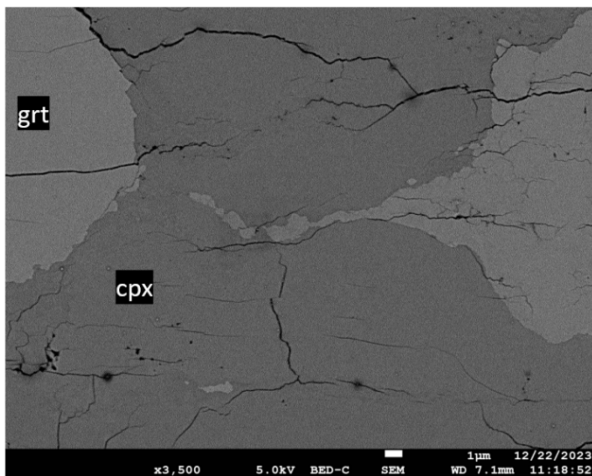
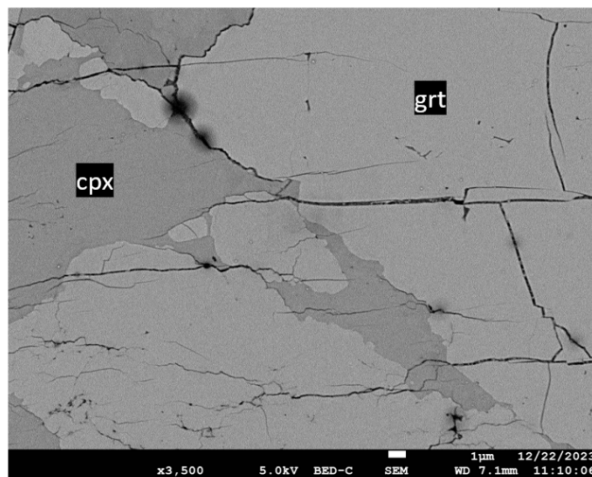
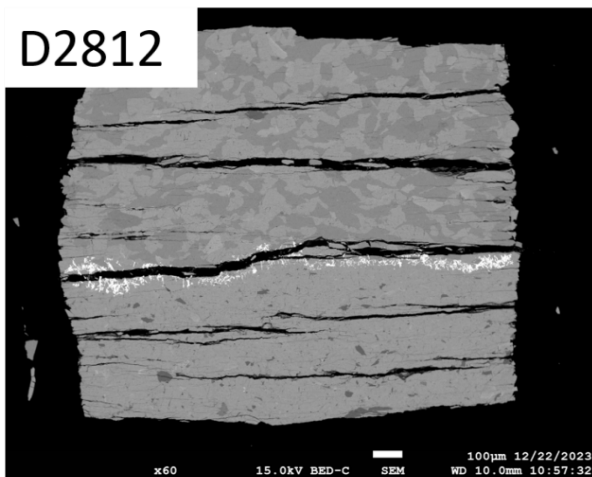


Annexe 2 : Points de mesure FTIR sur trois grains de clinopyroxène.

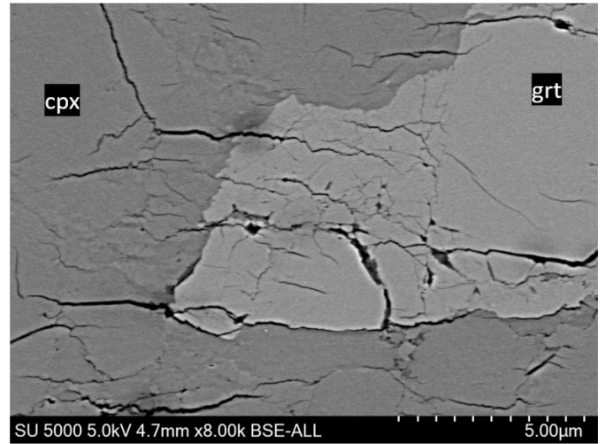
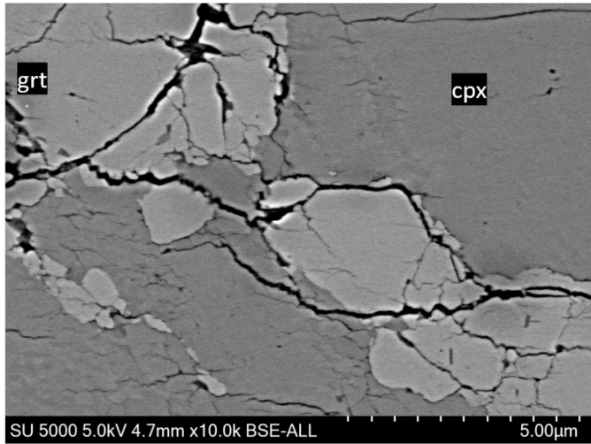
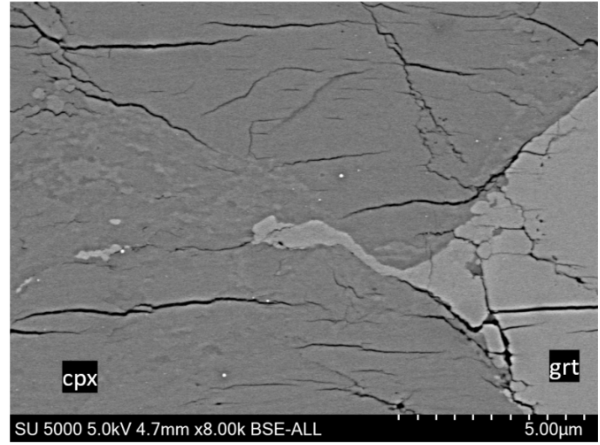
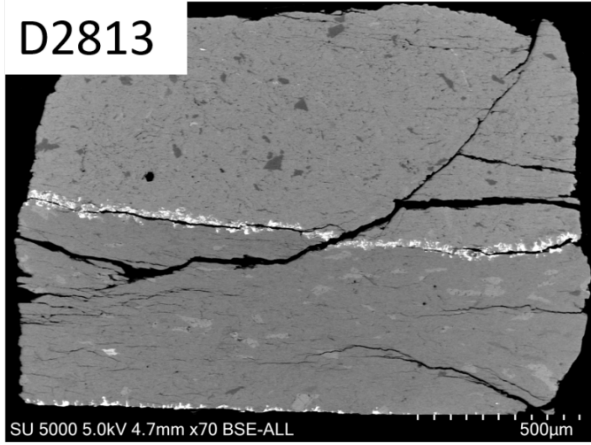


Annexe 3 : Points et profils de mesures FTIR sur cinq grains de grenat et inclusion.

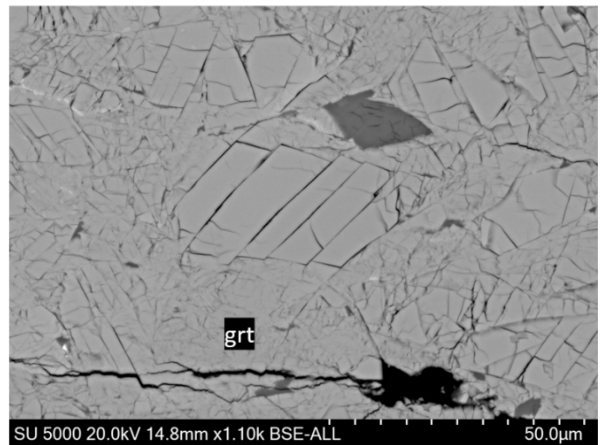
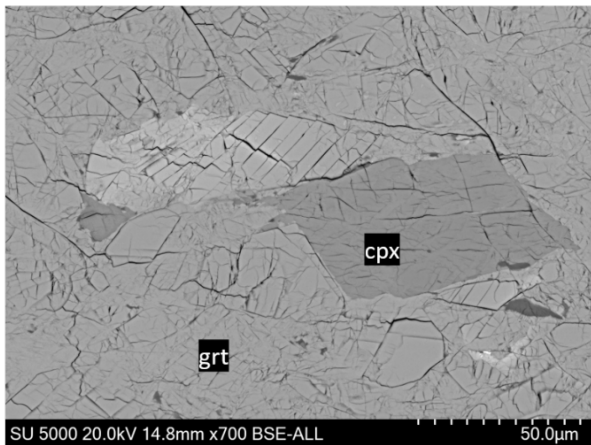
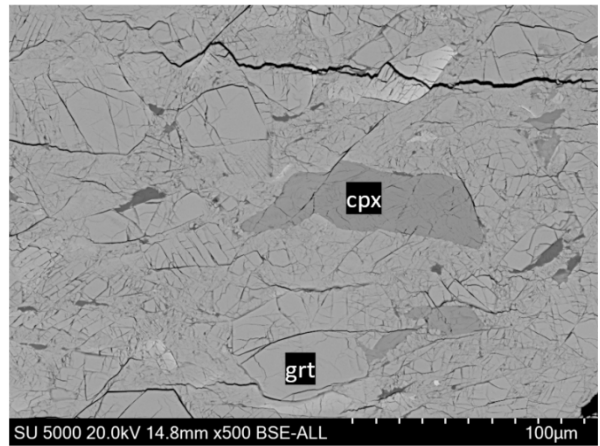
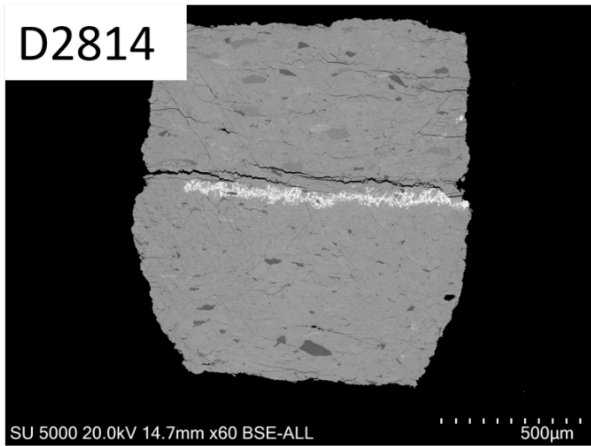
D2812



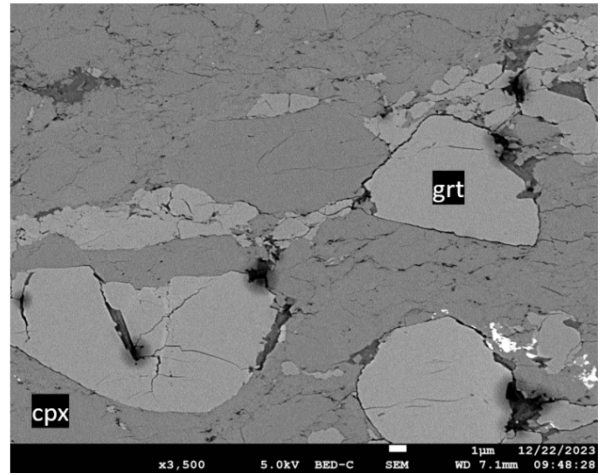
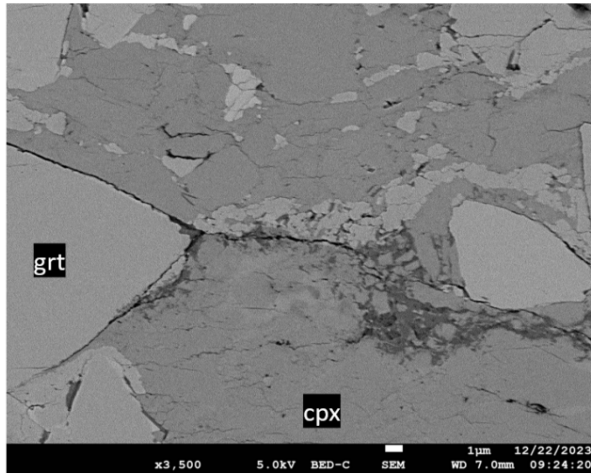
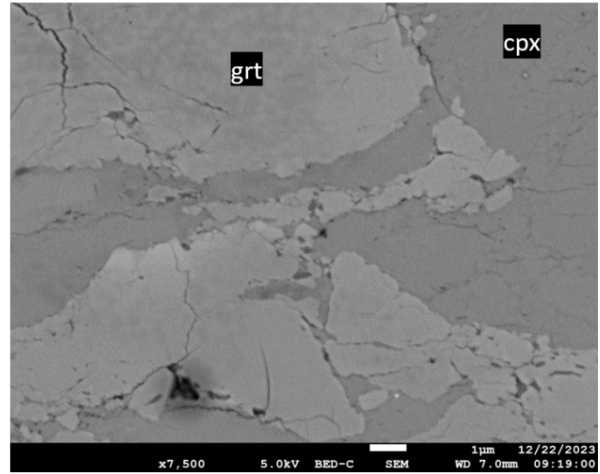
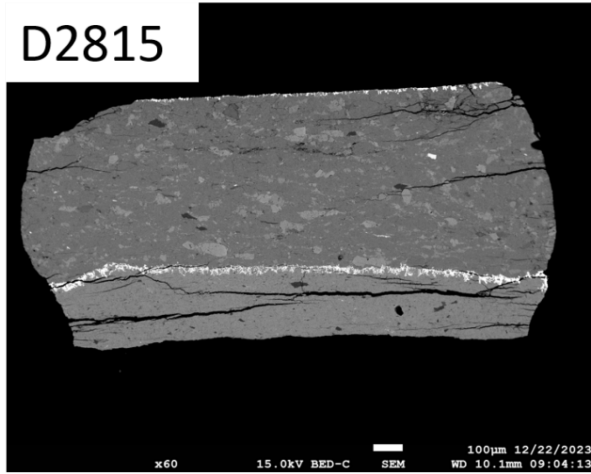
D2813



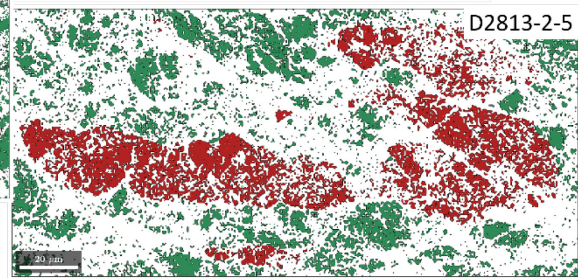
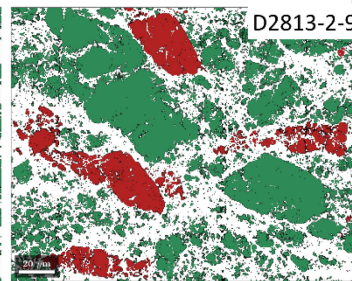
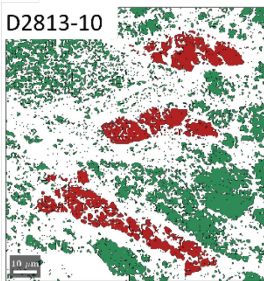
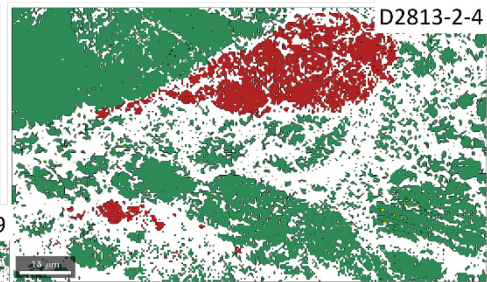
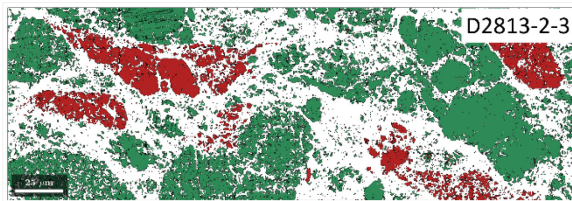
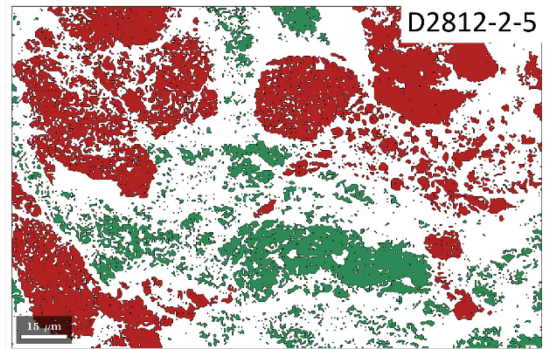
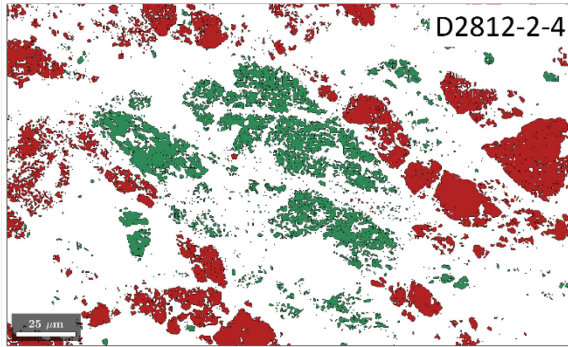
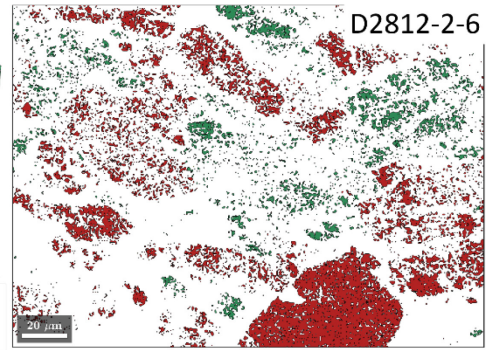
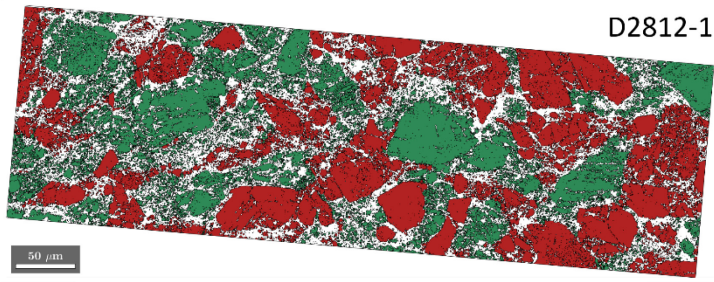
D2814

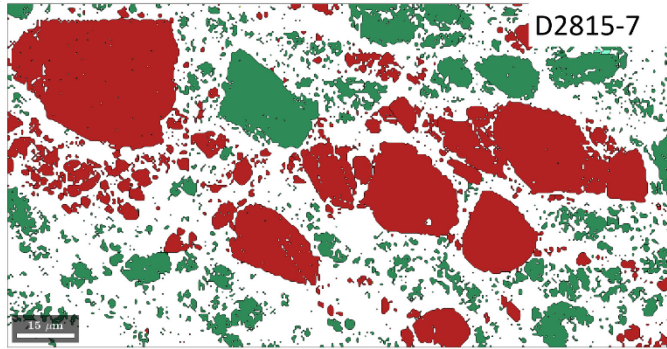
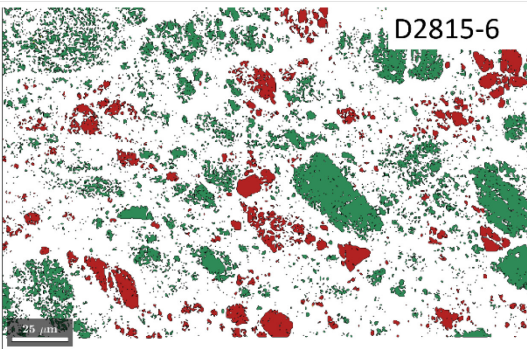
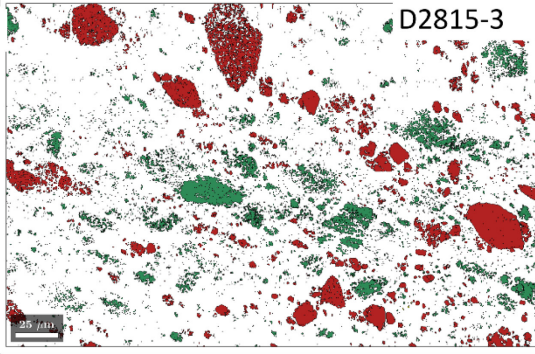
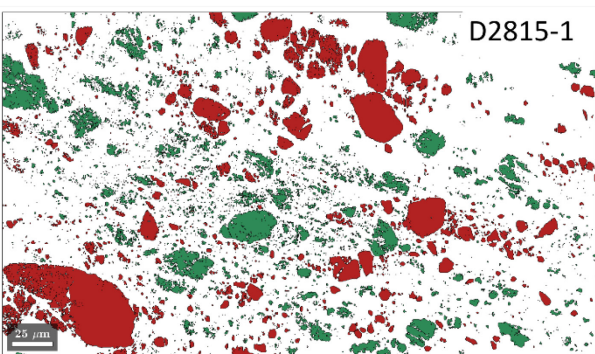
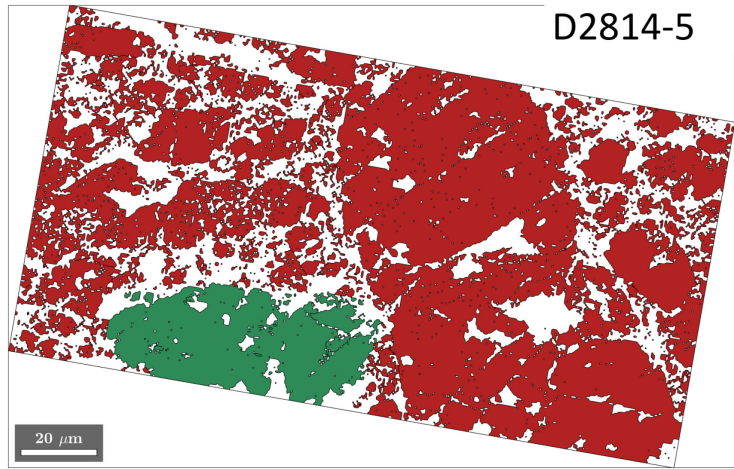
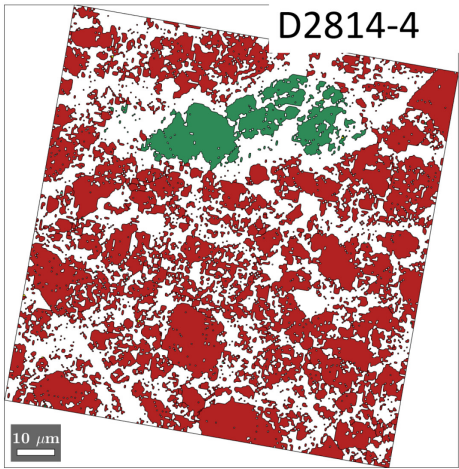
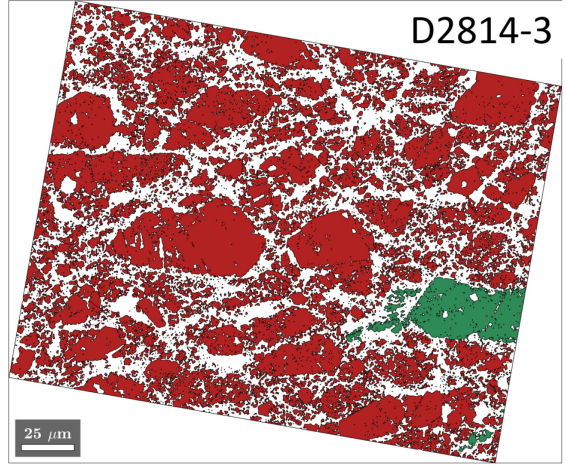
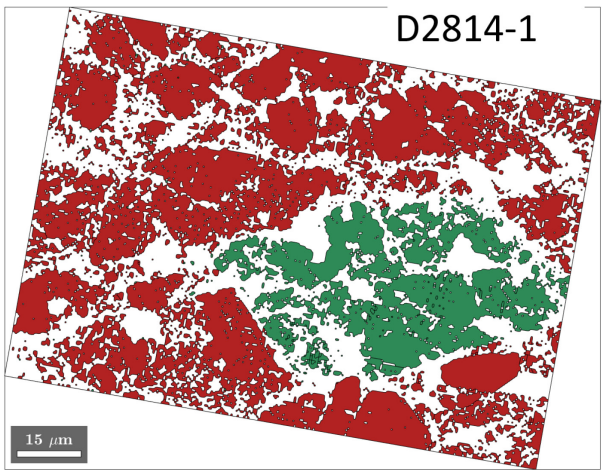


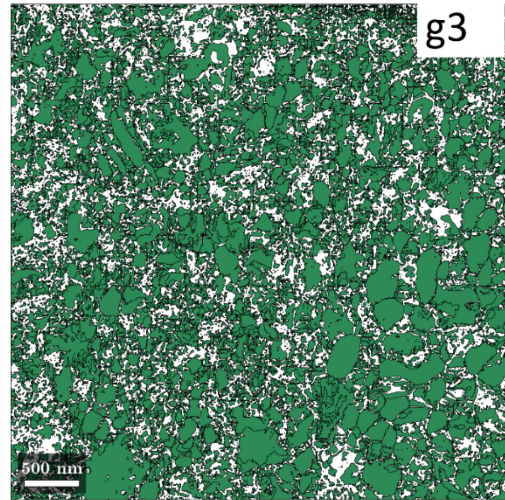
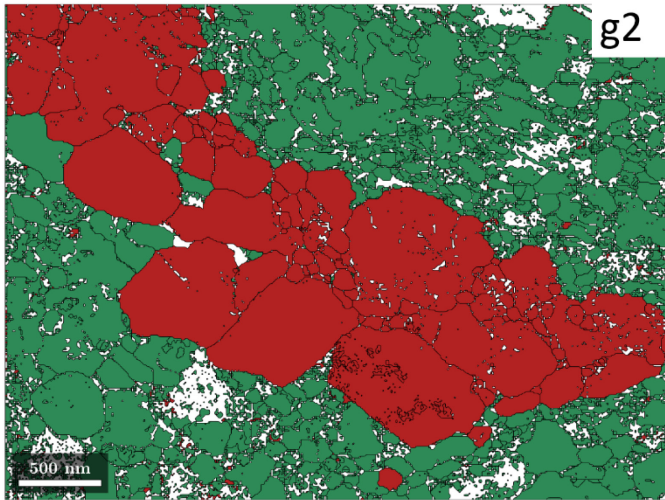
D2815



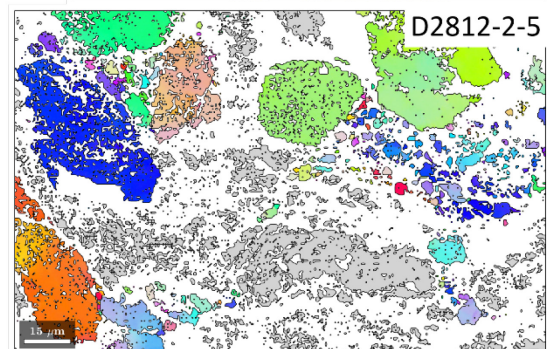
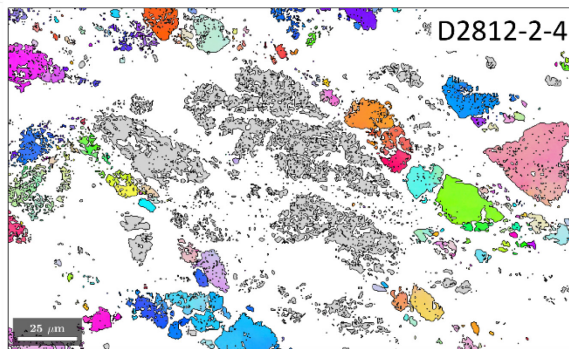
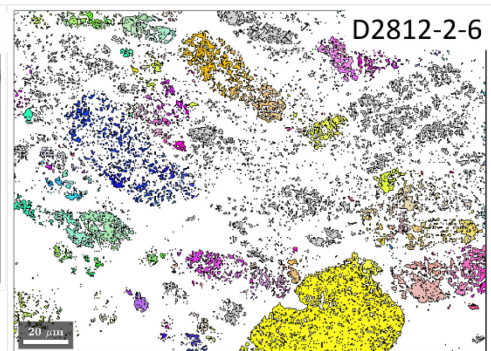
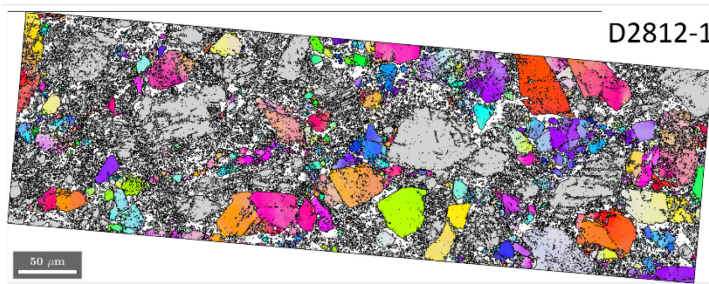
Annexe 12 : Images BSE des échantillons déformés par cisaillement pur.

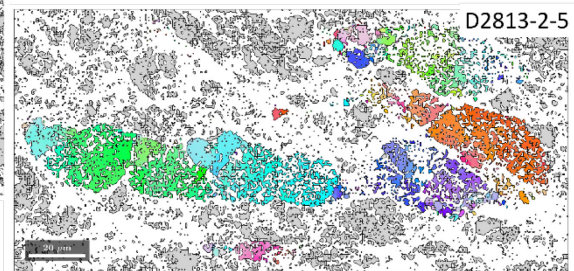
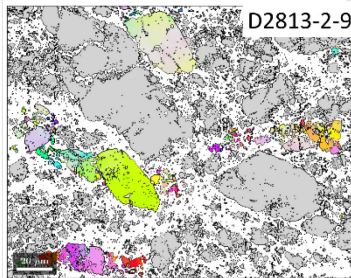
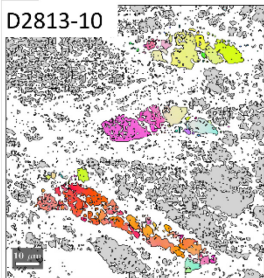
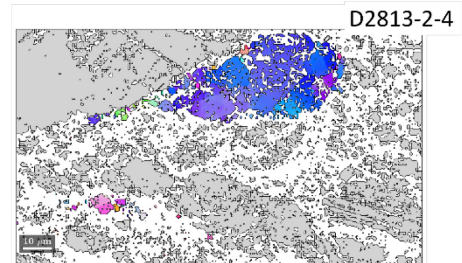
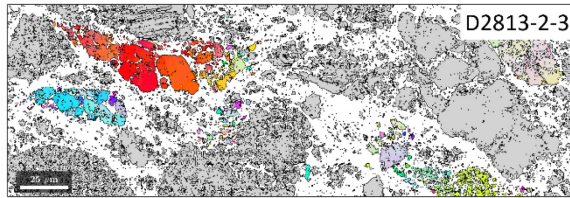
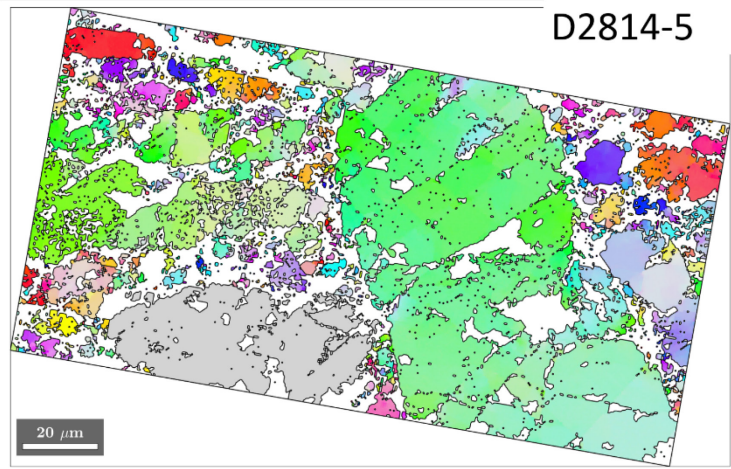
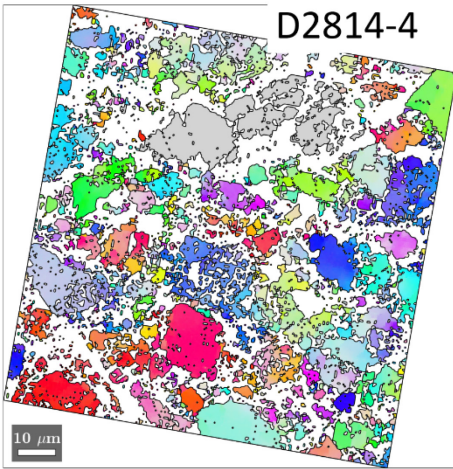
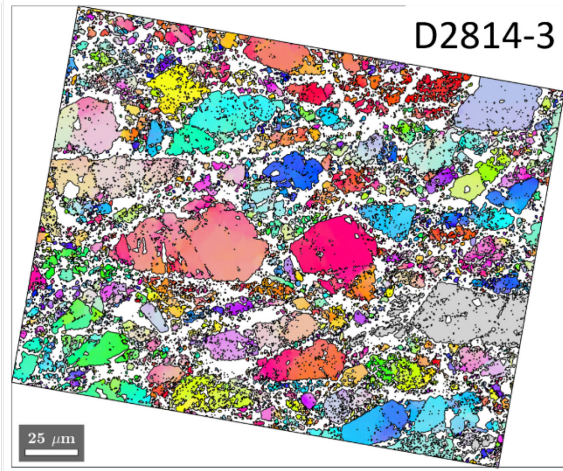
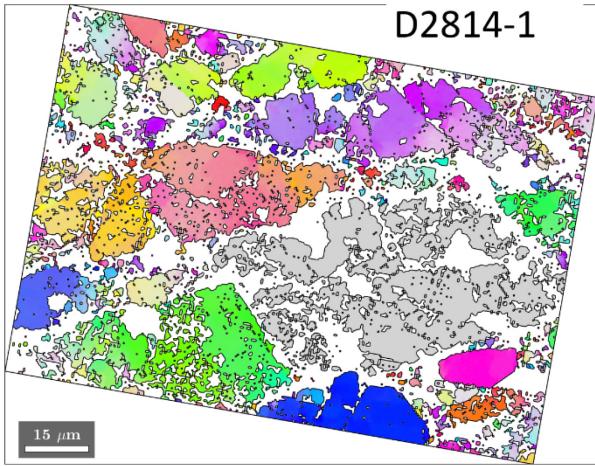


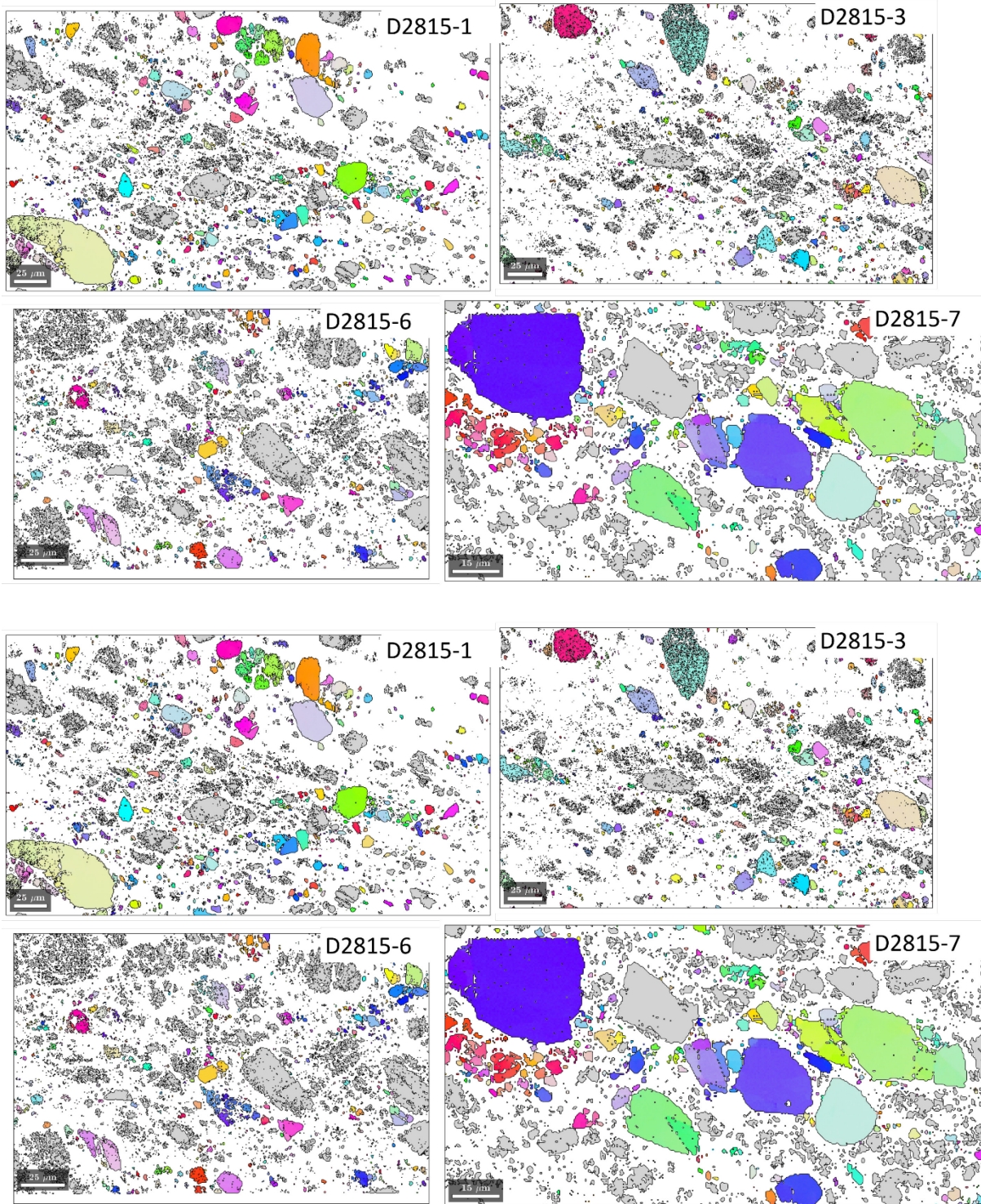


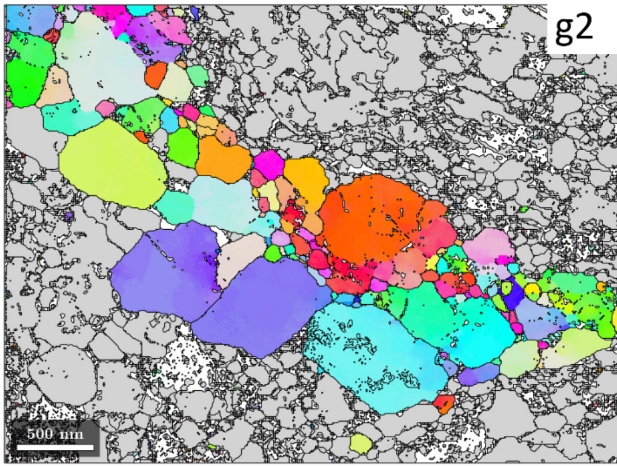


Annexe 13 : Cartes de phases des échantillons déformés en cisaillement pur. Le granat est en rouge et le clinopyroxène en vert.

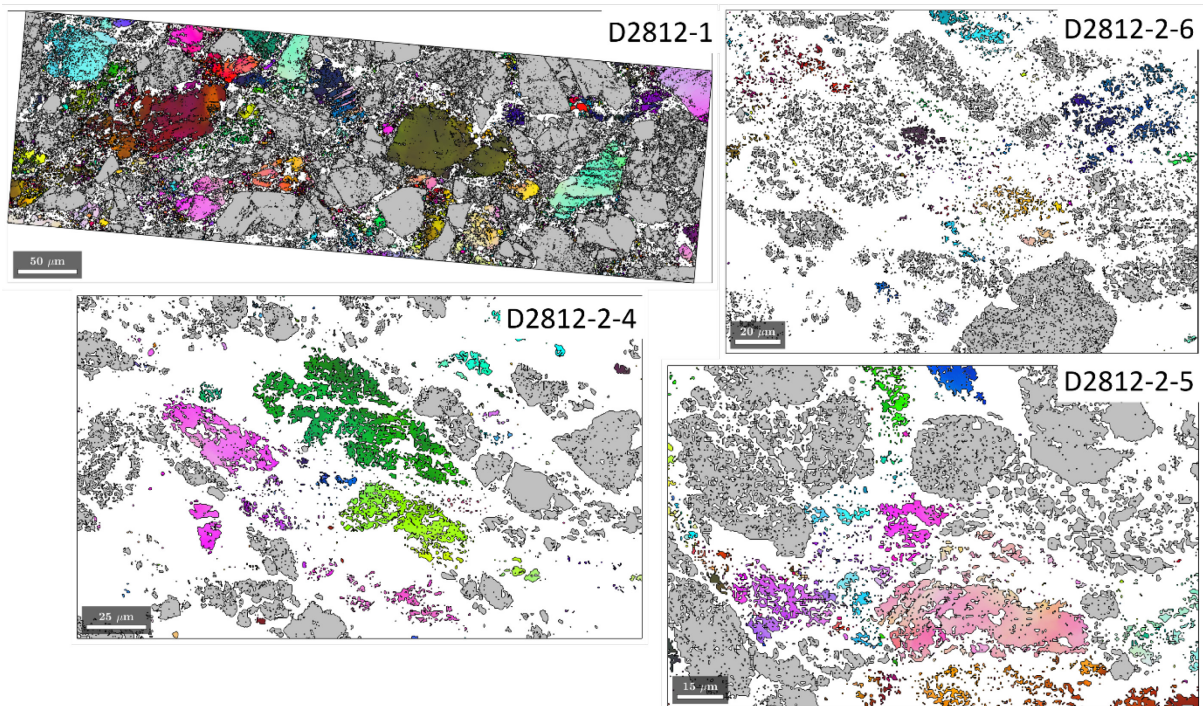


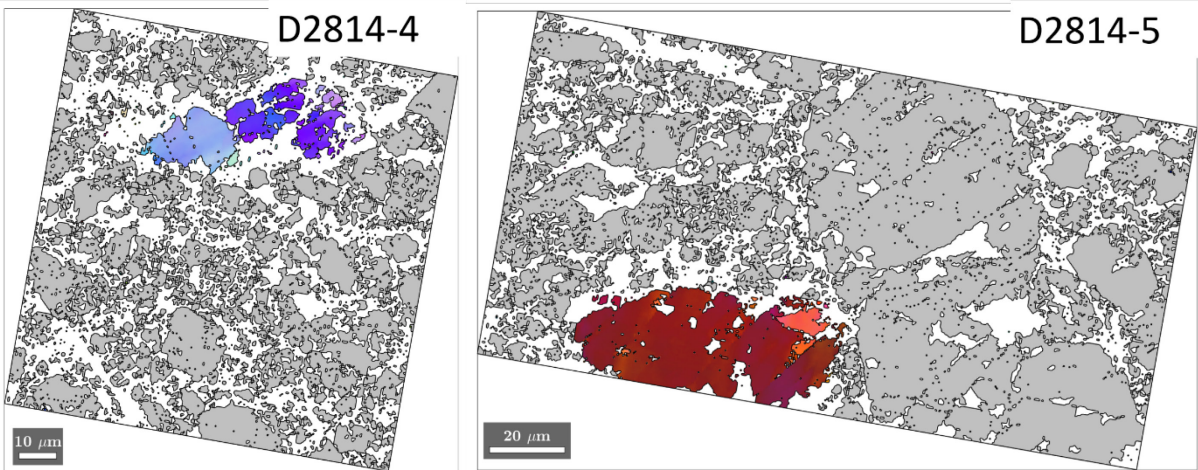
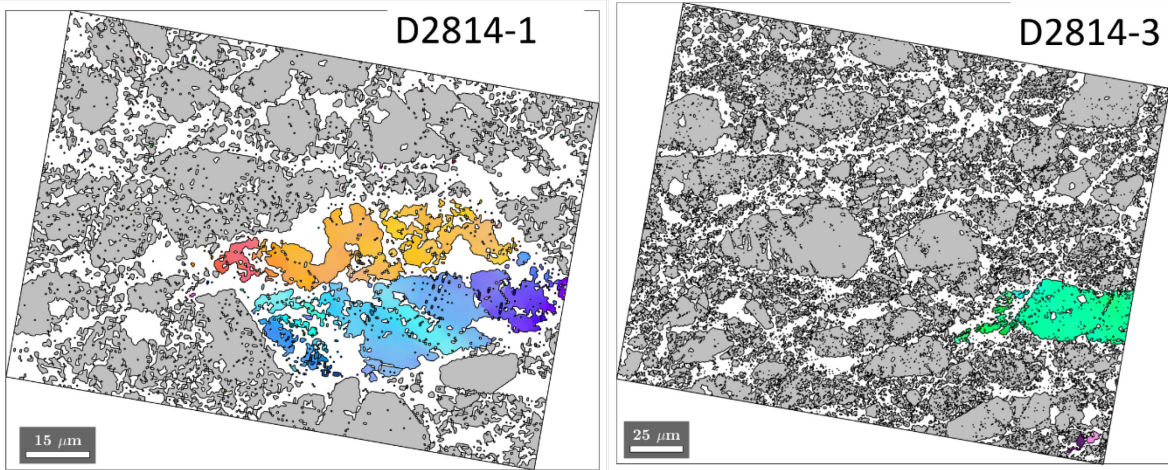
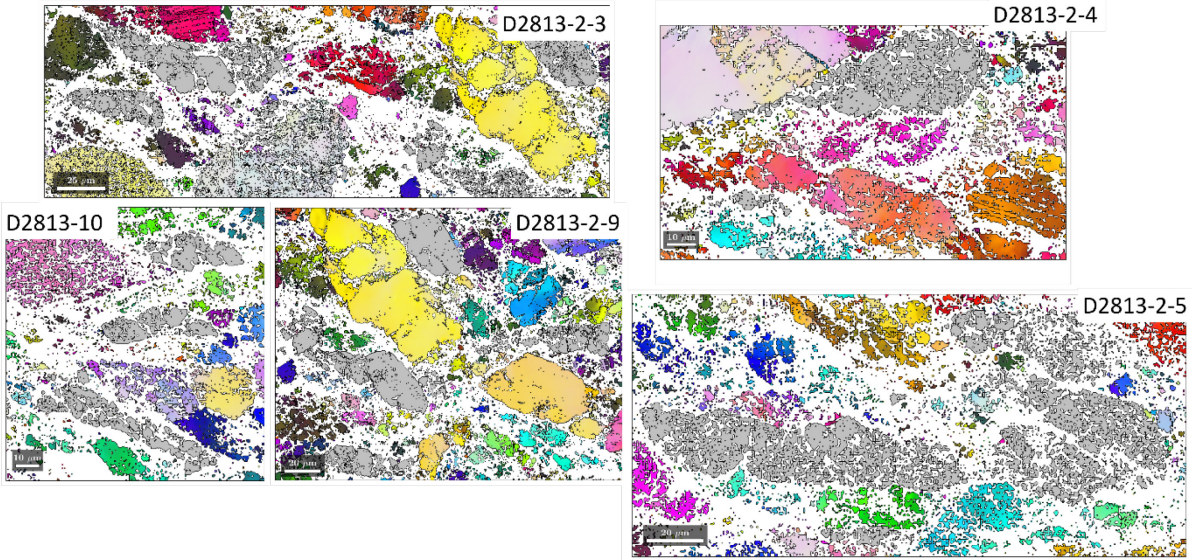


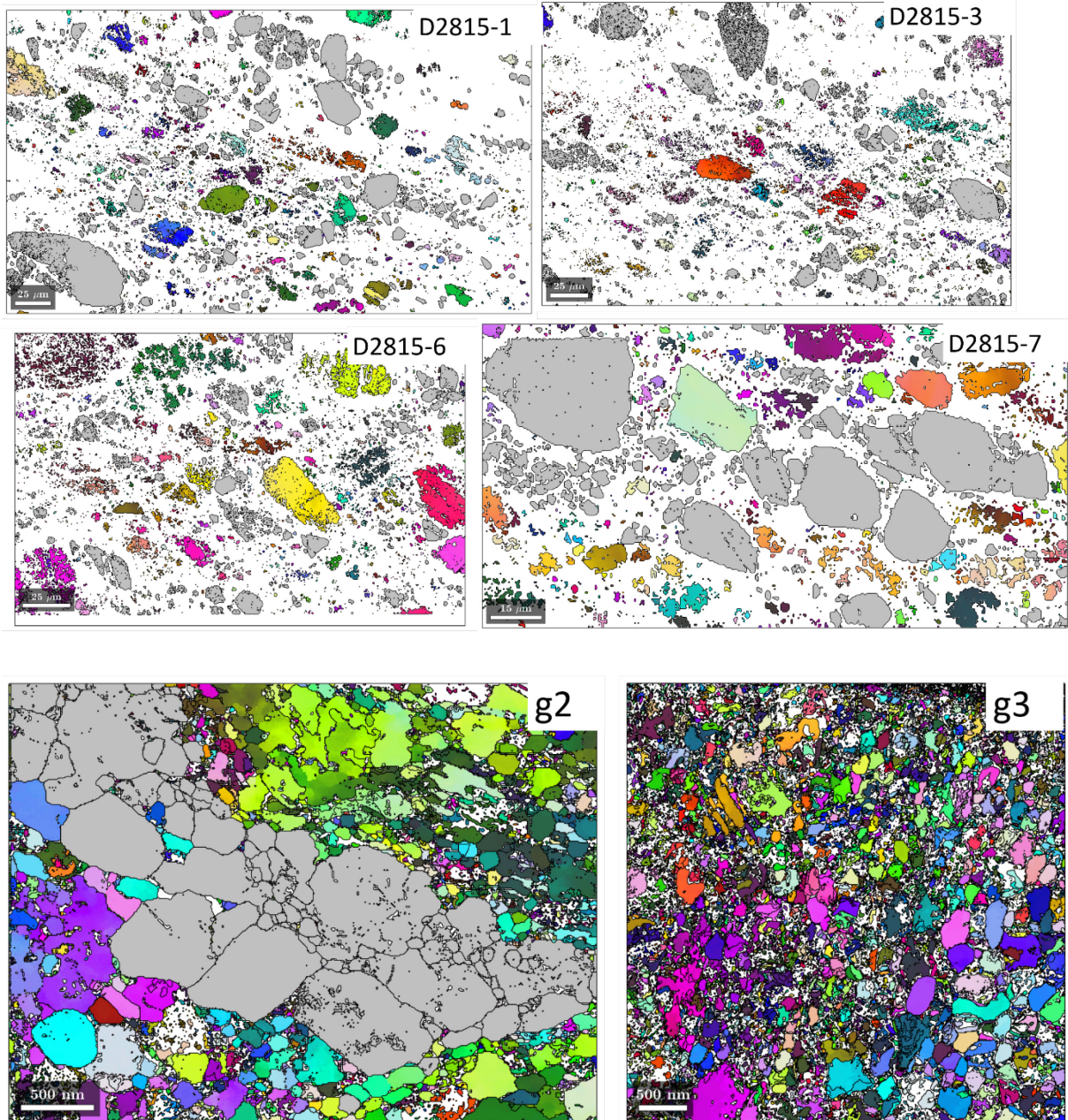




Annexe 14 : Cartes d'orientation -X du grenat des échantillons déformés en cisaillement pur.

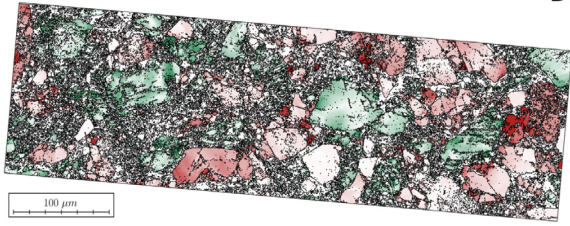




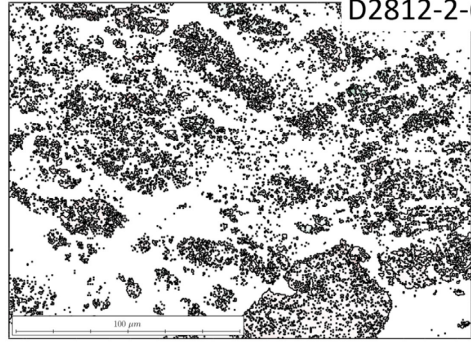


Annexe 15 : Cartes d'orientation -X du clinopyroxène des échantillons déformés en cisaillement pur.

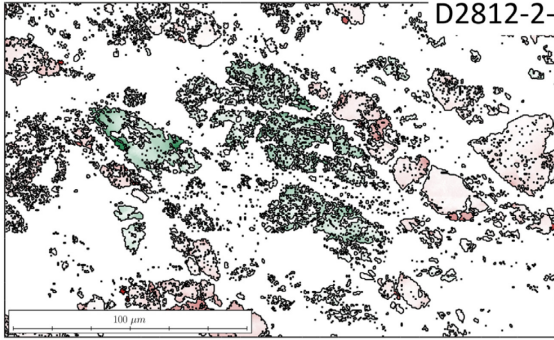
D2812-1



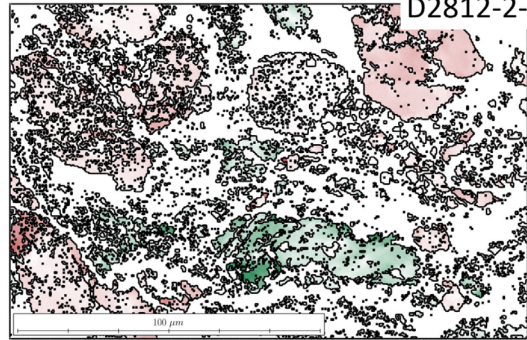
D2812-2-6



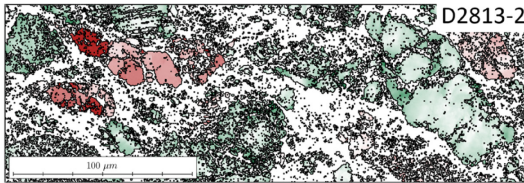
D2812-2-4



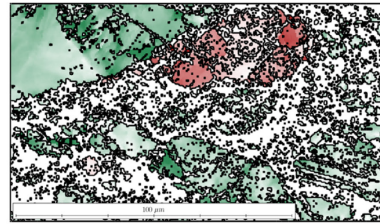
D2812-2-5



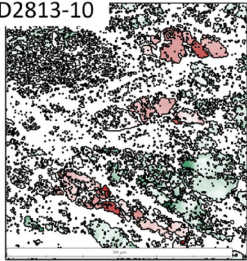
D2813-2-3



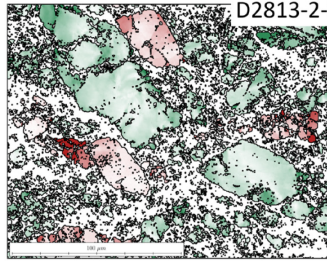
D2813-2-4



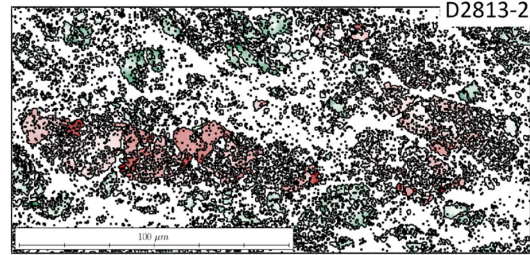
D2813-10



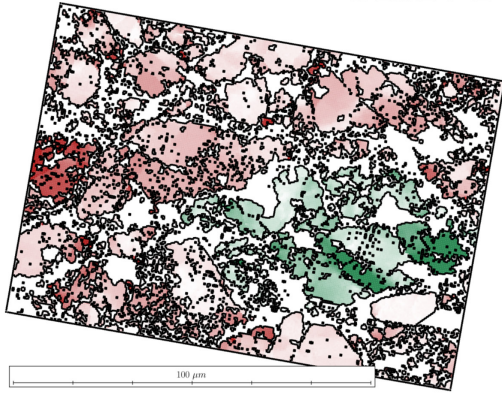
D2813-2-9



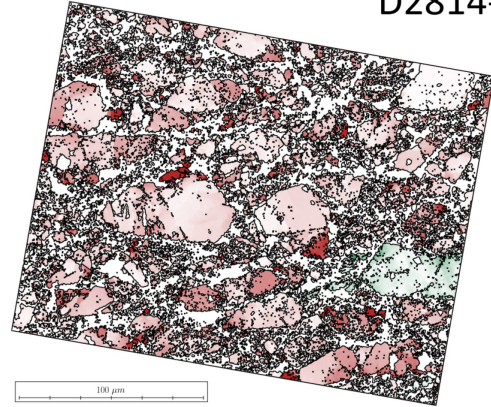
D2813-2-5



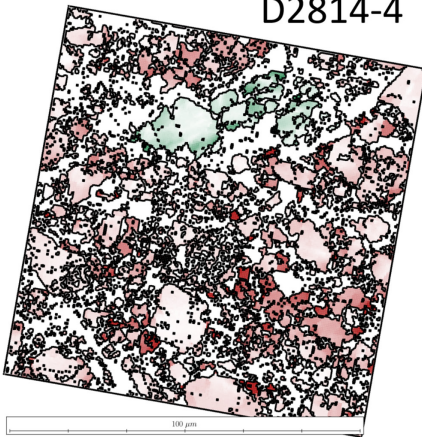
D2814-1



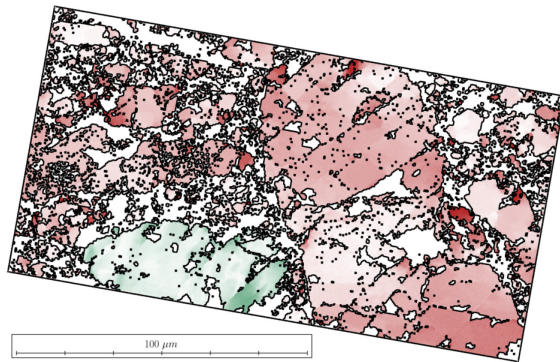
D2814-3



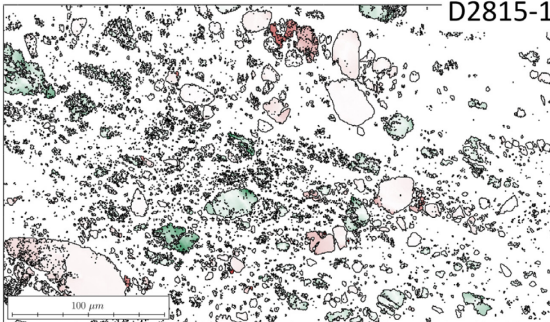
D2814-4



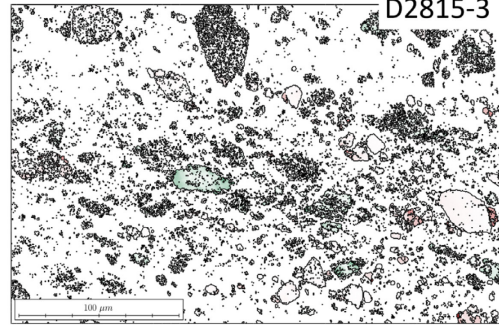
D2814-5



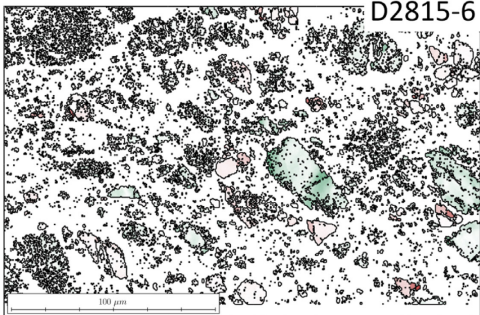
D2815-1



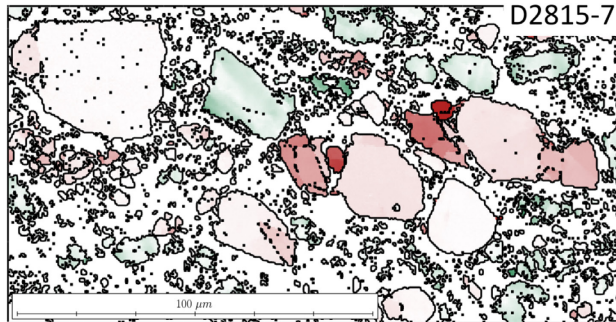
D2815-3

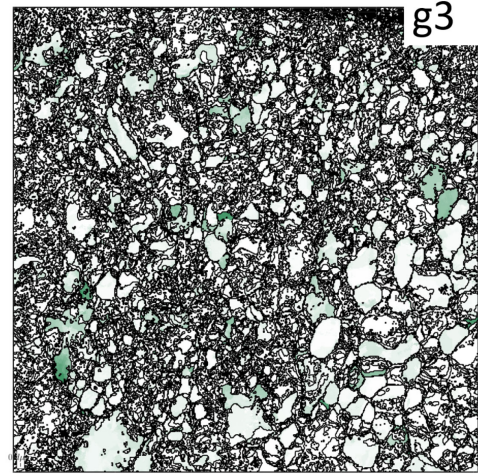
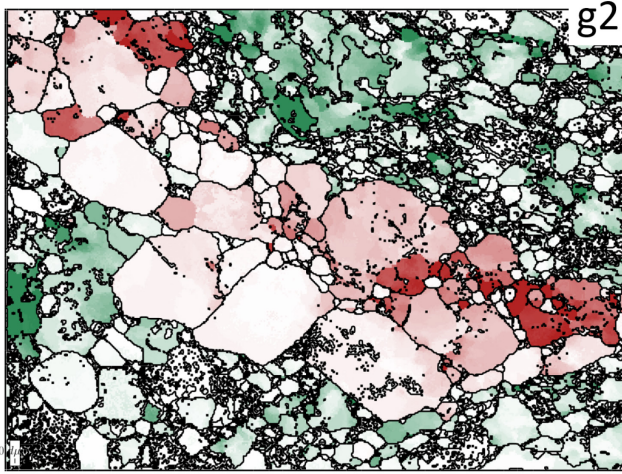


D2815-6

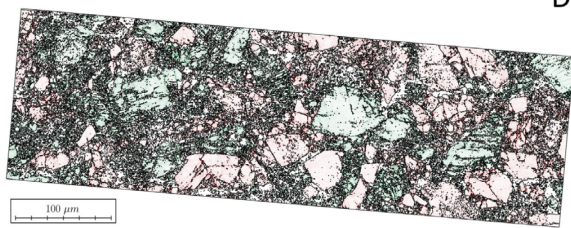


D2815-7

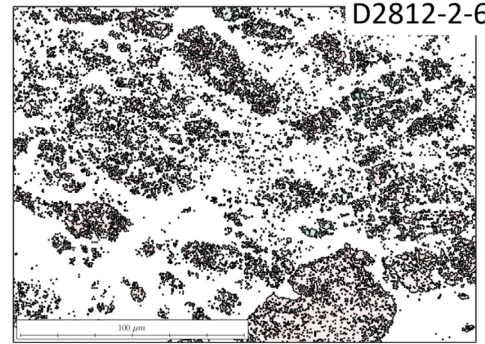




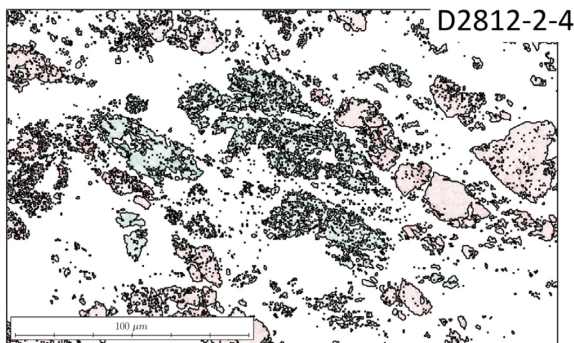
Annexe 16 : Cartes de GROD du grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) des échantillons déformés en cisaillement pur.



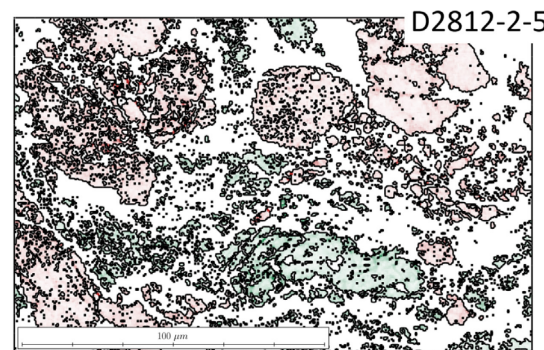
D2812-1



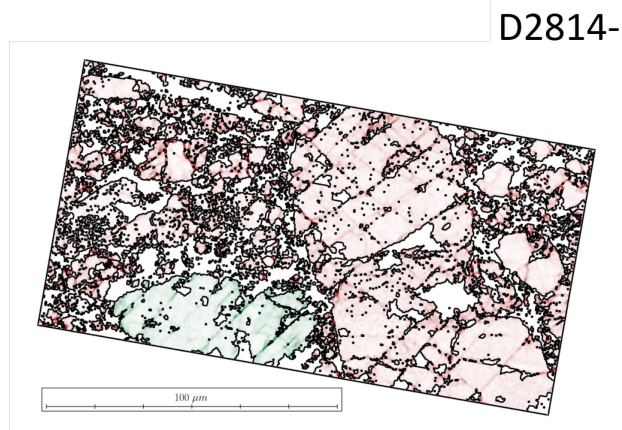
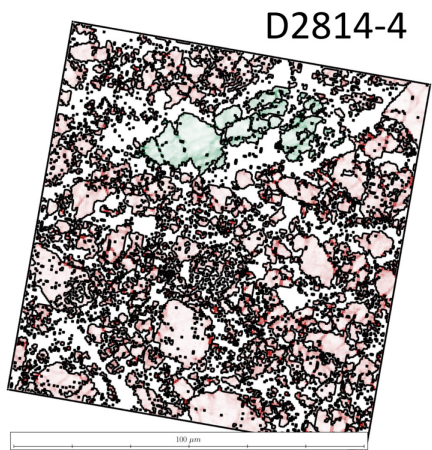
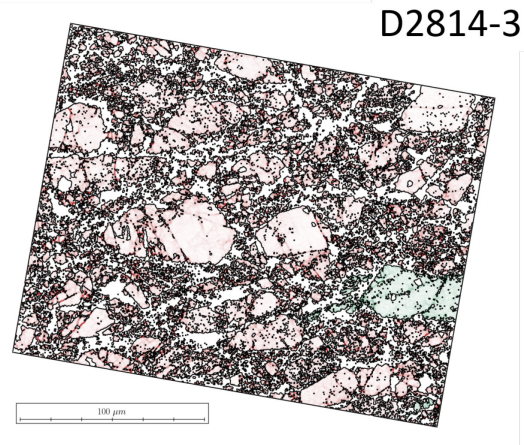
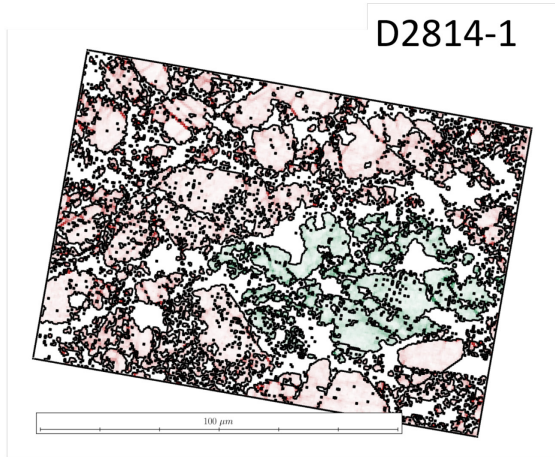
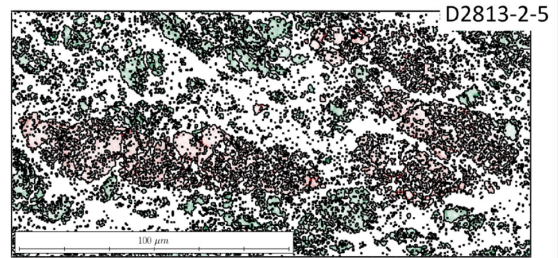
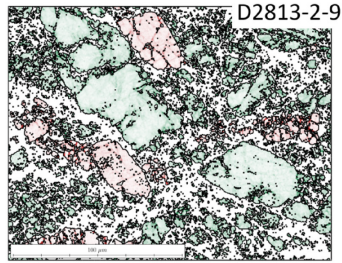
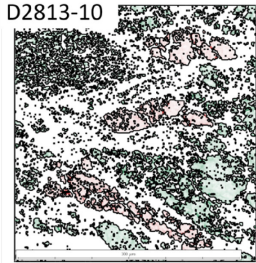
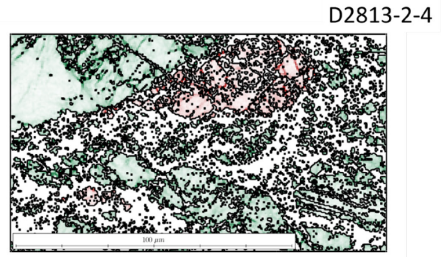
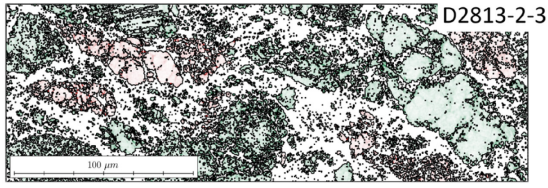
D2812-2-6

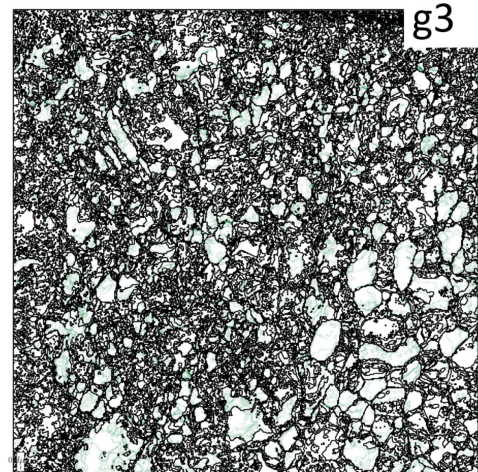
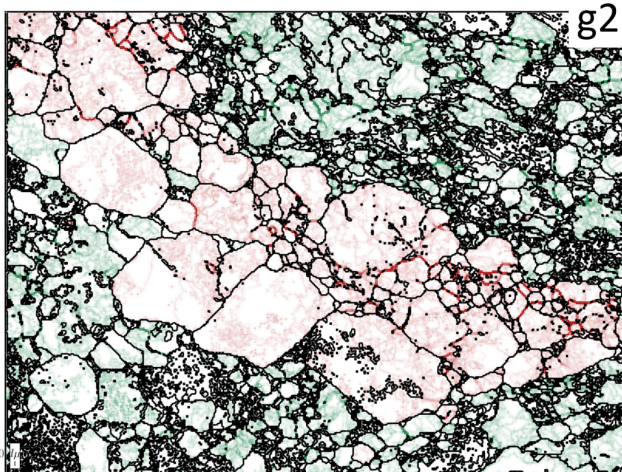
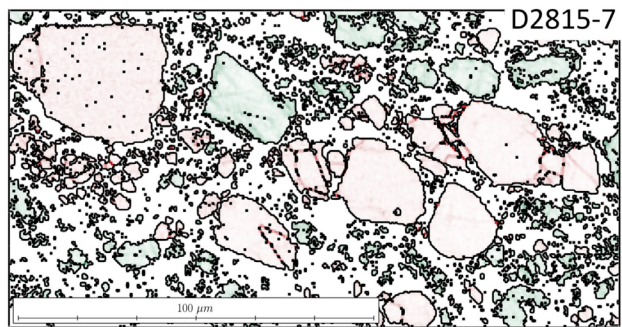
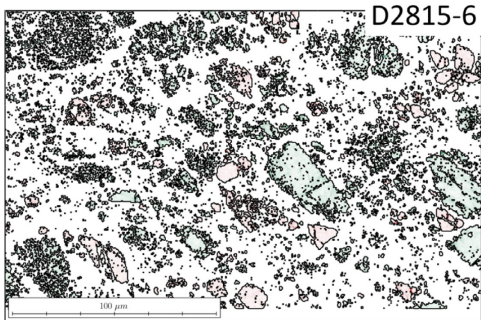
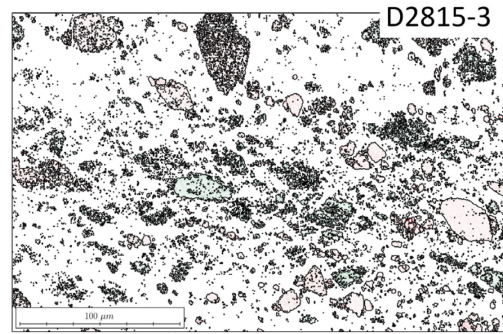
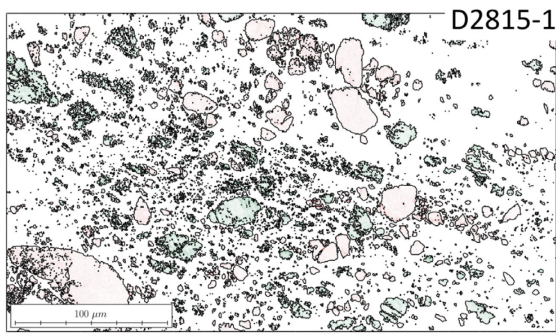


D2812-2-4



D2812-2-5

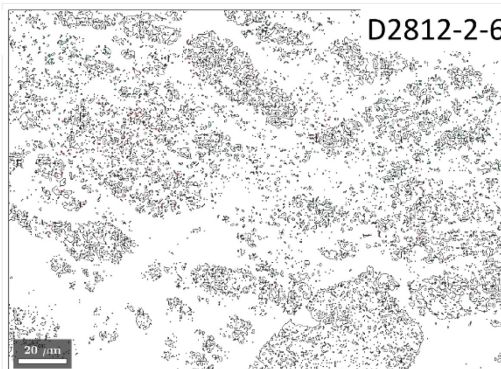




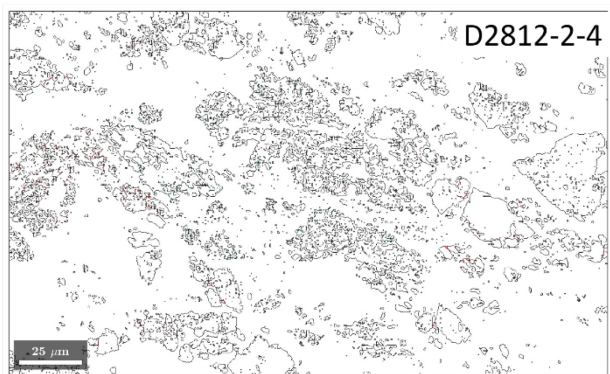
Annexe 17 : Cartes de KAM du grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) des échantillons déformés en cisaillement pur.



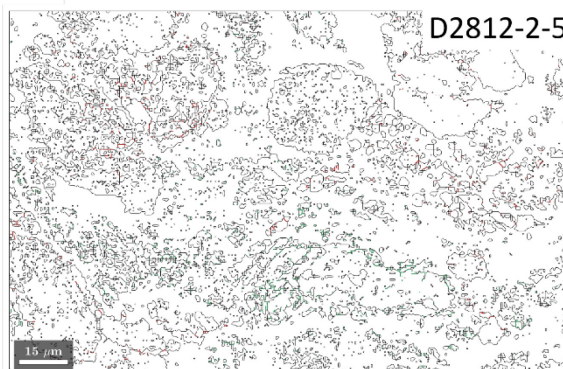
D2812-1



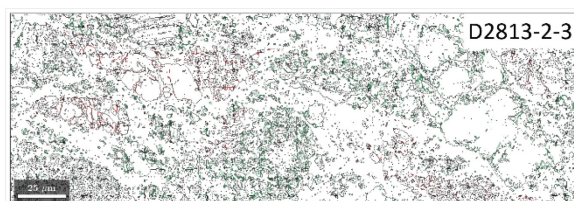
D2812-2-6



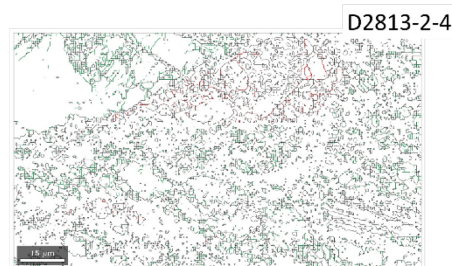
D2812-2-4



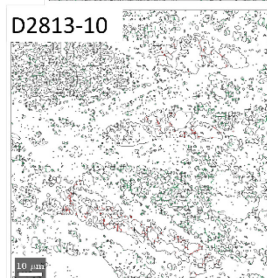
D2812-2-5



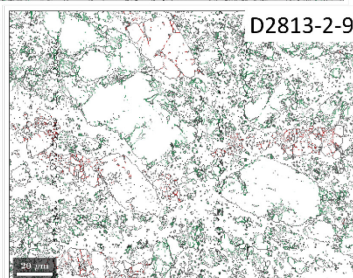
D2813-2-3



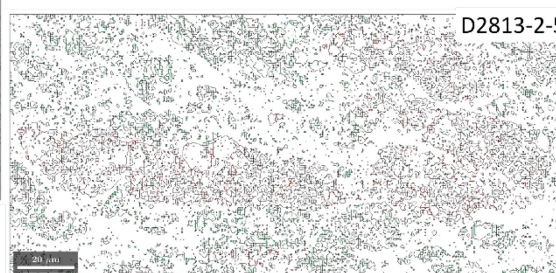
D2813-2-4



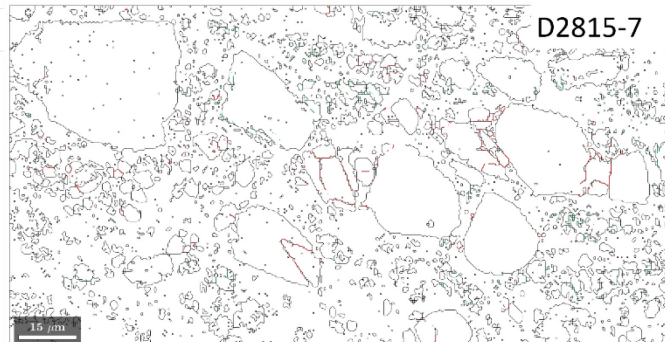
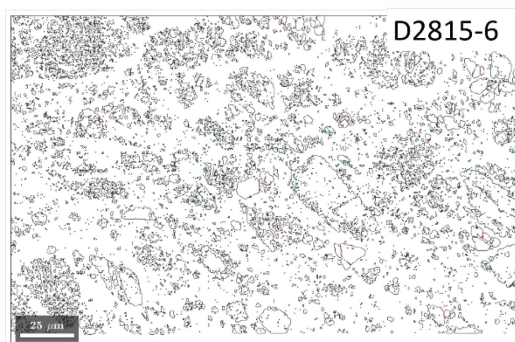
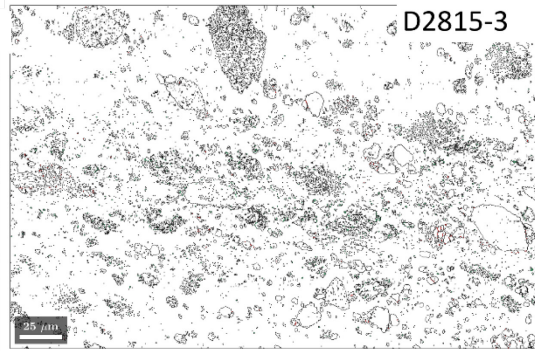
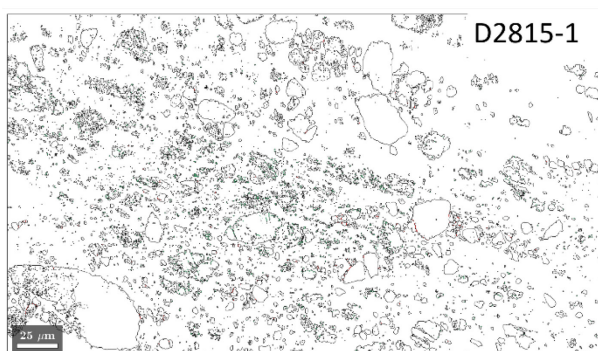
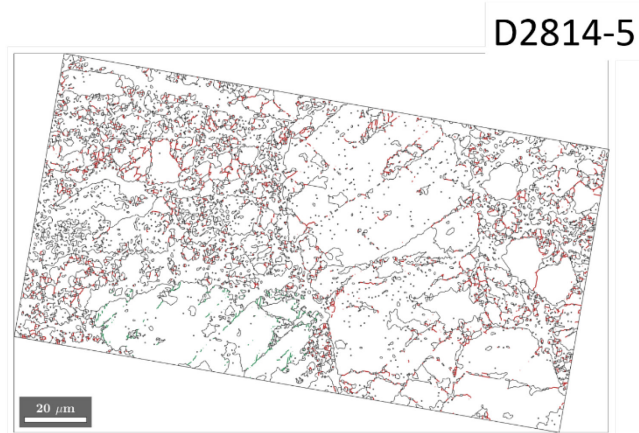
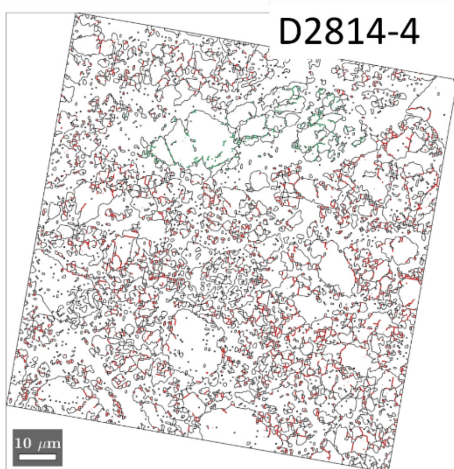
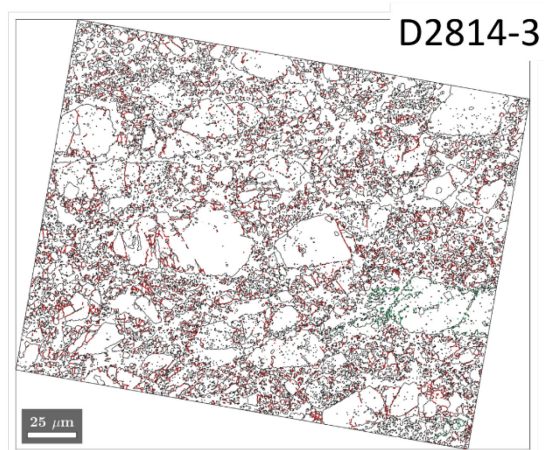
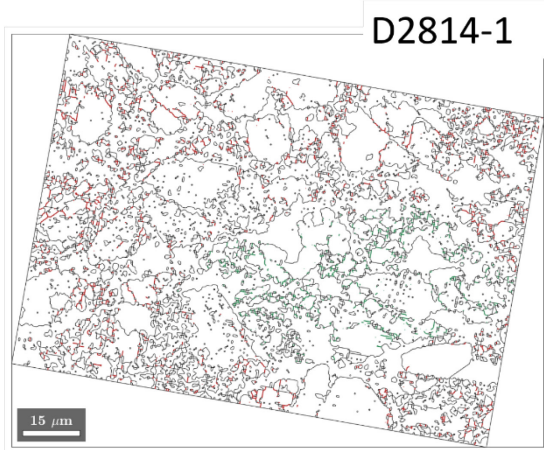
D2813-10

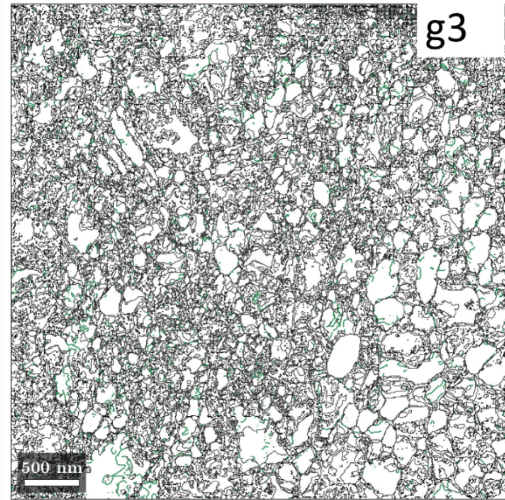
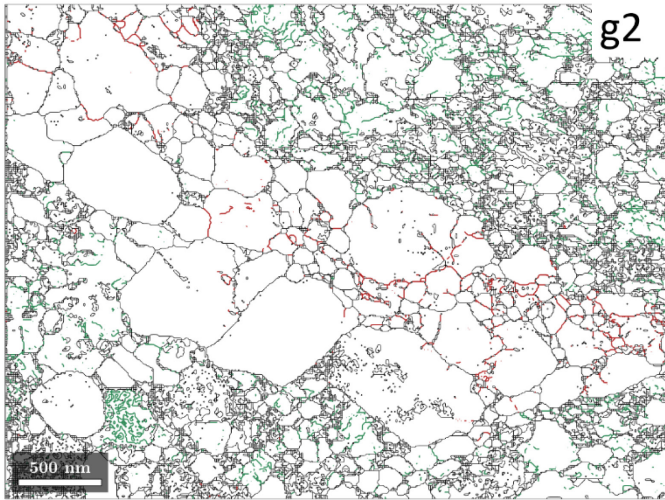


D2813-2-9



D2813-2-5



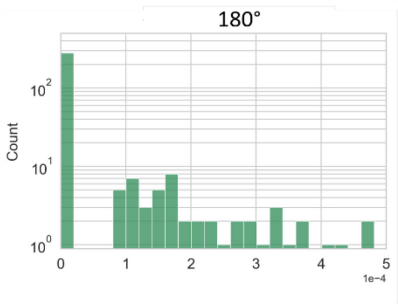
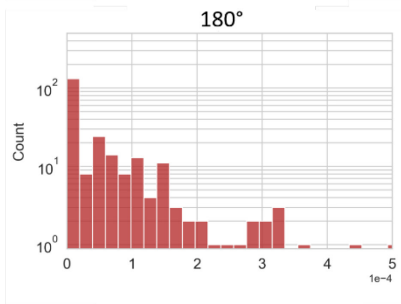
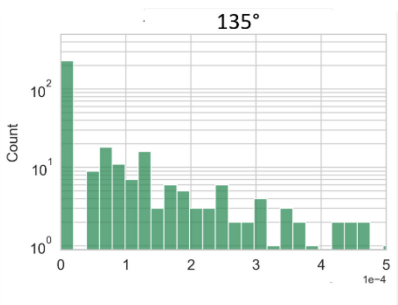
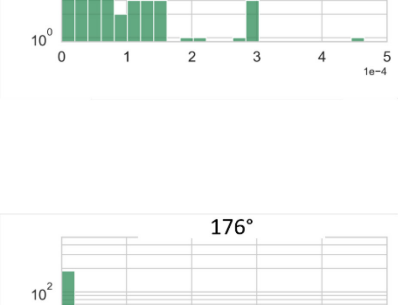
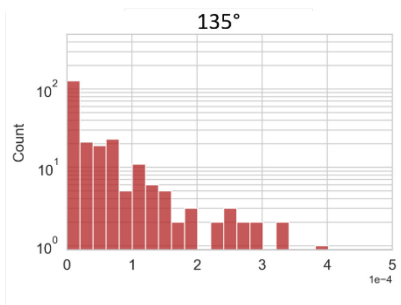
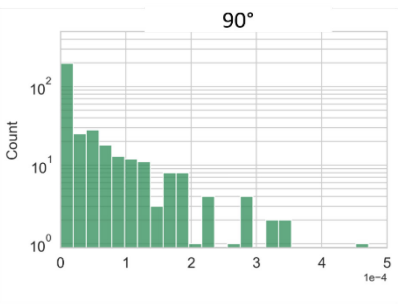
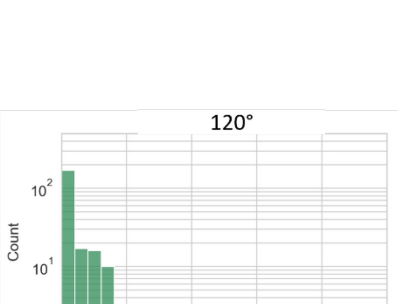
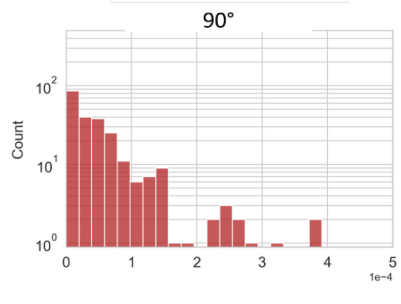
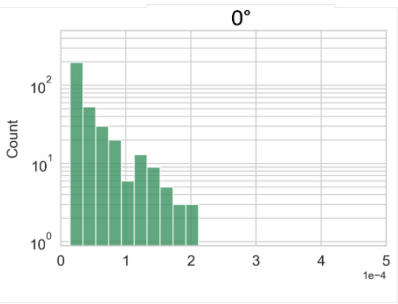
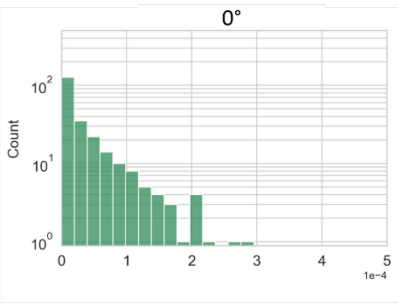
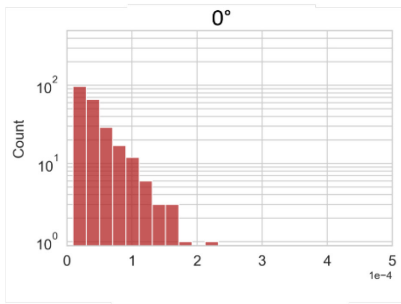


Annexe 18 : Cartes de limites de grains (noir) et sous-grains de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) des échantillons déformés en cisaillement pur.

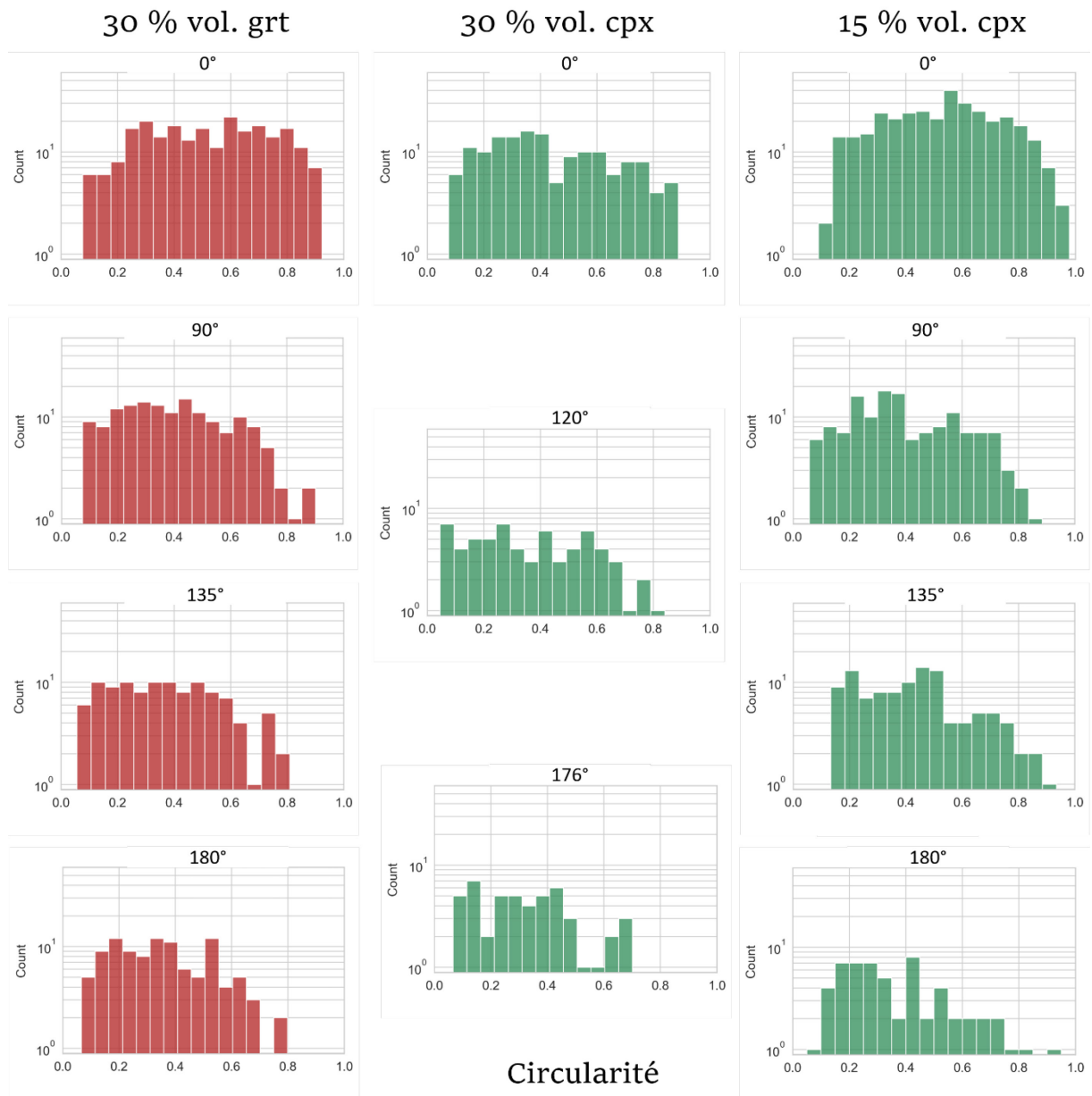
30 % vol. grt

30 % vol. cpx

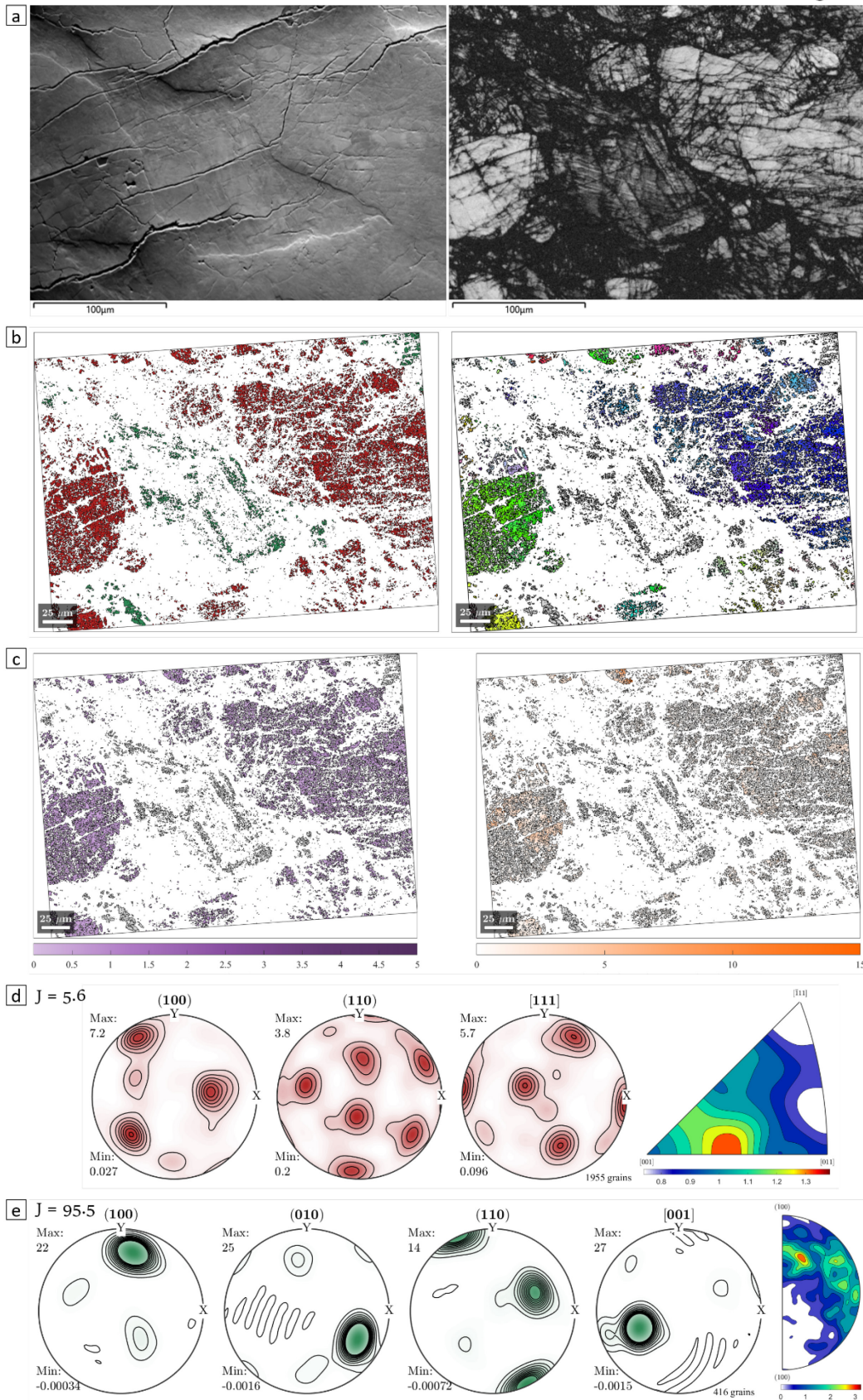
15 % vol. cpx



Diamètre
équivalent



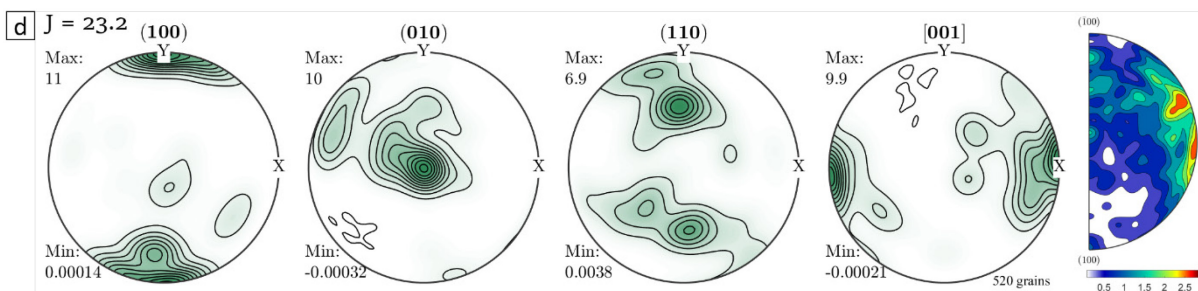
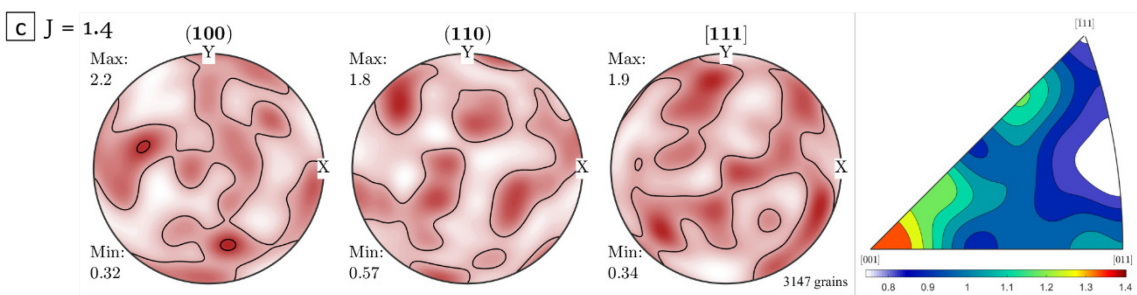
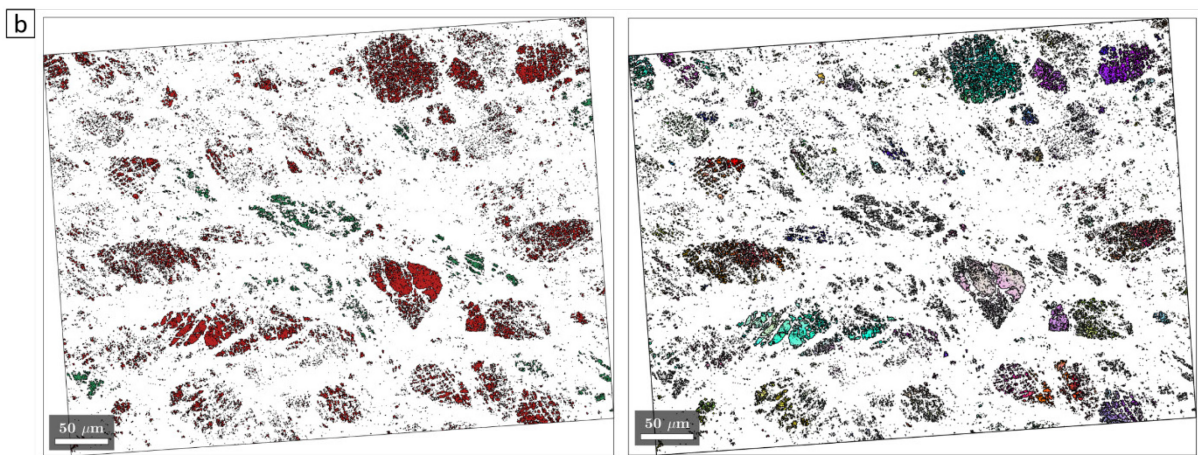
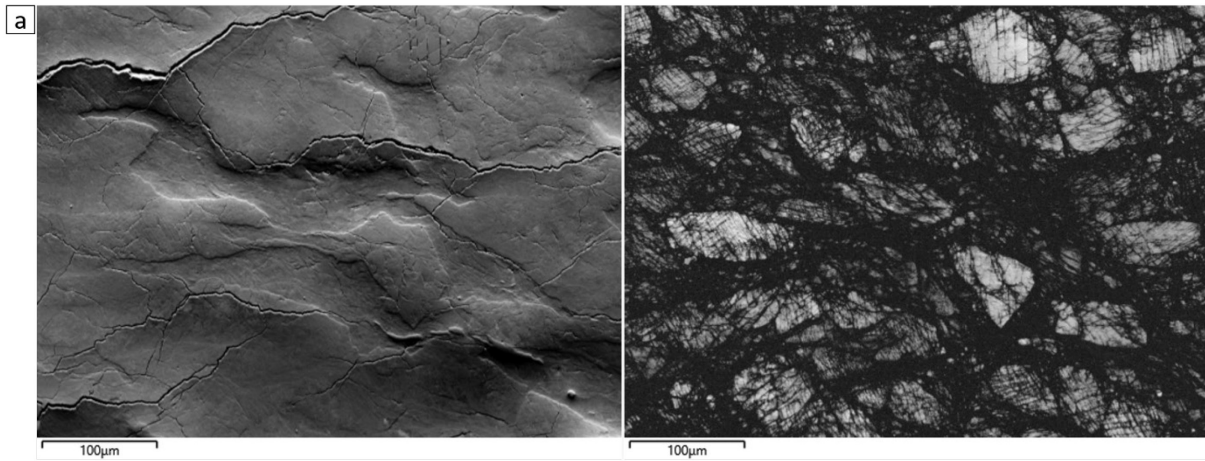
Annexe 19 : Diamètre équivalent/aire totale et circularité des clusters de grenat (rouge) et clinopyroxène (vert) dans les trois échantillons (colonnes) aux différentes étapes de déformation (lignes).



Annexe 20 : Données EBSD de l'échantillon G85 a) image FSD mélangée (à gauche) et bande contraste (à droite) de la zone d'étude. b) Cartes de phase avec le grenat-rouge et

le clinopyroxène-vert (gauche) et d'orientation du grenat (droite). c) Cartes de KAM (gauche) et de GROD (droite) du grenat. d) CPO et axes de désorientation en limites de grains du grenat. e) CPO et axes de désorientation en limites de grains du clinopyroxène.

G85-3



Annexe 21 : Données EBSD de l'échantillon G85 a) image FSD mélangée (à gauche) et bande contraste (à droite) de la zone d'étude. b) Cartes de phase avec le grenat-rouge et le clinopyroxène-vert (gauche) et d'orientation du grenat (droite). c) CPO et axes de désorientation en limites de grains du grenat. d) CPO et axes de désorientation en limites de grains du clinopyroxène.

Références

- Agard, P., Plunder, A., Angiboust, S., Bonnet, G., & Ruh, J. (2018). The subduction plate interface: Rock record and mechanical coupling (from long to short timescales). *Lithos*, 320–321, 537–566. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.029>
- Agard, P., Yamato, P., Soret, M., Prigent, C., Guillot, S., Plunder, A., Dubacq, B., Chauvet, A., & Monié, P. (2016). Plate interface rheological switches during subduction infancy: Control on slab penetration and metamorphic sole formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 451, 208–220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.054>
- Álvarez-Murga, M., Perrillat, J. P., Le Godec, Y., Bergame, F., Philippe, J., King, A., Guignot, N., Mezouar, M., & Hodeau, J. L. (2017). Development of synchrotron X-ray microtomography under extreme conditions of pressure and temperature. *Journal of Synchrotron Radiation*, 24(1), 240–247. <https://doi.org/10.1107/S1600577516016623>
- Angel, R. J., Gilio, M., Mazzucchelli, M., & Alvaro, M. (2022). Garnet EoS: A critical review and synthesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 177(5), 54. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01918-5>
- Angiboust, S., Agard, P., Raimbourg, H., Yamato, P., & Huet, B. (2011). Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones (Monviso, W. Alps). *Lithos*, 127(1–2), 222–238. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.004>
- Angiboust, S., Agard, P., Yamato, P., & Raimbourg, H. (2012). Eclogite breccias in a subducted ophiolite: A record of intermediate-depth earthquakes? *Geology*, 40(8), 707–710. <https://doi.org/10.1130/G32925.1>
- Angiboust, S., Ioannidi, P. I., & Muldashev, I. (2024). Garnet fracturing reveals ancient unstable slip events hosted in plate interface metasediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 640, 118794. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2024.118794>
- Angiboust, S., Pettke, T., De Hoog, J. C. M., Caron, B., & Oncken, O. (2014). Channelized Fluid Flow and Eclogite-facies Metasomatism along the Subduction Shear Zone. *Journal of Petrology*, 55(5), 883–916. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu010>

- Ashby, M. F. (1972). A first report on deformation-mechanism maps. *Acta Metallurgica*, 20(7), 887–897. [https://doi.org/10.1016/0001-6160\(72\)90082-X](https://doi.org/10.1016/0001-6160(72)90082-X)
- Austrheim, H., & Boundy, T. M. (1994). Pseudotachylytes Generated During Seismic Faulting and Eclogitization of the Deep Crust. *Science*, 265(5168), 82–83. <https://doi.org/10.1126/science.265.5168.82>
- Austrheim, H., Dunkel, K. G., Plümper, O., Ildefonse, B., Liu, Y., & Jamtveit, B. (2017). Fragmentation of wall rock garnets during deep crustal earthquakes. *Science Advances*, 3(2), e1602067. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1602067>
- Azor, A., Simancas, J. F., Exposito, I., Lodeiro, F. G., & Martinez Poyatos, D. J. (1997). Deformation of garnets in a low-grade shear zone. *Journal of Structural Geology*, 19(9), 1137–1148. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00040-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00040-0)
- Barnhoorn, A., Bystricky, M., Kunze, K., Burlini, L., & Burg, J. (2005). Strain localisation in bimineralic rocks: Experimental deformation of synthetic calcite–anhydrite aggregates. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3–4), 748–763. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.014>
- Barnhoorn, A., Drury, M. R., & Van Roermund, H. L. M. (2010). Evidence for low viscosity garnet-rich layers in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1–2), 54–67. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.028>
- Bascou, J., Barruol, G., Vauchez, A., Mainprice, D., & Eglydio-Silva, M. (2001). EBSD-measured lattice-preferred orientations and seismic properties of eclogites. *Tectonophysics*, 342(1–2), 61–80. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00156-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00156-1)
- Bascou, J., Tommasi, A., & Mainprice, D. (2002a). Erratum to “Plastic deformation and development of clinopyroxene lattice preferred orientations in eclogites”. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 2009. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00068-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00068-8)
- Bascou, J., Tommasi, A., & Mainprice, D. (2002b). Plastic deformation and development of clinopyroxene lattice preferred orientations in eclogites. *Journal of Structural Geology*, 24(8), 1357–1368. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00137-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00137-7)
- Beall, A., Fagereng, Å., & Ellis, S. (2019a). Fracture and Weakening of Jammed Subduction Shear Zones, Leading to the Generation of Slow Slip Events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(11), 4869–4884. <https://doi.org/10.1029/2019GC008481>

- Beall, A., Fagereng, Å., & Ellis, S. (2019b). Strength of Strained Two-Phase Mixtures: Application to Rapid Creep and Stress Amplification in Subduction Zone Mélange. *Geophysical Research Letters*, *46*(1), 169–178. <https://doi.org/10.1029/2018GL081252>
- Behr, W. M., Kotowski, A. J., & Ashley, K. T. (2018). Dehydration-induced rheological heterogeneity and the deep tremor source in warm subduction zones. *Geology*, *46*(5), 475–478. <https://doi.org/10.1130/G40105.1>
- Berthé, D., Choukroune, P., & Jegouzo, P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, *1*(1), 31–42. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(79\)90019-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(79)90019-1)
- Berthé, D., Choukroune, P., & Gapais, D. (1979). Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bulletin de minéralogie*, *102*(2), 265-272.
- Bestmann, M., Habler, G., Heidelbach, F., & Thöni, M. (2008). Dynamic recrystallization of garnet and related diffusion processes. *Journal of Structural Geology*, *30*(6), 777–790. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.02.007>
- Bhagat, S. S., Bass, J. D., & Smyth, J. R. (1992). Single-crystal elastic properties of omphacite-C2/c by Brillouin spectroscopy. *Journal of Geophysical Research*, *97*(B5), 6843. <https://doi.org/10.1029/92JB00030>
- Blenkinsop, T. G., & Treloar, P. J. (1995). Geometry, classification and kinematics of S-C and S-C' fabrics in the Mushandike area, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology*, *17*(3), 397–408. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00063-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00063-6)
- Boffa Ballaran, T., Carpenter, M. A., Geiger, C. A., & Koziol, A. M. (1999). Local structural heterogeneity in garnet solid solutions. *Physics and Chemistry of Minerals*, *26*(7), 554–569. <https://doi.org/10.1007/s002690050219>
- Boioli, F., Carrez, P., Cordier, P., Goryaeva, A., Gouriet, K., Hirel, P., ... & Sun, X. Y. (2018). Multiscale modeling of the mantle rheology. Cordier Patrick et AM Goryaeva.
- Bogusz, A., & Bukowska, M. (2015). Stress-strain characteristics as a source of information on the destruction of rocks under the influence of load. *Journal of Sustainable Mining*, *14*(1), 46–54. <https://doi.org/10.1016/j.jsm.2015.08.007>

- Brantut, N. (2025). Semi-brittle flow of rocks: Cracks, dislocations and strain hardening. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 481(2307), 20240189. <https://doi.org/10.1098/rspa.2024.0189>
- Broadwell, K. S., Locatelli, M., Verlaguet, A., Agard, P., & Caddick, M. J. (2019). Transient and periodic brittle deformation of eclogites during intermediate-depth subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 521, 91–102. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.06.008>
- Bukała, M., Hidas, K., Klonowska, I., Barnes, C. J., Fassmer, K., & Majka, J. (2024). Dehydration-driven deformation of eclogite: Interplay between fluid discharge and rheology. *Journal of Metamorphic Geology*, 42(5), 609–636. <https://doi.org/10.1111/jmg.12765>
- Bukovská, Z., Jeřábek, P., & Morales, L. F. G. (2016). Major softening at brittle-ductile transition due to interplay between chemical and deformation processes: An insight from evolution of shear bands in the South Armorican Shear Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(2), 1158–1182. <https://doi.org/10.1002/2015JB012319>
- Burg, J. P., & Wilson, C. J. L. (1987). Deformation of two phase systems with contrasting rheologies. *Tectonophysics*, 135(1–3), 199–205. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90161-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90161-2)
- Bürgmann, R., & Dresen, G. (2008). Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy, and Field Observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36(1), 531–567. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124326>
- Burnley, P. C. (2013). The importance of stress percolation patterns in rocks and other polycrystalline materials. *Nature Communications*, 4(1), 2117. <https://doi.org/10.1038/ncomms3117>
- Cao, Y., Du, J., Jung, H., Jung, S., Lee, J., Park, M., & Kim, J. (2021). Crystal preferred orientations, deformation mechanisms and seismic properties of high pressure metamorphic rocks from the Central Qiangtang metamorphic belt, Tibetan Plateau. *Journal of Structural Geology*, 145, 104309. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104309>
- Carson, Clarke, & Powell. (2000). Hydration of eclogite, Pam Peninsula, New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(1), 79–90. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00245.x>

- Cates, M. E., Wittmer, J. P., Bouchaud, J.-P., & Claudin, P. (1999). Jamming and static stress transmission in granular materials. *Chaos: An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science*, 9(3), 511–522. <https://doi.org/10.1063/1.166456>
- Chai, M., Brown, J. M., & Slutsky, L. J. (1997). The elastic constants of a pyrope-grossular-almandine garnet to 20 Gpa. *Geophysical Research Letters*, 24(5), 523–526. <https://doi.org/10.1029/97GL00371>
- Chapman, T., Clarke, G.L. & Daczko, N.R. The role of buoyancy in the fate of ultra-high-pressure eclogite. *Sci Rep* 9, 19925 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-56475-y>
- Chen, S., Hiraga, T., & Kohlstedt, D. L. (2006). Water weakening of clinopyroxene in the dislocation creep regime. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B8), 2005JB003885. <https://doi.org/10.1029/2005JB003885>
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B., & Brannock, W. W. (1965). Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76(5), 483. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1965\)76%255B483:EAETDA%255D2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76%255B483:EAETDA%255D2.0.CO;2)
- Coulson, C. A. (1958). Physical Properties of Crystals. By J. F. Nye . Pp. xv, 322, 50s. 1957. (Oxford: Clarendon Press). *The Mathematical Gazette*, 42(342), 329–330. <https://doi.org/10.2307/3610487>
- Covey-Crump, S. J., Schofield, P. F., Stretton, I. C., Daymond, M. R., Knight, K. S., & Tant, J. (2013). Monitoring in situ stress/strain behaviour during plastic yielding in polymineralic rocks using neutron diffraction. *Journal of Structural Geology*, 47, 36–51. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.10.003>
- Day, H. W., & Mulcahy, S. R. (2007). Excess silica in omphacite and the formation of free silica in eclogite. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(1), 37–50. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00677.x>
- De Bresser, J., Ter Heege, J., & Spiers, C. (2001). Grain size reduction by dynamic recrystallization: Can it result in major rheological weakening? *International Journal of Earth Sciences*, 90(1), 28–45. <https://doi.org/10.1007/s005310000149>
- De Ronde, A. A., Heilbronner, R., Stünitz, H., & Tullis, J. (2004). Spatial correlation of deformation and mineral reaction in experimentally deformed plagioclase–olivine aggregates. *Tectonophysics*, 389(1–2), 93–109. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.054>

- Dell'Angelo, L. N., & Tullis, J. (1996). Textural and mechanical evolution with progressive strain in experimentally deformed aplite. *Tectonophysics*, 256(1–4), 57–82. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00166-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00166-2)
- Dey, A., Sen, K., Sen, A., & Choudhary, S. (2023). Omphacite breakdown, symplectite formation and carbonate metasomatism in a retrograded continental eclogite: Implications for the exhumation of the Tso Morari Crystalline Complex (Trans-Himalaya, NW India). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 131, 103453. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2023.103453>
- Döhmman, M. J. E. A., Brune, S., Nardini, L., Rybacki, E., & Dresen, G. (2019). Strain Localization and Weakening Processes in Viscously Deforming Rocks: Numerical Modeling Based on Laboratory Torsion Experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(1), 1120–1137. <https://doi.org/10.1029/2018JB016917>
- Droop GTR. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*. 1987;51(361):431-435. doi:10.1180/minmag.1987.051.361.10
- Drury, M. R. (2005). Dynamic recrystallization and strain softening of olivine aggregates in the laboratory and the lithosphere. *Geological Society, London, Special Publications*, 243(1), 143–158. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.243.01.11>
- Dubosq, R., Schneider, D. A., Camacho, A., & Gault, B. (2023). Strain hardening induced by crystal plasticity: A new mechanism for brittle failure in garnets. *Earth and Planetary Science Letters*, 617, 118273. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118273>
- Erba, A., Mahmoud, A., Belmonte, D., & Dovesi, R. (2014). High pressure elastic properties of minerals from *ab initio* simulations: The case of pyrope, grossular and andradite silicate garnets. *The Journal of Chemical Physics*, 140(12), 124703. <https://doi.org/10.1063/1.4869144>
- Erba, A., Mahmoud, A., Orlando, R., & Dovesi, R. (2014). Elastic properties of six silicate garnet end members from accurate *ab initio* simulations. *Physics and Chemistry of Minerals*, 41(2), 151–160. <https://doi.org/10.1007/s00269-013-0630-4>
- Etheridge, M. A., & Wilkie, J. C. (1979). Grainsize reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. *Tectonophysics*, 58(1–2), 159–178. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90327-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90327-5)

- Fagereng, Å., & Den Hartog, S. A. M. (2017). Subduction megathrust creep governed by pressure solution and frictional–viscous flow. *Nature Geoscience*, *10*(1), 51–57. <https://doi.org/10.1038/ngeo2857>
- Fagereng, Å., Hillary, G. W. B., & Diener, J. F. A. (2014). Brittle-viscous deformation, slow slip, and tremor. *Geophysical Research Letters*, *41*(12), 4159–4167. <https://doi.org/10.1002/2014GL060433>
- Farla, R., Rosenthal, A., Bollinger, C., Petitgirard, S., Guignard, J., Miyajima, N., Kawazoe, T., Crichton, W. A., & Frost, D. J. (2017). High-pressure, high-temperature deformation of dunite, eclogite, clinopyroxenite and garnetite using in situ X-ray diffraction. *Earth and Planetary Science Letters*, *473*, 291–302. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.019>
- Finch, M. A., Bons, P. D., Steinbach, F., Grier, A., Llorens, M.-G., Gomez-Rivas, E., Ran, H., & De Riese, T. (2020). The ephemeral development of C' shear bands: A numerical modelling approach. *Journal of Structural Geology*, *139*, 104091. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104091>
- Gerbi, C., Johnson, S. E., Cook, A., & Vel, S. S. (2014). Effect of phase morphology on bulk strength for power-law materials. *Geophysical Journal International*, *200*(1), 374–389. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu388>
- Gerbi, C., Johnson, S. E., Shulman, D., & Klepeis, K. (2016). Influence of microscale weak zones on bulk strength. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *17*(10), 4064–4077. <https://doi.org/10.1002/2016GC006551>
- Girard, J., Amulele, G., Farla, R., Mohiuddin, A., & Karato, S. (2016). Shear deformation of bridgmanite and magnesiowüstite aggregates at lower mantle conditions. *Science*, *351*(6269), 144–147. <https://doi.org/10.1126/science.aad3113>
- Girard, J., Silber, R. E., Mohiuddin, A., Chen, H., & Karato, S. (2020). Development of a Stress Sensor for In-Situ High-Pressure Deformation Experiments Using Radial X-Ray Diffraction. *Minerals*, *10*(2), 166. <https://doi.org/10.3390/min10020166>
- Godard, G. (2001). Eclogites and their geodynamic interpretation: A history. *Journal of Geodynamics*, *32*(1–2), 165–203. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(01\)00020-5](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(01)00020-5)

- Godard, G., & van Roermund, H. L. M. (1995). Deformation-induced clinopyroxene fabrics from eclogites. *Journal of Structural Geology*, 17(10), 1425–1443. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00038-F](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00038-F)
- Godec, Y. L., Martinez-Garcia, D., Mezouar, M., Syfosse, G., Itié, J.-P., & Besson, J.-M. (2000). Thermoelastic behaviour of hexagonal graphite-like boron nitride. *High Pressure Research*, 17(1), 35–46. <https://doi.org/10.1080/08957950008200304>
- Goncalves, P., Poilvet, J.-C., Oliot, E., Trap, P., & Marquer, D. (2016). How does shear zone nucleate? An example from the Suretta nappe (Swiss Eastern Alps). *Journal of Structural Geology*, 86, 166–180. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.02.015>
- Goodwin, L. B., & Tikoff, B. (2002). Competency contrast, kinematics, and the development of foliations and lineations in the crust. *Journal of Structural Geology*, 24(6–7), 1065–1085. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00092-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00092-X)
- Gueydan, F., Précigout, J., & Montési, L. G. J. (2014). Strain weakening enables continental plate tectonics. *Tectonophysics*, 631, 189–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.005>
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A., & Holloway, S. D. (2003). Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1), 2001JB001129. <https://doi.org/10.1029/2001JB001129>
- Handy, M. R. (1990). The solid-state flow of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6), 8647. <https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08647>
- Handy, M. R. (1994). Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: A phenomenological approach. *Journal of Structural Geology*, 16(3), 287–301. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90035-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90035-3)
- Handy, M. R., & Stünitz, H. (2002). Strain localization by fracturing and reaction weakening—A mechanism for initiating exhumation of subcontinental mantle beneath rifted margins. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), 387–407. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.200.01.22>
- Handy, M. R., Wissing, S. B., & Streit, L. E. (1999). Frictional–viscous flow in mylonite with varied biminerale composition and its effect on lithospheric strength. *Tectonophysics*, 303(1–4), 175–191. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00251-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00251-0)

Handy, Mark & Hirth, Greg & Burgmann, Roland. (2007). Continental fault structure and rheology from the frictional-to-viscous transition downward. *Tectonic Faults: Agents of Change on A Dynamic Earth*. 139-181.

Hansen, L. N., & Warren, J. M. (2015). Quantifying the effect of pyroxene on deformation of peridotite in a natural shear zone: Pyroxene and peridotite deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4), 2717–2738. <https://doi.org/10.1002/2014JB011584>

Hansen, L. N., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2011). Grain boundary sliding in San Carlos olivine: Flow law parameters and crystallographic-preferred orientation. *Journal of Geophysical Research*, 116(B8), B08201. <https://doi.org/10.1029/2011JB008220>

Hansen, L. N., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2012). The influence of microstructure on deformation of olivine in the grain-boundary sliding regime. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9), 2012JB009305. <https://doi.org/10.1029/2012JB009305>

Hao, M., Zhang, J. S., Pierotti, C. E., Ren, Z., & Zhang, D. (2019). High-Pressure Single-Crystal Elasticity and Thermal Equation of State of Omphacite and Their Implications for the Seismic Properties of Eclogite in the Earth's Interior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(3), 2368–2377. <https://doi.org/10.1029/2018JB016964>

Hawemann, F., Mancktelow, N., Wex, S., Pennacchioni, G., & Camacho, A. (2019). Fracturing and crystal plastic behaviour of garnet under seismic stress in the dry lower continental crust (Musgrave Ranges, Central Australia). *Solid Earth*, 10(5), 1635–1649. <https://doi.org/10.5194/se-10-1635-2019>

Heilbronner, R. (2002). Analysis of bulk fabrics and microstructure variations using tessellations of autocorrelation functions. *Computers & Geosciences*, 28(4), 447–455. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00088-7](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00088-7)

Heilbronner, R., & Barrett, S. (2014). Autocorrelation Function. In R. Heilbronner & S. Barrett, *Image Analysis in Earth Sciences* (pp. 389–409). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-10343-8_20

Heilbronner, R. P. (1992). The autocorrelation function: An image processing tool for fabric analysis. *Tectonophysics*, 212(3–4), 351–370. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90300-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90300-U)

Helmstaedt, H., Anderson, O. L., & Gavaschi, A. T. (1972). Petrofabric studies of eclogite, spinel-Websterite, and spinel-lherzolite Xenoliths from kimberlite-bearing breccia pipes in

southeastern Utah and northeastern Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 77(23), 4350–4365. <https://doi.org/10.1029/JB077i023p04350>

Hernández-Urbe, D., & Tsujimori, T. (2023). Progressive lawsonite eclogitization of the oceanic crust: Implications for deep mass transfer in subduction zones. *Geology*, 51(7), 678–682. <https://doi.org/10.1130/G51052.1>

Hertgen, S., Yamato, P., Morales, L. F. G., & Angiboust, S. (2017). Evidence for brittle deformation events at eclogite-facies P-T conditions (example of the Mt. Emilius klippe, Western Alps). *Tectonophysics*, 706–707, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.028>

Herwegh, M., Linckens, J., Ebert, A., Berger, A., & Brodhag, S. H. (2011). The role of second phases for controlling microstructural evolution in polymineralic rocks: A review. *Journal of Structural Geology*, 33(12), 1728–1750. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.08.011>

Hier-Majumder, S., Mei, S., & Kohlstedt, D. L. (2005). Water weakening of clinopyroxenite in diffusion creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B7), 2004JB003414. <https://doi.org/10.1029/2004JB003414>

Hilaret, N., Guignard, J., Ferrand, T. P., Merkel, S., Raterron, P., Ildefonse, B., Fadel, A., & Crichton, W. (2024). Stress Balance in Synthetic Serpentinized Peridotites Deformed at Subduction Zone Pressures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 129(3), e2023JB028073. <https://doi.org/10.1029/2023JB028073>

Hirose, T., & Bystricky, M. (2007). Extreme dynamic weakening of faults during dehydration by coseismic shear heating. *Geophysical Research Letters*, 34(14), 2007GL030049. <https://doi.org/10.1029/2007GL030049>

Hirth, G., & Kohlstedt, D. (2003). Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. In J. Eiler (Ed.), *Geophysical Monograph Series* (Vol. 138, pp. 83–105). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/138GM06>

Holtzman, B. K., Groebner, N. J., Zimmerman, M. E., Ginsberg, S. B., & Kohlstedt, D. L. (2003). Stress-driven melt segregation in partially molten rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(5), 2001GC000258. <https://doi.org/10.1029/2001GC000258>

Holyoke, C. W., & Tullis, J. (2006). Formation and maintenance of shear zones. *Geology*, 34(2), 105. <https://doi.org/10.1130/G22116.1>

- Holyoke, C. W., & Tullis, J. (2006). The interaction between reaction and deformation: An experimental study using a biotite + plagioclase + quartz gneiss. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(8), 743–762. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00666.x>
- Hopper, J. R., & Buck, W. R. (1993). The initiation of rifting at constant tectonic force: Role of diffusion creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B9), 16213–16221. <https://doi.org/10.1029/93JB01725>
- Huang, S., & Chen, J. (2014). Equation of state of pyrope–almandine solid solution measured using a diamond anvil cell and in situ synchrotron X-ray diffraction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 228, 88–91. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.01.014>
- Ida, N., & Meyendorf, N. (Eds.). (2019). Handbook of advanced nondestructive evaluation (Vol. 10, pp. 978-3). Cham, Switzerland: Springer International Publishing.
- Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., & Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140), 76–79. <https://doi.org/10.1038/nature05780>
- Ingrin, J., Doukhan, N., & Doukhan, J. C. (1992). Dislocation glide systems in diopside single crystals deformed at 800-900 degrees C. *European Journal of Mineralogy*, 4(6), 1291-1302.
- Ioannidi, P. I., Bogatz, K., & Reber, J. E. (2022). The Impact of Matrix Rheology on Stress Concentration in Embedded Brittle Clasts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23(3), e2021GC010127. <https://doi.org/10.1029/2021GC010127>
- Ioannidi, P. I., Le Pourhiet, L., Agard, P., Angiboust, S., & Oncken, O. (2021). Effective rheology of a two-phase subduction shear zone: Insights from numerical simple shear experiments and implications for subduction zone interfaces. *Earth and Planetary Science Letters*, 566, 116913. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116913>
- Irifune, T. (1987). An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the constitution of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 45(4), 324–336. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(87\)90040-9](https://doi.org/10.1016/0031-9201(87)90040-9)
- Irifune, T., Sekine, T., Ringwood, A. E., & Hibberson, W. O. (1986). The eclogite-garnetite transformation at high pressure and some geophysical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 77(2), 245–256. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90165-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90165-2)

- Ji, S., & Martignole, J. (1994). Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *Journal of Structural Geology*, 16(7), 985–996. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90080-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90080-9)
- Ji, S., & Zhao, P. (1993). Flow laws of multiphase rocks calculated from experimental data on the constituent phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(1–2), 181–187. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90125-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90125-S)
- Ji, S., Zhao, P., & Xia, B. (2003). Flow laws of multiphase materials and rocks from end-member flow laws. *Tectonophysics*, 370(1–4), 129–145. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00182-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00182-3)
- Jin, Z.-M., Zhang, J., Green II, H. W., & Jin, S. (2001). Eclogite rheology: Implications for subducted lithosphere. *Geology*, 29(8), 667. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%253C0667:ERIFSL%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%253C0667:ERIFSL%253E2.0.CO;2)
- John, T., & Schenk, V. (2006). Interrelations between intermediate-depth earthquakes and fluid flow within subducting oceanic plates: Constraints from eclogite facies pseudotachylytes. *Geology*, 34(7), 557. <https://doi.org/10.1130/G22411.1>
- Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H., & Andersen, T. B. (2005). Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3–4), 532–547. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.047>
- Jordan, P. G. (1987). The deformational behaviour of bimineralic limestone-halite aggregates. *Tectonophysics*, 135(1–3), 185–197. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90160-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90160-0)
- Kaercher, P., Miyagi, L., Kanitpanyacharoen, W., Zepeda-Alarcon, E., Wang, Y., Parkinson, D., Lebensohn, R. A., De Carlo, F., & Wenk, H. R. (2016). Two-phase deformation of lower mantle mineral analogs. *Earth and Planetary Science Letters*, 456, 134–145. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.030>
- Kameyama, M., Yuen, D. A., & Karato, S.-I. (1999). *Thermal-mechanical effects of low-temperature plasticity (the Peierls mechanism) on the deformation of viscoelastic shear zone.*
- Karato, S., Wang, Z., Liu, B., & Fujino, K. (1995). Plastic deformation of garnets: Systematics and implications for the rheology of the mantle transition zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 130(1–4), 13–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00255-W](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00255-W)

Karato, S. I. (2008). Deformation of earth materials. An introduction to the rheology of Solid Earth, 463.

Kenkmann, T., & Dresen, G. (2002). Dislocation microstructure and phase distribution in a lower crustal shear zone – an example from the Ivrea-Zone, Italy. *International Journal of Earth Sciences*, 91(3), 445–458. <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0236-9>

Keppler, R. (2018). Crystallographic preferred orientations in eclogites – A review. *Journal of Structural Geology*, 115, 284–296. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.04.003>

Keppler, R., Stipp, M., Behrmann, J. H., Ullemeyer, K., & Heidelbach, F. (2016). Deformation inside a paleosubduction channel – Insights from microstructures and crystallographic preferred orientations of eclogites and metasediments from the Tauern Window, Austria. *Journal of Structural Geology*, 82, 60–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.11.006>

Kim, D., Kim, T., Lee, J., Kim, Y., Kim, H., & Lee, J. I. (2018). Microfabrics of omphacite and garnet in eclogite from the Lanterman Range, northern Victoria Land, Antarctica. *Geosciences Journal*, 22(6), 939–953. <https://doi.org/10.1007/s12303-018-0055-7>

King, A., Guignot, N., Zerbino, P., Boulard, E., Desjardins, K., Bordessoule, M., Leclercq, N., Le, S., Renaud, G., Cerato, M., Bornert, M., Lenoir, N., Delzon, S., Perrillat, J.-P., Legodec, Y., & Itié, J.-P. (2016). Tomography and imaging at the PSICHE beam line of the SOLEIL synchrotron. *Review of Scientific Instruments*, 87(9), 093704. <https://doi.org/10.1063/1.4961365>

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(24), 2006GL028239. <https://doi.org/10.1029/2006GL028239>

Kleinschrodt, R., & McGrew, A. (2000). Garnet plasticity in the lower continental crust: Implications for deformation mechanisms based on microstructures and SEM-electron channeling pattern analysis. *Journal of Structural Geology*, 22(6), 795–809. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00010-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00010-9)

Lawn, B. R., & Marshall, D. B. (1998). Nonlinear stress-strain curves for solids containing closed cracks with friction. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 46(1), 85–113. [https://doi.org/10.1016/S0022-5096\(97\)00036-7](https://doi.org/10.1016/S0022-5096(97)00036-7)

- Lee, A. L., Stünitz, H., Soret, M., & Battisti, M. A. (2022). Dissolution precipitation creep as a process for the strain localisation in mafic rocks. *Journal of Structural Geology*, *155*, 104505. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104505>
- Leloup, P. H., Ricard, Y., Battaglia, J., & Lacassin, R. (1999). Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples. *Geophysical Journal International*, *136*(1), 19–40. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00683.x>
- Li, B., Jiang, J., Xu, J., Tkachev, S. N., Ye, Z., Huang, S., Guo, W., Zeng, Y., Prakapenka, V. B., Fan, D., & Zhou, W. (2022). Effect of Thermoelastic Properties of the Pyrope-Almandine Solid Solutions on the Entrapment Pressure of Garnet-Related Elastic Geobarometer. *Frontiers in Earth Science*, *9*, 833405. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.833405>
- Li, B., & Neuville, D. R. (2010). Elasticity of diopside to 8GPa and 1073K and implications for the upper mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *183*(3–4), 398–403. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.08.009>
- Li, L. (2010). Bulk attenuation in the earth's mantle due to phase transitions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *183*(3–4), 473–477. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.09.012>
- Li, L., Addad, A., Weidner, D., Long, H., & Chen, J. (2007). High pressure deformation in two-phase aggregates. *Tectonophysics*, *439*(1–4), 107–117. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.04.004>
- Li, L., Long, H., Raterron, P., & Weidner, D. (2006). Plastic flow of pyrope at mantle pressure and temperature. *American Mineralogist*, *91*(4), 517–525. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1913>
- Locatelli, M., Verlaguet, A., Agard, P., Federico, L., & Angiboust, S. (2018). Intermediate-depth brecciation along the subduction plate interface (Monviso eclogite, W. Alps). *Lithos*, *320–321*, 378–402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.028>
- Locatelli, M., Verlaguet, A., Agard, P., Pettke, T., & Federico, L. (2019). Fluid Pulses During Stepwise Brecciation at Intermediate Subduction Depths (Monviso Eclogites, W. Alps): First Internally Then Externally Sourced. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *20*(11), 5285–5318. <https://doi.org/10.1029/2019GC008549>

- Lu, C., Mao, Z., Lin, J.-F., Zhuravlev, K. K., Tkachev, S. N., & Prakapenka, V. B. (2013). Elasticity of single-crystal iron-bearing pyrope up to 20GPa and 750K. *Earth and Planetary Science Letters*, *361*, 134–142. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.041>
- Lutterotti, L., Bortolotti, M., Ischia, G., Lonardelli, I., & Wenk, H.-R. (2007). Rietveld texture analysis from diffraction images. *Zeitschrift Für Kristallographie Supplements*, *2007(suppl_26)*, 125–130. https://doi.org/10.1524/zksu.2007.2007.suppl_26.125
- Lutterotti, L., Vasin, R., & Wenk, H.-R. (2014a). Rietveld texture analysis from synchrotron diffraction images. I. Calibration and basic analysis. *Powder Diffraction*, *29*(1), 76–84. <https://doi.org/10.1017/S0885715613001346>
- Lutterotti, L., Vasin, R., & Wenk, H.-R. (2014b). Rietveld texture analysis from synchrotron diffraction images. I. Calibration and basic analysis. *Powder Diffraction*, *29*(1), 76–84. <https://doi.org/10.1017/S0885715613001346>
- Mainprice, D., Bachmann, F., Hielscher, R., & Schaeben, H. (2015). Descriptive tools for the analysis of texture projects with large datasets using MTEX: Strength, symmetry and components. *Geological Society, London, Special Publications*, *409*(1), 251–271. <https://doi.org/10.1144/SP409.8>
- Mainprice, D., Bascou, J., Cordier, P., & Tommasi, A. (2004). Crystal preferred orientations of garnet: Comparison between numerical simulations and electron back-scattered diffraction (EBSD) measurements in naturally deformed eclogites. *Journal of Structural Geology*, *26*(11), 2089–2102. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.04.008>
- Mainprice, D., Hielscher, R., & Schaeben, H. (2011). Calculating anisotropic physical properties from texture data using the MTEX open-source package. *Geological Society, London, Special Publications*, *360*(1), 175–192. <https://doi.org/10.1144/SP360.10>
- Maitre, A., Gueydan, F., Thieulot, C., & Oliot, E. (2024). Brittle-Ductile Rheological Behavior in Subduction Zones: Effects of Strength Ratio Between Strong and Weak Phases in a Bi-Phase System. *Geophysical Research Letters*, *51*(8), e2024GL108405. <https://doi.org/10.1029/2024GL108405>
- Marques, F. O., Burlini, L., & Burg, J.-P. (2010). Rheology and microstructure of synthetic halite/calcite porphyritic aggregates in torsion. *Journal of Structural Geology*, *32*(3), 342–349. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.01.001>

- Marques, F. O., Burlini, L., & Burg, J.-P. (2011). Microstructural and mechanical effects of strong fine-grained muscovite in soft halite matrix: Shear strain localization in torsion. *Journal of Geophysical Research*, 116(B8), B08213. <https://doi.org/10.1029/2010JB008080>
- Martelat, J. -E., Malamoud, K., Cordier, P., Randrianasolo, B., Schulmann, K., & Lardeaux, J. -M. (2012). Garnet crystal plasticity in the continental crust, new example from south Madagascar. *Journal of Metamorphic Geology*, 30(4), 435–452. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00974.x>
- Matthies, S., Merkel, S., Wenk, H. R., Hemley, R. J., & Mao, H. (2001). Effects of texture on the determination of elasticity of polycrystalline ϵ -iron from diffraction measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 194(1–2), 201–212. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00547-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00547-7)
- Mauler, A., Godard, G., & Kunze, K. (2001). Crystallographic fabrics of omphacite, rutile and quartz in Vendée eclogites (Armorican Massif, France). Consequences for deformation mechanisms and regimes. *Tectonophysics*, 342(1–2), 81–112. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00157-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00157-3)
- McNamara, D. D., Wheeler, J., Pearce, M., & Prior, D. J. (2024). A key role for diffusion creep in eclogites: Omphacite deformation in the Zermatt-Saas unit, Italian Alps. *Journal of Structural Geology*, 179, 105033. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.105033>
- Mehl, L., Hacker, B. R., Hirth, G., & Kelemen, P. B. (2003). Arc-parallel flow within the mantle wedge: Evidence from the accreted Talkeetna arc, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8), 2002JB002233. <https://doi.org/10.1029/2002JB002233>
- Mei, S., & Kohlstedt, D. L. (2000a). Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates: 1. Diffusion creep regime. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B9), 21457–21469. <https://doi.org/10.1029/2000JB900179>
- Mei, S., & Kohlstedt, D. L. (2000b). Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates: 2. Dislocation creep regime. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B9), 21471–21481. <https://doi.org/10.1029/2000JB900180>
- Mei, S., Suzuki, A. M., Kohlstedt, D. L., & Xu, L. (2010). Experimental investigation of the creep behavior of garnet at high temperatures and pressures. *Journal of Earth Science*, 21(5), 532–540. <https://doi.org/10.1007/s12583-010-0127-8>

- Miranda, E. A., Hirth, G., & John, B. E. (2016). Microstructural evidence for the transition from dislocation creep to dislocation-accommodated grain boundary sliding in naturally deformed plagioclase. *Journal of Structural Geology*, 92, 30–45. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.002>
- Mitchell, T. E., & Hirth, J. P. (1991). The shape, configuration and stress field of twins and martensite plates. *Acta Metallurgica et Materialia*, 39(7), 1711–1717. [https://doi.org/10.1016/0956-7151\(91\)90260-8](https://doi.org/10.1016/0956-7151(91)90260-8)
- Mittal, R., Chaplot, S. L., & Choudhury, N. (2001). Lattice dynamics calculations of the phonon spectra and thermodynamic properties of the aluminosilicate garnets pyrope, grossular, and spessartine $M_3Al_2Si_3O_{12}$ (M = Mg, Ca, and Mn). *Physical Review B*, 64(9), 094302. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.64.094302>
- Moghadam, R. H., Trepmann, C. A., Stöckhert, B., & Renner, J. (2010). Rheology of Synthetic Omphacite Aggregates at High Pressure and High Temperature. *Journal of Petrology*, 51(4), 921–945. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq006>
- Montési, L. G. J. (2013). Fabric development as the key for forming ductile shear zones and enabling plate tectonics. *Journal of Structural Geology*, 50, 254–266. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.12.011>
- Müller, W., Friedrich Walte, N., & Miyajima, N. (2008). Experimental deformation of ordered natural omphacite: A study by transmission electron microscopy. *European Journal of Mineralogy*, 20(5), 835–844. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1851>
- Ohuchi, T., Kawazoe, T., Higo, Y., Funakoshi, K., Suzuki, A., Kikegawa, T., & Irifune, T. (2015). Dislocation-accommodated grain boundary sliding as the major deformation mechanism of olivine in the Earth's upper mantle. *Science Advances*, 1(9), e1500360. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500360>
- O'Neill, B., Bass, JayD., Rossman, GeorgeR., Geiger, CharlesA., & Langer, K. (1991). Elastic properties of pyrope. *Physics and Chemistry of Minerals*, 17(7). <https://doi.org/10.1007/BF00203841>
- Pandey, B. K., Pandey, A. K., & Singh, C. K. (2013). *Elastic moduli of pyrope rich garnets*. 769–770. <https://doi.org/10.1063/1.4810454>

- Papa, S., Pennacchioni, G., Angel, R. J., & Faccenda, M. (2018). The fate of garnet during (deep-seated) coseismic frictional heating: The role of thermal shock. *Geology*, *46*(5), 471–474. <https://doi.org/10.1130/G40077.1>
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Paterson, M. S., & Olgaard, D. L. (2000). Rock deformation tests to large shear strains in torsion. *Journal of Structural Geology*, *22*(9), 1341–1358. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00042-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00042-0)
- Pavese, A., Diella, V., Levy, D., & Hanfland, M. (2001). Synchrotron X-ray powder diffraction study of natural P2 /n-omphacites at high-pressure conditions. *Physics and Chemistry of Minerals*, *28*(1), 9–16. <https://doi.org/10.1007/s002690000128>
- Peacock, S. M. (1993). Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chemical Geology*, *108*(1–4), 49–59. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90317-C](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90317-C)
- Pennacchioni, G., Scambelluri, M., Bestmann, M., Notini, L., Nimis, P., Plümper, O., Faccenda, M., & Nestola, F. (2020). Record of intermediate-depth subduction seismicity in a dry slab from an exhumed ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, *548*, 116490. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116490>
- Philippe, J., Le Godec, Y., Mezouar, M., Berg, M., Bromiley, G., Bergame, F., Perrillat, J. P., Alvarez-Murga, M., Morand, M., Atwood, R., King, A., & Régnier, S. (2016). Rotating tomography Paris–Edinburgh cell: A novel portable press for micro-tomographic 4-D imaging at extreme pressure/temperature/stress conditions. *High Pressure Research*, *36*(4), 512–532. <https://doi.org/10.1080/08957959.2016.1221951>
- Phillips, N. J., & Ji, S. (2021). Constraining the ductile deformation mechanisms of garnet across pressure-temperature space. *Journal of Structural Geology*, *148*, 104356. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104356>
- Platt, J. P. (1984). Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, *6*(4), 439–442. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90045-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90045-2)
- Platt, J. P., & Behr, W. M. (2011a). Grainsize evolution in ductile shear zones: Implications for strain localization and the strength of the lithosphere. *Journal of Structural Geology*, *33*(4), 537–550. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.01.018>

Platt, J. P., & Behr, W. M. (2011b). Lithospheric shear zones as constant stress experiments. *Geology*, 39(2), 127–130. <https://doi.org/10.1130/G31561.1>

Platt, J. P., & Vissers, R. L. M. (1980). Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2(4), 397–410. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90002-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90002-4)

Poirier, J. P. (1985). *Creep of crystals: high-temperature deformation processes in metals, ceramics, and minerals*. Cambridge University Press.

Précigout, J., & Gueydan, F. (2009). Mantle weakening and strain localization: Implications for the long-term strength of the continental lithosphere. *Geology*, 37(2), 147–150. <https://doi.org/10.1130/G25239A.1>

Prior, D. J., Wheeler, J., Brenker, F. E., Harte, B., & Matthews, M. (2000). Crystal plasticity of natural garnet: New microstructural evidence. *Geology*, 28, 1003. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%253C1003:CPONGN%253E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%253C1003:CPONGN%253E2.0.CO;2)

Proctor, B., & Hirth, G. (2016). “Ductile to brittle” transition in thermally stable antigorite gouge at mantle pressures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(3), 1652–1663. <https://doi.org/10.1002/2015JB012710>

Raleigh, C. B., & Talbot, J. L. (1967). Mechanical twinning in naturally and experimentally deformed diopside. *American Journal of Science*, 265(2), 151–165.

Rehman, H. U., Mainprice, D., Barou, F., Yamamoto, H., & Okamoto, K. (2016). EBSD-measured crystal preferred orientation of eclogites from the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, SW Japan. *European Journal of Mineralogy*, 28(6), 1155–1168. <https://doi.org/10.1127/ejm/2016/0028-2574>

Rehman, H. U., Mainprice, D., Barou, F., Yamamoto, H., Wei, C., Zafar, T., & Khan, T. (2023). Crystallographic preferred orientations and microtexture of the Himalayan eclogites revealing records of syn-deformation peak metamorphic stage and subsequent exhumation. *Journal of Structural Geology*, 167, 104792. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104792>

Renedo, R. N., Nachlas, W. O., Whitney, D. L., Teyssier, C., Piazzolo, S., Gordon, S. M., & Fossen, H. (2015). Fabric development during exhumation from ultrahigh-pressure in an eclogite-bearing shear zone, Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Structural Geology*, 71, 58–70. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.012>

- Ringwood, A. E. (1967). The pyroxene-garnet transformation in the earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 2(3), 255–263. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(67\)90138-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(67)90138-0)
- Robinson, P., Solli, A., Tucker, R. D., Root, D., Krogh, T. E., van Roermund, H., ... & Terry, M. P. (2003). Tectono-stratigraphic Setting, Structure and Petrology of HP and UHP Metamorphic Rocks and garnet Peridotites in the Western Gneiss region, Møre and Romsdal, Norway.
- Rogowitz, A., & Huet, B. (2021). Evolution of fluid pathways during eclogitization and their impact on formation and deformation of eclogite: A microstructural and petrological investigation at the type locality (Koralpe, Eastern Alps, Austria). *Tectonophysics*, 819, 229079. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229079>
- Rogowitz, A., Schorn, S., & Huet, B. (2024). Eclogite dehydration and melt-induced embrittlement at high-pressure conditions. *Terra Nova*, ter.12707. <https://doi.org/10.1111/ter.12707>
- Rogowitz, A., Thielmann, M., Kraus, K., Grasemann, B., & Renner, J. (2023). The Effect of the Garnet Content on Deformation Mechanisms and Weakening of Eclogite: Insights From Deformation Experiments and Numerical Simulations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24(3), e2022GC010743. <https://doi.org/10.1029/2022GC010743>
- Rosenthal, A., Yaxley, G. M., Green, D. H., Hermann, J., Kovács, I., & Spandler, C. (2015). Continuous eclogite melting and variable refertilisation in upwelling heterogeneous mantle. *Scientific Reports*, 4(1), 6099. <https://doi.org/10.1038/srep06099>
- Rossi, G., Smith, D. C., Ungaretti, L., & Domeneghetti, M. C. (1983). Crystal-chemistry and cation ordering in the system diopside-jadeite: A detailed study by crystal structure refinement. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83(3–4), 247–258. <https://doi.org/10.1007/BF00371193>
- Rutter, E. H. (1995). Experimental study of the influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24651–24663. <https://doi.org/10.1029/95JB02500>
- Salem, A. A., Kalidindi, S. R., & Doherty, R. D. (2003). Strain hardening of titanium: Role of deformation twinning. *Acta Materialia*, 51(14), 4225–4237. [https://doi.org/10.1016/S1359-6454\(03\)00239-8](https://doi.org/10.1016/S1359-6454(03)00239-8)

- Salem, A. A., Kalidindi, S. R., Doherty, R. D., & Semiatin, S. L. (2006). Strain hardening due to deformation twinning in α -titanium: Mechanisms. *Metallurgical and Materials Transactions A*, 37(1), 259–268. <https://doi.org/10.1007/s11661-006-0171-2>
- Segall, P., & Rice, J. R. (2006). Does shear heating of pore fluid contribute to earthquake nucleation? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9), 2005JB004129. <https://doi.org/10.1029/2005JB004129>
- Singh, A. K., Balasingh, C., Mao, H., Hemley, R. J., & Shu, J. (1998). Analysis of lattice strains measured under nonhydrostatic pressure. *Journal of Applied Physics*, 83(12), 7567–7575. <https://doi.org/10.1063/1.367872>
- Smit, M. A., Scherer, E. E., John, T., & Janssen, A. (2011). Creep of garnet in eclogite: Mechanisms and implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 311(3–4), 411–419. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.024>
- Stan, C., Beavers, C., Kunz, M., & Tamura, N. (2018). X-Ray Diffraction under Extreme Conditions at the Advanced Light Source. *Quantum Beam Science*, 2(1), 4. <https://doi.org/10.3390/qubs2010004>
- Stern, R. J., Tsujimori, T., Harlow, G., & Groat, L. A. (2013). Plate tectonic gemstones. *Geology*, 41(7), 723–726. <https://doi.org/10.1130/G34204.1>
- Stipp, M., & Kunze, K. (2008). Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. *Tectonophysics*, 448(1–4), 77–97. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.041>
- Storey, C. D., & Prior, D. J. (2005). Plastic Deformation and Recrystallization of Garnet: A Mechanism to Facilitate Diffusion Creep. *Journal of Petrology*, 46(12), 2593–2613. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi067>
- Strating, E. H. H., & Vissers, R. L. M. (1991). Dehydration-induced fracturing of eclogite-facies peridotites: Implications for the mechanical behaviour of subducting oceanic lithosphere. *Tectonophysics*, 200(1–3), 187–198. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90014-J](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90014-J)
- Stünitz, H., Neufeld, K., Heilbronner, R., Finstad, A. K., Konopásek, J., & Mackenzie, J. R. (2020). Transformation weakening: Diffusion creep in eclogites as a result of interaction of mineral reactions and deformation. *Journal of Structural Geology*, 139, 104129. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104129>

- Stünitz, H., & Tullis, J. (2001). Weakening and strain localization produced by syn-deformational reaction of plagioclase. *International Journal of Earth Sciences*, 90(1), 136–148. <https://doi.org/10.1007/s005310000148>
- Tasaka, M., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2020). Rheological Weakening of Olivine + Orthopyroxene Aggregates Due to Phase Mixing: Effects of Orthopyroxene Volume Fraction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(9), e2020JB019888. <https://doi.org/10.1029/2020JB019888>
- Tasaka, M., Zimmerman, M. E., Kohlstedt, D. L., Stünitz, H., & Heilbronner, R. (2017). Rheological Weakening of Olivine + Orthopyroxene Aggregates Due To Phase Mixing: Part 2. Microstructural Development. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(10), 7597–7612. <https://doi.org/10.1002/2017JB014311>
- Terry, M. P., & Heidelbach, F. (2004). Superplasticity in garnet from eclogite facies shear zones in the Haram Gabbro, Haramsøya, Norway. *Geology*, 32(4), 281. <https://doi.org/10.1130/G20157.1>
- Terry, M. P., & Robinson, P. (2004). Geometry of eclogite-facies structural features: Implications for production and exhumation of ultrahigh-pressure and high-pressure rocks, Western Gneiss Region, Norway: GEOMETRY OF ECLOGITE-FACIES STRUCTURES. *Tectonics*, 23(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2002TC001401>
- Terry, M. P., Robinson, P., & Ravna, E. J. K. (2000). Kyanite eclogite thermobarometry and evidence for thrusting of UHP over HP metamorphic rocks, Nordøyane, Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, 85, 1637–1650. <https://doi.org/10.2138/am-2000-11-1207>
- The mechanism of plastic deformation of crystals. Part I.—Theoretical. (1934). *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 145(855), 362–387. <https://doi.org/10.1098/rspa.1934.0106>
- Thielmann, M., Golabek, G. J., & Marquardt, H. (2020). Ferropericlasite Control of Lower Mantle Rheology: Impact of Phase Morphology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(2), e2019GC008688. <https://doi.org/10.1029/2019GC008688>
- Tokle, L., Hirth, G., & Stünitz, H. (2023). The effect of muscovite on the microstructural evolution and rheology of quartzite in general shear. *Journal of Structural Geology*, 169, 104835. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104835>

- Toriumi, M. (1986). Mechanical Segregation of Garnet in Synmetamorphic Flow of Pelitic Schists. *Journal of Petrology*, 27(6), 1395–1408. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.6.1395>
- Torquato, S., Beasley, J. D., & Chiew, Y. C. (1988). Two-point cluster function for continuum percolation. *The Journal of Chemical Physics*, 88(10), 6540–6547. <https://doi.org/10.1063/1.454440>
- Torquato, S. (2002). Random heterogeneous materials: microstructure and macroscopic properties (Vol. 16). New York: Springer.
- Trepmann, C. A., & Stöckhert, B. (2002). Cataclastic deformation of garnet: A record of synseismic loading and postseismic creep. *Journal of Structural Geology*, 24(11), 1845–1856. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00004-4)
- Tsujimori, T., & Mattinson, C. (2021). Eclogites in Different Tectonic Settings. In *Encyclopedia of Geology* (pp. 561–568). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00104-1>
- Tullis, J., & Yund, R. A. (1991). Diffusion creep in feldspar aggregates: Experimental evidence. *Journal of Structural Geology*, 13(9), 987–1000. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90051-J](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90051-J)
- Tullis, T. E., Horowitz, F. G., & Tullis, J. (1991). Flow laws of polyphase aggregates from end-member flow laws. *Journal of Geophysical Research*, 96(B5), 8081. <https://doi.org/10.1029/90JB02491>
- Uchida, T., Funamori, N., & Yagi, T. (1996). Lattice strains in crystals under uniaxial stress field. *Journal of Applied Physics*, 80(2), 739–746. <https://doi.org/10.1063/1.362920>
- Ulrich, S., & Mainprice, D. (2005). Does cation ordering in omphacite influence development of lattice-preferred orientation? *Journal of Structural Geology*, 27(3), 419–431. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.11.003>
- Vennari, C. E., Lin, F., Kunz, M., Akaogi, M., Miyagi, L., & Williams, Q. (2021). Deformation and strength of mantle relevant garnets: Implications for the subduction of basaltic-rich crust. *American Mineralogist*, 106(7), 1045–1052. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7587>
- Voegelé, V., Ando, J. I., Cordier, P., & Liebermann, R. C. (1998). Plastic deformation of silicate garnets. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108(4), 305–318. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(98\)00110-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00110-1)

- Voegélé, V., Cordier, P., Sautter, V., Sharp, T. G., Lardeaux, J. M., & Marques, F. O. (1998). Plastic deformation of silicate garnets. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108(4), 319–338. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(98\)00111-3](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00111-3)
- Wang, Y. (2010). Large Volume Presses for High-Pressure Studies Using Synchrotron Radiation. In E. Boldyreva & P. Dera (Eds), *High-Pressure Crystallography* (pp. 81–96). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-90-481-9258-8_8
- Wang, Y., Durham, W. B., Getting, I. C., & Weidner, D. J. (2003). The deformation-DIA: A new apparatus for high temperature triaxial deformation to pressures up to 15 GPa. *Review of Scientific Instruments*, 74(6), 3002–3011. <https://doi.org/10.1063/1.1570948>
- Wang, Z., & Ji, S. (1999). Deformation of silicate garnets; brittle-ductile transition and its geological implications. *The Canadian Mineralogist*, 37(2), 525–541.
- Warren, J. M., & Hirth, G. (2006). Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1–2), 438–450. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.006>
- Wassmann, S., & Stöckhert, B. (2013). Rheology of the plate interface—Dissolution precipitation creep in high pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 608, 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.09.030>
- Wenk, H.-R., Lutterotti, L., Kaercher, P., Kanitpanyacharoen, W., Miyagi, L., & Vasin, R. (2014). Rietveld texture analysis from synchrotron diffraction images. II. Complex multiphase materials and diamond anvil cell experiments. *Powder Diffraction*, 29(3), 220–232. <https://doi.org/10.1017/S0885715614000360>
- Wenk, H.-R., Lutterotti, L., & Vogel, S. C. (2010). Rietveld texture analysis from TOF neutron diffraction data. *Powder Diffraction*, 25(3), 283–296. <https://doi.org/10.1154/1.3479004>
- Wiesman, H. S., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2023a). The Effect of Secondary-Phase Fraction on the Deformation of Olivine + Ferropericlasite Aggregates: 1. Microstructural Evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(4), e2022JB025723. <https://doi.org/10.1029/2022JB025723>
- Wiesman, H. S., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (2023b). The Effect of Secondary-Phase Fraction on the Deformation of Olivine + Ferropericlasite Aggregates: 2. Mechanical

Behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(4), e2022JB025724. <https://doi.org/10.1029/2022JB025724>

Williams, P. F., & Price, G. P. (1990). Origin of kinkbands and shear-band cleavage in shear zones: An experimental study. *Journal of Structural Geology*, 12(2), 145–164. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90001-F](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90001-F)

Wintsch, R. P., Christoffersen, R., & Kronenberg, A. K. (1995). Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 13021–13032. <https://doi.org/10.1029/94JB02622>

Wu, X., Meng, D., Fan, X., Meng, X., Zheng, J., & Mason, R. (2008). Defect microstructures in garnet, omphacite and symplectite from UHP eclogites, eastern Dabieshan, China: A TEM and FTIR study. *Mineralogical Magazine*, 72(5), 1057–1069. <https://doi.org/10.1180/minmag.2008.072.5.1057>

Xu, J., Zhang, D., Fan, D., Dera, P. K., Shi, F., & Zhou, W. (2019). Thermoelastic Properties of Eclogitic Garnets and Omphacites: Implications for Deep Subduction of Oceanic Crust and Density Anomalies in the Upper Mantle. *Geophysical Research Letters*, 46(1), 179–188. <https://doi.org/10.1029/2018GL081170>

Yamato, P., Duretz, T., & Angiboust, S. (2019). Brittle/Ductile Deformation of Eclogites: Insights From Numerical Models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(7), 3116–3133. <https://doi.org/10.1029/2019GC008249>

Yamazaki, D., Yoshino, T., Matsuzaki, T., Katsura, T., & Yoneda, A. (2009). Texture of (Mg,Fe)SiO₃ perovskite and ferro-periclase aggregate: Implications for rheology of the lower mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 174(1–4), 138–144. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.11.002>

Yang, J.-J., Huang, M.-X., Wu, Q.-Y., & Zhang, H.-R. (2014). Coesite-bearing eclogite breccia: Implication for coseismic ultrahigh-pressure metamorphism and the rate of the process. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(6), 1013. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1013-7>

Zhang, J., & Green, H. W. (2007). Experimental Investigation of Eclogite Rheology and Its Fabrics at High Temperature and Pressure. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(2), 97–115. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00684.x>

Zhang, J., Greenii, H., & Bozhilov, K. (2006). Rheology of omphacite at high temperature and pressure and significance of its lattice preferred orientations. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3–4), 432–443. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.006>

Zhang, J., Wang, Y., & Jin, Z. (2008). CPO-induced seismic anisotropy in UHP eclogites. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51(1), 11–21. <https://doi.org/10.1007/s11430-007-0143-4>

Zhao, Z. Y., Wei, C. J., & Fang, A. M. (2005). Plastic flow of coesite eclogite in a deep continent subduction regime: Microstructures, deformation mechanisms and rheologic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1–2), 209–222. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.021>

(N.d.).

Contraintes et mécanismes de déformation dans les éclo­gites: approche expérimentale in situ grâce au rayonnement X synchrotron et ex situ par microscopie électronique

Ce travail se focalise sur la distribution des contraintes et les mécanismes de déformation d'éclogites déformées expérimentalement, afin de mieux comprendre l'effet de la fraction volumique sur les propriétés mécaniques dans des contextes profonds de convergence en régime semi-fragile. Des agrégats de grenat+clinopyroxène sont déformés sous très haute pression (3 à 5 GPa) et haute température (820°C), en combinant les techniques de rayonnement X synchrotrons in situ et la microscopie électronique ex-situ. Des expériences de déformation en cisaillement pur sont menées à des taux de déformation de 1×10^{-5} à $3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. La diffraction rayon X in situ est utilisée afin de mesurer les contraintes dans chacune des phases. Le grenat et le clinopyroxène se déforment dans le régime semi-fragile dans les agrégats où le grenat ne domine pas largement l'agrégat, soit jusqu'à 55 % volumique de grenat. Le fluage cataclastique et la recristallisation dynamique, notamment par rotation de sous-grains, sont les deux mécanismes de déformation principaux. Ceux-ci mènent à une réduction de la taille de grains dans les deux phases, permettant l'activation de mécanismes sensibles à la taille de grain tel que le glissement aux joints de grains. Chaque phase est active dans la déformation. Un adoucissement mécanique a lieu quand le clinopyroxène est présent et se déforme de manière visqueuse. Il contrôle l'accommodation de la déformation et l'adoucissement dans les agrégats comprenant de 15 à 55 % volumique de grenat. Le clinopyroxène est assez résistant pour transmettre les contraintes au grenat même si ce dernier se déforme de manière visqueuse, et le grenat isolé peut ainsi se fracturer. A grande teneur en grenat (85 % volumique), le grenat induit un changement de mécanisme de déformation pour l'ensemble de l'agrégat, de semi-fragile à fragile. Ces données sont complétées par des expériences de déformation en torsion couplées à la tomographie par absorption rayon X in situ afin d'étudier l'évolution des microstructures au cours de la déformation. L'imagerie 3D sur plusieurs étapes de déformation permet de caractériser la formation des fabriques et la localisation de la déformation. Avec l'augmentation de la torsion les clusters de grenat et clinopyroxène s'aplatissent et s'orientent entre 0° et 45° du plan de torsion, avec un plus fort aplatissement pour les agrégats avec 30 % volumique de grenat et clinopyroxène que celui à 15 % volumique de clinopyroxène. Du boudinage et des bandes de cisaillement C'-S se forment à partir de 90° de torsion. Ce travail de thèse démontre que la déformation fragile des éclo­gites peut avoir lieu sous des conditions anhydres et des taux de déformation proche de ceux des glissements lents dans les zones de subduction profonde. L'adoucissement et la localisation de la déformation au sein des éclo­gites déformées dans un régime semi-fragile peut avoir lieu par le grenat et le clinopyroxène, le grenat ne se comportant pas seulement tel un claste rigide.

Mots clés : Rhéologie, Synchrotron, In situ, Zones de subduction, Microstructure, Hautes pressions

Stresses and deformation mechanisms in eclogites : in situ experimental approach by synchrotron X-ray radiation and ex situ electronic microscopy

Stress distribution and deformation mechanisms in eclogites are experimentally investigated to understand the effect of phase fraction on the mechanical properties in deep convergent contexts in the semi-brittle regime. Garnet+clinopyroxene aggregates are deformed under ultrahigh pressures (3 to 5 GPa) and high temperature (820°C), using in situ synchrotron X-ray techniques and ex situ electronic microscopy. The experimental deformations in pure shear are carried out at constant strain rate (1×10^{-5} – $3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), using X-rays diffraction to measure stresses in both phases. Garnet and clinopyroxene deform in the semi-brittle regime in aggregates in which garnet is not the dominant phase up to 55% vol. garnet. Cataclastic flow and dynamic recrystallisation are the two main deformation mechanisms, implying a grain size reduction in both garnet and clinopyroxene, which then allow the activity of grain-size-sensitive mechanisms, e.g. grain-boundary-sliding. Both phases are active in the deformation. Weakening happens when clinopyroxene is present and deforms viscously. Clinopyroxene controls the accommodation of deformation from 15 to 55 % volume fraction garnet. Clinopyroxene is strong enough to transfer stress on garnet even if it deforms viscously, and garnet even present in low amounts can fracture within this viscous matrix, in agreement with recent works. At the highest garnet fraction (85% vol.), garnet induces a switch in the deformation mechanisms from semi-brittle to brittle for the whole aggregate. These data are completed by torsion experiments combined with in-situ X-ray absorption tomography to study the microstructures evolution during deformation. 3D imaging at several deformation steps allows us to characterize the fabric formation and strain localization. With the increase of torsion, garnet and clinopyroxene clusters elongate and are oriented to 0° to 45° relative to torsion plane, with a higher elongation for 30 % vol. garnet and clinopyroxene aggregates than the one with 15 % vol. of clinopyroxene. Boudinage and C'-S shear bands are forming from 90° of torsion. We conclude garnet fracturation, associated with numerous studies as being caused by fast-strain rate events related to seismicity and fluids, can take place under anhydrous conditions and strain rates close to slow slip events rates in deep subduction zones. Weakening and strain localization in eclogites deformed in the semi-brittle field can take place by garnet and clinopyroxene, since garnet does not behave only like a rigid clast.

Key words : Rheology, Synchrotron, In situ, Subduction zones, Microstructures, High pressures