



HAL
open science

Anisotropie, fusion partielle et déformation de la croûte continentale : étude expérimentale et observations de terrain

Julien Fauconnier

► **To cite this version:**

Julien Fauconnier. Anisotropie, fusion partielle et déformation de la croûte continentale : étude expérimentale et observations de terrain. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2016. Français. NNT : 2016PA066560 . tel-01537862

HAL Id: tel-01537862

<https://theses.hal.science/tel-01537862>

Submitted on 13 Jun 2017

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

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

THÈSE

PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

ÉCOLE DOCTORALE : Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Par **Julien FAUCONNIER**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : Sciences de la Terre

Anisotropie, fusion partielle et déformation de la croûte continentale Étude expérimentale et observations de terrain

Soutenue le 22 septembre 2016

devant le jury composé de :

M. Claudio Rosenberg	Prof. Université Pierre et Marie Curie	Directeur de thèse
M. Loïc Labrousse	Prof. Université Pierre et Marie Curie	Co-directeur de thèse
M. Laurent Jolivet	Prof. Université d'Orléans	Co-directeur de thèse
M. Denis Gapais	DR Université de Rennes 1	Rapporteur
M. Neil Mancktelow	Prof. ETH Zürich	Rapporteur
M. Florian Füsseis	Lecturer The University of Edinburgh	Examineur
M. Oliver Lacombe	Prof. Université Pierre et Marie Curie	Examineur
M. Alexandre Schubnel	CR ENS	Examineur
M. Holger Stünitz	Prof. University of Tromsø	Invité

Remerciements

À la fin de mon premier cours de tecto ductile en M1 j'ai demandé un stage au prof. ... voilà comment je suis arrivé ici. Donc un énorme merci à toi Loïc par ce que c'est un peu de ta faute si j'en suis là ! Je tiens aussi à remercier la paire Claudio et Loïc pour tout ce que vous m'avez transmis et pour m'avoir supporté (dans les deux sens du terme) pendant ces années ! J'ai vraiment beaucoup aimé travailler avec vous, autant sur le plan humain que sur le plan scientifique. Et merci à toi Laurent pour le poisson frais sur le terrain ! Bien sûr, un immense merci à Holger pour ces soirées à Tromsø et pour m'avoir enseigné la science de l'écrabouillage de cailloux.

Je n'ose imaginer ce que peut être l'aventure thèse seul, donc pour avoir partagé tous ces moments avec moi, un grand merci à : Pauline pour être (presque) toujours d'accord avec moi, Marianne pour tout et surtout pour les meilleures corrections du monde, Erwann pour avoir amélioré mon vocabulaire, Cécile la voleuse de briquet, Ellon pour sa bon humeur bondissante et Maxime le coco. Sans oublier mes co-bureaux et cibles favorites : Lorella et Delphine. Merci aussi à l'équipe de thésards avec qui on écume l'Iné ou autre : Aïda, Élise, Leïla, Gob, Quentin, Mathieu, Guillaume et Alex. Merci aussi aux anciens : « ma grande sœur de thèse » Anne-Cé, Alexis pour son humour raffiné, Maé et Nico. Merci aussi à toute l'équipe du 3ème, on se sent bien dans ce couloir !

Enfin je voudrais remercier toutes les personnes avec qui j'ai travaillé pendant ma thèse : Sina, Nico et Michel, Omar, Val, Stéphane, Alfons ... et j'en oublie sûrement !

Enfin un grand merci à toi Marie.

Et surtout, merci à la machine à café du 3ème, sans toi rien de tout ça n'existerait !

À mon grand père

Table des matières

Remerciements	i
Introduction	1
I. La localisation de la déformation dans la croûte continentale et la fusion partielle	3
1.1. La localisation de la déformation	5
1.1.1. L'omniprésence de la localisation de la déformation	5
1.1.2. Les mécanismes responsables de la localisation de la déformation	8
1.1.3. La recristallisation dynamique	8
1.1.4. L'interconnexion des phases faibles	11
1.2. La fusion partielle de la croûte continentale	12
1.2.1. Origine des migmatites	12
1.2.2. La déformation expérimentale des roches partiellement fondues	15
1.3. Approche de cette thèse	18
II. Relations déformation et fusion partielle dans une zone de cisaillement d'échelle crustale : la zone de faille de Møre og Trøndelag, Norvège	21
2.1. Les Calédonides	23
2.1.1. Tectonostratigraphie des Calédonides en Norvège	23
2.1.2. La Région des Gneiss de l'Ouest	24
2.1.3. La zone de faille de Møre og Trøndelag	26
2.2. Relations déformation et fusion partielle dans la MTFZ	27
2.2.1. Structure de la MTFZ	27
2.2.2. Vevang	30
2.2.3. La fenêtre de Roan	30
2.2.4. Rodal	33
2.2.5. Svartberget	36
2.2.6. Bud	40
2.2.7. Bilan de la fusion partielle et de la déformation de la MTFZ	45

III. Méthodes expérimentales	47
3.1. La presse de Griggs	49
3.1.1. Principe général de fonctionnement	49
3.1.2. Assemblage de l'échantillon	50
3.2. Conditions expérimentales	53
3.2.1. Matériel de départ	53
3.2.2. Déroulement de l'expérience	55
3.2.3. Conditions expérimentales	55
3.3. Données mécaniques	57
3.3.1. Traitement	57
IV. Localisation de la déformation à l'état solide dans les agrégats quartz-biotite.	61
4.1. Introduction	63
4.2. Experimental methods	65
4.2.1. Experimental setup	65
4.2.2. Starting materials and samples preparation	65
4.3. Results	67
4.3.1. Mechanical data	67
4.3.2. Microstructures	69
4.3.3. Crystallographic preferred orientation (CPO)	80
4.4. Discussion	84
4.4.1. Deformation and recrystallization of quartz	84
4.4.2. Localization of the deformation	84
4.4.3. Microstructures of biotite and deformation mechanisms	87
4.4.4. Linking mechanical and microstructural data	88
4.4.5. Extrapolation to natural conditions	90
4.5. Conclusions	91
V. Étude expérimentale de la fusion partielle sur la rhéologie et les microstructures de la croûte continentale.	97
5.1. Introduction	99
5.2. Setup and experimental conditions	101
5.2.1. Experimental setup	101
5.2.2. Starting material and experimental conditions	101
5.3. Mechanical data	104
5.4. Microstructures and deformation mechanisms	106
5.4.1. Peak-stress and hydrostatic experiments	106
5.4.2. Biotite-free samples	106
5.4.3. Biotite-bearing melt-free samples	108
5.4.4. Biotite- and melt-bearing samples	110

5.5. Melt distribution	112
5.6. Crystallographic preferred orientation	114
5.7. Discussion	114
5.7.1. Deformation mechanisms and localization of deformation	114
5.7.2. Mechanical behavior and implications for partially molten crustal rocks	116
5.7.3. Melt/HPG preferred orientation	118
5.7.4. Comparison with natural migmatites	119
5.8. Conclusions	120
Conclusion	125
Liste des abréviations	129
A. Autres expériences	139

Introduction

Tous les orogènes comportent des zones de faible largeur par rapport à leur dimension où la déformation finie y est plus intense et ce, quelque soit la taille de l'orogène ou même son âge. Cette observation n'est pas uniquement valable pour les régimes compressifs puisque de nombreuses grandes structures construites en régime extensif où même décrochant possèdent également ce genre de zone. Cette déformation localisée n'est pas seulement trouvée dans les structures d'échelle kilométrique, elle est aussi observée à l'échelle de l'affleurement (métrique à hectométrique) et celle de la lame mince (submillimétrique). Le fait que dans les structures de grande envergure cette déformation soit bien souvent pénétrative, c'est-à-dire qu'elle peut être suivie à toutes les échelles, implique que ces zones ne relèvent pas nécessairement d'un héritage lithologique, mais que les mécanismes de déformation dès l'échelle du grain peuvent permettre la localisation à grande échelle. Bien que pour les structures de grande échelle l'héritage soit souvent un critère important de la localisation de la déformation (Tommasi et Vauchez, 2001), il est difficile de l'évaluer correctement. La compréhension des mécanismes localisants a donc été fortement améliorée par l'étude de la déformation à l'échelle du grain puisqu'elle permet de reproduire les phénomènes naturels dans l'environnement contrôlé du laboratoire.

La localisation de la déformation dans la croûte continentale n'implique pas uniquement la partie superficielle se déformant de façon cassante qui par essence est localisée, elle s'exprime aussi plus en profondeur de façon ductile. Bien que, par définition, la déformation ductile soit distribuée, il est très courant qu'elle ne soit pas homogène. L'hétérogénéité de la déformation implique nécessairement que des parties de la roche soient plus facile à déformer, c'est-à-dire que le seuil de plasticité y soit hétérogène (Poirier, 1980). L'étude de la déformation des métaux a montré qu'il existe de nombreux mécanismes affaiblissants dans les matériaux homogènes. Cependant, les roches étant le plus souvent composées de différentes phases minérales n'ayant pas les mêmes propriétés mécaniques, un vecteur efficace de localisation de la déformation à l'échelle des grains dans les roches de la croûte inférieure est la connexion de phases faibles (Handy, 1990). De part leurs propriétés mécaniques et leur abondance, deux phases majeures sont susceptibles de jouer ce rôle dans la croûte continentale : les micas et les liquides silicatés. Les micas peuvent représenter jusqu'à quelques dizaines de pourcents du volume d'un granite et, comme tous les phyllosilicates, ils sont fortement anisotropes et très peu résistants, tout particulièrement le long de leur plan basal (Kronenberg *et al.*, 1990). Les migmatites étant abondantes dans les orogènes, la fusion partielle est courante dans la partie inférieure de la croûte. La viscosité des liquides silicatés étant 5 à 10 ordres de grandeur plus faible que le quartz (Ranalli et Murphy, 1987; Dingwell, 1998), ils sont de très efficaces agents affaiblissant dans la croûte continentale, et même à de faibles

concentrations (Rosenberg et Handy, 2005).

Bien qu'un certain nombre d'études expérimentales aient apporté des données considérables sur l'importance du contrôle rhéologique de ces phases sur la croûte continentale, les problèmes suivants demeurent : (1) il y a très peu d'études concernant l'influence des micas sur la déformation des granites dans les conditions de pression et de température de la croûte inférieure, (2) le taux de fusion partielle est souvent contrôlé par la quantité d'eau dans l'échantillon, ce qui influence la rhéologie des phases solides, notamment du quartz (3) les échantillons utilisés pour l'étude des roches partiellement fondues sont souvent isotropes, or la croûte inférieure est susceptible d'être déformée avant de fondre et donc d'être fortement anisotrope (foliation). De plus, aucune étude n'a comparé le rôle des micas à celui des liquides silicatés sur la rhéologie et les microstructures de la croûte continentale. Cette thèse vise à répondre à ces questions en, dans un premier temps, documentant comment la fusion partielle interagit avec une zone de cisaillement d'échelle crustale (zone de faille de Møre og Trøndelag, Norvège) et surtout par une étude expérimentale de la déformation de la croûte continentale partiellement fondue.

La présentation des résultats de cette thèse s'articule de la manière suivante :

Première partie : Synthèse bibliographique sur les processus permettant la localisation de la déformation, la fusion partielle de la croûte continentale, ainsi que les précédentes études de déformation à l'état partiellement fondu.

Deuxième partie : Observations naturelles de l'impact de la fusion partielle sur une zone de cisaillement majeure : la zone de faille de Møre og Trøndelag, Région des Gneiss de l'Ouest, Norvège.

Troisième partie : Détails du fonctionnement de la presse de Griggs, du protocole expérimentale utilisé pour cette étude ainsi que la chaîne de traitement des données.

Quatrième partie : Présentation sous forme d'article soumis de l'influence des biotites sur la localisation de la déformation, la rhéologie et la microstructure du quartz déformé dans les conditions de la croûte inférieure.

Cinquième partie : Article en préparation sur l'impact rhéologique et microstructurale de la fusion partielle sur de la croûte continentale foliée.

Sixième partie : Compilation et interprétation des résultats de cette étude sur la déformation de la croûte continentale partiellement fondue.

Les expériences réalisées dans le cadre de cette thèse mais non utilisées dans les articles des parties 4 et 5 seront présentées en annexes.

J'ai réalisé tous les travaux présentés dans cette thèse à l'exception des données EBSD, où j'ai seulement assisté à l'acquisition des données faite par Alfons Berger et Sina Marti.

Première partie

La localisation de la déformation dans la croûte continentale et la fusion partielle

1.1. La localisation de la déformation

On parle de localisation de la déformation quand la déformation finie d'un corps n'est pas homogène : des zones de ce corps se déforment plus et plus vite que d'autres. Dans le régime ductile, pour une zone qui localise la déformation de la très grande échelle à l'échelle de l'affleurement on parle de zone de cisaillement, en dessous de cette échelle on parle de bande de cisaillement. Une zone ou une bande de cisaillement est caractérisée par la rotation progressive et l'augmentation du rapport d'aspect de l'ellipsoïde de la déformation vers le cœur de la zone (Figure 1.1, Ramsay, 1980).

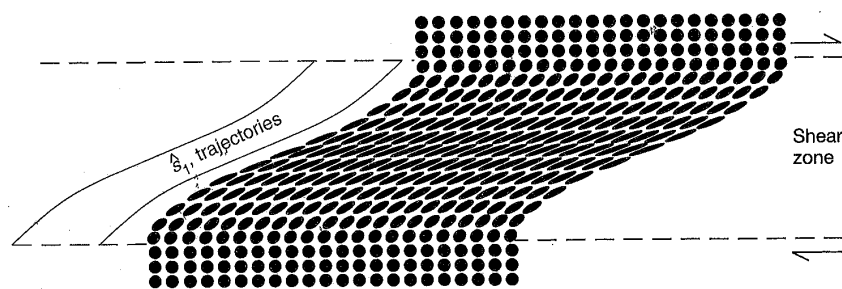


FIGURE 1.1. – Ellipsoïdes de la déformation dans une zone de cisaillement (Twiss et Moores, 2007). Les trajectoires de \hat{s}_1 correspondent aux trajectoires de la direction d'étiement maximale dans la zone de cisaillement.

Les zones de cisaillement sont généralement composées de mylonites. Les mylonites sont des roches très fortement déformées qui présentent une foliation très bien développée et bien souvent une linéation (Figure 1.2). La taille des grains montre souvent une réduction progressive de l'encaissant vers le centre de la zone et peut arriver au point où les grains, à l'exception d'éventuels porphyroclastes, ne sont plus visibles à l'œil nu. Il est aussi commun de trouver des minéraux, tel que le quartz, ayant une forte fabrique (orientation préférentielle cristallographique et de forme). Ces caractéristiques étant purement structurales, on peut trouver des mylonites dans n'importe quel type de lithologie se déformant de façon ductile. La structure interne des zones de cisaillement n'est pas non plus nécessairement homogène, elle peut être composée d'un réseau de bandes de cisaillement de plus petite échelle plus ou moins connectées entre elles. La structure et la géométrie interne de ces zones de cisaillement est principalement contrôlée par le régime de cisaillement, c'est à dire par la forme de l'ellipsoïde de la déformation (Gapais *et al.*, 1987).

1.1.1. L'omniprésence de la localisation de la déformation

La structuration générale des orogènes est toujours la même : un nombre relativement faible de chevauchements majeurs atteignant régulièrement l'échelle lithosphérique sont responsables de la majorité du raccourcissement et de l'épaississement crustal via la superposition de différentes unités. On peut notamment citer les exemples suivant : le front

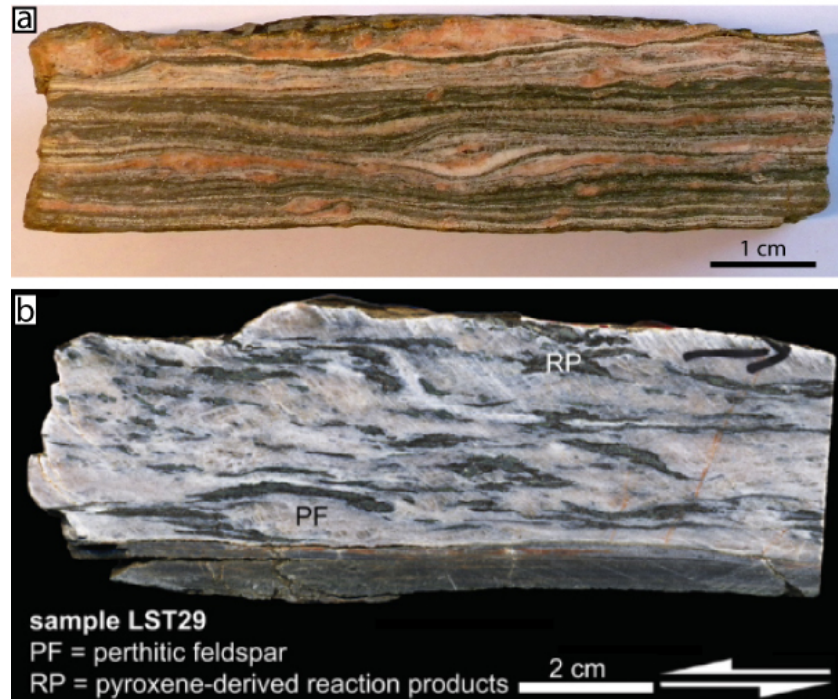


FIGURE 1.2. – a : Échantillon de mylonite granitique coupé selon le plan XZ, Région des Gneiss de l'Ouest, Norvège. Les lits clairs sont principalement composés de quartz et de plagioclase, les sombres de micas, les porphyroclastes sont des feldspaths potassiques. b : Mylonite granulitique, composée de feldspaths et de pyroxènes (Modifié d'après : Menegon *et al.*, 2013)

pennique des Alpes Occidentales qui met en contact le Dauphinois et le Briançonnais (Figure 1.3 a, Schmid *et al.*, 2004), le chevauchement basal du Jotun (JBT) dans les Calédonides Norvégiennes qui sépare les unités allochtones du socle de Baltica (Figure 1.3 b, Fossen, 1992), ou le chevauchement principal Himalayen (MHT) qui sépare le prisme Himalayen de la plaque Indienne (Hauck *et al.*, 1998) et le chevauchement central principal (MCT) qui sépare le bas Himalayen du haut Himalayen (Figure 1.3 c, Le Fort, 1975).

Ces structures localisantes de très grande échelle sont aussi présentes en contexte extensif : le détachement nord cycladique en Grèce (Jolivet *et al.*, 2010), le détachement sud Tibétain (Figure 1.3 c, Kali *et al.*, 2010) ou le JBT qui a été réactivé en détachement lors de la phase précoce de l'exhumation des Calédonides (Figure 1.3 b, Fossen, 1992). On les observe également en contexte décrochant : la zone de faille de Møre og Trøndelag dans les Calédonides (Grønlie et Roberts, 1989), le cisaillement sud armoricain dans l'Hercynien (Berthé *et al.*, 1979) ou la ligne péri-adriatique dans les Alpes (Rosenberg *et al.*, 2015).

Les zones de cisaillement précédemment citées sont des éléments majeurs des structures qu'elles affectent puisque que leur extension est du même ordre de grandeur. Les

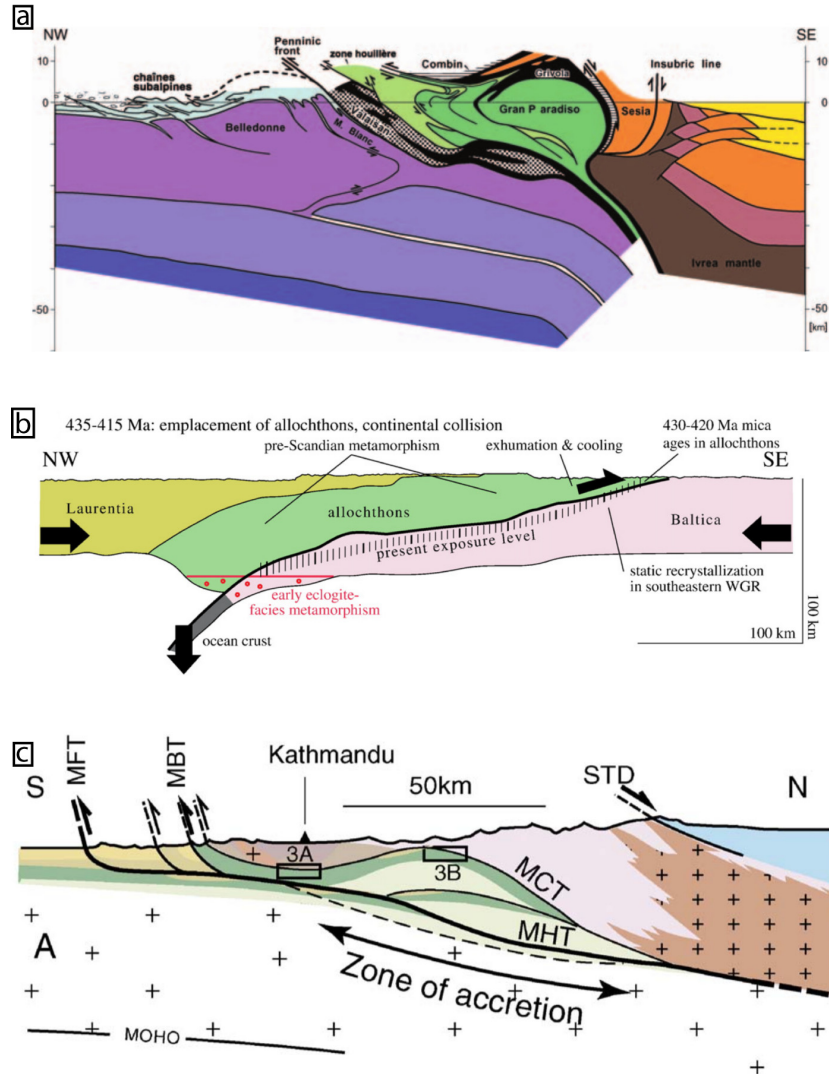


FIGURE 1.3. – Coupes montrant les grandes structures localisantes de différents orogènes. a) Alpes occidentales modifié d'après Schmid *et al.* (2004), b) Calédonides de Norvège modifié d'après Hacker *et al.* (2010), c) Himalaya modifié d'après Bollinger *et al.* (2006).

différentes unités dissociées les unes des autres par ces zones de cisaillement ne sont pas pour autant non déformées, l'intensité de la déformation finie γ est seulement moins grande. De plus on trouve au sein même de ces unités de nombreuses zones localisantes de moindre échelle allant du kilomètre au micromètre (Figure 1.4). Il apparaît donc que la localisation de la déformation est un phénomène omniprésent et qu'il existe un continuum d'échelle spatiale qu'elle peut affecter. La déformation ductile, bien que par définition distribuée, est aussi hétérogène et que ce comportement est nécessaire à la tectonique.

1.1.2. Les mécanismes responsables de la localisation de la déformation

La localisation de la déformation dans le régime ductile peut être vue comme une instabilité de la déformation (Poirier, 1980). Pour que cette instabilité puisse se développer, il faut nécessairement que des zones de la roche soient plus facilement déformables. Une roche homogène (roche monophasée sans héritage structural ou polyphasée avec une distribution aléatoire des différents minéraux) ne possède pas d'hétérogénéité de ses propriétés mécaniques et il est donc nécessaire que des mécanismes engendrent un affaiblissement hétérogène si elle localise la déformation (Gapais et White, 1982). Poirier (1980) propose de transposer aux roches différents mécanismes affaiblissants basés sur ceux connus dans les métaux : l'affaiblissement géométrique engendré par la rotation des plans de glissement cristallographique dans une orientation plus favorable, l'affaiblissement structural lié à la modification des microstructures, l'adoucissement dû à l'augmentation de la déformation finie et enfin l'affaiblissement thermique dû à la production de chaleur par déformation plastique. L'adoucissement est peu commun pour les roches et l'effet de l'affaiblissement thermique est inversement proportionnel à la température et donc peu efficace pour la localisation dans la croûte inférieure. Les mécanismes les plus efficaces sont donc l'affaiblissement géométrique et structural. L'affaiblissement structural est particulièrement efficace puisqu'il peut se développer de deux manières différentes : par recristallisation dynamique et par réarrangement des phases dans le cas des roches polyphasiques.

1.1.3. La recristallisation dynamique

La recristallisation dynamique a deux conséquences possibles : la modification de la taille des grains et la modification de leur forme. Il existe trois grands types de mécanismes de recristallisation : la migration de joint de grain de basse température (« bulging », BLG), la rotation de subgrain (SGR) et la migration de joint de haute température (GBM). Ces mécanismes sont plus ou moins toujours en compétition mais, en fonction de la température et du taux de déformation, un mécanisme va dominer et contrôler le style de microstructure que la roche développe durant la déformation (Hirth et Tullis, 1992; Stipp *et al.*, 2002). L'effet de la température sur les mécanismes

de recristallisation est l'inverse de celui du taux de déformation : un mécanisme activé à haute température est aussi prédominant pour les faibles taux de déformation et inversement. D'après Hirth et Tullis (1992), la succession des mécanismes de recristallisation prédominant avec l'augmentation de la température est la suivante : BLG, SGR et GBM.

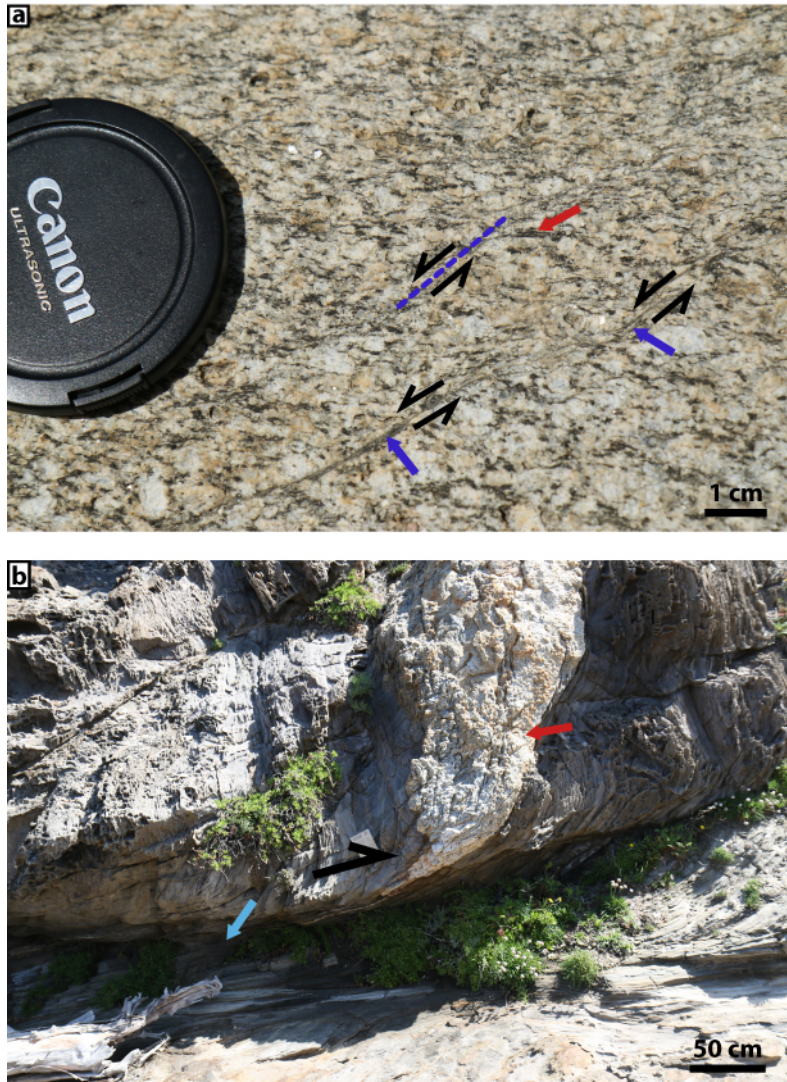


FIGURE 1.4. – Exemple de localisation de la déformation à différentes échelles. a) Granodiorite de Roses (Espagne) montrant des bandes de cisaillement millimétriques (flèches et trait bleus). Certaines biotites près des bandes de cisaillement (flèche rouge) s'orientent progressivement jusqu'à se paralléliser avec les bandes de cisaillement. b) Filon de pegmatite (flèche rouge) déformé dans une zone de cisaillement (flèche bleue) au Cap de Creus, Espagne. À noter que l'épaisseur du filon diminue fortement en se rapprochant de la zone de cisaillement jusqu'à devenir centimétrique.

La migration de joint de grain de basse température

Le BLG se caractérise par une migration de faible extension des joints de grains, des grains ayant une faible densité de dislocation vers ceux à plus haute densité de dislocation. Cette migration se traduit par la création de lobes de petite dimension dans le joint de grain. Via le développement de subgrain, les bulbes vont évoluer en nouveaux grains de très petite taille par rapport aux grains initiaux. La structure finale, dite en « cœur et manteau », est composée de gros grains relictuels entourés d'un chapelet de petits grains néoformés (Figure 1.5).

La rotation de subgrain

Lors de déformation plastique d'un cristal par fluage dislocation, les dislocations peuvent s'accumuler dans des zones étroites et former des murs de dislocation. Ces murs vont isoler des domaines du cristal ayant une orientation cristallographique propre mais dont la différence d'orientation entre chaque domaine est encore trop faible pour parler de grains, ce sont des subgrains. Avec l'augmentation de la déformation, l'écart d'orientation cristallographique va augmenter de façon continue par rotation jusqu'à former de nouveaux grains. Ces nouveaux grains, bien que plus grands que les grains néoformés par BLG, sont plus petits que les grains initiaux. Les grains néoformés par SGR se caractérisent par des joints relativement droits, de forme polygonale et souvent allongées (Figure 1.5).

La migration de joint de grain de haute température

Le GBM est relativement similaire au BLG : les joints de grains migrent des grains contenant le moins de dislocations vers ceux de plus haute densité de dislocation. En revanche, la température étant plus importante, la mobilité des joints de grains est accrue et ils peuvent migrer sur de plus longues distances. Les grains sont caractérisés par des formes très lobées et de taille variable. La taille des grains peut être similaire à la taille de grain initiale (Figure 1.5).

La recristallisation dynamique peut provoquer un affaiblissement de la roche (Kirby et Kronenberg, 1987; Platt et Behr, 2011) de différentes manières : 1) la recristallisation résorbe l'écroutissage résultant de l'augmentation de la densité de dislocation avec l'augmentation de la déformation finie 2) la diminution de la taille de grain permet d'activer des mécanismes de fluage dépendant de la taille de grain tel que le fluage diffusion (Kilian *et al.*, 2011) 3) la réduction de la taille de grain augmente le taux de diffusion de l'eau et augmente le taux d'hydratation des minéraux ce qui les affaiblit (Blacic, 1975).

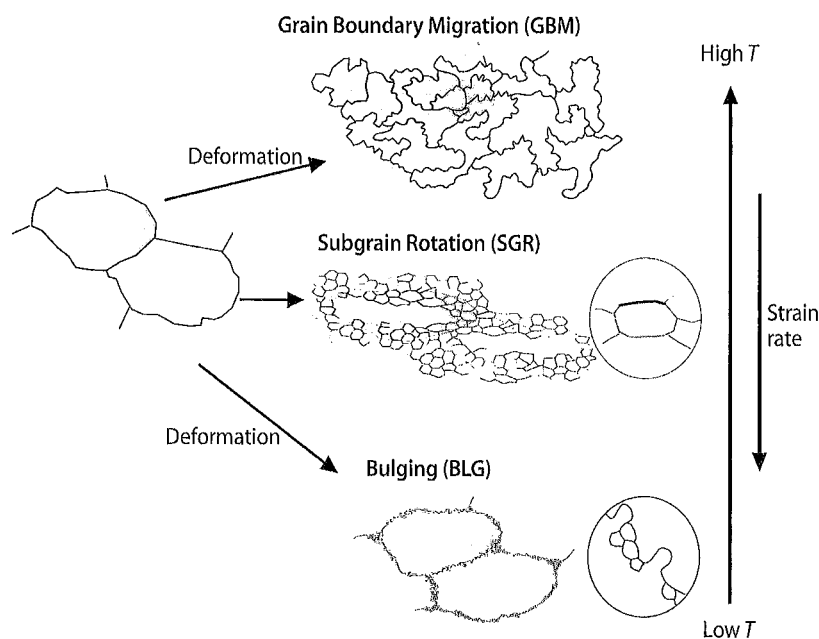


FIGURE 1.5. – Les trois mécanismes de recristallisation dynamique (Passchier et Trouw, 2005)

1.1.4. L'interconnexion des phases faibles

La rhéologie globale d'un roche polyphasique, ainsi que les microstructures qu'elle peut développer, dépend fortement de la proportion des différentes phases, de leur distribution, de leur forme et de leur propriétés mécaniques intrinsèques (Handy, 1990). Si les modifications structurales que subit une telle roche lors de la déformation aboutissent à l'interconnexion de phases faibles, la résistance globale de l'échantillon diminue et la déformation se localise dans ce réseau (Jordan, 1987). La mise en place d'un réseau de phase solide faible, comme les micas, diminue la résistance globale de l'échantillon. Cependant, ce facteur géométrique n'est pas le principal responsable de l'affaiblissement que produit cette connectivité (Gerbi *et al.*, 2015). L'étude de roches polyphasiques déformées naturellement (Kruse et Stünitz, 1999; Gueydan *et al.*, 2003; Kilian *et al.*, 2011; Behr et Platt, 2013; Oliot *et al.*, 2014; Hunter *et al.*, 2016) ou expérimentalement (Stünitz et Tullis, 2001; Holyoke et Tullis, 2006a,b,c) montre que l'affaiblissement engendré par l'interconnexion de phases faibles est avant tout dû à un changement de mécanisme de déformation et/ou de recristallisation. Ces changements peuvent être causés par des concentrations de contraintes (Holyoke et Tullis, 2006b), le « pinning » de joints de grains (Hunter *et al.*, 2016), la réduction de la taille de grain dû à la nucléation de nouvelles phases (Stünitz et Tullis, 2001) ou encore à la cristallisation de phase faible par réaction métamorphique (Oliot *et al.*, 2014). Il faut noter qu'il existe une rétroaction positive très importante entre localisation de la déformation et réaction métamorphique : la localisation de la déformation permet de faciliter les réactions (notamment en facilitant la circulation de fluides) et les réactions permettent de localiser la déformation par la nu-

cléation ou la recristallisation de phases plus faibles. Cette rétroaction conduit souvent à un « dilemme de l'œuf ou de la poule » sur les interactions entre localisation et réaction.

Jusqu'à présent, seul l'effet de phases solides faibles sur la déformation a été discuté mais cette phase faible peut aussi être un liquide. Les liquides ayant une viscosité extrêmement plus basse que les solides, il est assez intuitif que la résistance mécanique d'un mélange liquide/solide soit plus basse que ce solide seul. Le paramètre qui contrôle la résistance d'une roche partiellement fondue est la quantité de liquide silicaté. Du point de vue de la géométrie de ce réseau il existe deux seuils de quantité de liquide (Arzi, 1978; van der Molen et Paterson, 1979; Vanderhaeghe, 2009). Le premier seuil correspond à la quantité de liquide suffisante pour mettre en place un réseau intergranulaire connecté mais la structure solide est encore complètement connectée ; à partir de ce seuil on peut voir la roche partiellement fondue comme une éponge (Figure 1.6). Le second seuil correspond au passage du réseau solide complètement connecté à des éléments indépendants baignant dans le liquide silicaté (Figure 1.6). Les quantités de liquide pour ces deux seuils ne sont pas simples à déterminer puisqu'elles dépendent principalement de la tension de surface liquide/solide mais il semble qu'elle se situe vers 10 % pour la connectivité du liquide et entre 20 et 60 % pour le découplage de la phase solide (Vanderhaeghe, 2009). D'un point de vue mécanique, seul le seuil de connectivité du liquide est réellement intéressant puisque c'est ce seuil, d'environ 7 %, qui donne la chute de résistance la plus importante par rapport à l'état solide (Rosenberg et Handy, 2005). En effet, bien que la perte de connectivité du réseau solide induise un changement très important de la résistance globale de la roche, la roche est tellement affaiblie après 7 % de liquide que ce deuxième seuil est marginal du point de vue de la résistance mécanique (Figure 1.7).

1.2. La fusion partielle de la croûte continentale

Comme nous venons de le voir, la fusion partielle est un agent affaiblissant très efficace. Il existe de nombreux exemples naturels de relations entre déformation localisée et fusion partielle (Berthé *et al.*, 1979; Labrousse *et al.*, 2004; Jolivet *et al.*, 2010; Little *et al.*, 2011; Chopin *et al.*, 2012). De plus la fusion partielle est un processus qui a un très fort impact sur la dynamique des orogènes notamment sur l'exhumation des roches d'(U)HP (Wallis *et al.*, 2005; Labrousse *et al.*, 2011; Sizova *et al.*, 2012; Labrousse *et al.*, 2015).

1.2.1. Origine des migmatites

Dans la nature, les migmatites sont les roches témoins de la fusion partielle. Par définition, elles ne peuvent nous donner que des informations sur « l'état final » de la fusion partielle, c'est à dire après migration des produits de fusion et cristallisation du liquide. De plus, les migmatites peuvent avoir subi des déformations et des réactions métamorphiques *post*-cristallisation qui altèrent un peu plus le signal initial. Ceci peut rendre leur

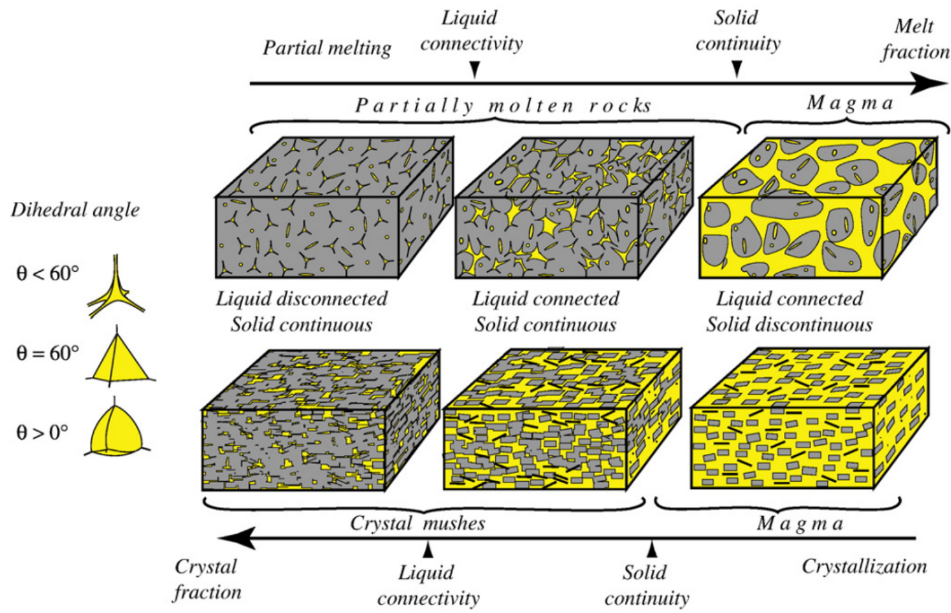


FIGURE 1.6. – Évolution de la structure des roches partiellement fondues avec la quantité de liquide silicaté (Vanderhaeghe, 2009). La quantité de liquide nécessaire pour atteindre les seuils de connectivité du liquide et du solide dépend fortement de la tension de surface solide-liquide.

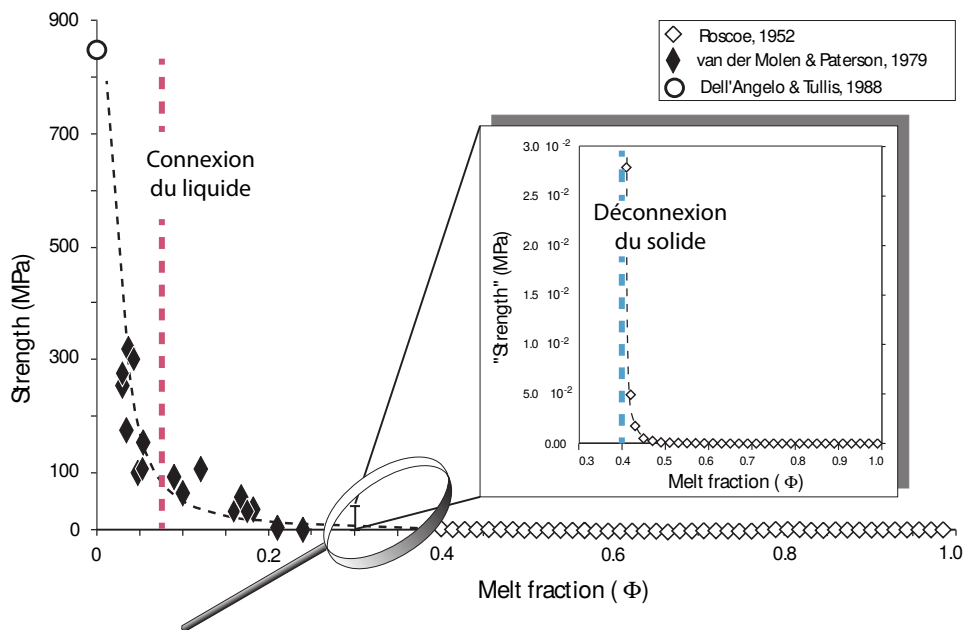


FIGURE 1.7. – Évolution de la résistance mécanique des roches partiellement fondues en fonction de la quantité de liquide (Rosenberg et Handy, 2005). Du point de vue mécanique, seul le seuil de connectivité est important (chute de résistance vers 7 % de liquide).

étude complexe ; elle reste cependant un élément déterminant pour la compréhension des relations entre fusion partielle notamment parce qu'il n'est pas possible de reproduire en laboratoire les vitesses de déformation géologiques.

Une migmatite est une roche hétérogène qui résulte de la fusion partielle d'un protolithe. Elle est composée de parties claires, le leucosome, et de partie plus foncées, le mélanosome (Figure 1.8). Le leucosome est la partie des migmatites qui est interprétée comme étant anciennement liquide (Sawyer, 2008). Il est principalement composé de feldspaths et quartz. Il faut cependant noter que la composition du leucosome n'est pas nécessairement la même que celle du liquide silicaté, notamment à cause des réactions rétrogrades (Kriegsman, 2001). Le mélanosome correspond à la restite de la roche ayant subi la fusion partielle (Sawyer, 2008). Il est de couleur sombre puisqu'il est pratiquement intégralement composé de minéraux ferromagnésiens. Le liquide, riche en minéraux felsiques, est la plupart du temps expulsé et se concentre dans des zones qui, après cristallisation, donneront le leucosome.

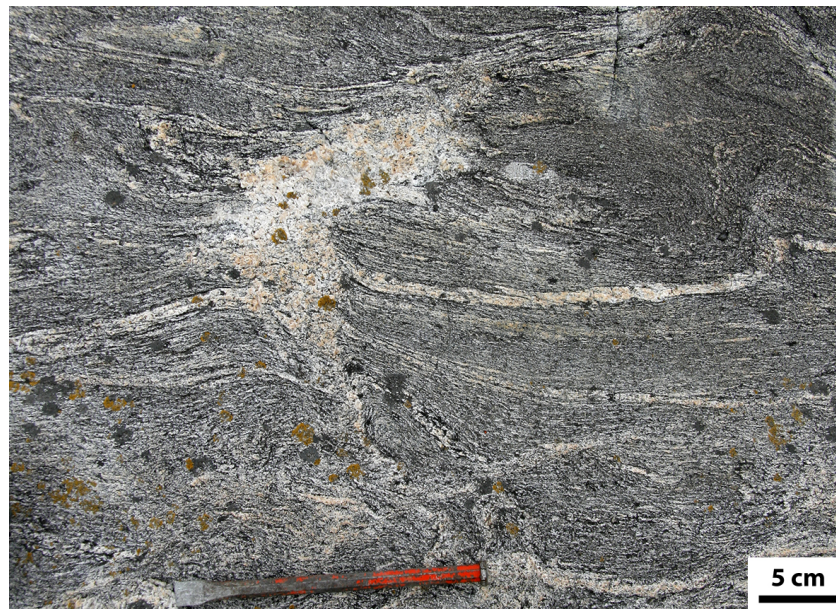


FIGURE 1.8. – Migmatite, Région des Gneiss de l'Ouest, Norvège. Le leucosome semble se collecter dans une poche.

Il existe de nombreuses réactions pouvant amener à la fusion partielle de la croûte continentale dont le contrôle est principalement la chimie du protolithe. En revanche, quelque soit les minéraux impliqués dans la réaction, on peut distinguer deux grands types de processus : la fusion hydratée et la fusion par déshydratation (Clemens et Droop, 1998; Weinberg et Hasalová, 2015). Le premier cas correspond à la fusion en présence d'eau libre et le second par déstabilisation des minéraux hydratés, typiquement les micas et les amphiboles. Il y a deux différences majeures entre la fusion hydratée et la fusion par déshydratation. Premièrement, pour une même chimie, la fusion hydratée se

fait à plus basse température que la fusion par déshydratation (Figure 1.9). Deuxièmement, le changement de volume (ΔV) de la réaction n'a pas le même signe (Figure 1.9). Dans le cas de la fusion par déshydratation $\Delta V > 0$ et dans le cas de la fusion hydratée $\Delta V < 0$ (Clemens et Droop, 1998). Ces changements de volumes conduisent surtout à des changements de densité de la roche partiellement fondue : augmentation de la densité pour une roche subissant une fusion hydratée et diminution de la densité dans le cas de la fusion par déshydratation. Ces changements de densité, en modifiant la flottabilité et les gradients de pression, peuvent influencer la migration du liquide (Figure 1.9).

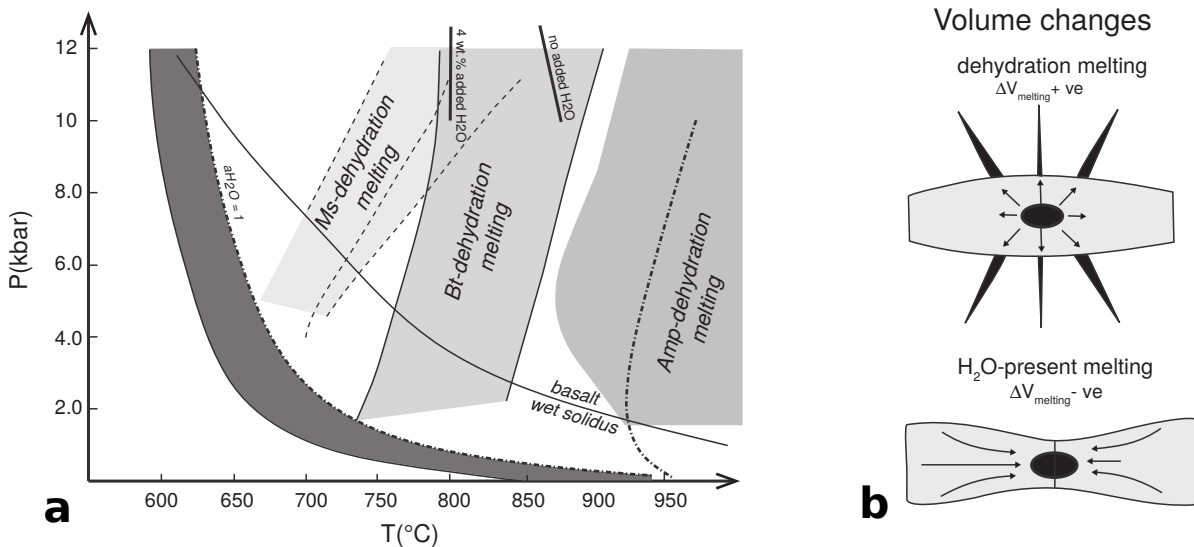


FIGURE 1.9. – Effet de l'eau sur le changement de volume des réaction de fusion (Modifié d'après Weinberg et Hasalová, 2015). a : compilation des réactions de fusion partielle. La zone grise foncée correspond à un ensemble de réactions de fusion hydratée. La pente des réactions de fusion hydratée est principalement négative alors que pour les réaction de fusion par déshydratation la pente est positive. b : effet du changement de volume sur l'extraction du liquide. Le liquide est expulsé lors de la fusion par déshydratation alors que le liquide est piégé lors de la fusion hydratée.

1.2.2. La déformation expérimentale des roches partiellement fondues

Les premières études sur l'impact rhéologique de la fusion partielle dans des systèmes analogues aux granites (Arzi, 1978; van der Molen et Paterson, 1979) montrent une chute majeure de la résistance aux environs de 30% de liquide. Cependant, une compilation de données plus moderne (Rosenberg et Handy, 2005), montre que le liquide induit deux changements de viscosité globale majeures, le premier, et celui dont l'effet est le plus important, à 7% de liquide et le second vers 40%. La première chute de résistance serait due à l'interconnexion des poches de liquides et la seconde à la perte de cohérence de

l'agrégat solide. Il semble donc que les effets de la fusion partielle sur la rhéologie des roches soient notables rapidement après son initiation.

Ces études précédentes, ainsi que celles de Rutter et Neumann (1995) et Misra *et al.* (2009), ont été réalisées dans des appareils à confinement gazeux et donc à faible pression (maximum 300 MPa). La faible pression de confinement implique que le quartz se déforme de façon cassante et que la porosité résiduelle est non négligeable. La déformation se fait par cataclases, ce qui, par l'ouverture de pores, génère des gradients de pression qui contrôlent la migration du liquide (Ganzhorn *et al.*, 2016). La croûte inférieure se déformant de façon ductile, ces études ne semblent pas appropriées pour étudier les mécanismes de déformation ainsi que le développement des microstructures lors de la fusion partielle. L'utilisation d'une presse à confinement solide permet d'augmenter la pression (maximum 5 GPa avec une cellule de confinement pré contrainte) mais la précision des mesures de contrainte diminue fortement à cause de l'utilisation d'une cellule de mesure de force externe, du système de double piston encastres servant à appliquer une contrainte différentielle et à cause de la friction plus élevée du milieu de confinement (Holyoke et Kronenberg, 2010).

L'olivine pouvant se déformer ductilement à faible pression de confinement, il est possible de bénéficier de la bonne résolution de mesure des contraintes que permettent les presses à confinement gazeux pour étudier les interactions déformation/fusion partielle. Les études dans le système olivine/basalte montrent : 1) à partir de 5 % de liquide silicaté, la viscosité de l'échantillon diminue d'un ordre de grandeur (Hirth et Kohlstedt, 1995); 2) en cisaillement pur, le liquide a tendance à se déplacer pour former des films aux joints de grains et des poches dont l'orientation est de 15 à 20° par rapport à la direction de raccourcissement (Figure 1.10) (Daines et Kohlstedt, 1997); 3) en cisaillement simple, le basalte se collecte dans de larges bandes inclinées de 10 à 20° par rapport à la direction de cisaillement (Figure 1.11) (Holtzman *et al.*, 2003a,b; Holtzman et Kohlstedt, 2007; King *et al.*, 2010).

Il existe très peu d'études sur les systèmes granitiques déformés à forte pression de confinement (Dell'Angelo *et al.*, 1987; Dell'Angelo et Tullis, 1988; Gleason *et al.*, 1999; Holyoke et Rushmer, 2002). Les résultats de ces études montrent que : 1) la fusion partielle permet de changer le mécanisme de déformation du quartz de fluage dislocation à fluage diffusion (Dell'Angelo *et al.*, 1987; Dell'Angelo et Tullis, 1988); 2) le liquide silicaté s'oriente de façon similaire à l'étude de Daines et Kohlstedt (1997) (Figure 1.10) (Dell'Angelo *et al.*, 1987; Dell'Angelo et Tullis, 1988; Gleason *et al.*, 1999); 3) l'intensité du changement de volume de la réaction de fusion peut avoir une influence sur les mécanismes de déformation (Holyoke et Rushmer, 2002). Les résultats de cette dernière étude demanderaient cependant à être vérifiés au vu de la taille importante des grains (jusqu'au millimètre) par rapport à celle de l'échantillon (cylindre de 6,15 mm de diamètre). Le faible nombre de grain provoque un très fort contrôle de la structure initiale (taille, forme et orientation des grains) sur la répartition des contraintes au sein de l'échantillon. Contrairement aux expériences en cisaillement simple sur l'olivine, aucune étude sur le

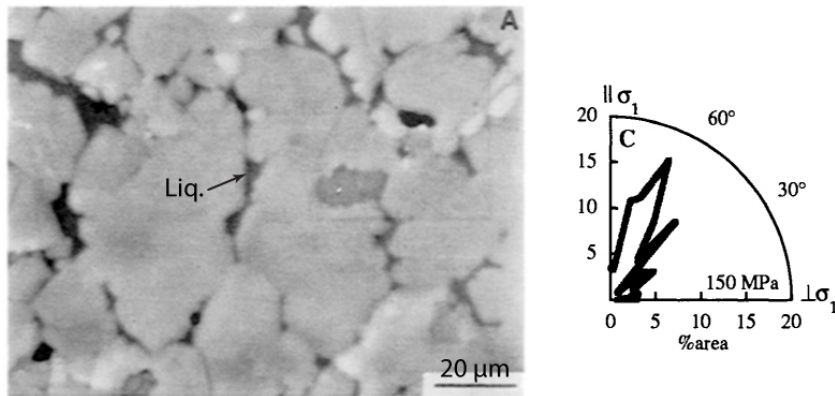


FIGURE 1.10. – Orientation des poches de basaltes à 20° de σ_1 (Modifié d'après Daines et Kohlstedt, 1997)

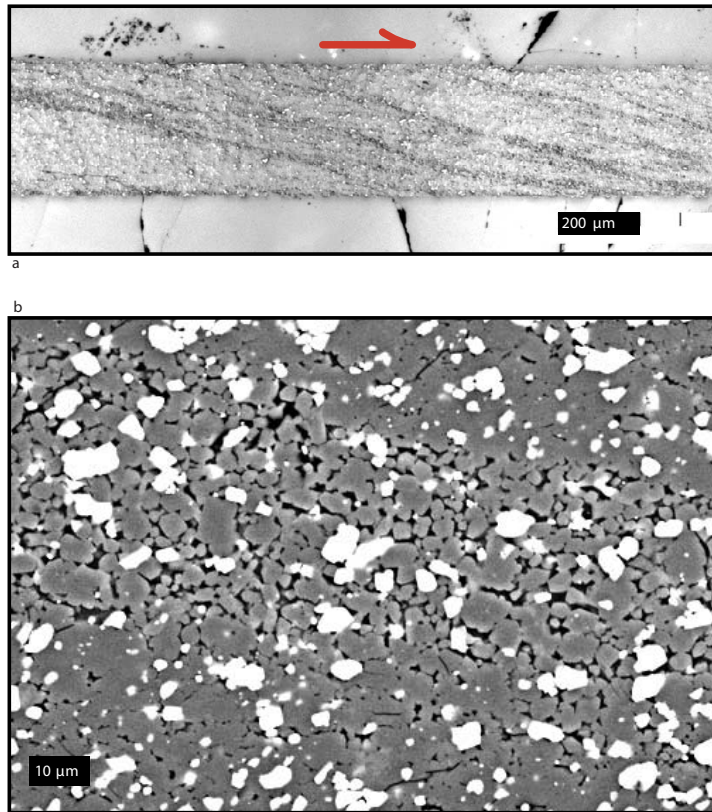


FIGURE 1.11. – Ségrégation du liquide dans les expériences de Holtzman *et al.* (2003a)
 a : concentration de basalte dans des bandes oblique (bandes sombres). b : vue de détail dans bandes collectant le liquide. (Modifié d'après Holtzman *et al.*, 2003a)

système granitique à forte pression ne montre de bandes qui concentrent le liquide. Cette dissemblance dans la migration du liquide entre les expériences analogues du manteau et de la croûte continentale peuvent être le résultat des différences entre ces deux systèmes : 1) les mécanismes de déformation de l'olivine et du quartz ne sont pas les mêmes 2) la viscosité du basalte est plus faible que celle d'un liquide granitique 3) contrairement à ces expériences sur le manteau, les expériences sur la croûte continentale ont toutes été réalisées en cisaillement pur. Il serait donc intéressant de réaliser des expériences en cisaillement simple pour déterminer si le mode de cisaillement et la déformation finie (jusqu'à $\gamma = 5.0$ dans Holtzman *et al.* (2003a) et 40 % dans Dell'Angelo et Tullis (1988)) ont une influence sur la migration des liquides silicatés.

Dans les expériences précédentes, le taux de fusion partielle était contrôlé par l'ajout d'eau à l'échantillon ou par la température de l'expérience. Or l'eau a une grande influence sur la rhéologie des phases solides, notamment sur le quartz (Blacic, 1975; Paterson et Luan, 1990; Luan et Paterson, 1992). De même, en plus de modifier la viscosité, la température a une influence majeure sur les mécanismes de déformation et de recristallisation (Hirth et Tullis, 1992; Stipp *et al.*, 2002). Enfin, les échantillons utilisés jusqu'à présent pour étudier l'effet de la fusion partielle sur la déformation de la croûte continentale sont isotropes. Dans la nature, la fusion partielle étant fortement liée aux processus géodynamiques et prenant place dans les parties ductiles de la croûte, il est raisonnable de penser que les roches qui la subissent soit initialement foliées, et donc anisotropes. Cette anisotropie initiale peut avoir deux effets : 1) elle peut localiser la déformation et donc influencer la migration du liquide via des gradients de pressions 2) la structure initiale influence les chemins de percolation du liquide (Ganzhorn *et al.*, 2016).

1.3. Approche de cette thèse

Nous venons de voir que la localisation de la déformation, notamment dans le régime ductile, est un processus essentiel de la tectonique et que la localisation implique nécessairement un affaiblissement mécanique. Nous avons aussi vu que la déformation à l'échelle du grain a une grande influence sur la localisation et qu'un processus efficace pour affaiblir la croûte est l'interconnexion de phases faibles, comme les micas ou les liquides silicatés. La littérature expérimentale étant peu fournie sur le sujet, l'approche suivante a été choisie pour mieux comprendre les relations entre déformation et fusion partielle :

- la zone de faille de Møre og Trøndelag dans la Région des Gneiss de l'Ouest en Norvège est une zone de cisaillement d'échelle crustale active en présence de fusion partielle. L'érosion intense de la région a exhumé la partie profonde de l'orogène Calédonien, et permet donc d'étudier les relations entre fusion partielle et déformation sur une zone de cisaillement majeure. Ces relations entre fusion et déformation, ainsi qu'avec l'exhumation d'éclogites, ont été documentées afin de

comprendre comment s'expriment ces phénomènes naturels.

- une série d'expériences sur la localisation de la déformation d'un analogue de la croûte continentale à l'état solide a été réalisée en presse Griggs. Afin de limiter le nombre de facteurs, et donc de pouvoir réaliser une étude paramétrique complète, ces expériences ont été réalisées sur des échantillons synthétiques de quartz et de biotite. L'utilisation de ces deux phases permet de simplifier le système tout en se rapprochant de la rhéologie d'un granite : le quartz, abondant, fournit la résistance globale de l'échantillon, et la biotite, phase la plus faible d'un granite, permet d'avoir un agent affaiblissant dans l'échantillon. Le but de ces expériences est d'apporter de nouvelles données sur l'impact de la localisation de la déformation par des micas sur les mécanismes de déformation et de recristallisation du quartz, ainsi que sur les processus d'interconnexion des micas.
- une seconde série d'expériences a été réalisée afin de comparer la déformation de la croûte partiellement fondue avec la déformation à l'état solide. Au même matériel de départ utilisé pour les expériences à l'état solide, a été ajouté du verre haplogranitique (HPG). Au delà de sa température de transition vitreuse, la viscosité du HPG est comparable à celle d'un liquide granitique. Les intérêts de ce matériel de départ sont multiples : 1) l'unique différence entre les échantillons à l'état solide et les échantillons partiellement fondus est la présence de HPG ; la comparaison entre ces deux jeux d'expériences est donc simple, 2) la quantité de liquide dans l'échantillon est indépendant de tout autre paramètre pouvant affecter la rhéologie ou les microstructures de l'échantillon puisqu'il ne dépend que de la quantité de HPG, 3) les biotites ne fondent pas ce qui permet donc de réaliser des expériences avec fusion partielle d'un protolithe qui reste anisotrope durant toute la phase de déformation.

Deuxième partie

Relations déformation et fusion
partielle dans une zone de
cisaillement d'échelle crustale : la
zone de faille de Møre og Trøndelag,
Norvège

Avant d'essayer d'étudier l'effet de la fusion partielle sur la déformation de la croûte continentale via des méthodes expérimentales ou de modélisation, il est nécessaire de documenter cette relation par des exemples naturels. Les Calédonides de Norvège est un ancien orogène qui a été étudié de façon intensive depuis plusieurs décennies. Cet intérêt de la communauté scientifique est notamment explicable par l'état de préservation exceptionnel d'un large domaine crustal de haute pression (HP) et d'ultra haute pression (UHP), la Région des Gneiss de l'Ouest. Cette région est, au nord, délimitée par une vaste zone de cisaillement la zone de faille de Møre -Trøndelag (MTFZ). De plus, l'exhumation de ces roches a été accompagnée d'épisodes de fusion partielle. La quantité de données sur la géodynamique existante, la déformation intense de la MTFZ ainsi que la fusion partielle syndéformation de cette région en font donc un lieu de choix pour une telle étude. Deux campagnes de terrain, en 2013 et 2014, totalisant 30 jours ont été conduites dans la MTFZ afin d'observer les relations entre fusion partielle et déformation μm .

2.1. Les Calédonides

Les Calédonides sont une chaîne de collision continentale d'âge Siluro-Dévonien qui s'étend sur la Scandinavie, le Groenland, les îles britanniques et les Appalaches (Roberts et Gee, 1985). Elle résulte de la fermeture de l'océan Iapétus puis de la collision entre Laurentia et Baltica (Roberts, 2003). La collision continentale débute vers 430 Ma (Torsvik et Cocks, 2005) et se poursuit jusqu'au pic de métamorphisme de UHP vers 400 Ma (Hacker *et al.*, 2010). S'en suit une phase d'extension post-orogénique qui dure jusqu'à 380 Ma (Fossen, 1992; Andersen, 1998). Cette chaîne ancienne était comparable, en extension et en tectonostratigraphie, à l'Himalaya (Labrousse *et al.*, 2010) mais une intense érosion glaciaire Quaternaire a permis d'exhumer les parties les plus profondes de l'orogène (et dans un état de fraîcheur remarquable!).

2.1.1. Tectonostratigraphie des Calédonides en Norvège

Le socle et le parautochtone Baltique

Le socle Norvégien est le résultat de nombreuses phases orogéniques précambriennes à partir de 3,1 Ga et se terminant avec l'orogénèse Svéconorvégienne, ou Grenvilienne, de 1,25 à 0,85 Ga (Gorbatshev, 1985). Ce socle affleure principalement dans la partie sud de la Norvège (Figure 2.12) où il est peu affecté par la déformation et le métamorphisme Calédonien.

L'autre grande grande fenêtre de socle dans les Calédonides Norvégiennes est la Région des Gneiss de l'Ouest, au sud-ouest (Figure 2.12). Cette région, décrite comme une unité parautochtone appartenant à Baltica (Gorbatshev, 1985), a, quand à elle, subit abondamment l'orogénèse Calédonienne (cf. 2.1.2).

La série de nappes

Les deux fenêtres de socle décrites précédemment sont séparées par un empilement de nappes à vergence sud-est (Figure 2.12), les nappes du Jotun (Fossen et Dunlap, 1998). À la base des ces nappes, l'allochtone inférieur, correspond à l'ancienne couverture sédimentaire de Baltica. Bien que faiblement métamorphisée, de 300 à 500°C (Fauconnier *et al.*, 2014), cette unité est d'une importance capitale pour comprendre la géodynamique des Calédonides. En effet c'est dans cette unité qu'est localisé le chevauchement principale des Calédonides : le chevauchement basal du Jotun (Fossen, 1992) qui est comparable, aussi bien dans son rôle structurale qu'en terme d'extension, au chevauchement central Himalayen (Labrousse *et al.*, 2010). Cette unité à ensuite a été réactivée en détachement lors de la phase précoce d'exhumation (Fossen, 1992) mais sans réimprimer son histoire thermique (Fauconnier *et al.*, 2014). L'allochtone moyen est composé essentiellement de roches cristallines et de métasédiments détritiques de l'ancienne marge de Baltica qui ont été métamorphisé jusque dans le faciès des amphibolites (Bryhni et Sturt, 1985). L'allochtone supérieur est composé de roches très hétérogènes : des métasédiments, des roches cristallines continentales et des éclogites dans la nappe de Seve datées de la phase de subduction de l'océan Iapétus (Mørk *et al.*, 1988). Cette unité est associée à la transition entre l'océan Iapétus et le continent Baltica (Roberts, 2003). L'allochtone sommital, qui n'affleure qu'au nord de la Norvège (Figure 2.12), est composé de roches cristallines et de quelques ophiolites (Stephens et Gee, 1989). Cette unité métamorphisée du faciès des amphibolites aux éclogites correspond aux reliques de la marge Laurentienne.

Les bassins Dévoniens

Il existe plusieurs bassins sédimentaires d'âge Dévonien, les principaux se situant sur l'unité de la Région des Gneiss de l'Ouest et de plus petits le long de la MTFZ. La base de ces bassins est systématiquement déformée et ils reposent sur des détachement (Steel *et al.*, 1985). Leur mise en place correspond à la partie tardive et cassante de l'extension post orogénique (Andersen, 1998).

2.1.2. La Région des Gneiss de l'Ouest

La région des Gneiss de l'Ouest est avant tout une fenêtre de socle où affleure la racine crustale des Calédonides Scandinaves. Cette région est délimitée au nord par la MTFZ, à l'est par le chevauchement basal des nappes du Jotun, au sud par la zone de cisaillement de l'arc de Bergen et à l'ouest par la zone de détachement du Nordfjord-Sogn (Figures 2.12).

On peut y trouver localement, entre autre, des enclaves de granulite, péridotite et gabbro (Bryhni, 1966). Mais cette région est principalement composée de gneiss granitoïde contenant de nombreuses éclogites (Bryhni, 1966; Cuthbert *et al.*, 2000). Globalement, l'empreinte de l'orogénèse Calédonienne, aussi bien la déformation que l'intensité du métamorphisme, augmente vers le nord-ouest (Hacker *et al.*, 2010) j'usqu'à atteindre l'UHP, attesté par la présence de coesite (Smith, 1984) et de diamant (Vrijmoed *et al.*,

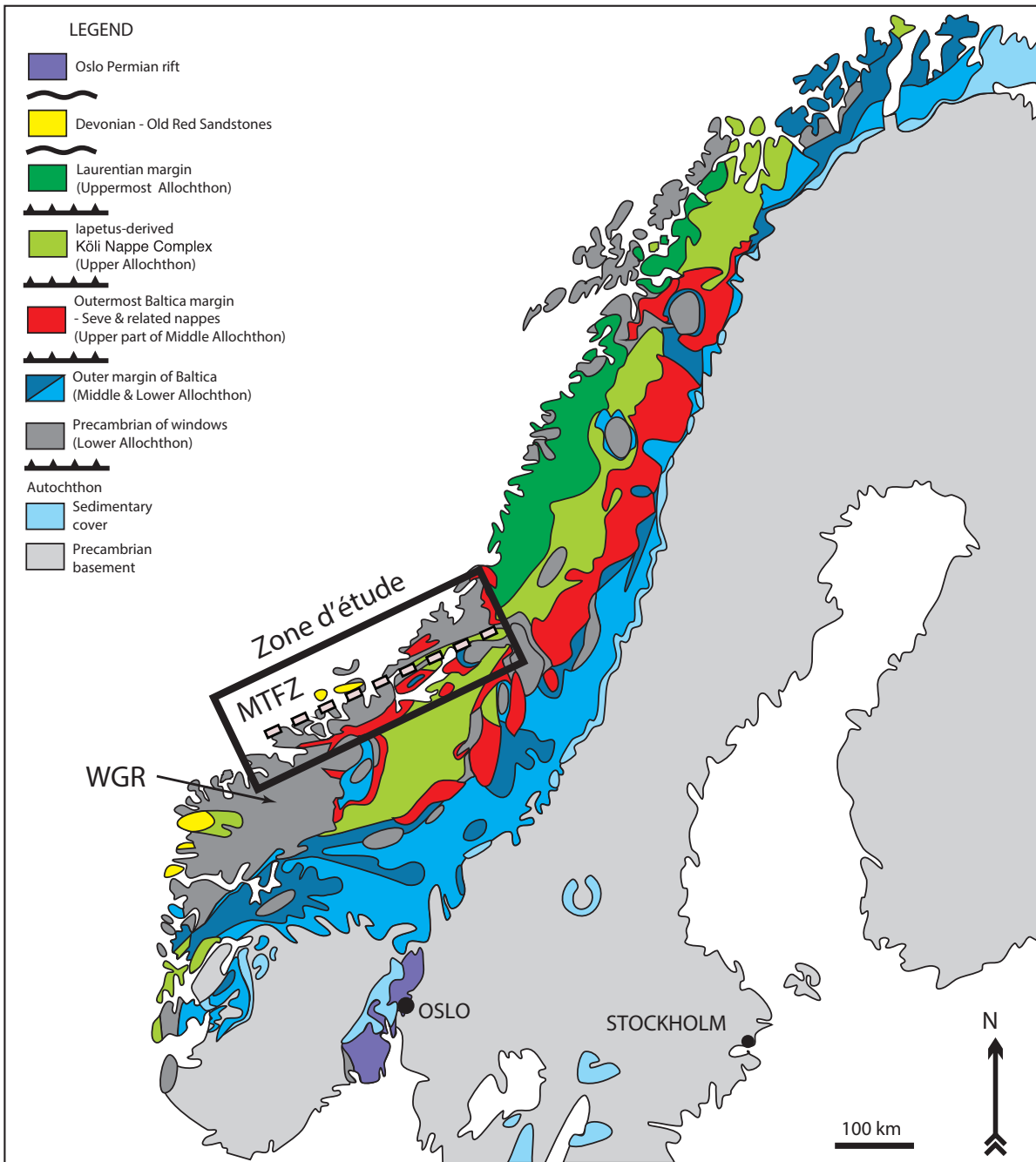


FIGURE 2.12. – Carte tectonostratigraphique de la Norvège modifiée d'après Gee *et al.* (2010). WGR : Région des Gneiss de l'Ouest. MTFZ : Zone de faille de Møre og Trøndelag.

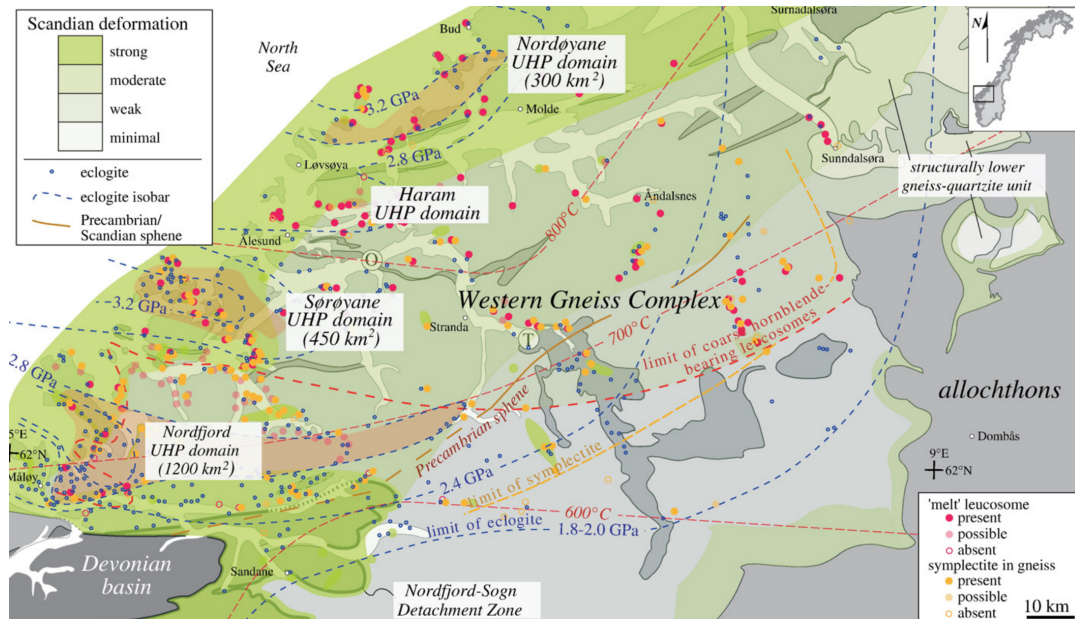


FIGURE 2.13. – Carte du métamorphisme de haute pression et des domaines de ultra-haute pression (Hacker *et al.*, 2010).

2008). La fusion partielle dans la Région des Gneiss de l'ouest commence au pic de métamorphisme, dans le faciès éclogitique, (Labrousse *et al.*, 2011; Gordon *et al.*, 2013; Ganzhorn *et al.*, 2014) et se poursuit lors de l'exhumation dans le faciès amphibolitique (Labrousse *et al.*, 2004, 2011). Bien qu'il n'y ait pas de réseau de collecte et leucogranite dans cette région, la quantité de fusion augmente vers le nord-ouest (Hacker *et al.*, 2010).

2.1.3. La zone de faille de Møre og Trøndelag

La MTFZ marque la séparation entre la WGR et les Gneiss de Vestranden, au nord. Cette zone de faille, orientée ENE - WSW, se comportait comme une grande zone de cisaillement senestre au Dévonien. Elle a par la suite été réactivée de façon plus cassante au Jurassique en un décrochement dextre (Grønlie et Roberts, 1989). Elle s'exprime principalement dans le socle Calédonien mais y trouve localement des unités allochtones. Comme la quantité de fusion est plus grande dans cette région que vers le SE de la WGR (Hacker *et al.*, 2010), il semble que la phase de déformation Calédonnienne de la MTFZ se soit produite en présence de liquide silicaté.

2.2. Relations déformation et fusion partielle dans la MTFZ

2.2.1. Structure de la MTFZ

La MTFZ est une zone de cisaillement majeure dans les Calédonides Norvégiennes, mais sa zone d'influence est difficilement quantifiable avec précision puisqu'elle est bordée par la mer de Norvège au nord et au niveau de sa terminaison sud-ouest. Sa partie émergée permet néanmoins de dire qu'elle s'étend sur au moins 300 km de long et a une largeur moyenne de 50 km. Son épaisseur ne semble pas être beaucoup plus importante puisqu'elle n'affecte pas les îles de Smøla et Hitra (Figure 2.15). Les formes rectilignes de nombreux fjords, le rapport de forme des îles ainsi que l'alignement de ces structures montrent que l'érosion glaciaire près de la MTFZ a été contrôlée par son intense déformation (Figure 2.15). Cette direction, d'environ N70, correspond à l'azimut moyen de la foliation des roches dans cette zone (Figure 2.16). La linéation est globalement horizontale. Globalement la MTFZ est constituée d'orthogneiss plus ou moins migmatitisé (Figure 2.14) mais on trouve assez régulièrement des boudins basiques qui permettent de documenter plus finement les relations entre déformation et fusion partielle. Les affleurements clefs qui sont décrits pas la suite sont localisés aux points répertoriés dans la figure 2.16.

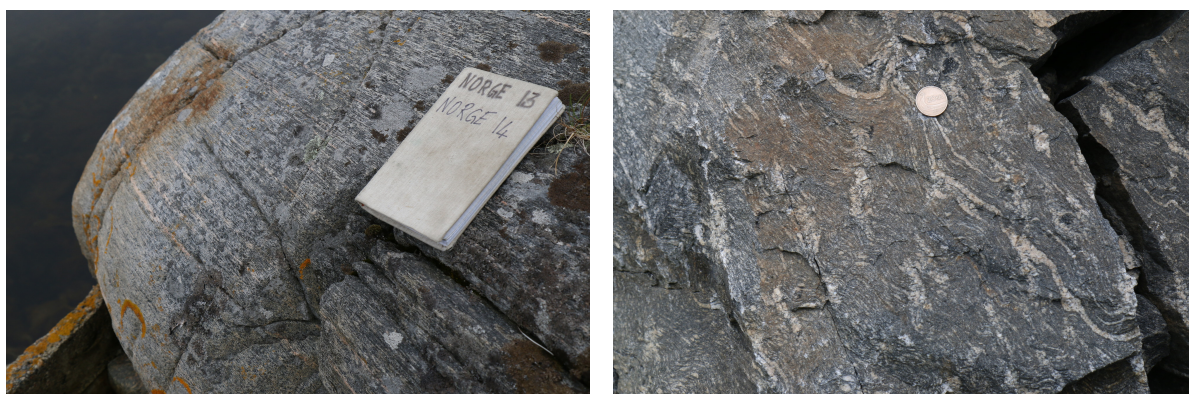


FIGURE 2.14. – La majorité de la MTFZ est constituée d'orthogneiss (gauche) plus ou moins migmatitisé (droite).

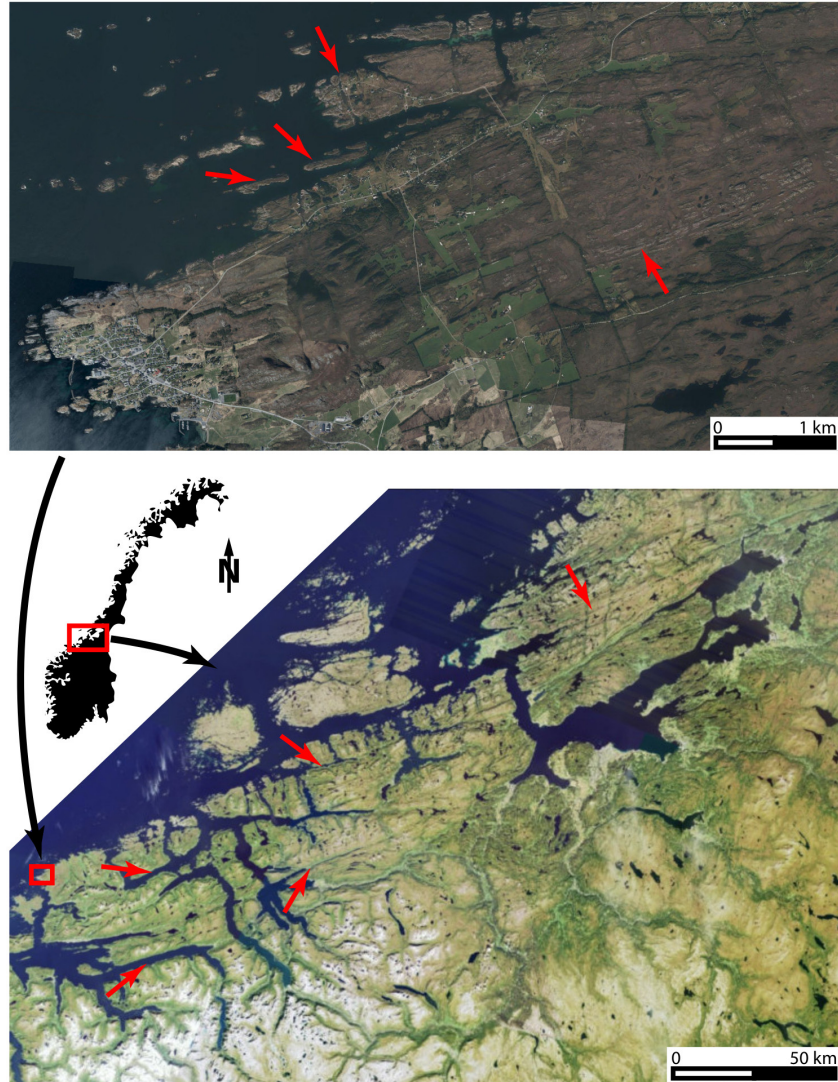


FIGURE 2.15. – Vu satellitaire et aérienne de la zone d'étude (source : <http://www.norgebilder.no/>). L'intense déformation de la MTFZ est visible dans la géomorphologie de la région qui est contrôlée par la foliation (flèches rouges).

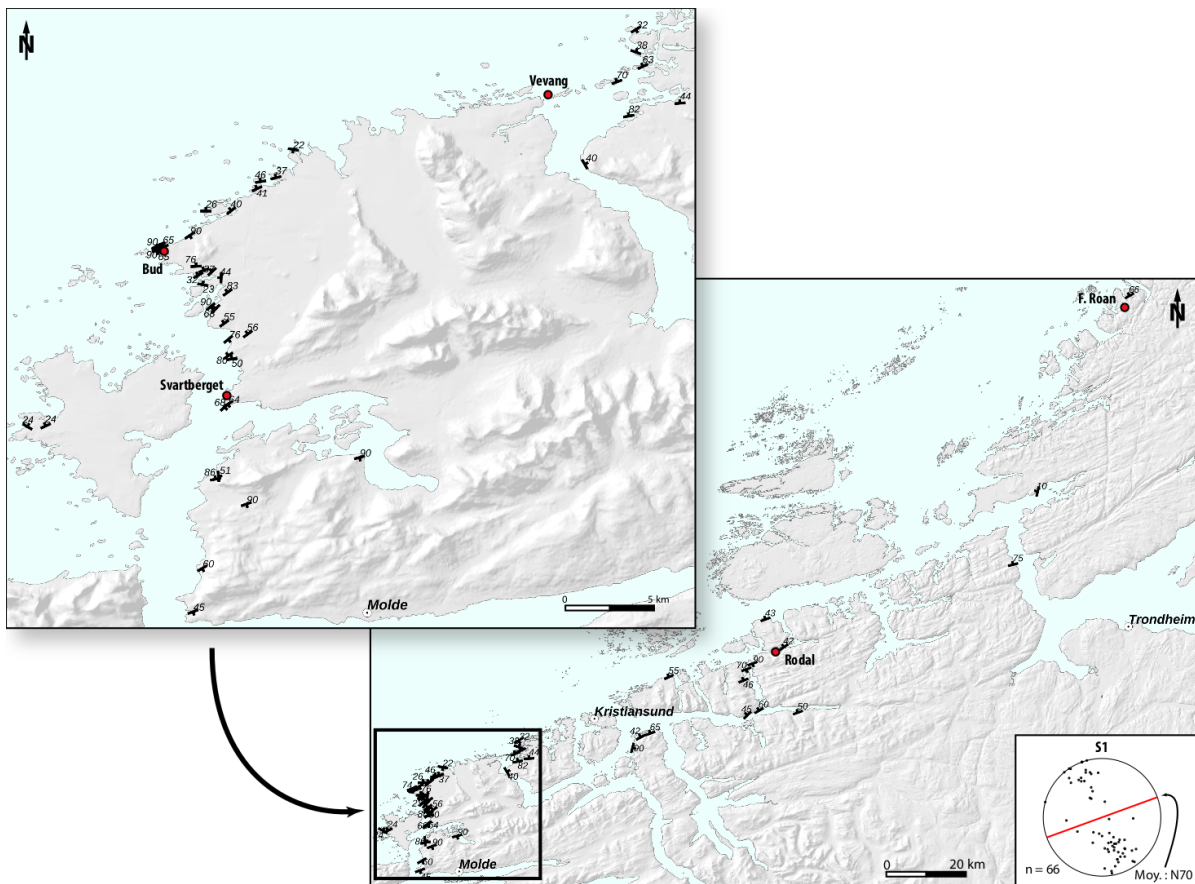


FIGURE 2.16. – Carte des foliations mesurées près de la MTFZ. Le diagramme stéréographique représente les pôles de ces plans de foliations. La localisation des lieux d'intérêt majeur est représenté par des cercles rouges.

2.2.2. Vevang

Cet affleurement près du village de Vevang se situe sur l'une des îles qu'emprunte la route de l'Atlantique. Les descriptions qui suivent ont été établies principalement sur une île de 100 par 60 m. De nombreuses îles sur une portion d'environ 4 km de cette route possède les mêmes caractéristiques. La masse de l'île est composée de mylonites granitique à quartz, feldspaths potassique, plagioclase, biotite et muscovite. La foliation, très bien réglée, est subverticale et orientée N70 (Figure 2.17a). La linéation d'étirement est horizontale. Les porphyroclastes de feldspath et les bandes de cisaillement composées de biotites indiquent un cisaillement senestre (Figure 2.17b). En lame mince, les quartz sont arrangés en rubans. Les grains de quartz sont très étirés, possèdent de nombreux subgrains, parfois en damier, et leurs joints sont légèrement lobés (Figure 2.17c). Le mécanisme principal de recristallisation du quartz semble être la rotation de subgrain. De nombreux micas fish de muscovite indiquent un sens de cisaillement senestre (Figure 2.17c). Des filons de pegmatite pouvant atteindre 1 m d'épaisseur ont intrudé le massif (Figure 2.17a). Ces filons sont composés de feldspaths roses, de quartz et de quelques grenats automorphes centimétriques (Figure 2.17d,e). Tous les filons sont parallèles à la foliation et extrêmement déformés. Le quartz et les feldspaths sont séparés en bandes très étirées où des agrégats de feldspaths forment des boudins qui, parfois, indiquent un sens de cisaillement senestre (Figure 2.17d). Le fait que les filons de pegmatites soient systématiquement parallèles à la foliation des mylonites semble indiquer qu'ils se sont mis en place après le développement de celle-ci. L'intense déformation des pegmatites, ainsi que les sens de cisaillement compatibles avec ceux des mylonites, montrent que la déformation a continué après la cristallisation des pegmatites. Le boudinage des feldspaths indique que la déformation s'est effectuée à haute température.

2.2.3. La fenêtre de Roan

La fenêtre de Roan est situé au nord de la MTFZ, dans l'unité des Gneiss du Vestranden (Figure 2.16). Cette structure en dôme est principalement composée de gneiss granitoïdes, de migmatites et d'amphibolites basiques.

Les migmatites peuvent être composées d'un grand nombre de poches de leucosomes décimétriques, étirées et parallèles entre elles (Figure 2.18a). La géométrie de ces poches ressemble à des fentes de tension. La bordure de ces poches est enrichie en amphiboles. Les amphiboles sont souvent alignées mais leur orientation évolue en se rapprochant des poches. Certains niveaux d'amphiboles tendent à se paralléliser au grand axe de la poche de façon symétrique (Figure 2.18b). Ces structures suggèrent une migration du liquide vers ou depuis la poche. La migration depuis la poche semble la plus probable puisque, dans le cas inverse, cela voudrait dire que les poches sont des lieux de fusion préférentielle d'où s'échappe le liquide. Or il n'y a aucune raison d'avoir un arrangement aussi régulier de sites de fusion préférentielle. Alors que, dans le cas de la migration vers la poche, la concentration de liquide pourrait être due à une distribution hétérogène, mais régulière, de la pression. De plus, ce phénomène est relativement courant dans la déformation des

roches (exemple : espacement régulier de bandes de cisaillement ou de fentes de tension). Près d'autres poches, les alignements d'amphiboles sont plissés de façon asymétrique par

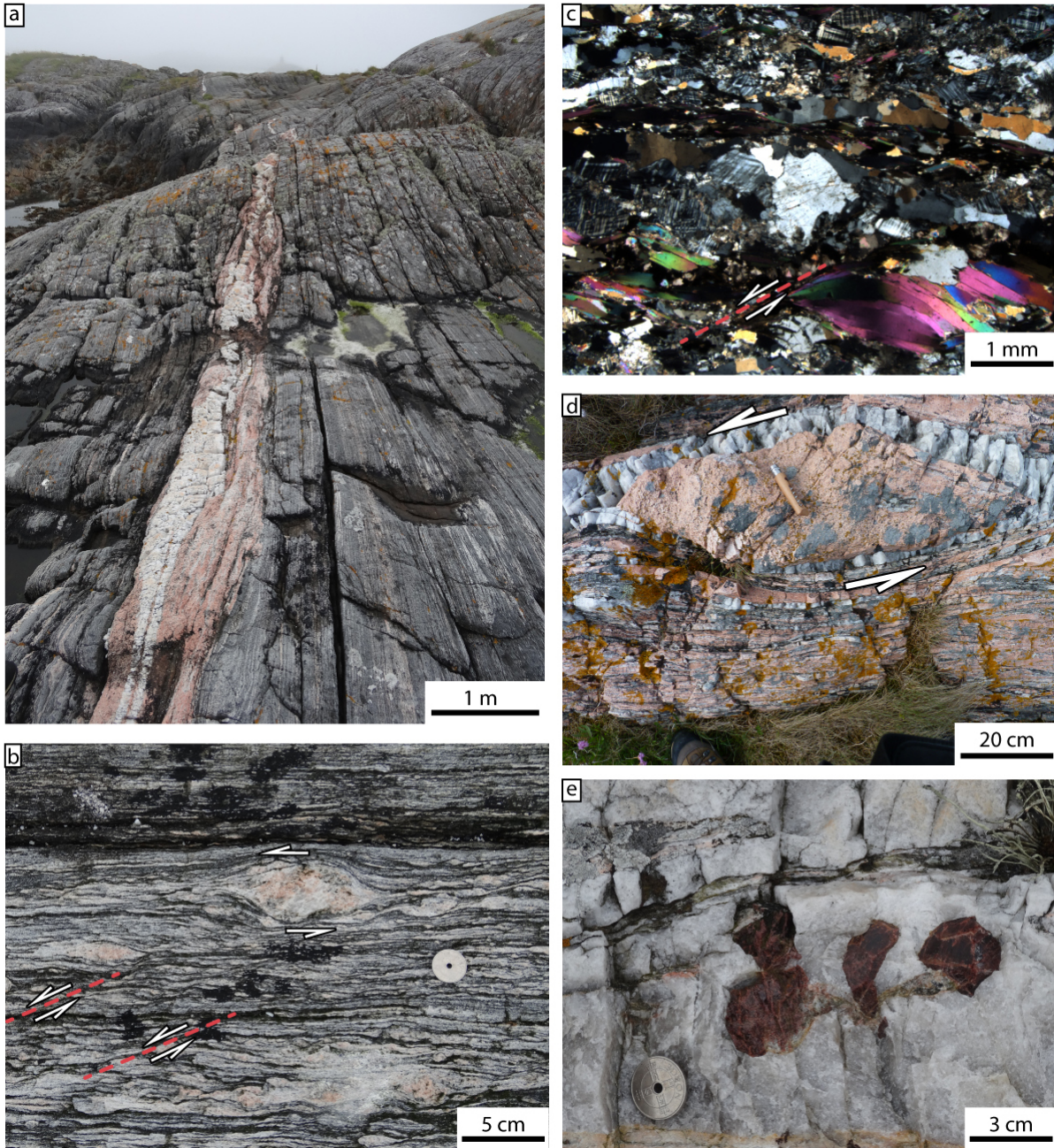


FIGURE 2.17. – a : mylonite granitique et filon de pegmatite. La foliation des mylonites et l'orientation du filon est N70. b : détail des mylonites, les porphyroclastes de feldspath et les bandes de cisaillement indiquent un sens de cisaillement senestre. c : microphotographie LPNA des mylonites. Les bandes de cisaillement et les micas fish indiquent un cisaillement senestre. d : agrégat de feldspaths boudiné indiquant un cisaillement senestre. e : grenats dans un niveau de quartz des pegmatites.

rapport au grand axe de la poche (Figure 2.18c). Dans cette configuration, les poches n'étant pas déformées de façon interne, l'orientation des amphiboles serait le résultat de la déformation se localisant à l'interface poche/encaissant.

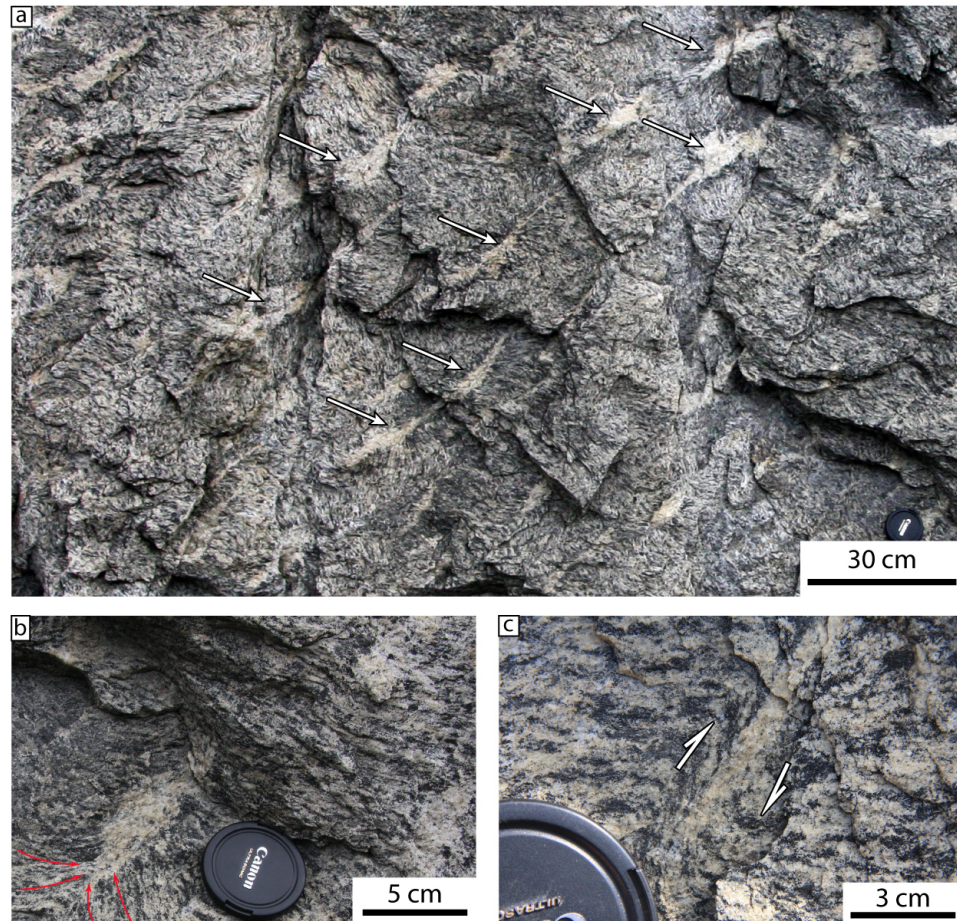


FIGURE 2.18. – a : le leucosome de ces migmatites se concentre dans veines (flèches) dont la géométrie est similaire à des fentes de tension. b : les bordures des poches de leucosome sont enrichies en amphiboles. L'orientation des amphiboles change de façon symétrique au grand axe de la poche en s'en rapprochant (flèches rouges). c : les niveaux d'amphiboles sont plissés de façon asymétrique de part et d'autre de la poche de leucosome, indiquant un cisaillement dextre.

Un autre type de relation fusion partielle/déformation existe dans les migmatites de la fenêtre de Roan où la déformation finie est plus intense que les exemples précédents. Des veines de pegmatites non déformées décimétriques recoupent les gneiss migmatitiques. A l'interface gneiss/pegmatite, la foliation se parallélise progressivement aux pegmatites (Figure 2.19a,b,d). La taille des grains est fortement réduite à l'interface, formant des mylonites voire des ultramylonites (Figure 2.19b,d). Des leucosomes métriques semblent aussi se connecter à ces veines de pegmatites (Figure 2.19c). Cependant, il est difficile

d'être certain qu'il y a des relations d'alimentation entre ces leucosomes et les pegmatites puisque la zone ultramylonitique qui borde les pegmatites n'est pas recoupée par les leucosomes.



FIGURE 2.19. – a et b : veine de pegmatite non déformée dans des gneiss migmatitiques. Le niveau ultramylonitique au contact gneiss/pegmatite indique que la déformation est très intense et localisée à cette interface. c : une zone de collection de leucosome semble être connecté à un dyke non déformé (flèche). d : de manière similaire à a et b, l'interface gneiss/dyke localise la déformation.

2.2.4. Rodal

Cet affleurement est situé près du village de Rodal sur un tronçon de plusieurs kilomètres de la route au sud du fjord Vinjefjorden. L'escarpement, d'environ 10 m de hauteur, est composé de boudins d'éclogites, métriques à décamétriques, « emballées » dans des migmatites (Figure 2.20). Les éclogites générant de fortes perturbations de la foliation des migmatites, il n'est pas évident d'obtenir des valeurs représentatives de la structure à grande échelle. Cependant, le grand axe des boudins est généralement horizontal et orienté environ N80.

Les parties des éclogites en contact avec les migmatites sont systématiquement rétro-morphosées en amphibolite (Figure 2.20). Cette rétro-morphose peut aussi se faire

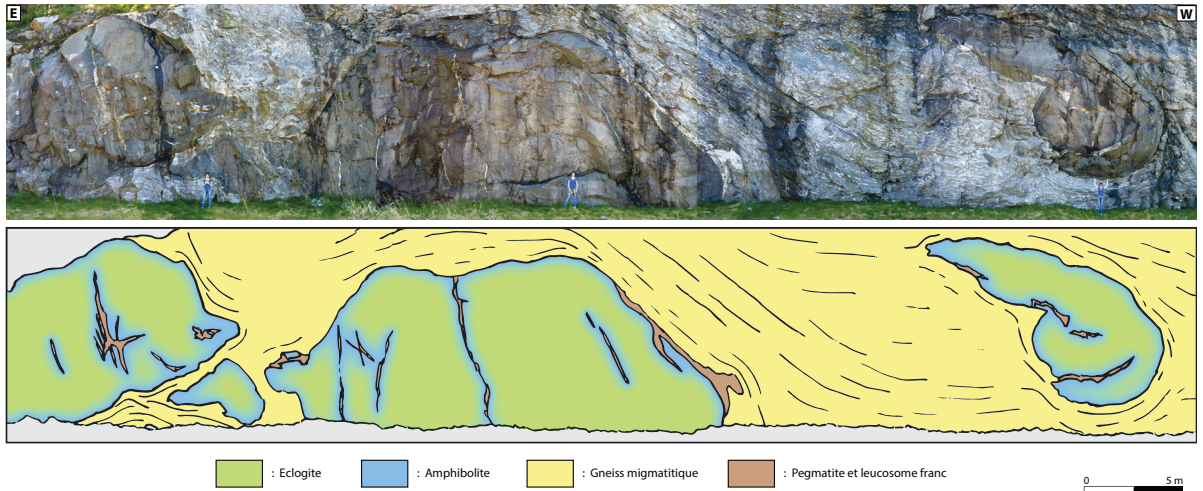


FIGURE 2.20. – Panorama et schéma des boudins d'éclogites à Rodal.

au cœur des boudins via des injections de pegmatites (Figure 2.21a). Les éclogites sont souvent hétérogènes avec des niveaux plus riches en grenat (Figure 2.21b,c). De plus, les éclogites possèdent fréquemment de fines injections de leucosomes et des bandes rétro-morphosées en amphibolite. On trouve assez fréquemment des pegmatites dans les ombres de pression de ces boudins, voire les recouvrant complètement (Figure 2.21d). La présence de pegmatites dans les ombres de pression ainsi que dans les charnières de certains plis (Figure 2.22a) semble indiquer que la déformation était synchrone de la fusion partielle. Le fait que les amphiboles de certains leucosomes soient alignées et que leur orientation suive les plis de ces leucosomes, indique que la déformation a continué après la cristallisation des liquides silicatés (Figure 2.22b). A de rares endroits, des pegmatites aux bords particulièrement francs recoupent les migmatites (Figure 2.23). Ces filons possèdent de nombreux blocs polygéniques (migmatite, amphibolite) de forme polygonale. Les bords nets des blocs indiquent que ces intrusions se sont faites à une température suffisamment basse pour que l'encaissant soit cassant. De plus, les filons n'étant pas déformés et les blocs orientés de façon aléatoire, l'injection des pegmatites à certainement eu lieu après la phase de déformation ductile générale.



FIGURE 2.21. – a : poche de leucosome dans une éclogite où cristallise des amphiboles. Dans l'éclogite, la zone en contact avec la poche est enrichie en amphiboles. b : niveaux de leucosomes dans une éclogite. c : bandes amphibolisées dans une éclogite. d : pegmatite couvrant un boudin d'éclogite à l'interface avec les migmatites encaissantes.

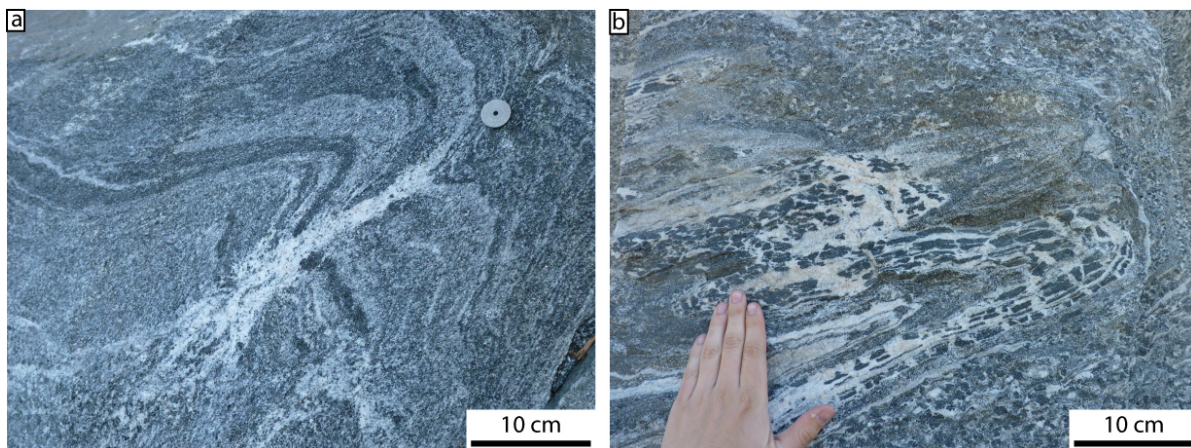


FIGURE 2.22. – a : charnière de pli riche en leucosome. b : leucosome plissé. Les amphiboles qui cristallisent à partir du leucosome suivent l'orientation du pli.

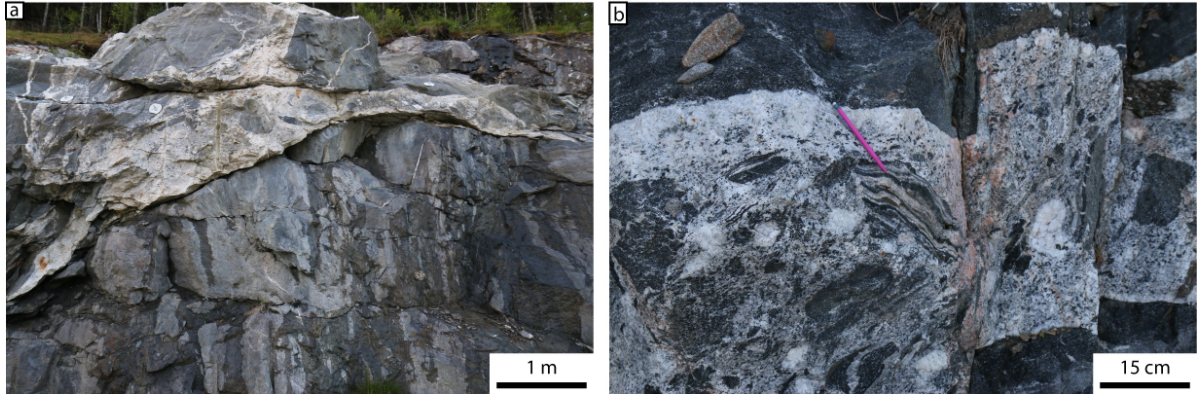


FIGURE 2.23. – a : intrusion de pegmatite recoupant les gneiss. b : blocs polygonaux de gneiss, d'amphibolite et de migmatites dans le filon de pegmatite.

2.2.5. Svartberget

Plusieurs affleurements le long de la côte au sud de la ville de Bud sont très semblables à celui de Svartberget. Néanmoins, celui-ci étant le mieux exposé, les observations qui suivent proviennent exclusivement de Svartberget. Svartberget est le nom du massif de péridotite métasomatisé découvert par Vrijmoed *et al.* (2006). L'encaissant de ce massif est composé de gneiss migmatitiques et de boudins d'éclogites. Cet affleurement est un platier ce qui a permis de réaliser une carte de détail des relations entre fusion partielle et déformation pour une partie des des boudins (Figure 2.24).

Les boudins les plus gros ont une forme anguleuse desquels se séparent des boudins plus petits et plus arrondis. Les bords des boudins les plus massifs sont déformés par des bandes de cisaillement (Figure 2.24a,f) qui leur donne une surface « en marche d'escalier » à l'espacement relativement régulier. Au cœur des boudins, la déformation s'exprime par des veines à l'aspect de fentes de tension et des réseaux de fractures conjuguées qui peuvent parfois évoluer en bande de cisaillement (Figure 2.24b,d). La périphérie des boudins, ainsi que tous les endroits déformés, sont systématiquement rétro-morphosés en amphibolite. Le fait que les boudins les plus petits et/ou les plus déformés soient intégralement amphibolitisés semble indiquer que l'amphibolitisation se fasse à la manière d'un front de diffusion. Ces zones rétro-morphosées sont quasi-systématiquement associées à des leucosomes plus ou moins francs, voire des pegmatites et il y a clairement une corrélation entre la quantité de leucosome et le degré d'amphibolitisation. Les pegmatites, particulièrement abondantes entre les boudins, sont déformées et suivent les directions de la foliation des migmatites (Figure 2.24d,e). Le fait que les bandes de cisaillement et les interboudins soient associés à des leucosomes ou des pegmatites tend à montrer que au moins une partie de la déformation s'est faite en présence de fusion partielle. Localement, les veines de pegmatites peuvent être boudinées (Figure 2.24d) ce qui indique que la déformation a aussi eu lieu à l'état solide. Comme à Rodal, on trouve une zone marginale « d'intrusion catastrophique » de pegmatite comprenant des blocs polygonaux des roches encaissantes (Figure 2.25). Ici aussi il y a donc eu plusieurs

épisodes de fusion partielle.

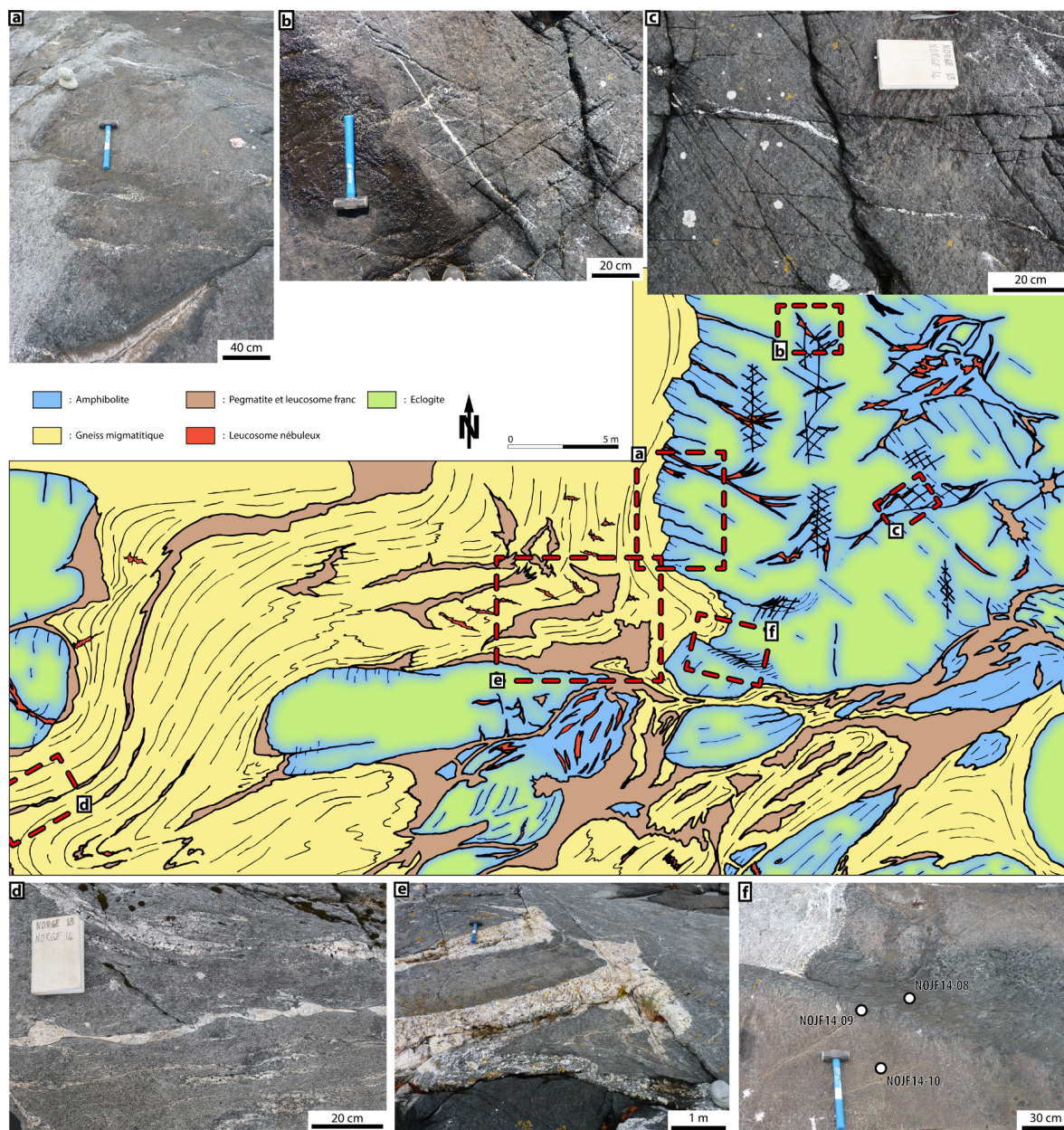


FIGURE 2.24. – Carte d'une partie des boudins d'éclogite de Svartberget. a : bande de cisaillement contenant des leucosomes et qui déforme la périphérie du boudin principal. b : veine de leucosome en forme de fente de tension au cœur de l'éclogite. L'éclogite est rétrotransformée en amphibolite au voisinage de la veine. c : bande de cisaillement décalant une veine de leucosome au sein de l'éclogite. d : leucosomes boudinés dans l'encaissant. e : veine de pegmatite. f : zone de cisaillement amphibolitisant l'éclogite. La localisation des échantillons de la figure 2.26 est repérée.

Afin d'évaluer l'évolution de la rétro-morphose des éclo-gites avec la déformation, trois échantillons ont été prélevés (Figure 2.24f) : au coeur de l'éclo-gite (NOJF14-10), dans la zone amphibolitisée mais peu déformée (NOJF14-09) et au centre de la zone de cisaillement (NOJF14-08). Les coeurs éclo-gitiques des boudins sont composés de grenat, clinopyroxène, amphibole, symplectite à plagioclase et amphibole et de biotite (Figure 2.26). La présence de symplectites, de couronnes d'amphiboles autour des grenats ainsi que la rétro-morphose des pyroxènes en amphiboles, indique que ces éclo-gites ont deux paragénèses : une paragénèse éclo-gitique à grenat et clinopyroxène, et une paragénèse amphibolitique. Dans la zone amphibolitisée mais peu déformée, la rétro-morphose est plus intense : les grenats sont consommés, il n'y a plus que quelques reliques de pyroxènes et les symplectites sont quasiment toutes remplacées par des amphiboles (Figure 2.26). Au coeur de la bande de cisaillement, la rétro-morphose est complète : il n'y a plus de grenats éclo-gitiques ni de pyroxènes. On remarque aussi dans cet échantillon une très forte réduction de la taille de grain ainsi qu'une orientation préférentielle de forme (Figure 2.26). Ces observations montrent qu'il y a un très fort couplage entre localisation de la déformation et réaction métamorphique, puisque les zones moins déformées montrent une rétro-morphose moins complète. Pour rétro-morphoser une éclo-gite en amphibolite, il est nécessaire d'avoir un apport d'eau. Que ce soit par fusion par déshydratation ou par fusion hydratée, les liquides silicatés résultant de la fusion partielle contiennent très souvent de l'eau. Étant donnée la forte corrélation observée entre, localisation de la déformation, présence de leucosome et rétro-morphose, il est probable que la localisation de la déformation permette la diffusion de l'eau des liquides silicatés vers les éclo-gites, notamment grâce à la réduction de la taille de grain.



FIGURE 2.25. – « Intrusion catastrophique » de pegmatite dans une amphibolite. Les blocs dans la pegmatite sont des morceaux d'amphibolite et de migmatite.

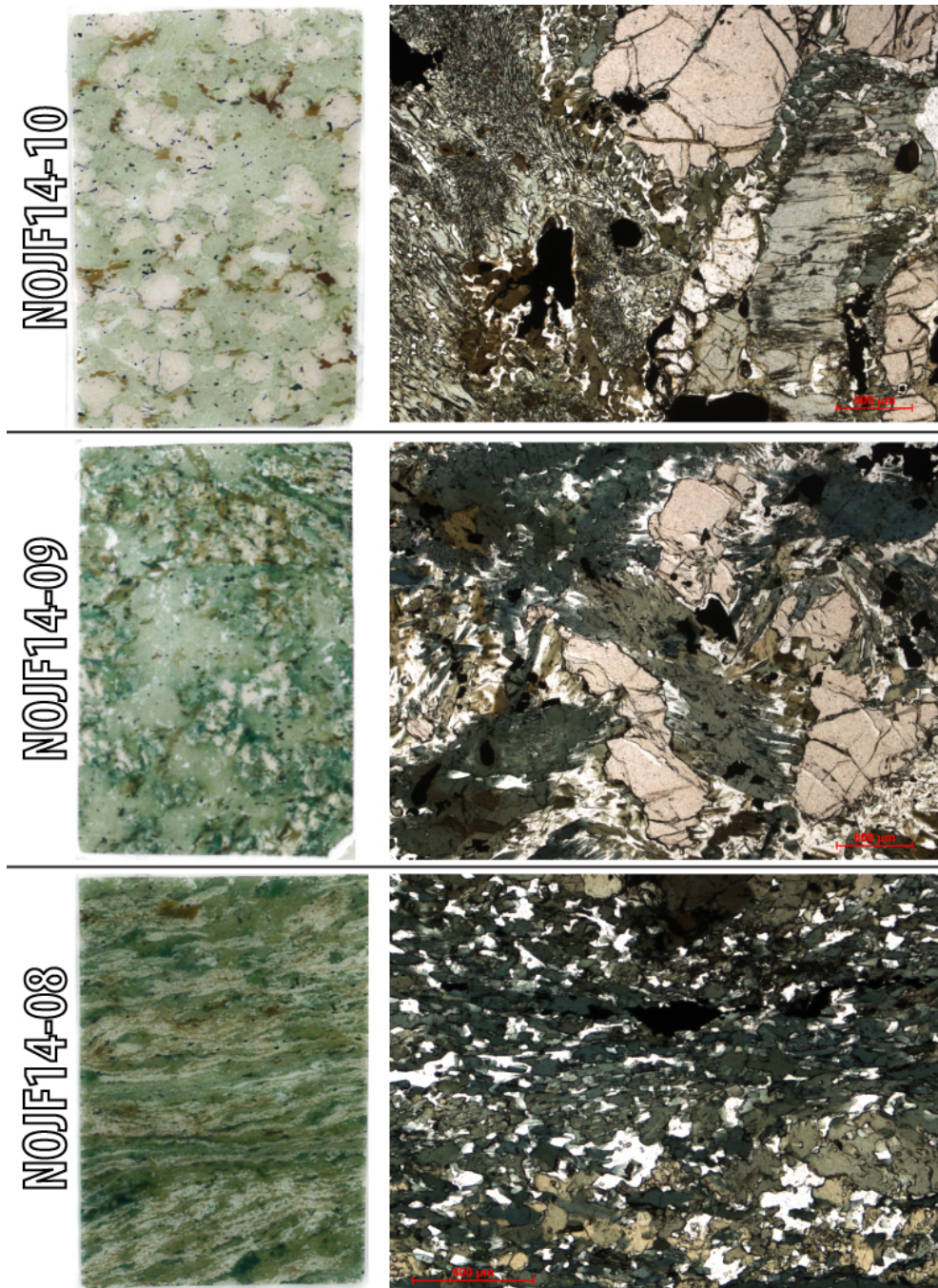


FIGURE 2.26. – Rétromorphose progressive de l'éclogite (première ligne) en amphibolite. Les photos de la colonne de gauche sont des scans des lames minces et dans la colonne de droite des microphotographies en lumière polarisée non analysée. La disparition progressive des grenats et des clinopyroxènes s'accompagne d'une augmentation du nombre et de la taille des amphiboles entre NOJF14-10 et NOJF14-09. Dans la zone de cisaillement (NOJF14-08) la paragenèse éclogitique a complètement disparue au profit de petits grains très déformés d'amphiboles et de plagioclases.

2.2.6. Bud

Cet affleurement est un platier d'environ 100 x 800 m composé principalement de boudins d'amphibolites basiques, de gneiss granitiques et de migmatites (Figure 2.27a). L'azimut de la foliation ainsi que la direction principale d'étirement des boudins est globalement N70. La foliation étant en moyenne subverticale et la direction principale des boudins horizontale, le plan XZ est horizontal. On y trouve un grand boudin d'éclogite de 15 x 30 m bordé par un filon de pegmatite (Figure 2.27b). Les gneiss possèdent régulièrement des critères de cisaillement senestre (Figure 2.27c,d). Dans le plan YZ les boudins sont plus faiblement étirés et surtout très souvent plissés (Figure 2.28 et Figure 2.29)b.

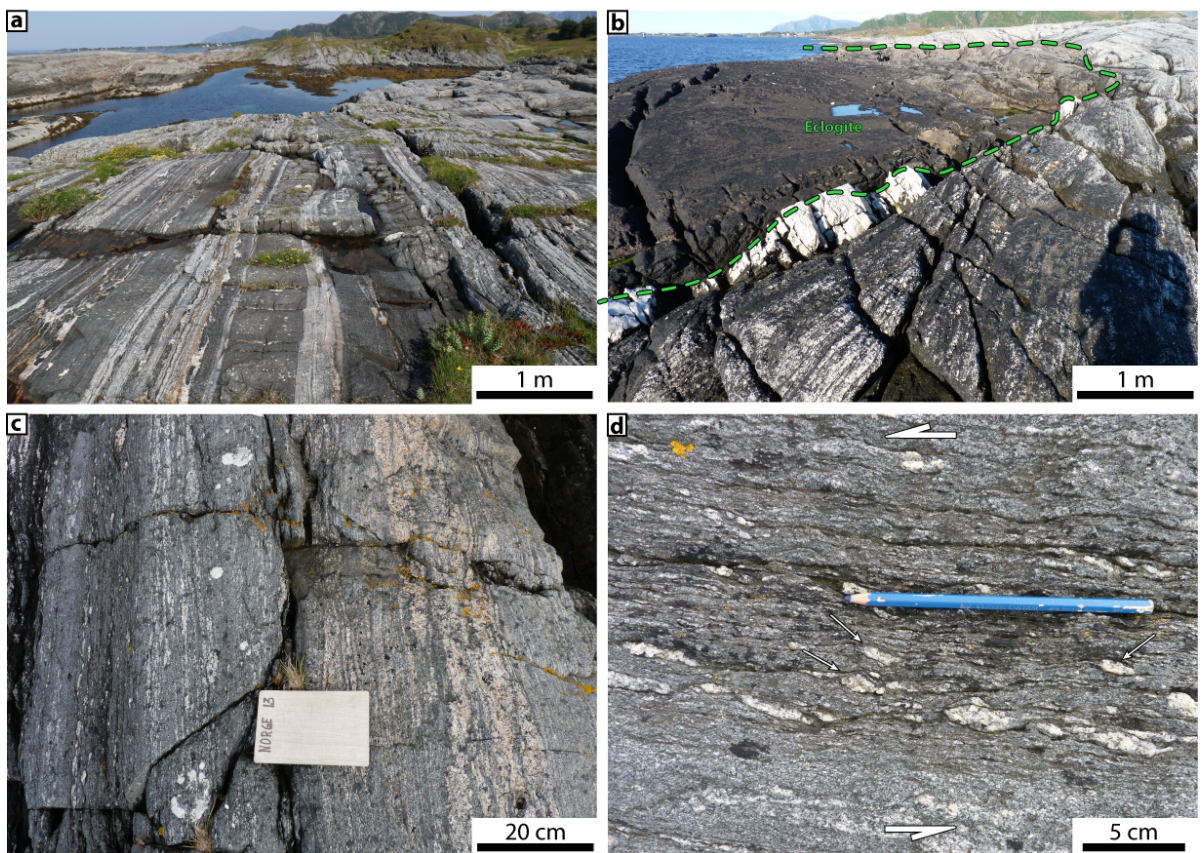


FIGURE 2.27. – a : vue générale du platier de Bud composé majoritairement d'alternances de boudins d'amphibolites basiques, de gneiss acides et de migmatites. b : le boudin d'éclogite principal de Bud. Le contact avec les migmatites se fait via une veine de pegmatite. c : niveau de gneiss. d : critères de cisaillement senestre dans les gneiss.

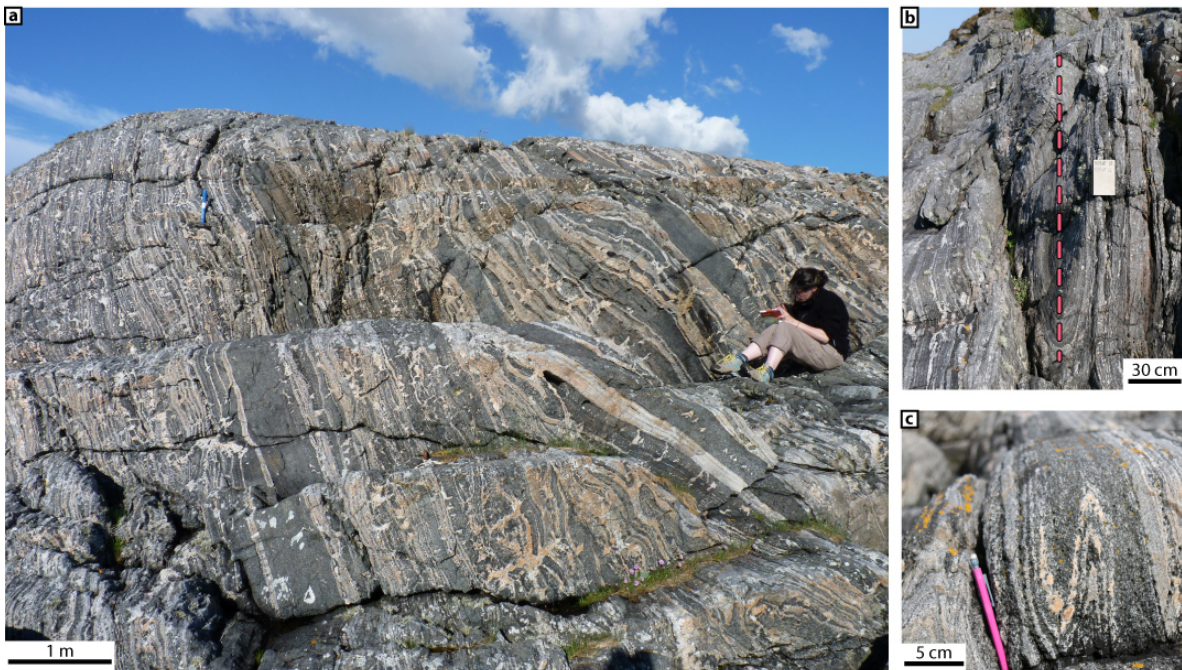


FIGURE 2.28. – Plis dans le plan YZ suivant la direction Z. On retrouve ces plis à de nombreuses échelles (a,b,c).

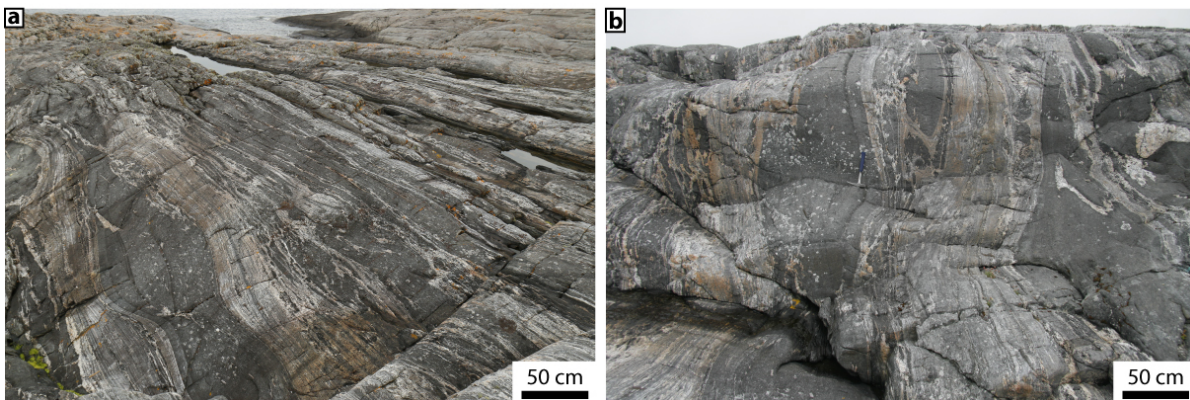


FIGURE 2.29. – a : vue large des boudins d'amphibolites dans le plan XZ cartés dans la figure 2.30. b : continuité des boudins de a dans le plan YZ. Comme le montre la forme des boudins, l'étirement est beaucoup moins important le long de l'axe Y que le long de l'axe X.

La répartition des amphibolites et gneiss n'est pas homogène : des niveaux sont quasiment exclusivement composés de boudins basiques et de migmatites et d'autres uniquement de gneiss granitique. Une carte de détail de 15 x 40 m a été réalisée à la transition entre ces deux types de domaines (Figure 2.30). La partie sud de la carte est composée d'un seul boudin massif d'amphibolite très déformé. Cette déformation, plus intense sur la partie nord du boudin, s'exprime principalement par des systèmes de bandes de cisaillement conjuguées. Ces bandes de cisaillement et l'étirement coaxial des boudins amincissent le boudin et peut amener à l'ouverture d'espaces où s'injectent des liquides silicatés (Figure 2.311,5). L'effet combiné d'injections de pegmatite ou de leucosome, et de l'amincissement provoque la fragmentation du boudin principal (Figure 2.30). Ces boudins secondaires peuvent, en suivant les mêmes processus, se fragmenter à leur tour. On observe alors une augmentation du nombre de boudins vers le nord de la carte jusqu'à arriver au domaine principalement migmatitique (Figure 2.30).

La forme d'un boudin dépend principalement du contraste de viscosité entre la partie faible et la partie résistante. Plus le contraste est important et plus la fragmentation des boudins est franche, voire cassante, et plus le contraste est faible et plus les boudins sont étirés et les interboudins amincis. À l'échelle de cette cartes il est possible de voir des boudins dont les queues sont composées de boudins plus petits et reliés entre eux par des domaines très amincis (Figure 2.312); mais aussi des queues de boudins qui se segmentent de façon cassante (Figure 2.313). Dans ces deux cas, des jus granitiques occupent l'espace interboudin. A certains endroits, ces leucosomes d'interboudin se retrouve eux même boudiné (Figure 2.314). Enfin, quelques veines de pegmatites non déformées recoupent ces structures (Figure 2.316). La présence de leucosome dans les parties des boudins subissant un amincissement, de leucosome ou pegmatite dans les interboudins et dans les bandes de cisaillement indiquent qu'au moins une part de la déformation s'est faite en présence de liquide silicaté. Le fait que différents types de déformation de queues de boudins soient présents indique que la déformation ne s'est pas faite à contraste de viscosité constant, et donc vraisemblablement pas à température constante (Figure 2.312,3). De même, parce que certains leucosomes d'interboudins sont boudinés, la déformation a certainement continué à une température plus basse que celle de cristallisation des liquides (Figure 2.314). Enfin, la présence de pegmatites discordantes indique qu'il n'y a pas eu qu'un seul épisode de fusion. La déformation a donc au moins commencé pendant la fusion partielle et a continué pendant le refroidissement des roches, qui a aussi vu plusieurs épisodes d'intrusion de pegmatites.

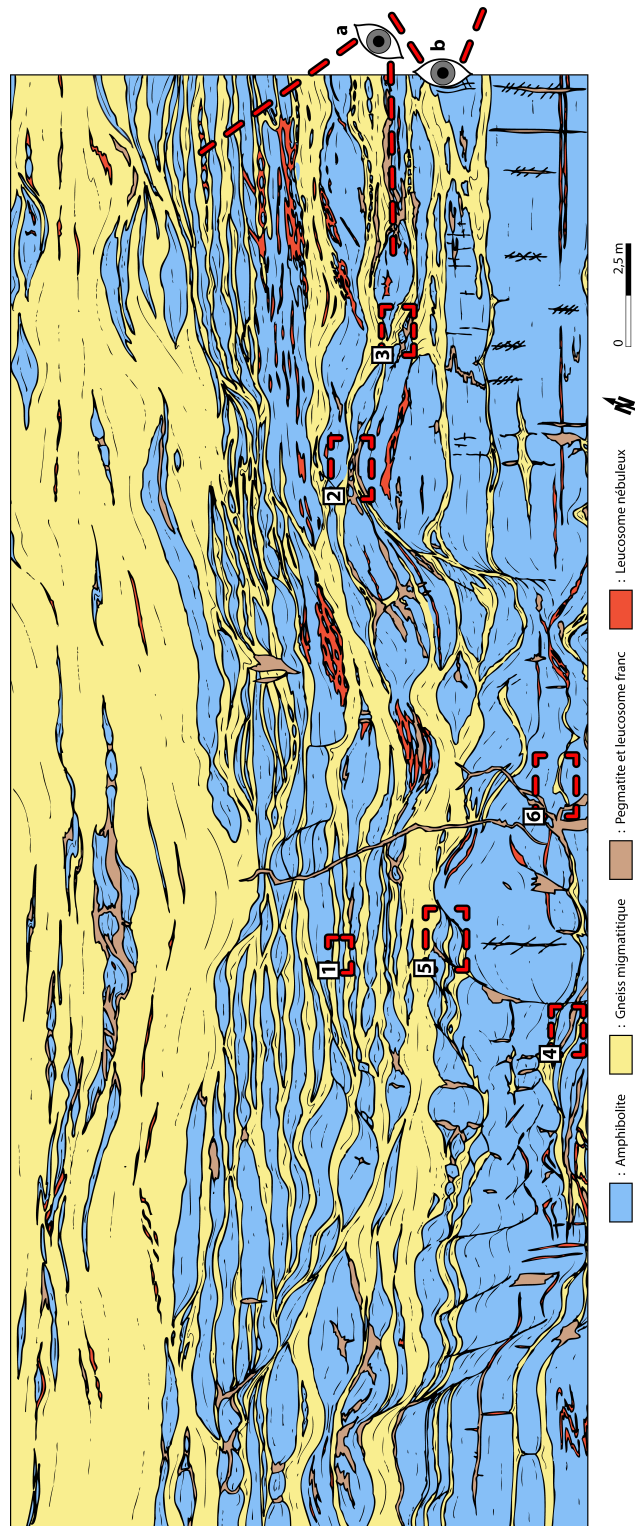


FIGURE 2.30. – Carte de détail d'un niveau riche en boudins basiques. a et b montrent les champs de vision des photos de la figure 2.27. Les chiffres indiquent la localisation des photos de la figure 2.31 sur la carte.

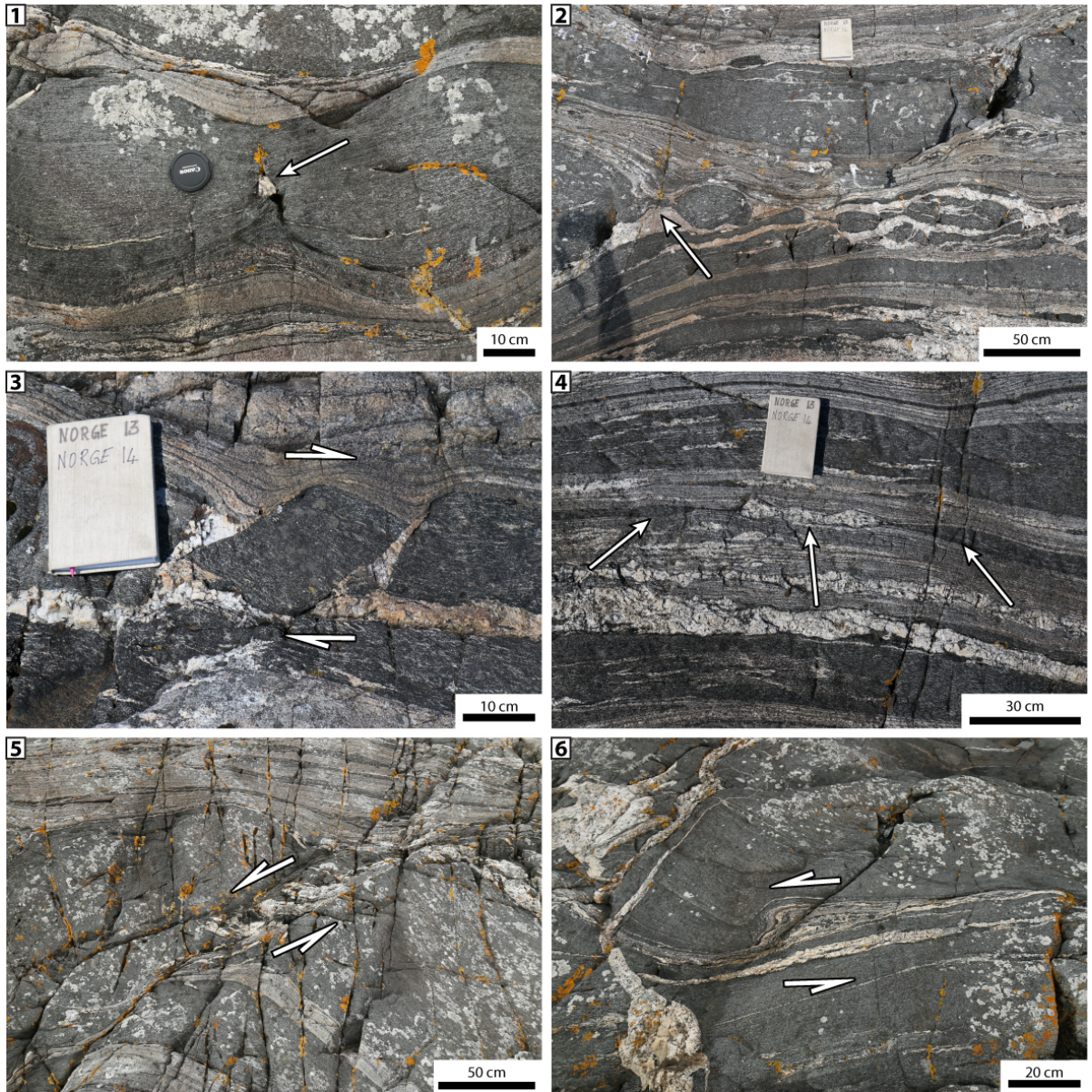


FIGURE 2.31. – 1 : leucosome dans un interboudin en formation. 2 : chapelet de petits boudins arrondis se détachant de la queue d'un boudin plus grand. Les interboudins sont remplis par des leucosomes. 3 : queue de boudin se détachant de façon cassante. Là aussi l'espace interboudin est rempli de leucosome. 4 : un leucosome en interboudin d'amphibolites est boudiné à son tour. 5 : leucosomes venant se collecter dans une zone de cisaillement d'un boudin d'amphibolite. 6 : pli d'entraînement de leucosome et pegmatite recoupant leucosome et boudin.

2.2.7. Bilan de la fusion partielle et de la déformation de la MTFZ

Comme la figure 2.32 le montre, la MTFZ est principalement composée de gneiss plus ou moins intensément déformés. Quelques migmatites sont présentes de façon dispersés mais la majorité des traces de fusion partielle sont associées à des boudins de roches basiques. Ces boudins basiques, relativement nombreux dans la zone d'influence de la MTFZ, sont soit des éclogites soit des amphibolites. Par définition, la viscosité des boudins est plus élevée que celle de l'encaissant. Donc la concentration d'éléments rigides crée des gradients de pression qui favorisent la migration des liquides silicatés près des boudins. L'étude systématique de ces boudins montre que : 1) la fusion partielle a été synchrone de la déformation, 2) la déformation a continué après la cristallisation des produits de fusion, 3) les traces de fusion partielle résultent certainement de plusieurs épisodes. Il y a donc un continuum de déformation pendant le refroidissement des roches, du domaine partiellement fondu au domaine solide.

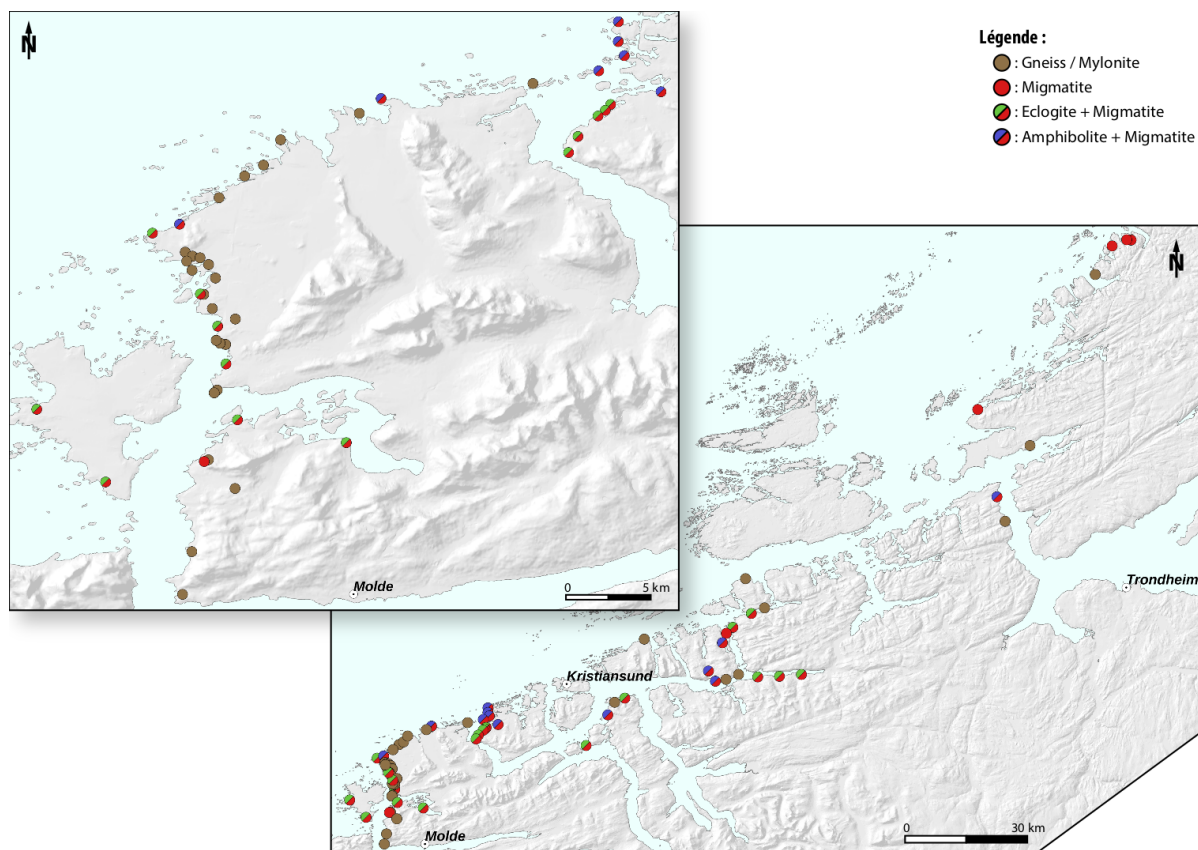


FIGURE 2.32. – Carte des lithologies des affleurements étudiés. Pour un même affleurement, si des amphibolites et des éclogites sont présentes, le symbole des éclogites a été utilisé.

La structure des boudins à Svartberget a très clairement montré que la déformation

avait un fort impact sur l'extension de la rétro-morphose des élogites : plus la déformation finie est importante et plus l'élogite est rétro-morphosée. Les zones rétro-morphosées étant systématiquement en contact avec du liquide silicaté, il est très probable que la fusion partielle soit la source d'eau nécessaire à la rétro-morphose en amphibolite. Le plus grand rapport d'aspect des boudins, ainsi que la quantité plus importante de bandes cisaillement dans les amphibolites de Bud par rapport aux élogites de Svartberget, suggère que les boudins de Bud soit plus déformés. Étant donné que la déformation favorise la rétro-morphose, il est probable que les boudins d'amphibolite de Bud soit une ancienne élogite qui, grâce à l'intense déformation, a été entièrement rétro-morphosée et segmentée.

La comparaison entre Vevang, Bud et Svartberget, montre un gradient de déformation d'intensité croissante en allant vers le nord. Bien qu'il y ait des veines de pegmatites à Vevang, elles sont, contrairement aux autres affleurements, très déformées à l'état solide. Ceci implique que la déformation sous la température de cristallisation des pegmatites a duré plus longtemps à Vevang par rapport à Svartberget ou Bud. La déformation dans la MTFZ se localise donc de plus en plus en refroidissant.

Bien que les boudins de Svartberget et Bud montrent des structures localisantes où la direction de cisaillement est identifiable, ces structures sont toujours mineures et ne reflètent jamais le sens de cisaillement régional. Contrairement à Vevang où le cisaillement senestre de la MTFZ est clairement identifiable sur tout l'affleurement. Cette dernière différence semble montrer que la déformation à l'état partiellement fondu ne permet pas d'enregistrer les marqueurs de cisaillement à grande échelle.

Troisième partie

Méthodes expérimentales

Les expériences ont été réalisées à l'université de Tromsø (Norvège) dans deux presses de type Griggs à confinement solide. Sur trois périodes d'un mois, 17 expériences ont été réussies pour un total de 25 réalisées. Deux machines ont été utilisées (RIG1 et RIG2), mais leurs différences étant mineures (la principale étant que RIG2 possède un capteur de déplacement haute résolution supplémentaire), les résultats seront comparés ensemble.

3.1. La presse de Griggs

3.1.1. Principe général de fonctionnement

La presse de Griggs est une machine de type piston-cylindre de HP et haute température (HT) modifiée pour exercer une contrainte différentielle sur l'échantillon (Figure 3.33, a et b). On peut donc faire varier la contrainte principale σ_1 indépendamment de la contrainte principale σ_3 (comme $\sigma_3 = \sigma_2$, la pression de confinement (PC) est équivalente à σ_3). Cette machine permet de conduire des expériences à une pression maximale de 2 GPa et une température supérieure à 1000 °C avec une contrainte différentielle maximale de 4 GPa. Il est possible de mener deux types d'essais : à force constante ou bien à taux de déformation constant. Dans le second type d'expérience, il est possible de descendre jusqu'à un taux de déformation de 10^{-9} s^{-1} . Des capteurs permettent de mesurer la force, la pression de confinement et le déplacement vertical du piston de σ_1 pendant les essais. Ces données sont enregistrées numériquement en temps réel ainsi que analogiquement grâce à un enregistreur papier. La température est ajustée à l'aide d'un thermocouple en contact avec la capsule de l'échantillon et d'un contrôleur PID (Figure 3.33, c).

La presse est composée d'un bâti en acier sur lequel sont fixés les vérins hydrauliques contrôlant la force et la pression de confinement (Figure 3.33, b). La charge subie par l'échantillon ainsi que la pression de confinement sont mesurées respectivement par un capteur de force externe et un capteur de pression dans le circuit hydraulique. La pression dans le vérin de σ_1 est commandée par un moteur électrique via une vis à bille. Une boîte de vitesse permet de régler le rapport de réduction du moteur et d'ajuster sa vitesse sur 6 ordres de grandeurs (Figure 3.33, b). Il est aussi possible de modifier sa vitesse de rotation grâce à un régulateur numérique. Le contrôle de la pression de confinement peut être effectué soit par une pompe à main, soit par un moteur électrique. Ce vérin est refroidi avec de l'eau pour limiter les changements de pression de confinement dus aux variations de température ambiante ainsi que par conduction de la chaleur de l'expérience via les pistons. Le chauffage de l'échantillon est assuré par un four en graphite au sein de la cellule de confinement (Figure 3.34). Son alimentation électrique est assurée par les pistons σ_1 et σ_3 (le bâti de la machine est relié à la masse) d'un côté et par la plaque de support de la cellule de confinement pour le second pôle. Cette dernière est isolée électriquement du bâti par du carton. Elle assure aussi le refroidissement de la cellule de confinement et le passage du thermocouple contrôlant le four à l'extérieur de la cellule de

confinement. La cellule de confinement est également refroidie sur sa partie supérieure par de l'eau.

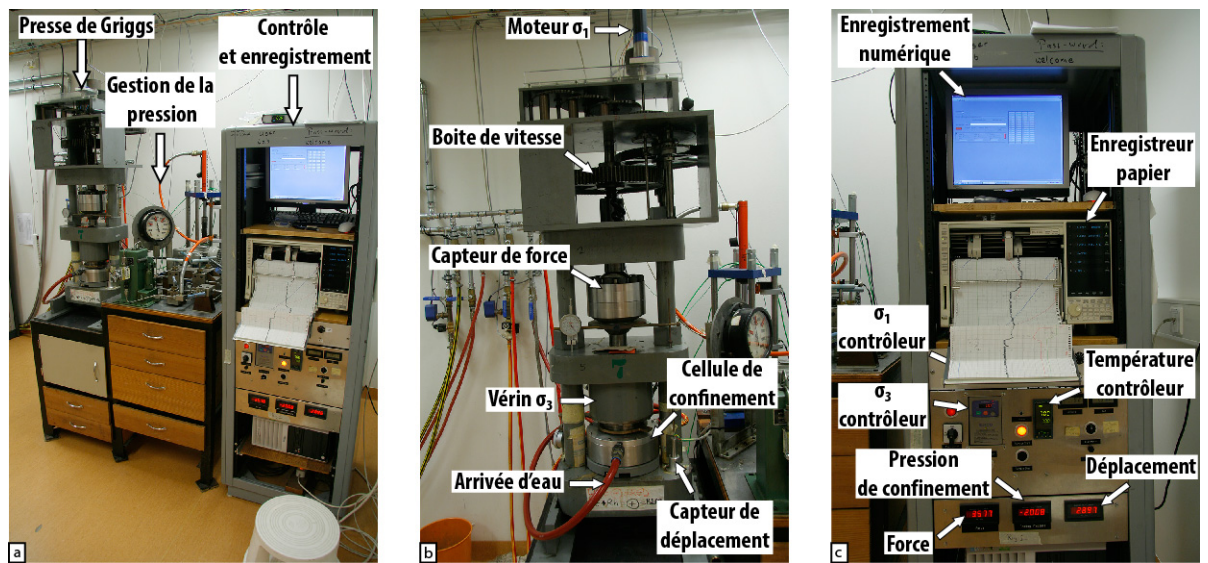


FIGURE 3.33. – Vue complète de RIG1 (a). Presse de Griggs et cellule de confinement (b). Baie de contrôle et d’enregistrement des données (c). Voir le texte pour les explications sur le fonctionnement de la machine.

3.1.2. Assemblage de l'échantillon

Dans cette presse, le milieu de confinement est solide. Le but de ce solide est de transmettre la pression exercée par le piston σ_3 sur l'échantillon. Afin de faciliter le transfert de contrainte et de réduire les frottements, il est nécessaire de choisir un solide de faible viscosité. La force appliquée sur l'échantillon est, quant à elle, transmise par un ensemble de pistons. Ceux-ci doivent être le plus dur et le plus rigide possible pour limiter leur déformation durant les expériences. Il est donc nécessaire de réaliser un assemblage de pièces de différents matériaux pour remplir ce cahier des charges (Figure 3.34).

La force du piston σ_1 (en carbure de tungstène) est transmise à l'échantillon via un train de cylindres en alumine (Figure 3.35, a). Du chlorure de sodium compacté à froid sous forme de tube est utilisé comme solide de confinement. L'assemblage de l'échantillon est composé de deux tubes, le premier entre la cellule de confinement et le four et le second entre le four et la capsule de l'échantillon. Ces tubes sont composés de deux et trois segments, respectivement, pour le tube externe et pour le tube interne (Figure 3.35, b). Le segment inférieur du tube externe est percé d'un trou vertical ainsi que d'une encoche vers le centre de l'assemblage afin de permettre le passage du thermocouple. Celui-ci est alors affleurant à l'interface entre les deux segments externes (Figure 3.35, c). Le tube interne est composé de trois segments afin d'ajuster la différence de diamètre de la capsule

et des pistons en alumine. Le tube interne central est percé horizontalement pour que l'extrémité du thermocouple soit en contact avec la capsule (Figure 3.35, b). Un disque de plomb sert de tampon entre les pistons et l'assemblage lors de la phase de pressurisation pour commencer la déformation dans des conditions hydrostatiques (Figure 3.35, d). Deux joints en acier assurent l'étanchéité au plomb entre les pistons σ_1/σ_3 et entre le piston σ_3 et la cellule de confinement. L'ensemble est emballé dans du ruban en PTFE pour faciliter l'insertion et l'extraction de l'assemblage dans la cellule de confinement. L'assemblage complet repose sur une base en pyrophyllite et un plot en carbure de tungstène directement sur la plaque de base de la cellule de confinement (Figure 3.35, e).

Le chauffage de l'échantillon est assuré par un four en graphite renforcé par des tubes en pyrophyllite (Figure 3.34). L'alimentation électrique est assurée par deux électrodes en cuivre. La première est en contact avec la plaque de base de la cellule de confinement via le plot en carbure de tungstène, et la seconde avec le bâti de la machine via les pistons σ_1 et σ_3 (Figure 3.34). Le contrôle de la température est fait à l'aide d'un thermocouple de type K (couple Chromel-Alumel). Celui-ci est enveloppé dans une chemise en acier inoxydable remplie de poudre de magnésie. Une rondelle d'alumine est placée dans le trou du four en graphite pour éviter tout contact électrique entre celui-ci et le thermocouple (Figure 3.34).

L'échantillon est placé dans une capsule en platine entre deux pistons en alumine coupés à 45° (Figure 3.34). Ces pistons servent à déformer l'échantillon en cisaillement simple. Afin de contrôler la fugacité de l'oxygène, les pistons et l'échantillon sont enroulés dans une feuille de nickel. La capsule est assemblée à partir d'un tube et de deux coupelles en platine (Figure 3.34). Ces coupelles, formées par emboutissage de feuilles de platine, sont ensuite soudées à l'arc électrique pour étanchéifier la capsule.

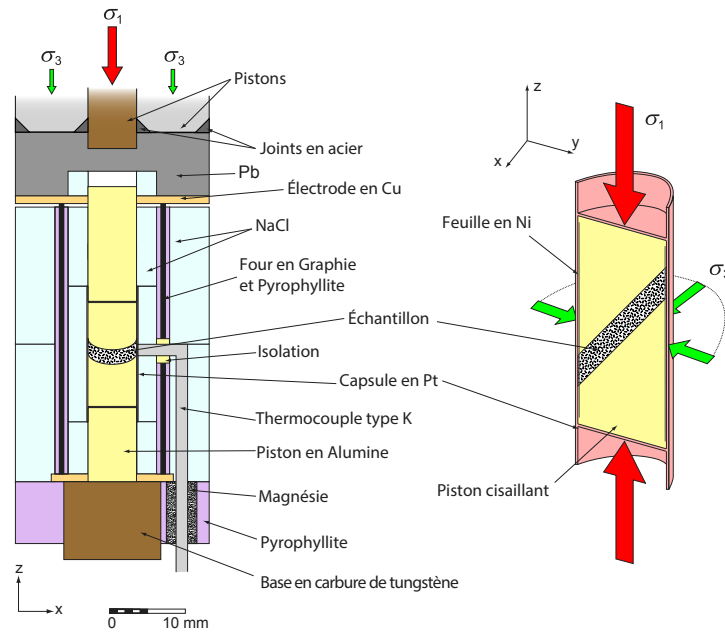


FIGURE 3.34. – À gauche, schéma d'assemblage de l'échantillon dans la presse de Griggs. La contrainte σ_1 est transmise à l'échantillon par une colonne de pistons en alumine et carbure de tungstène. La pression de confinement est assurée par des cylindres en chlorure de sodium. Le four de graphite, renforcé par des tubes en pyrophyllite, est alimenté par deux électrodes en cuivre. À droite, détail de la capsule protégeant l'échantillon. Les pistons en alumine dans la capsule permettent de déformer l'échantillon en cisaillement simple. Modifié d'après Pec *et al.* (2012)

3.2. Conditions expérimentales

3.2.1. Matériel de départ

Le but des expériences du présent travail est de tester les effets conjugués de l'anisotropie (foliation) initiale et de la percolation et la collection des produits de fusion dans la croûte continentale. Afin de limiter le degré de complexité du système, il a été décidé d'utiliser des échantillons synthétiques analogues aux granites. La « matrice » des échantillons est composée de quartz et la foliation initiale est portée par des biotites. Puisque nous voulons voir l'effet de l'anisotropie sur la fusion partielle, nous ne pouvons utiliser les biotites comme source de liquide silicaté sans perdre cette anisotropie. Nous avons donc choisi d'utiliser du verre haplogranitique (HPG) pour simuler le liquide. En conduisant les expériences au dessus de la température de transition vitreuse (TTV) du verre (Dingwell, 1998), tout en restant dans le champ de stabilité des biotites, nous pouvons contrôler indépendamment la quantité de liquide et l'intensité de l'anisotropie.

Du sable de Fontainebleau a été utilisé pour le quartz. Celui-ci a été traité à l'acide chlorhydrique afin d'éliminer d'éventuels carbonates et au séparateur magnétique Frantz pour écarter les oxydes. La taille des grains de quartz a ensuite été réduite au broyeur à anneaux d'agate. La fraction inférieure à 20 μm a été gardée après séparation par voie aqueuse. Les particules les plus fines ayant été éliminées par décantation, la taille finale de la poudre de quartz utilisée est comprise entre 5 et 20 μm . Les biotites, initialement sous forme de paillettes, ont été broyées manuellement dans un mortier en agate. Après tamisage en voie aqueuse, la fraction comprise entre 50 et 100 μm a été gardée. La table 3.1 montre la composition moyenne des biotites (10 grains différents). Le HPG (SiO_2 - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8), en poudre, est anhydre.

Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Moyenne	Ecart type
SiO_2	34,78	35,00	35,31	34,95	35,65	35,73	35,10	34,30	33,51	35,62	34,99	0,68
TiO_2	3,16	3,19	3,07	2,72	3,23	2,83	2,56	5,14	2,75	3,04	3,17	0,73
Al_2O_3	18,94	19,14	17,02	16,26	16,76	16,26	18,33	18,96	15,75	17,28	17,47	1,27
Cr_2O_3	0,10	0,04	0,18	0,09	0,09	0,00	0,00	0,17	0,09	0,14	0,09	0,06
FeO_{tot}	18,00	18,35	20,55	20,08	20,36	20,34	18,92	20,53	21,18	20,50	19,88	1,07
MnO	0,34	0,45	0,45	0,34	0,27	0,32	0,31	0,14	0,25	0,26	0,31	0,09
MgO	7,81	7,79	8,72	9,17	8,47	8,98	8,79	6,79	9,08	9,16	8,48	0,78
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,16	0,01	0,03	0,04	0,06	0,04	0,05
Na_2O	0,06	0,09	0,03	0,05	0,06	0,06	0,05	0,19	0,07	0,10	0,07	0,05
K_2O	9,65	9,38	9,46	9,63	9,47	9,29	9,33	9,15	9,54	9,57	9,44	0,16
Somme	92,84	93,43	94,79	93,29	94,41	93,96	93,40	95,41	92,27	95,72	93,95	1,12
XMg	0,44	0,43	0,43	0,45	0,43	0,44	0,45	0,37	0,43	0,44	0,43	0,02
XPhl	0,24	0,23	0,31	0,33	0,30	0,32	0,27	0,24	0,35	0,32	0,29	0,04
XAnn	0,31	0,31	0,41	0,41	0,41	0,41	0,33	0,41	0,46	0,40	0,38	0,05
XEast	0,20	0,20	0,12	0,12	0,13	0,12	0,18	0,13	0,08	0,13	0,14	0,04
XSid	0,25	0,26	0,16	0,14	0,17	0,15	0,22	0,21	0,11	0,16	0,18	0,05

TABLE 3.1. – Analyses microsonde des biotites utilisées en pourcentage de poids d'oxydes et décomposition en pôles purs. XMg : rapport Mg sur Mg+Fe, XPhl : proportion de phlogopite, XAnn : proportion d'annite, XEast : proportion d'eastonite et XSid : proportion de siderophyllite

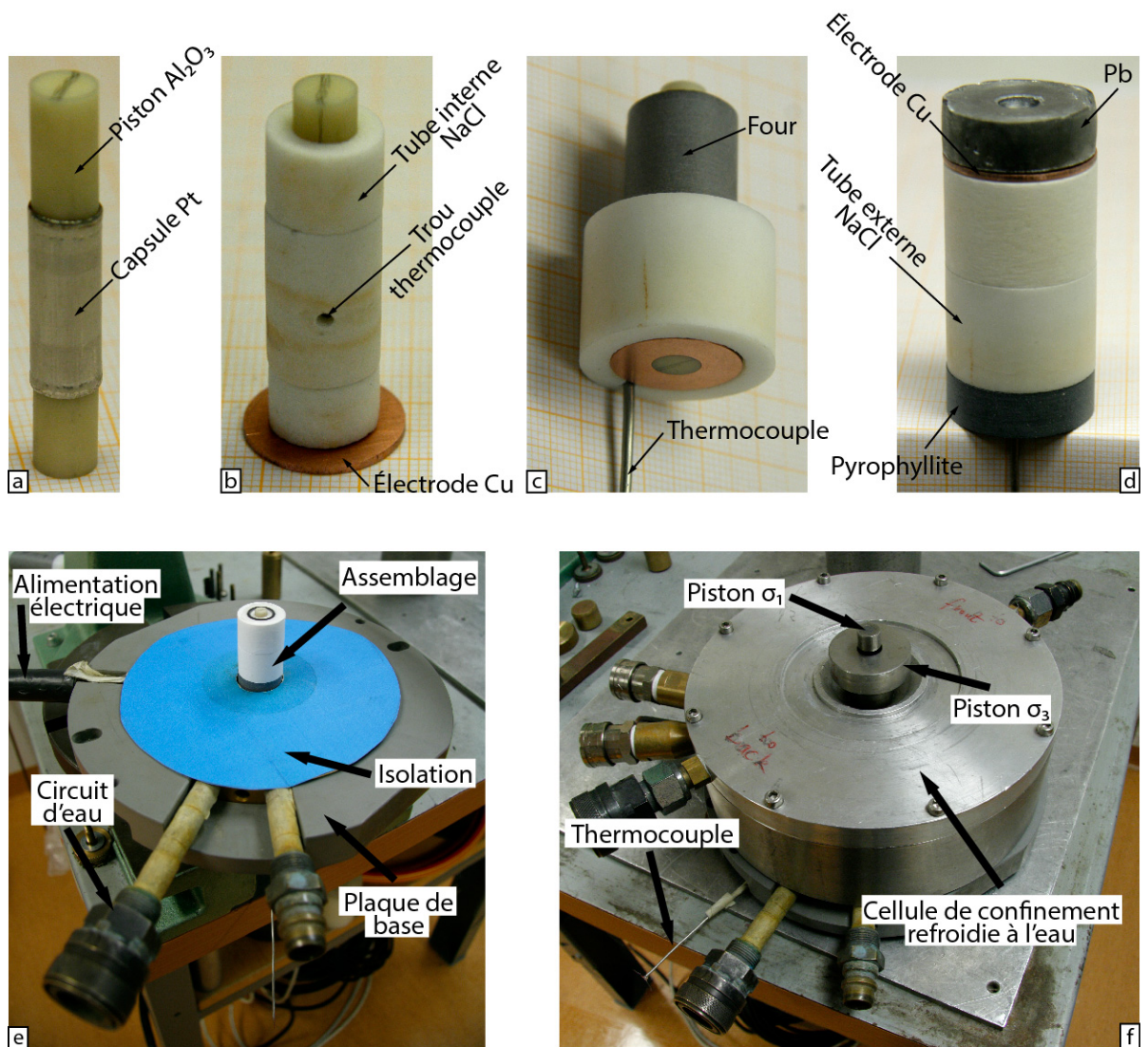


FIGURE 3.35. – (a) Capsule en platine sertie sur les pistons en alumine. (b) Capsule placée dans les segments du tube interne de sel. Ces derniers reposent sur l'électrode inférieure. À noter la marque sur le piston en alumine qui permet d'aligner le thermocouple sur un axe perpendiculaire à la vergence de la zone de cisaillement. (c) Assemblage interne inséré dans le four. Le segment inférieur du tube de sel externe permet le passage du thermocouple. (d) Assemblage complet de l'échantillon. A noter que le tube externe de sel et le tampon en plomb ne sont pas encore enveloppé de ruban en PTFE. (e) Mise en place de l'assemblage sur la plaque de base. L'électrode supérieure, le tampon en plomb et les joints en aciers sont installés dans l'assemblage après avoir mis en place la cellule de confinement. (f) Cellule de confinement complètement assemblée avec son circuit de refroidissement à l'eau et les pistons σ_3 et σ_1 .

3.2.2. Déroulement de l'expérience

Une expérience en presse de Griggs est composée de trois parties : la mise aux conditions expérimentales, la phase de déformation et la dépressurisation (Figure 3.36). Lors de la première phase, celle de pressurisation, la force exercée par le piston σ_1 et la pression de confinement sont alternativement augmentées par paliers (Figure 3.36, 1 et 2). Ces paliers sont nécessaires pour deux raisons : (1) pour rester le plus proche possible d'une pression hydrostatique afin de limiter la déformation de l'échantillon et (2) pour que le déplacement du piston σ_3 ne déchausse pas le joint en acier du piston σ_1 (Figure 3.34). En parallèle, la température est régulièrement augmentée par paliers de 100 °C à une vitesse de 20 °C min⁻¹ de manière à atteindre la température finale simultanément de la pression de confinement de travail (Figure 3.36, 3). Une fois ces conditions atteintes, le moteur qui contrôle le vérin hydraulique de la force est allumé pour atteindre la vitesse de déformation souhaitée. Le début de la phase de déformation commence par la déformation plastique du tampon de plomb (Figure 3.34) qui permettait de limiter l'augmentation de la contrainte différentielle (limitée par le seuil de plasticité du plomb). Une fois que le plomb a entièrement flué vers l'extérieur de l'assemblage (Figure 3.37), les pistons en alumine et en carbure de tungstène sont en contact et le chargement de l'échantillon commence (Figure 3.36). Idéalement ce point devrait être défini par l'intersection de deux droites (dans un diagramme Force/Temps) correspondant à la déformation plastique du plomb et à la déformation élastique de l'échantillon. Mais un jeu complexe de friction dans l'assemblage, s'accroissant avec l'augmentation de surface de contact entre le plomb et le piston de σ_1 lors de l'avance de celui-ci, rend le passage plastique/élastique plus diffus. La définition de l'instant de contact entre les pistons étant primordial pour le futur traitement des données (c'est le début à proprement parlé de l'expérience!), il sera assimilé à l'intersection des droites obtenues par régression linéaire dans l'espace Force/Temps des phases plastiques et élastiques. Après que la quantité de déformation désirée ait été atteinte, le moteur est arrêté et l'échantillon est trempé en descendant la température à 200°C en 2 minutes. Lors de la trempe, la force sur l'échantillon est réduite afin d'atteindre une contrainte σ_1 légèrement supérieure à σ_3 pour limiter les fissures de décompression dans l'échantillon.

3.2.3. Conditions expérimentales

La table 3.2 répertorie toutes les expériences réalisées et dans quelles conditions elles ont été menées. Les proportions des phases dans la table 3.2 sont en pourcentage volumique. Les mélanges de poudres sont réalisés sur des volumes de l'ordre de plusieurs grammes. Pour assurer une distribution homogène de tous les constituants, les poudres sont mélangées avec de l'acétone en agitation permanente dans un bain à ultrason jusqu'à évaporation totale de l'acétone. Les mélanges sont ensuite séchés dans une étuve pour éliminer tous résidus d'acétone. Toutes les expériences sont réalisées dans une capsule de 6,6 mm de diamètre interne et avec 0,15 g de poudre, sans adjonction d'eau. Enfin, toutes les expériences sont réalisées en cisaillement simple avec un angle de 45° entre σ_1 et l'échantillon, une pression de confinement de 1 GPa et un taux de déformation de

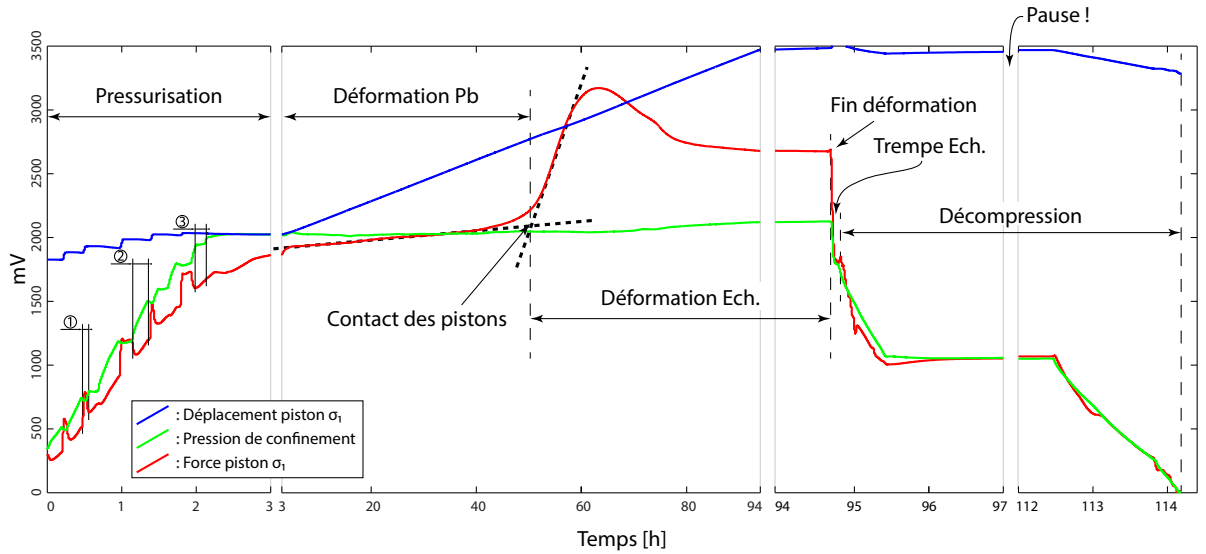


FIGURE 3.36. – Les phases d’une expérience typique de déformation en presse de Griggs. La pressurisation se fait par augmentation graduelle de la force (1), de la pression de confinement (2) et de la température (3). Les données mécaniques étudiées correspondent à celles enregistrées entre le point de contact des pistons et la trempe de l’échantillon. A noter que l’échelle horizontale n’est pas constante afin de montrer les événements majeurs de l’expérience bien qu’ils n’aient pas la même durée.

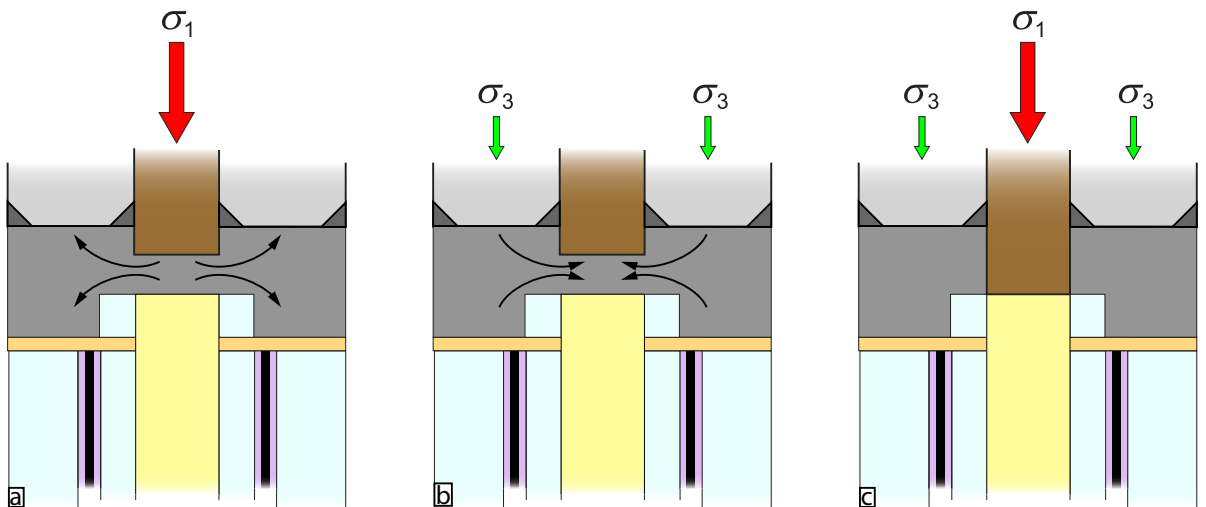


FIGURE 3.37. – Fonctionnement du tampon en plomb durant la pressurisation et la déformation. Le plomb flue vers l’extérieur lors l’avancement du piston σ_1 (a) et vers l’intérieur avec σ_3 (b). Après déformation plastique du plomb, celui-ci est complètement repoussé sur l’extérieur et le chargement de l’échantillon peut commencer lorsque les pistons entrent en contact (c). Modifié d’après Pec *et al.* (2012)

l'ordre de 10^{-5}s^{-1} .

3.3. Données mécaniques

3.3.1. Traitement

Les données numériques enregistrées sont traitées sous MATLAB® avec des scripts dérivés du programme RIG développé par Matej Pec (<https://sites.google.com/site/rigprogram/about-me>). Les objectifs sont de : (1) nettoyer les données du bruit et de garder la partie utile du signal, (2) convertir la sortie brute des capteurs en mV vers les unités correspondant aux grandeurs mesurées (i.e. force en N, pression en MPa et déplacement en mm), (3) appliquer d'éventuelles corrections à ces grandeurs et (4) calculer les données mécaniques exploitables à partir de ces données brutes.

Dans un premier temps les données sont réduites pour ne conserver que la partie de l'expérience comprise entre le début de la déformation dans le plomb (i.e. démarrage du moteur de σ_1) et jusqu'à la trempe de l'échantillon. Un filtre est ensuite utilisé pour éliminer le bruit induit par la numérisation du signal (discrétisation due à l'échantillonnage et parce que les données sont enregistrées sous forme d'entier). On définit ensuite le moment où les pistons entrent en contact par l'intersection des droites de régression linéaire, dans un espace Force/Temps, de la déformation plastique du plomb et de la déformation élastique de l'échantillon (Figure 3.36). Ce point sert maintenant de référence pour la suite du traitement et toutes les données situées précédemment sont mises de côté. Puis, les facteurs de conversions propres à chaque machine sont appliqués. Nous disposons donc maintenant de la force F en kN, de la pression de confinement Pc en MPa, du déplacement d en mm et du temps t en s.

Il est nécessaire d'appliquer des correctifs à ces valeurs pour prendre en compte les changements de pression de confinement, la déformation en cisaillement pur (nous ne nous intéressons qu'au cisaillement simple), le changement de surface de contact entre les pistons à mesure que ceux-ci glissent et la déformation de la presse qui augmente artificiellement le déplacement mesuré. Ce dernier correctif est appliqué en premier de la manière suivante :

$$d_r(t) = d(t) - F(t)R \quad (3.1)$$

avec d_r le déplacement corrigé et R le coefficient de rigidité de la presse en mm/kN.

Pour prendre en compte les changements de pression de confinement durant l'expérience, la contrainte différentielle $\Delta\sigma$ est calculée par :

$$\Delta\sigma(t) = \frac{F(t)}{\pi\varnothing^2/4} - Pc(t) \quad (3.2)$$

où \varnothing est le diamètre des pistons en alumine (ici, 6,335 mm).

Il est maintenant nécessaire de prendre en compte le changement d'épaisseur de l'échantillon lors de l'expérience. En effet, puisque nous nous basons sur le déplacement vertical du piston pour calculer le déplacement le long de la zone de cisaillement, il faut retirer cette composante de raccourcissement due au cisaillement pur. Pour toutes expériences l'épaisseur finale est mesurée directement sur la lame mince et l'épaisseur initiale est de 1,1 mm (mesurée sur l'expérience 407JF, arrêtée au point de contact des pistons). Le raccourcissement vertical total d_p due au changement d'épaisseur s'exprime de la façon suivante :

$$d_p = \frac{e_0 - e_f}{\sin \alpha} \quad (3.3)$$

avec e_0 l'épaisseur initiale de la zone de cisaillement, e_f l'épaisseur finale et α l'angle entre la zone de cisaillement et σ_1 .

En considérant que le taux de réduction d'épaisseur de la zone de cisaillement est constant, on peut calculer d_p en fonction du temps :

$$d_p(t) = \frac{d_p}{d_r} d_r(t) \quad (3.4)$$

où d_p est le raccourcissement vertical total, d_r le déplacement vertical total et $d_r(t)$ le déplacement au cours du temps.

Le déplacement vertical d_c , corrigé du raccourcissement, s'exprime comme :

$$d_c(t) = d_r(t) - d_p(t) \quad (3.5)$$

Afin de calculer la quantité de cisaillement γ , il est nécessaire de calculer le déplacement le long de la zone de cisaillement d_s et l'épaisseur de la zone de cisaillement dans le temps $e(t)$:

$$d_s(t) = \frac{d_c(t)}{\cos \alpha} \quad (3.6)$$

$$e(t) = e_0 - d_p(t) \sin \alpha \quad (3.7)$$

$$\gamma = \frac{d_s(t)}{e(t)} \quad (3.8)$$

Pour calculer la contrainte cisailante τ , il est nécessaire de prendre en compte le changement de surface de contact au cours de l'expérience. Plus les pistons se déplacent et moins la surface de contact est grande ce qui induit une augmentation de la contrainte. Afin de calculer la fraction de surface en contact, nous utilisons la fonction d'autocorrélation d'un cercle (Heilbronner, 1992). La régression cubique du demi profil de la fonction

d'autocorrélation f_a donne la fraction de surface de contact en fonction du pourcentage de recouvrement des pistons le long du plan de cisaillement f_r :

$$f_r(t) = \frac{d_s(t)}{\varnothing / \sin \alpha} \quad (3.9)$$

$$f_a(t) = 0.39461f_r(t)^3 - 0.19134f_r(t)^2 - 1.2082f_r(t) + 1 \quad (3.10)$$

$$\tau(t) = \frac{0,5\Delta\sigma(t) \sin(2\alpha)}{f_a(t)} \quad (3.11)$$

Nom	Matériel	T [°C]	Rig	Remarque
356JF	0,1Bt+0,9Qz	800	1	-
357JF	0,1Bt+0,9Qz	900	1	Échec
358JF	0,1Bt+0,9Qz	900	1	-
359JF	0,95(0,1Bt+0,9Qz)+0,05HPG	800	1	-
360JF	0,95(0,1Bt+0,9Qz)+0,05HPG	700 → 800	1	-
361JF	0,95(0,1Bt+0,9Qz)+0,05HPG	700	1	Échec
362JF	0,1Bt+0,9Qz	700	2	Échec
363JF	0,95(0,1Bt+0,9Qz)+0,05HPG	700	1	-
400JF	0,1Bt+0,9Qz	700	1	-
403JF	Qz	800	1	Échec
404JF	0,95(0,1Bt+0,9Qz)+0,05HPG	800	2	Échec
405JF	Qz	800	1	-
406JF	0,95(0,1Bt+0,9Qz)+0,05HPG	800	2	Échec
407JF	0,95(0,1Bt+0,9Qz)+0,05HPG	800	1	Point de contact des pistons
408JF	0,95(0,1Bt+0,9Qz)+0,05HPG	800	2	Échec
409JF	0,95Qz+0,05HPG	800	1	-
410JF	0,9(0,1Bt+0,9Qz)+0,1HPG	800	2	-
411JF	0,1Bt+0,9Qz	800	1	Pic de résistance
467JF	0,05Bt+0,95Qz	900	1	Point de contact des pistons
469JF	0,05Bt+0,95Qz	900	1	Point de contact des pistons
471JF	0,1Bt+0,9Qz	900	1	Point de contact des pistons
472JF	0,05Bt+0,95Qz	900	1	Échec
474JF	0,1Bt+0,9Qz	900	1	Pic de résistance
476JF	0,2Bt+0,8Qz	900	1	-
478JF	0,05HPG+0,95Qz	900	1	-

TABLE 3.2. – Liste des expériences réalisées avec leurs conditions initiales. Matériel : proportions en pourcentage volumique des constituants avec Qz pour quartz, Bt pour biotite et HPG pour verre haplogranitique. Rig, machine utilisée.

Quatrième partie

Localisation de la déformation à
l'état solide dans les agrégats
quartz-biotite.

Effect of mica on strain localization, rheology, and deformation mechanisms in experimentally deformed quartz-mica aggregates.

Julien Fauconnier, Claudio L. Rosenberb,
Loic Labrousse, Holger Stunitz et Laurent Jolivet

We present a series of simple-shear deformation experiments performed in a Griggs-type apparatus, at temperatures of 700 to 800°C, and $P = 1$ GPa, on quartz and quartz-biotite aggregates. Microstructures in biotite-bearing deformed samples show deformation strongly localized within a continuous network of S, C, and C' shear bands, as commonly described in natural mica-bearing mylonitic rocks. In contrast, C and C' structures did not form within the pure quartz sample. Temperature increase, from 700°C to 800°C induces a transition in the deformation mechanism active within the shear bands. Whereas basal glide of biotite grains controls deformation at 700°C, coeval grain boundary sliding and diffusion creep control deformation within quartz-biotite aggregate at 800°C. This transition is inferred to be responsible for weakening of the biotite-bearing aggregate, from ≈ 400 to 220 MPa.

1 Introduction

The rooting of large-scale fault zones in the crust is a first order question in the analysis of long-term behavior of shear zones, the loading process of seismic cycles, or the coupling between deformation in the crust and mantle (Platt and Behr, 2011, and references therein). Localization of deformation along shear bands in the lower crust implies a weakening mechanism that makes the accommodation of strain within a specific zone easier than in its surroundings. In monomineralic assemblages, weakening and subsequent localization have been ascribed to numerous processes like geometric softening, structural softening or strain softening (e.g. Poirier, 1980). Textures, deformation mechanisms, and mechanical properties of monomineralic aggregates of the most representative crustal minerals have been extensively studied performing deformation experiments at

high temperature and pressure (e.g. quartz : Hirth and Tullis, 1992 ; plagioclase : Rybicki and Dresen, 2000 ; micas : Kronenberg et al., 1990; Mariani et al., 2006). In order to investigate materials whose rheology is inferred to be closer to that of the continental crust, polymineralic aggregates have also been used in deformation experiments, (granite : Tullis and Yund, 1977; aplite : Dell'Angelo and Tullis, 1986 ; gneiss : Holyoke and Tullis, 2006a,b,c). Mica is a widespread mineral in crustal rocks and its inferred low strength is considered to play a major role for the localization of deformation at all scales (Montési, 2013). However, only few experimental studies were focused on the role of mica in deformation of rocks in their ductile domain. Most experimental studies were performed at ambient temperatures (Shea and Kronenberg, 1993), or at temperatures below 400°C (Kronenberg et al., 1990; Mares and Kronenberg, 1993). Mariani et al. (2006) investigated the mechanical behavior of mica at higher temperatures (700°C), but within monomineralic aggregates. Holyoke and Tullis (2006a,b) performed the only experimental study so far investigating the localization of deformation into biotite-bearing shear bands consisting in a biotite-feldspar-quartz gneiss.

Where present, mica generally controls the formation of foliations and the localization of deformation in the crust (e.g. Berthé et al., 1979; Bukovská et al., 2016). The localization of ductile deformation within distinct mica-bearing planes has been described in a large number of papers and textbooks since the classical studies of Berthé et al. (1979) on the South Armorican Shear Zone. These studies showed how shearing of granitoids becomes localised within two planes, termed S and C, the first forming the main schistosity and the second being parallel to the shear plane. However, only few studies focused on the deformation mechanisms involved in the formation of these distinct foliation planes, and their rheological implications for mylonitic deformation. Bukovská et al. (2016) suggest a non-steady-state evolution, with micro-fracturing as precursors of ductile, localized shear bands.

Qualitatively, the weakening effect of mica on crustal rocks has been predicted by a large number of field-related studies (e.g. Hunter et al., 2016). However, the degree this weakening affects a rock during deformation and the weakening mechanism are experimentally poorly constrained. Deformation experiments at high T and P, reproduced S-C fabrics within sheared biotite-bearing gneissic samples (Holyoke and Tullis, 2006a,b,c). The strength contrast between different mineralogical phases in the sample is inferred to control the interconnection of the weak phase, leading to the formation of shear bands. Following these studies, we performed a series of experiments in a Griggs-type apparatus with bi-mineralic assemblages of quartz and biotite in the temperature range (700 °C – 800 °C), to finite shear strains sufficient to reach steady state flow. The temperature is higher than in previous experiments (Holyoke and Tullis, 2006a,b,c) and reveals the importance of temperature on the type of deformation mechanisms active within shear bands. The simple, bi-mineralic composition of the samples allows us to clearly relate the temperature-dependent changes of deformation to recrystallization mechanisms of quartz and biotite.

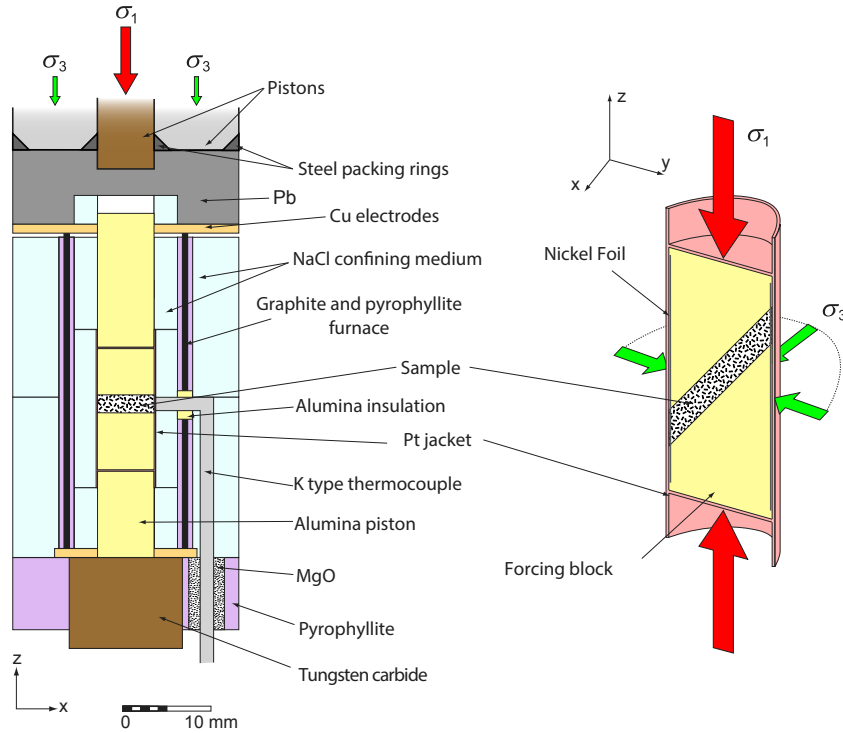


FIGURE 1 – Experimental assembly and shear strain set up used for experiments (modified from Pec et al., 2012).

2 Experimental methods

2.1 Experimental setup

We conducted a series of constant displacement rate experiments (strain rate $\approx 10^{-5} s^{-1}$) in a solid confining medium deformation rig (Griggs-type; Fig. 1) under general shear conditions, following the set up of Pec et al. (2012). Samples were deformed at a confining pressure of 1 GPa using solid NaCl as confining medium. Temperature was set to 700°C or 800°C until the end of the deformation period then the sample was quenched by dropping the temperature to 200°C in 2 min. The temperature and strain rate conditions of each sample are shown in table 1.

2.2 Starting materials and samples preparation

We used synthetic samples consisting of quartz (Fontainebleau sand) and biotite powder. Prior to grinding, Fontainebleau sand was decarbonated with HCl and ferromagnesian minerals were removed with a Frantz magnetic separator. Powders were wet sieved in order to obtain a 50 – 100 μm fraction for biotite and a 10 – 20 μm fraction for quartz. This large ratio between quartz and biotite grain size was chosen in order to ensure a strong fabric anisotropy by large biotite grains. Phase purity and grain size were controlled with scanning electron microscopy (SEM) imagery (Fig. 2). Quartz powder contained

Exp. reference	Name	Material	Temperature [°C]	Shear strain
405JF	Q800	100 % Qz	800	$\gamma = 4$
411JF	QB800P	10 % Bt + 90 % Qz	800	$\gamma = 0.6$
356JF	QB800	10 % Bt + 90 % Qz	800	$\gamma = 4.1$
400JF	QB700	10 % Bt + 90 % Qz	700	$\gamma = 3.9$

TABLE 1 – Experimental starting material and conditions. In order to simplify the mechanical and microstructural descriptions below, we renamed samples (second column) in such a way that the letters and numbers indicate, respectively, the starting material composition and the experimental temperature.

less than 1% of other phases and biotite powder contained 7% of others minerals (5% quartz, 1% feldspar and 1% other). Because all samples are made of 90% quartz and 10% biotite, the quantity of other minerals in the biotite powder does not change the bulk composition significantly. To ensure a homogeneous sample preparation, powders were mixed together with acetone and stirred until complete acetone evaporation. The resulting powder mix was dried in an oven at 105°C. Welded Pt jacket were charged with 0.15 g of powder and no water added.

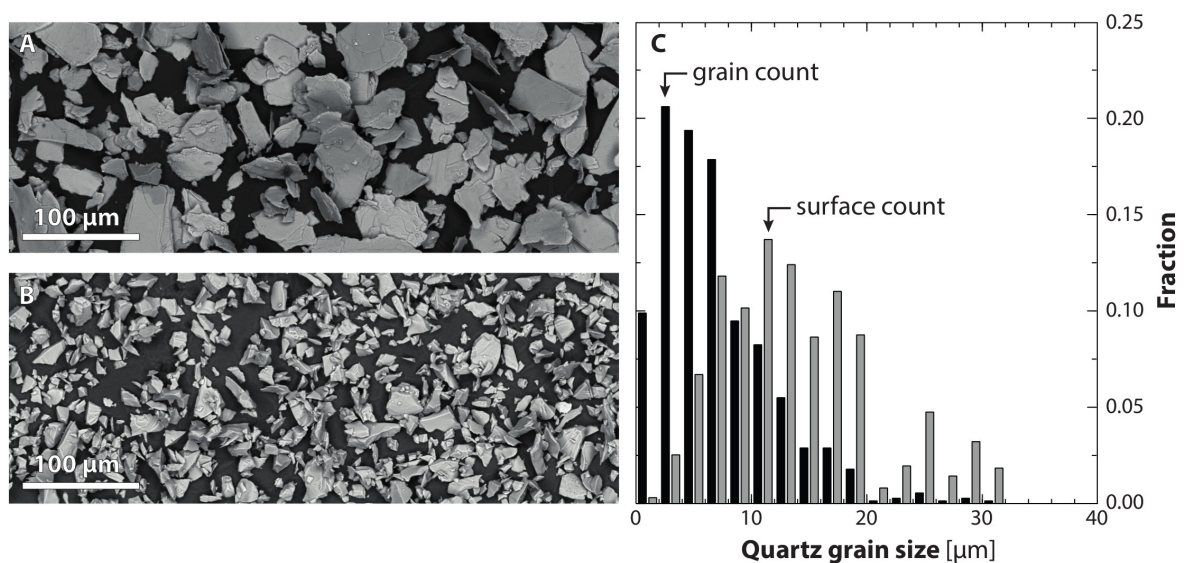


FIGURE 2 – BSE images of biotite (A) and quartz (B) grains used as starting materials. C- Initial quartz grain size distribution are shown as fraction of total grains number (black bars) and total surface in thin section (grey bars).

Biotite composition (wt. %) was determined by microprobe analyses : SiO₂ 35.0%, Al₂O₃ 17.5%, FeO 19.9%, MgO 8.5%, K₂O 9.4% and TiO₂ 3.2%. In order to predict metamorphic reactions within the setup described above, we used THERIAK-DOMINO (de Capitani and Petrakakis, 2010) with the thermodynamic database from Holland and

Powell (1998) to model the phase stability of our system (Fig. 3). Even if the solution model used for biotite and garnet (White et al., 2007) takes Fe^{3+} and Ti into account, we did not incorporate them in the modeling because of the difficulty in determining Fe^{3+} content with a microprobe. Modeling shows that at a temperature of 700 °C or 800 °C and 1 GPa, small amounts of garnet ($< 0.7\%$ vol.) should be stable within our sample assemblage (Fig. 3). A limited amount of melt ($< 1\%$ vol.) is predicted due to the overstepping of water-present solidus of quartz and plagioclase., not completely eliminated from biotite during sample preparation.

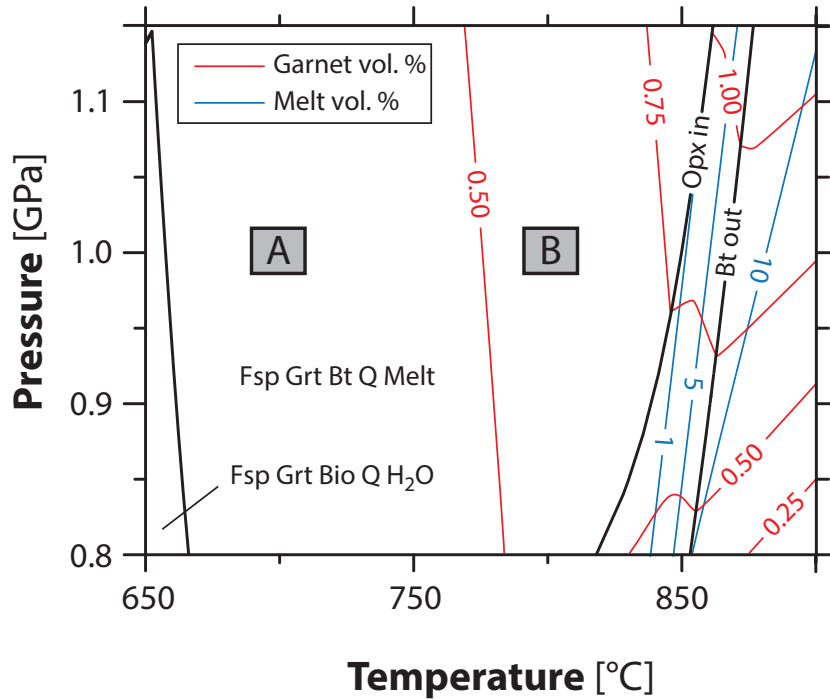


FIGURE 3 – Pseudosection computed for the bulk chemical composition representative for average starting material (K1 Na0.005 Ca0.005 Fe1.71 Mg1.29 Al1.4 Si62.1 O?) with Holland and Powell (1998) database. A and B represent experimental conditions at 700°C and 800°C, respectively.

3 Results

3.1 Mechanical data

At 800°C the pure quartz experiment (Q800, Table 1) attains a maximum shear stress of 1150 MPa at $\gamma \approx 1.8$ (Fig. 4). This peak is followed by strong weakening between $\gamma \approx 1.8$ and $\gamma \approx 2$, leading to $\approx 50\%$ strength reduction. After $\gamma \approx 2.2$, weakening ceases almost completely, probably approaching a steady-state shear stress of 400 MPa ($\approx 35\%$ of the peak-stress). Adding 10% biotite without changing the temperature (sample QB800; Table 1) results in a dramatic lowering of the peak strength to ≈ 300

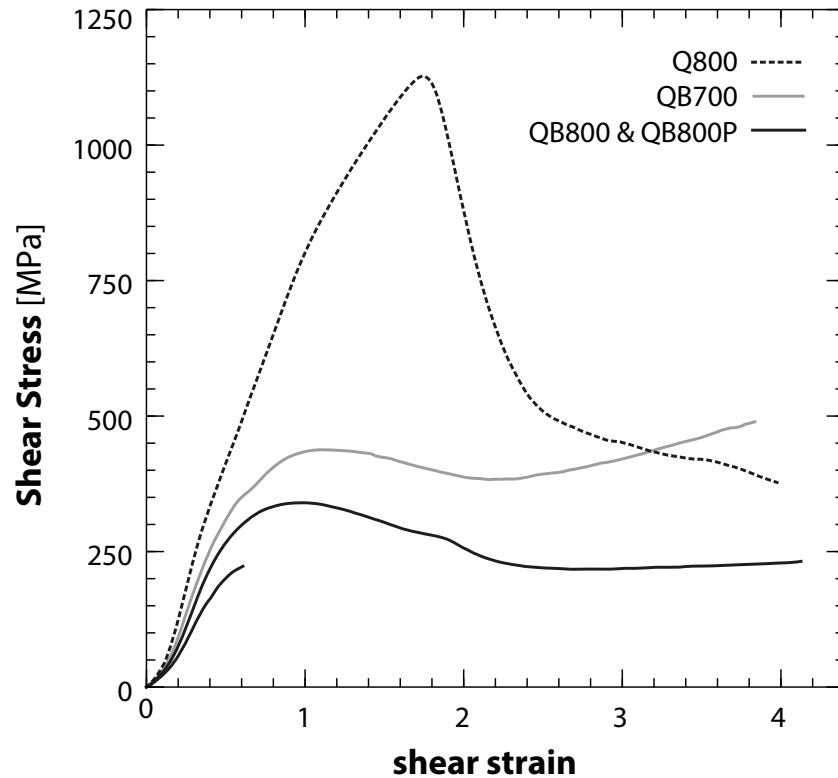


FIGURE 4 – Shear stress vs shear strain curves computed for each experiment presented in this study. Dashed line is for pure quartz starting material, plain lines are for 10 % Bt and 90 % Qz, black and gray lines are for 800°C and 700°C experiment respectively. See Table 1 experiment name details.

MPa at $\gamma \approx 1$ (Fig. 3). Increasing strain goes together with some weakening until a $\gamma \approx 2.2$, where a steady state shear stress of 250 MPa is attained. Even though peak stress for the quartz-biotite mixture is about 4 times lower than for quartz alone, steady state strengths are closer, with a ratio lower than 2 (Fig. 4). At 700°C the quartz-biotite sample (QB700 ; Table 1) yields a higher peak shear stress, of about 450 MPa at $\gamma \approx 1$ (Fig. 4), i. e. at the same amount of deformation assessed for the peak stress of sample QB800. The rest of the stress-strain curve is also similar to that of sample QB800, both showing moderate weakening between $\gamma \approx 1$ and $\gamma \approx 2.2$ with an amplitude of 15 % for the 700°C experiment and 20% for the 800°C experiment. At higher strain ($\gamma > 2.2$) the evolution of shear stress is different in the two experiments : QB700 hardens and shear stress eventually reaches 500 MPa at $\gamma \approx 4$.

An experiment performed under the same conditions as QB800 but stopped close to the peak stress (QB800P ; Table 1, Fig. 4) attained a maximum stress of 200 MPa, hence substantially lower than that of QB800. However, we note that the maximum stress attained by sample QB800 is characterized by a broad plateau rather than a well-defined peak, and the stress-strain curve of sample QB800P may not have attained the absolute

maximum stress, because it is not quite horizontal at the end of the experiment (Fig. 4). Hence, the stress difference between QB800 and QB800P at the peak stress should be smaller than 200 MPa. The QB800P experiment contains a very small amount of melt derived from the breakdown of feldspar impurities, that were not completely eliminated from our biotite starting material (Fig. 3). The overall amount of melt is $<0.1\%$ vol., but we cannot exclude that it slightly influences the sample strength, lowering its peak-stress value by nearly 75 MPa (Fig. 4). However, as described below, we believe that the microstructures are not affected by this minimal amount of melt, because the less deformed domains of sample QB800 show microstructures that are very similar to those of experiment QB800P (Fig. 5).

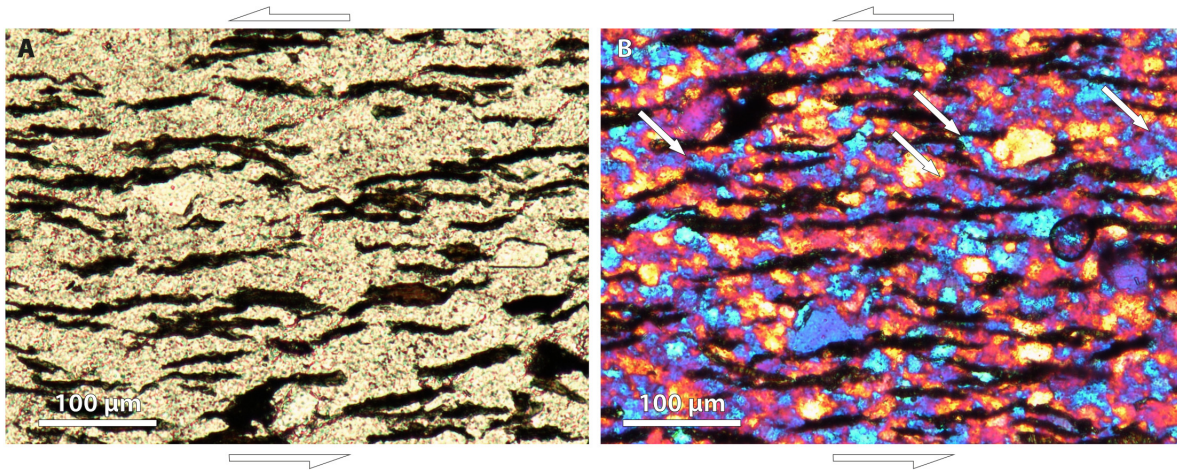


FIGURE 5 – Optical microphotography of finite microstructures produced in experiment QB800P. A Non Analyzed Polarized Light image, B Cross Polariser full wave plate image showing quartz fabric.

3.2 Microstructures

3.2.1 Microstructures at peak stress and 800°C (experiment QB800P)

The finite microstructure in QB800P shows a foliation consisting of elongate biotite grains and aggregates forming discontinuous planes oriented parallel to the forcing block boundaries (Fig. 5). Cleavage in biotite is sub-parallel to the elongation direction of the grains, and consequently, to the shear plane (Fig. 5). By analogy with classically described foliation planes forming in mylonites (Berthé et al., 1979) this foliation is inferred to represent a C plane. In addition to this main orientation of biotite grains, a second, weakly developed orientation can be assessed, forming an angle of $\approx 20^\circ$ with the latter one (Fig. 5). Although the evidence for this second orientation is weak (Fig. 5) we consider that it is not part of a background variability for the following reasons : first, all grains oriented approximately at 20° to the main foliation are sub-parallel to each other, hence creating an asymmetric fabric. Second, these grains are usually longer and thinner than the others, pointing to localized deformation along a specific set of planes. Third,

they tend to form where quartz grains are more elongate (Fig. 5B). To conclude, this very weak and asymmetric fabric probably represents the very initial stage of formation of C' planes (Berthé et al., 1979).

Microscopic observations show that quartz grains are equant, but grain boundaries are not straight (Fig. 5B). Quartz does not seem to have a significant crystallographic preferred orientation (CPO) nor a shape preferred orientation (SPO). Biotite and quartz grain sizes are similar to those of the starting material (Fig. 2). However, locally, some quartz grains and/or aggregates are elongate at high angle to the biotite foliation, at $\approx 90^\circ$ to the piston displacement direction (Fig. 1), thus forshadowing a second weaker and discrete foliation plane (arrows in fig. 5B). The orientation of this incipient quartz foliation is that of S planes (Berthé et al., 1979).

Phase boundaries between quartz and biotite grains are irregular, generally composed by successions of straight segments. The longest ones roughly follow the orientation of long axes of biotite grains, but smaller ones can be at high angle to this direction. The small segments have about the same size as quartz grains (Fig. 5B), suggesting that they may have formed by indentation of quartz grains during the early stages of the experiment. Locally, very fine-grained (in the micron range), needle-shaped biotites (Fig. 5A), coat the boundaries of quartz grains. Such biotite grains are not observed within the starting material, thus they are inferred to be new grains, formed during compaction and/or during the short deformation interval leading to the peak of stress described above.

3.2.2 Microstructures of pure quartz at 800°C (experiment Q800)

Deformation mainly localized within an oblique band joining the opposite ends of one and the other forcing blocks (Fig. 6A). This band affects nearly half of the sample width and is characterized by a strong increase in grain elongation and the development of a strong CPO, as shown by the almost complete and homogeneous extinction orientation when observed under cross polarized light and full-wave plate (Fig. 6A). Grain elongation forms a foliation with an angle of $\approx 40^\circ$ to the shear direction in the external parts of the band (Fig. 6B & D), sharper and closer to 20° in the most deformed, internal parts of this band (Fig. 6C & D). No other foliation developed within this sample.

Deformation mainly localized within a band joining the opposite ends of one and the other forcing blocks (Fig. 6A). This band affects nearly half of the sample width and is characterized by a strong increase in grain elongation and the development of a strong CPO, as shown by the almost complete and homogeneous extinction orientation when observed under cross polarized light and full-wave plate (Fig. 6A). Grain elongation forms a foliation with an angle of $\approx 40^\circ$ to the forcing-block boundary in the external parts of the band (Fig. 6B), but less than 20° in the most deformed, internal parts of this band (Fig. 6C). No other foliation developed within this sample.

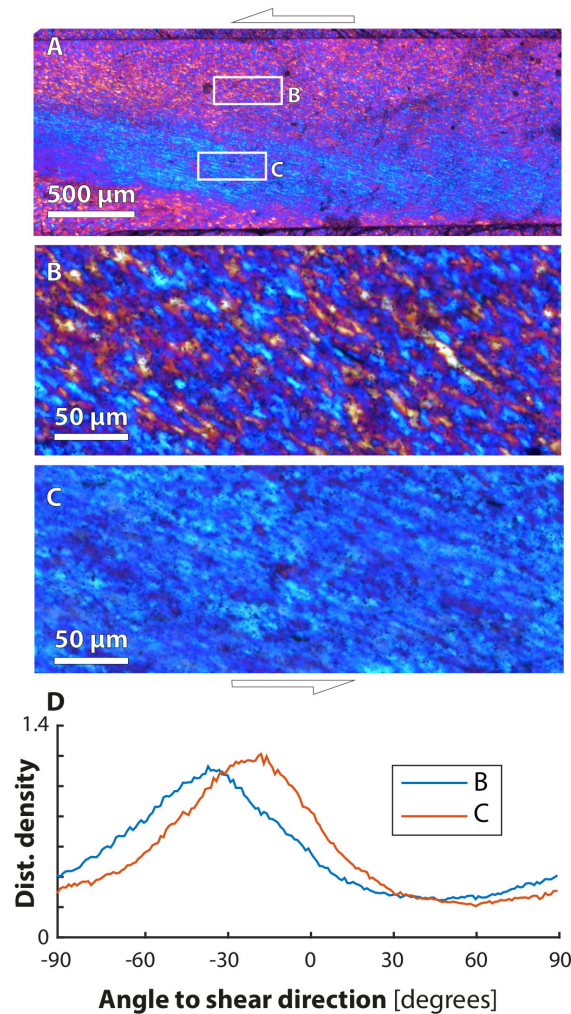


FIGURE 6 – Post-experimental cross polariser full wave plate images and orientation analysis of experiment Q800. A represents a section of the whole sample section. B and C show details in A. Shear direction and forcing blocks faces are horizontal. D : orientation distribution diagram of B and C images.

The weakest fabric is observed along the piston faces (Fig. 6A uppermost domain). There, the fabric is characterized by angular grains lacking an SPO, suggesting that the starting material was almost entirely preserved from deformation.. In this low strain area area, quartz grains show homogeneous grain size, significantly smaller than the initial one (Fig. 7A) and grain shapes are polygonal, only weakly anisotropic (Fig. 6A). The transition from this area to the high strain zone occurs by increasing coalescence of grains, leading to a grain size increase and a very strong elongation. These observations suggest that following a grain size reduction by subgrain rotation, quartz grains were increasingly deformed and elongated in the central part of the sample by dislocation creep associated with recrystallization by grain boundary migration. Indeed grains of crystallographic orientation different from the dominant one in the high strain band

described above are very small ($\leq 2 \mu\text{m}$) and their shape is equant (Fig. 6C), suggesting that sub-grain formation and rotation still occur in combination with the migration of grain boundaries.

3.2.3 Microstructures in biotite-bearing samples (samples QB800 and QB700)

Optical microscopic observations of biotite-bearing, deformed samples (Fig. 8) show the presence of three major planes of anisotropy. The most prominent one consists of long (attaining 0.5 mm), continuous, biotite aggregates, elongate at an angle of approximately 20° with respect to the forcing-block margins (red on Fig. 8B and D). The foliation of the adjacent domains rotates into these planes forming sigmoidal structures that indicate an overall sense of shear consistent with the one of the bulk sample. Therefore, we term these planes C' (Berthé et al., 1979). The second foliation plane consists of discontinuous and shorter biotite grains and/or aggregates, oriented sub-parallel to the forcing-block margins, hence to the shear plane (blue on Fig. 8B and D). This foliation is therefore a C-type (Berthé et al., 1979). A third plane of anisotropy is observed within the quartz-rich domains (microlithons) and consists of elongate quartz grains and aggregates, and less frequently of biotite grains (green on Fig. 8B and D). The orientation of these planes forms an angle of $20\text{-}40^\circ$ to the shear direction and is close to perpendicular to the shortening direction imposed by the piston displacement. We therefore interpret the latter foliation as S-foliation, following Berthé et al. (1979).

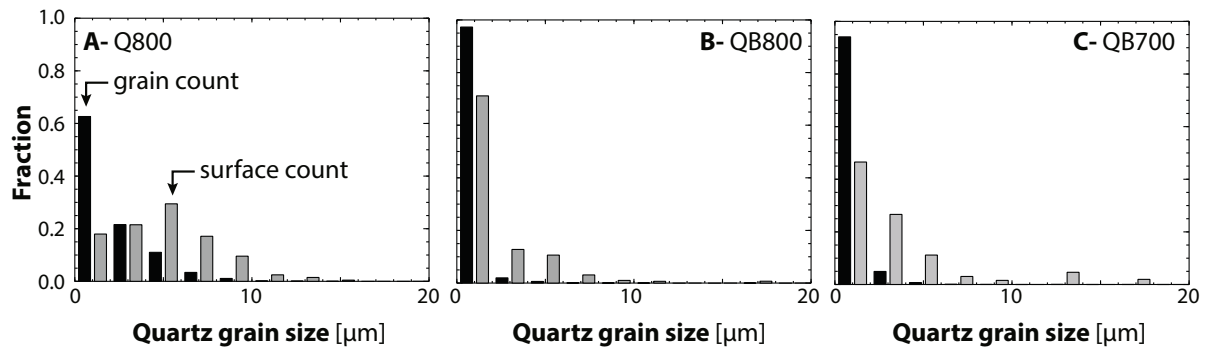


FIGURE 7 – Grain size distribution in experiments Q800 (A), QB800 (C) and QB700 (D) deduced from EBSD analysis. In Q800 experiments, more than 60% of the grains exhibit size lower than $1\mu\text{m}$ and virtually no grains with the initial size of $10\text{-}20 \mu\text{m}$ are left (Fig. 7A). Given the absence of microstructural and mechanical evidence pointing to fracturing, this grain size distribution indicates that dynamic recrystallization was very efficient, drastically reducing the grain size of $> 60\%$ of the grains by ≈ 1 order of magnitude and by a factor of 0.5 for the remaining 40% (fig. 7A).

These S, C, and C' foliations are pervasively distributed throughout the samples (Fig. 8A and C), but in the lower left- and upper right-parts of the samples, only S and C foliations are observed (Figure 8A and C). Deformation is indeed not homogeneously distributed throughout the sample. The overlap between the two forcing blocks along

the sample margins reduces during the experiment. As a consequence, the aforementioned areas suffered lower amounts of finite deformation. Comparison of microstructures in these areas and in the central part of the sample can be used to gain additional information about the strain-dependent evolution of fabrics in the sample.

For the sake of clarity, we describe the microstructures subdividing them into three areas, corresponding to low, intermediate, and high-strain domains. As described above, the lateral terminations of the samples underwent lower strain. The highest strain domains are located along and adjacent to C' shear bands. The remaining parts of the sample, forming the largest surface, are termed intermediate-strain domains.

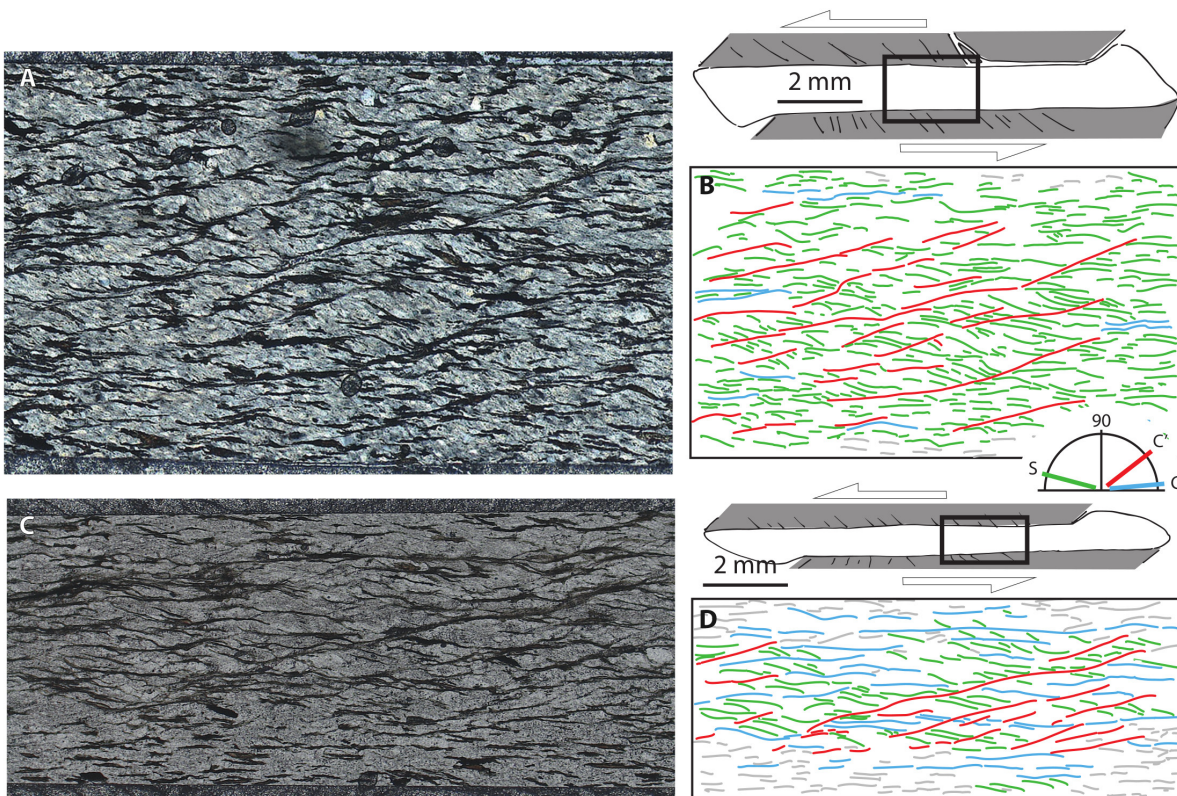


FIGURE 8 – Optical microphotographs of QB700 (A) and QB800 (B) with interpretation sketches (B & D). C, C' and S structures were distinguished according to their angle to shear direction.

3.2.4 Experiment at 800°C (sample QB800)

Quartz As shown in figure 7B, the size of 98% of the grains is $<2\mu\text{m}$ and virtually no grains with the initial size of 10-20 μm are left. Compared to the pure quartz experiment (Fig. 7A), the peak of the grain-size classes (Fig. 7B), represented both by the cumulative grain surface and by the number of grains, strongly shifts towards very small sizes

(<2 μm). This grain-size class also dominates the distribution within sample Q800 but not as strongly as in sample QB800.

Low strain areas Compared to the peak-stress experiment (Fig. 5B) the more homogeneously distributed birefringence colors of sample QB800, when observed with a full-wave plate in the polarizing microscope (Fig. 9B), suggests that a stronger CPO developed, even within low strain areas. Quartz grains are elongate parallel to the S-plane. Assessing the dominant recrystallization mechanism based on microscopic observations of quartz grain boundaries is difficult, due to the very small grain size (Fig. 7B). However, microscopic observations shows lobate quartz boundaries with large individual lobes compared to the size of entire grains ($\approx 1/5$ of the entire grain ; Fig. 9B), suggesting that recrystallization took place by grain boundary migration.

Intermediate strain areas Based on optical observations, within intermediate strain areas quartz grains exhibit a gradual increase both in the aspect ratio and in the obliquity of their long axes with respect to the shear direction, when moving from the margins toward the sample core (Fig. 9C). Grain boundaries are lobate, grains are elongate and seem to be subdivided into a mosaic of equant subgrains (Fig. 9C). These observations, suggest that dynamic recrystallization occurred by grain-boundary migration (GBM) as well as subgrain rotation (SGR). Therefore, quartz probably deformed by dislocation creep, associated with dynamic recrystallization.

High strain areas High strain zones show larger amounts of small grains (< 5 μm) compared to lower strain areas (Fig. 9C and D). Large grains seem to be largely subdivided into subgrains of similar size (2-5 μm ,Fig. 9D).

High-resolution images from EBSD analyses across a high-strain zone of sample QB800 (Fig. 10) confirm the widespread occurrence of subgrains within the larger quartz grains of the recrystallized aggregates (black arrows in Fig. 10A). The average size of these subgrains corresponds to that of the smaller grains of the aggregate (< 2 μm ; Fig. 10B and D). This relationship points to the activity of subgrain rotation as a dynamic recrystallization mechanism. Nonetheless, most of the surface is covered by larger ($\approx 2\text{-}5$ μm ; Fig. 10C and D), showing elongate shapes and irregular boundaries (white arrows in Fig. 10A). These grains probably result from grain boundary migration, which increased their size after their formation by subgrain rotation. Hence two distinct recrystallization mechanisms operate at the same time. Small size grains are mainly found along shear zones rich in biotite and parallel to shear direction (Fig. 10B and C), where biotite isolates quartz grains and limits grain boundary migration.

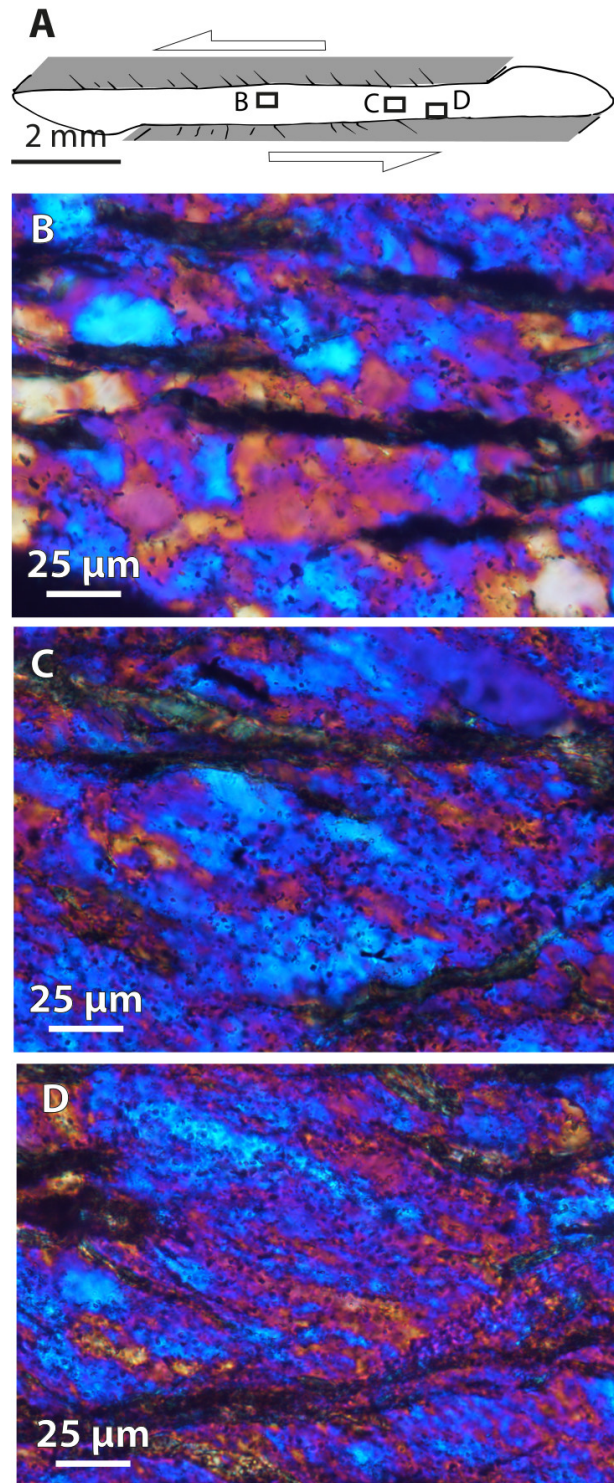


FIGURE 9 – Post-experimental cross polarised full wave plate images from QB800 analysis. A Location of B, C and D photographs within the sample representing low, intermediate and high strain zones respectively.

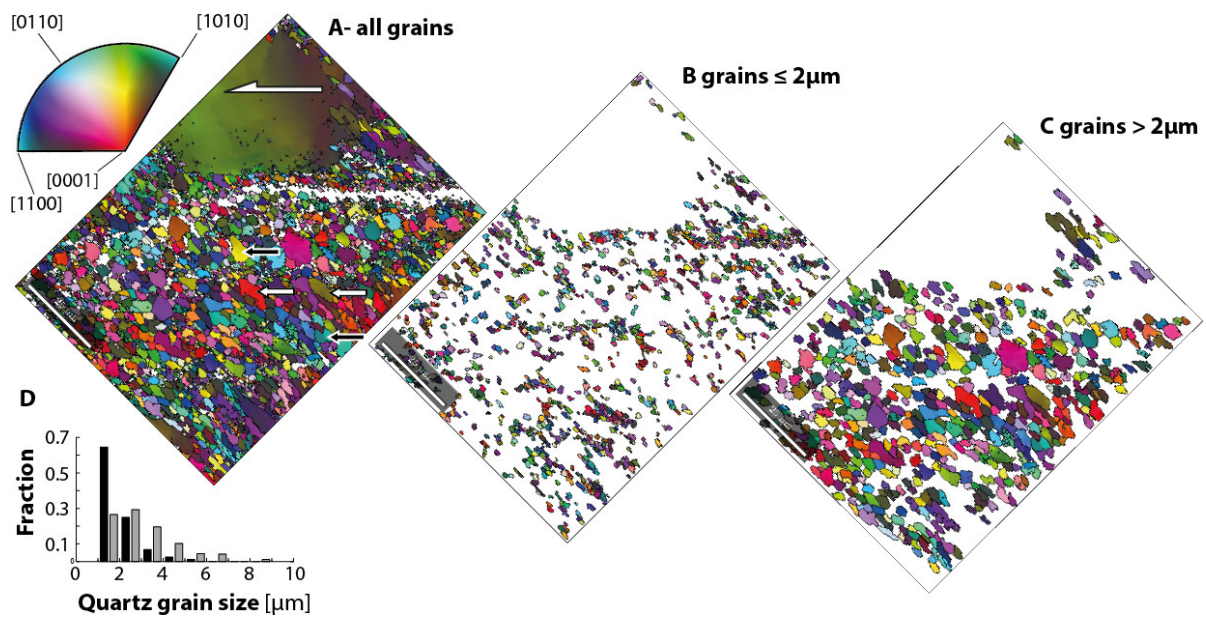


FIGURE 10 – EBSD analysis in a high strain zone from experiment QB800. Inverse pole figure of quartz from a high-strain zone with all grains (A), grains smaller (resp. larger) than 2 μm (B resp. C) and . Area of interest is 100 μm wide, step size is 200 nm. Grain boundaries are defined for misorientation angles higher than 10° . Shear direction is horizontal, shear sense is sinistral. Black arrows : subgrains, white arrows : elongate irregular grains. White domains represent unindexed biotite grains. D : Size distribution in grain count (black) and surface count (gray).

Biotites

Low strain areas In the less deformed part of the sample (Figs. 9A and 11A) biotite aspect ratio, size, orientation and shape are similar to those observed in the peak stress experiment (Fig. 5A). However, most of the grains show the presence of thin apophyses of biotite (Fig. 11B), generally at high angle to the foliation plane, often coating quartz grain boundaries. The length of the apophyses is similar to that of the average quartz grain-size.

Intermediate strain areas Biotite aspect ratios within intermediate strain domains (Fig. 11C) are slightly larger than in the low-strain domains. Biotite microstructures vary from grains with only few irregularities along the boundaries due to thin apophyses (white arrow in Fig. 11C) to very elongate and thin grains, whose boundaries are extremely irregular and segmented by the presence of numerous apophyses and small new grains of biotite (black arrow in Fig. 11C). Some grains have sigmoidal shapes (Fig. 11C, black arrow) and are partly offset by shear planes parallel to-, or at low angle to the forcing blocks margins (gray arrow, Fig. 11C). These grains are mica fish (Eisbacher, 1970), generally corresponding to type 2 in the classification of ten Grotenhuis et al. (2003). The quantity of apophyses surrounding biotite grains and coating quartz boun-

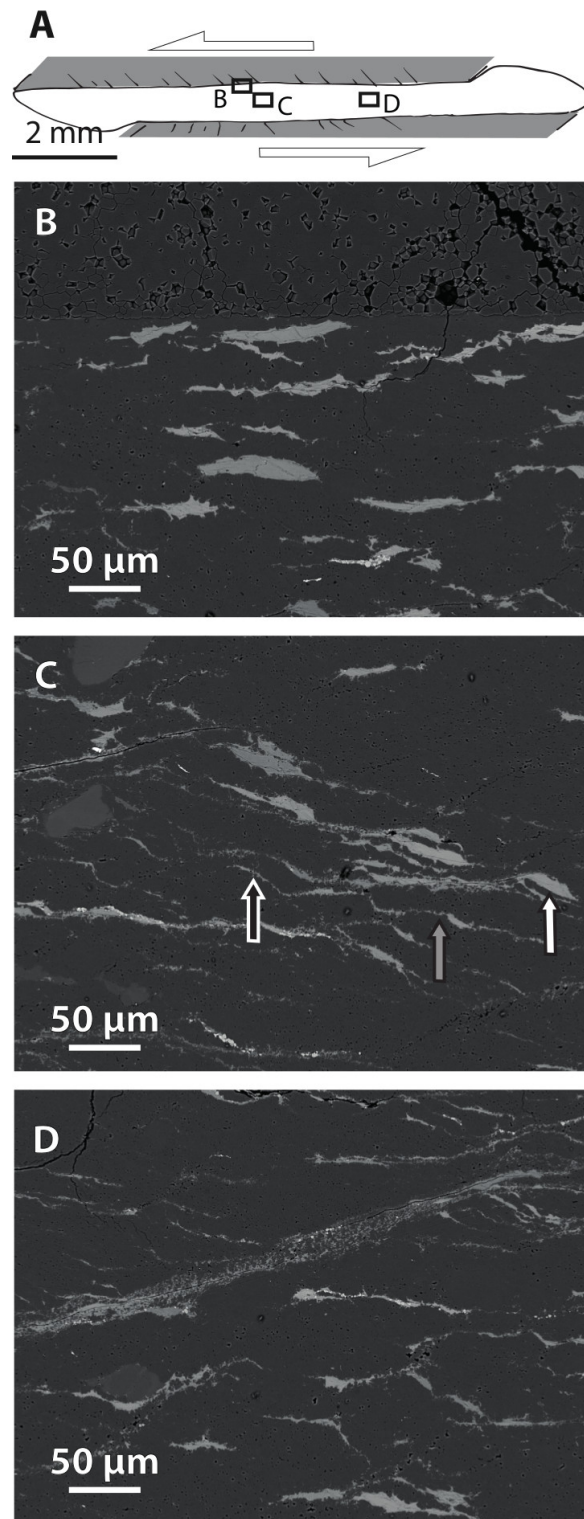


FIGURE 11 – EDS images after experiment QB800. A location of images B, C and D representing low, intermediate and high strain zones respectively. Porous area on top of image B is the alumina piston. Arrows point to features discussed in the text. Bright grains in D are garnets.

daries is higher than in the low strain areas, locally resulting in fine-grained mixtures of the latter two phases. Large grains are generally smaller (Fig. 11C) compared to those in low strain areas, but their elongation ratios are larger, suggesting that deformation of biotite was probably associated to dissolution processes. This may also explain the presence of numerous small grains coating the boundaries of quartz aggregates, where they are inferred to have nucleated and grown (precipitated).

High strain areas High strain areas are those forming the long (millimetre sized) C' shear bands (Fig. 11D). Large biotite grains have completely disappeared and the grain size of most grains is reduced by more than one order of magnitude, to an average of less than 2 μm (Fig. 10 and 11D). Biotite grains are randomly oriented and they form a mixture with rounded, equant grains of quartz of similar small size (Fig. 11 C and D). Garnet aggregates can be found in some of these mixed domains, forming elongate trails parallel to C or C' (Fig. 11D).

3.2.5 Experiment at 700°C (sample QB700)

Quartz As shown in figure 7, the grain-size distribution of quartz grains is very similar to that of sample QB800, suggesting that even at 700°C dynamic recrystallization was very efficient and reduced the grain size of almost all grains (94%) to less than 2 μm .

Like in the 800°C experiment, sample QB700 shows an increase in the intensity of the shape preferred orientation of quartz grains in the high-strain zones. Quartz grains become more elongate, and both their aspect ratio and the angle of their long axes to the forcing-block margins increase at higher strain (Fig. 12B to D). Although higher temperatures are generally associated to larger grain sizes, this difference is probably due to the efficiency of dynamic recrystallization by subgrain rotation, which seems to be the major process of grain-size reduction. At 800°C, the efficiency of dynamic recrystallization is probably higher, thus reducing the initial grain size more consequently. In this experiment grain boundaries are difficult to resolve, but they appear to be more fuzzy and straight than at 800°C.

Biotites The microstructures of biotite and biotite aggregates at low strain (Fig. 13B) are similar to the ones described for the 800°C experiment (QB800 ; Fig. 11B). At intermediate strain, grain boundaries of biotite at 700°C are more regular (Fig. 13C) than at 800°C. Biotite apophyses, as described above, significantly less numerous than at 800°C. A larger number of biotite grains forms asymmetric mica fishes, The top and/or bottom limits of these mica fishes are straight and parallel to the forcing-block margins, marking the shear plane. Some of these grains are also segmented and cut along C shear planes (Fig. 13A).

Within the shear bands (high-strain zones), unlike the 800°C experiment, some large biotites are still observed (Figs. 8A and 13D). They form large part of the shear bands in sample QB700 and their axial ratios are significantly larger than in the peak-stress

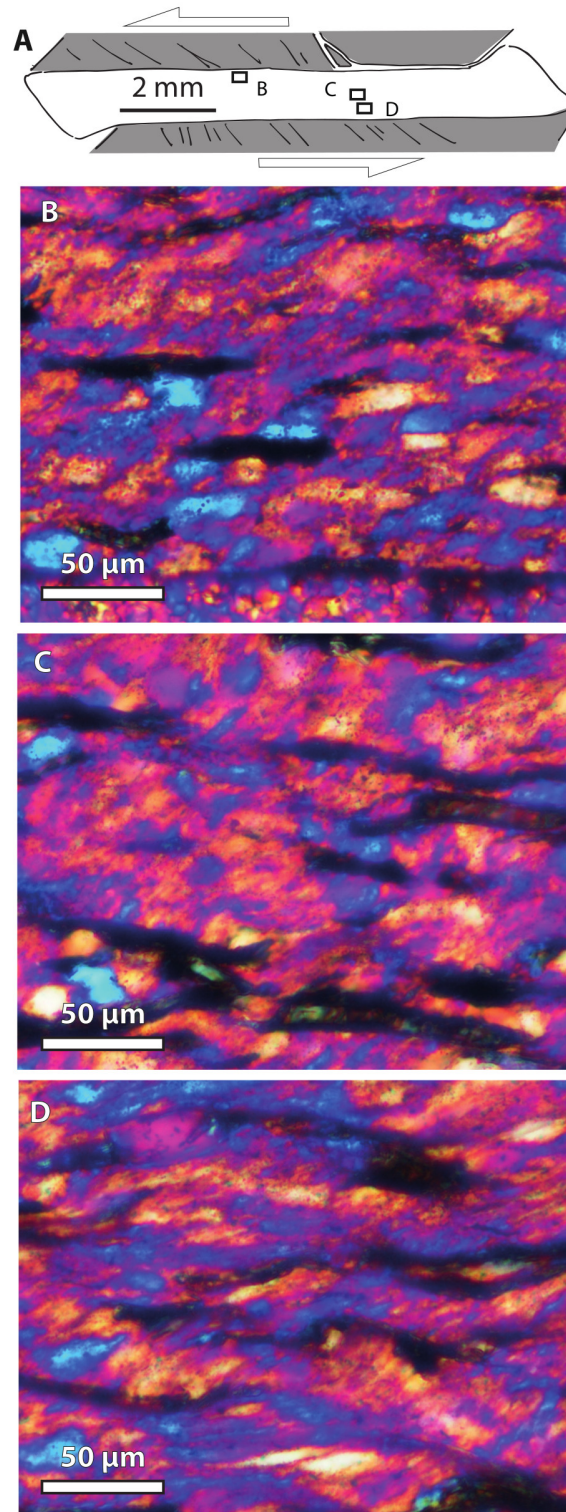


FIGURE 12 – Post-experimental cross polarised full wave plate images from QB700 analysis. A Location of B, C and D photographs within the sample, representing low, intermediate and high strain zones respectively.

experiment (Fig. 5). The long axes of these grains and their cleavages are parallel to the shear bands suggesting that they were rotated and deformed by basal glide. Their aspect ratio is higher than that of grains located outside of the shear bands and often, large biotite grains are partly offset and elongated into the shear band (Fig. 13D). Only locally, within the shear bands, biotite grain-size is strongly reduced ($\approx 1 \mu\text{m}$) and these small grains are part of a mixed aggregate with small (also $\approx 1 \mu\text{m}$) quartz grains (Fig. 13D and E), as observed in sample QB800. The very fine-grained biotites are randomly oriented.

The microstructures of biotite and biotite aggregates at low strain (Fig. 13B) are similar to the ones described for the 800°C experiment (QB800 ; Fig. 10B). At intermediate strain, grain boundaries of biotite at 700°C are more regular (Fig. 13C) than at 800°C. Biotite apophyses, as described above, are common but significantly less than at 800°C. A large number of biotite grains forms asymmetric mica fishes, many more compared to sample QB800. The top and/or bottom limits of these mica fishes are straight and parallel to the forcing-block margins, marking the shear plane. Some of these grains are also segmented and cut along C shear planes (Fig. 12C). Within the shear bands (high-strain zones), unlike the 800°C experiment, some large biotites are still observed (Figs. 13D). They form large part of the shear bands in sample QB700 and their axial ratios are significantly larger than in the peak-stress experiment (Fig. 5A). The long axes of these grains and their cleavages are parallel to the shear bands suggesting that they were rotated and deformed by basal glide. Their aspect ratio is higher than that of grains located outside of the shear bands and often, large biotite grains are partly offset and elongated into the shear band. The cleavage being parallel to the shear band this process most probably occurs by gliding parallel to the basal plane. Only locally, within the shear bands, biotite grain-size is strongly reduced ($\approx 1 \mu\text{m}$) and these small grains are part of a mixed aggregate with small (also $\approx 1 \mu\text{m}$) quartz grains (Fig. 13D), as observed in sample QB800. The very fine-grained biotites are randomly oriented.

3.3 Crystallographic preferred orientation (CPO)

Coarse scale maps (200 μm wide areas of interest) with 1 μm range step size were performed with all studied samples in order to document first order CPO over significant surfaces (Fig. 14). Besides, a high resolution mapping was performed on a smaller area (100 μm wide, step size 200 nm) within a high strain zone in sample QB800 (Figs. 10 and 15) The peak stress experiment was not analyzed because, as shown previously, finite strain was too small to induce the development of a CPO. On these larger scale analysis, a 10° misorientation threshold was used to define grain boundaries. Grains with less than 10 indexed points or touching the map border were removed from the data set. By doing so, all grains $< 2 \mu\text{m}$ are excluded from the data of the coarse maps. Higher-resolution maps (200 nm step size) (Figs. 10 and 15), where minimum grain size is around 0.7 μm , show that the grain size distribution mode is larger than 2 μm , hence the minimum number of pixels chosen to define a grain should not greatly distort the measured grain distribution of the coarse maps.

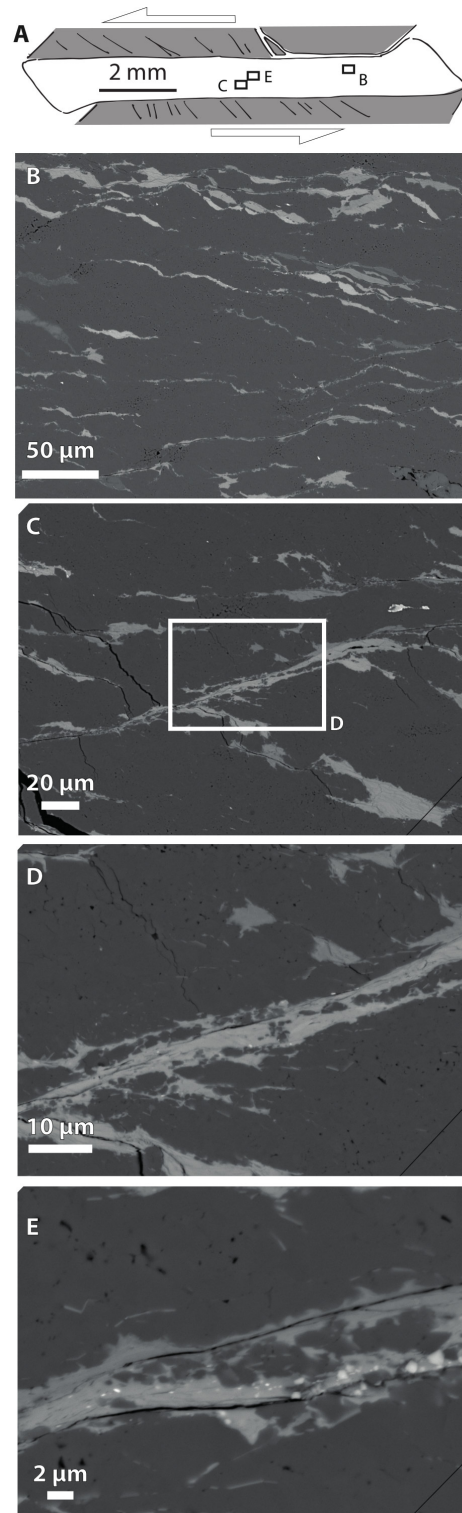


FIGURE 13 – EDS images after experiment QB700. A location of images B, C, D and E. B, C and D represent low, intermediate and high strain zone respectively. Bright grains in E are garnets.

3.3.1 Pure quartz, 800 °C (sample Q800)

The preferred orientation of both c and a axes in this sample are the strongest recorded (up to 6 in density plot Fig. 14A). The c axes have a polar distribution at low angle to the shear plane. The a axes of sample Q800 form a weak girdle perpendicular to the c -axis, with a strong maximum nearly perpendicular to the shear plane (Fig. 14A). The weak shift of the maxima of both the c and a axes compared to the shear plane and the normal to the shear plane, respectively, is compatible with sinistral sense of shear.

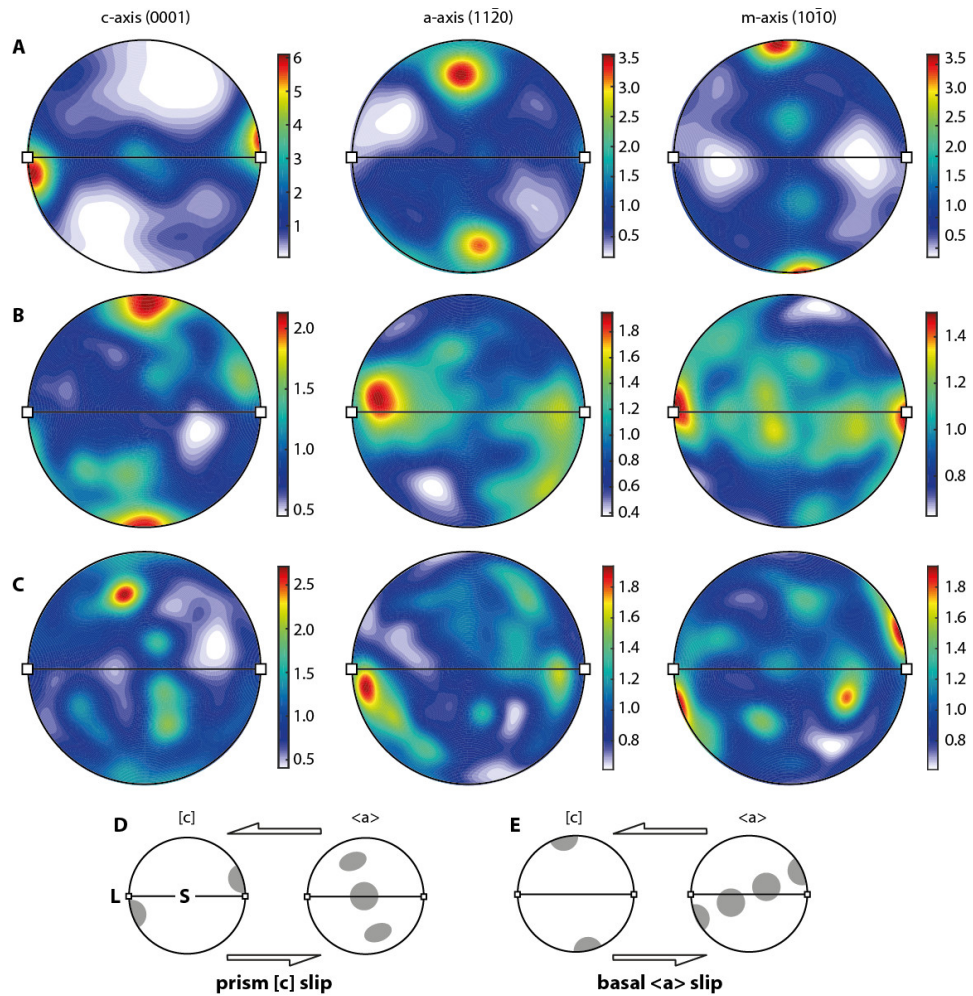


FIGURE 14 – Large scale CPO data for Q800 (A), QB800 (B) and QB700 (C). shear plane is E-W vertical plane, shear direction is E-W horizontal (open squares), sense of shear is sinistral. Color scale for density plot changes. D and E schematic $[c]$ and $\langle a \rangle$ axes distribution expected for prism slip along $[c]$ and basal slip along $\langle a \rangle$.

Altogether these features suggest a dominant activation of prism $[c]$ slip (Fig. 14D). This orientation was described from naturally deformed mylonites (Mainprice et al., 1986; Okudaira et al., 1995), and the associated, inferred prism $[c]$ slip system, is gene-

rally inferred to be activated at high temperatures, higher than 550°C-600°C (Okudaira et al., 1995) or > 650°C (Mainprice et al., 1986) under natural strain rate conditions.

3.3.2 quartz and biotite mixtures at 800 °C and 700°C (samples QB800 and 700)

The addition of 10% biotite to the sample (QB800) changes the quartz CPO dramatically. First, the preferred orientation is weaker, with a c-axis maximum of < 2, in contrast to a value of ≈ 6 in the pure quartz sample (Fig. 14B). Second, the orientation of the c axes is nearly perpendicular to the shear plane (Fig. 14B) and the a axes form a weak girdle along the shear plane, with a maximum sub-parallel to the stretching direction. These orientations are inferred to result from glide on the basal plane in the $\langle a \rangle$ directions (Fig. 14E), as often described from naturally (e.g. Schmid and Casey, 1986) and experimentally deformed (Blacic, 1975) quartz.

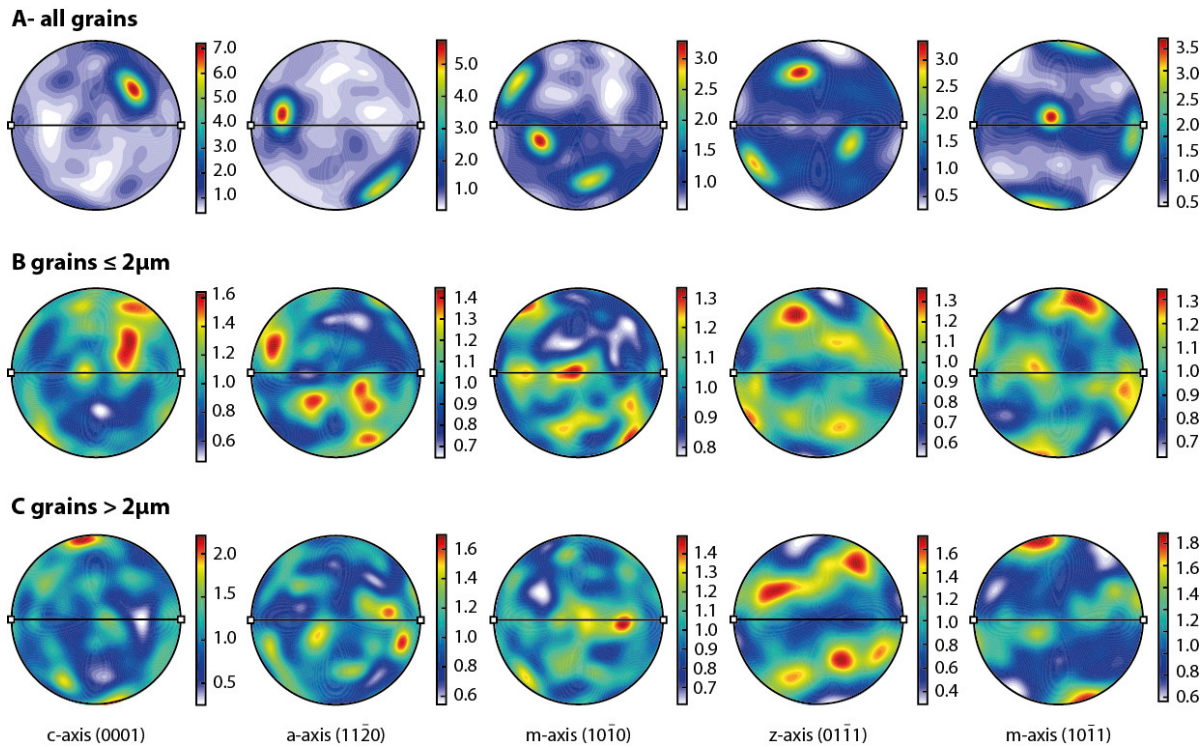


FIGURE 15 – High resolution CPO data for QB800 performed on AOI in Fig. 10. A, B and C : Patterns for all grains, grain smaller and larger than 2 μm respectively. Shear direction is E-W (open squares), sense of shear is sinistral. Color scale for density plot changes.

High-resolution mapping of the quartz CPO in sample QB800 shows that the CPO is almost random within areas consisting of smaller grains ($\approx 2 \mu\text{m}$), i.e. the shear bands (Fig. 15B), but it becomes much stronger in the areas between the shear bands where

larger grains prevail (Fig. 15C).

Deformation at 700°C (sample QB700) results in a CPO pattern of quartz that is similar to that of sample QB800 (Figs. 14B and C), with C axes forming a weak girdle that is nearly perpendicular to the shear plane and a strong maximum (>2.5) that is close to normal to the shear plane. The a axes show a maximum that is subparallel to the inferred direction of stretching (Fig. 14C).

4 Discussion

4.1 Deformation and recrystallization of quartz

All experiments, except the peak stress (QB800P) show grain size reduction (Fig. 5) and grain shape modifications pointing to dynamic recrystallization. Three dynamic recrystallization regimes associated to dislocation creep were described from both naturally (e.g. Stipp et al., 2002b) and experimentally deformed quartz (Hirth and Tullis, 1992). These regimes, termed 1, 2 and 3 in experimentally deformed samples (Hirth and Tullis, 1992) are respectively dominated by bulging, subgrain rotation and grain boundary migration according to experimental data and naturally deformed quartz (Stipp et al., 2002a). Microscopic observations suggest that quartz grains in sample QB800 deformed by dislocation creep associated to dynamic recrystallization including both subgrain rotation and grain boundary migration, hence the transition between regime 2 and 3 of Hirth and Tullis (1992). At 700°C (sample QB700) the very small scale of the grain boundary irregularities suggests that “bulges” may be present all along the quartz boundaries (Fig. 12). Therefore, recrystallization in sample QB700 took place at a lower regime in the Hirth and Tullis (1992) naming, possibly 1. For the temperature range between 700 °C and 800 °C and a shear rate of 10⁻⁵ s⁻¹ as in our experiments, quartz indeed deformed within regime 1 in the experiments of Hirth and Tullis (1992). The latter authors noted a strong dependence of these regime boundaries on small amounts (0.17 wt%) of water added to the samples. The presence of garnet in both our experiments with biotite at 700 °C and 800 °C (Figs. 3, 11 and 13) suggests that water was released during the experiment through biotite dehydration. This addition of water in the experiment (800 °C) is likely to shift the recrystallization mechanism toward higher grade regime (2 to 3 instead of 1). The use of a smaller grain size in our experiments as in the experiments of Hirth and Tullis (1992) can also explain the discrepancy observed between their experiments and this study.

4.2 Localization of the deformation

Deformation within our samples localized in different ways as a function of the presence of a second phase : (1) in the pure quartz experiment deformation was mainly accommodated along a single and large (\approx half the sample width, Fig. 6) shear band, crossing the entire sample (2) in the biotite-bearing experiments deformation localised

within a network of thin shear bands consisting of biotite aggregates at 700°C (Figs. 8 and 11) and of biotite-quartz mixtures at 800°C (Figs. 8 and 13).

4.2.1 Pure quartz shear band (sample Q800)

The attainment of a high peak stress (1125 MPa ; Fig. 4) in sample Q800 is followed by a large stress drop, suggesting that an efficient weakening mechanism must have taken place. Based on a comparison of microstructures within and outside of the shear band, two processes are inferred to have contributed to this weakening : first, the building of a strong CPO in the shear band (Fig. 6A), and second, the widespread occurrence of dynamic recrystallization within the shear band. Based on microscopic observations, using grain shapes and grain sizes as criteria, we suggest that the microstructures of sample Q800 point to dynamic recrystallization by subgrain rotation and grain-boundary migration (Figs. 6B and C), in the low-strain and in the high-strain domains, respectively. If dislocation creep is associated to an efficient recrystallization process samples are expected to weaken with increasing deformation (e.g. Tullis and Yund, 1985). None of these processes seem to be important in the quartz aggregates of the peak stress sample (QB800P ; Fig. 5B), however, as described above, an incipient development of dynamic recrystallization can be assessed (Fig. 5B). This is consistent with the inferred coupling of dynamic recrystallization and weakening of the sample, starting at the stress peak and continuing to the end of the experiment at $\gamma \approx 4$.

4.2.2 Shear bands consisting of quartz and biotite

In both experiments conducted with 10% biotite a network of S-C-C' foliations developed (Fig. 8). In contrast to S-C-C' foliations in naturally deformed rocks (Berthé et al., 1979) the C planes of our experiments are very dominant since the early stages of deformation. This is probably due to the peculiar sample configuration (Fig. 1), which imposes a phase of compaction that rotates the grains parallel to the forcing blocks margins, hence in a C position. Therefore, large part of the C-planes are inherited from the pre-shearing compaction.

C and C' shear bands form an interconnected weak layer (as in Handy, 1994), that is continuous throughout the sample, both at 700°C and 800°C. Therefore, the bulk rheology is probably very close to that of the phases deforming within the shear bands. However, the anatomy of biotite-bearing shear bands at 700°C and 800°C is different. At 700°C, C' shear bands are composed by large, highly elongate (several tenth of μm length) grains of biotite (Fig. 13) that are still quite pristine and whose cleavages are parallel to the shear band. Hence glide on the basal plane probably is probably active. The progressive rotation of large biotite grains with an S- or C-plane orientation into a C' shear band is common and it forms numerous mica fish (Fig. 13B and C). Only locally, along parts of the shear bands, very fine-grained mixtures of quartz and biotite grains ($\leq 1\mu\text{m}$) are observed (Fig. 13D and E). Cleavage planes in these small grains are no longer visible, and the presence of small garnet grains ($<1\mu\text{m}$) points to the oc-

currence of a dehydration reaction in biotite.

At 800°C, C and C' shear bands are more extensively developed compared to the 700°C sample (Fig. 8). None of the shear bands contains any pristine biotite although such grains are observed in the low-strain areas of the sample (Fig. 11). Shear bands always consist of fine-grained quartz-biotite mixtures, in which quartz grains are rounded and biotite grains are randomly oriented (Fig. 11D). The apparent contradiction between the occurrence of equant-shaped, unstrained grains of quartz and randomly oriented grains of biotite within the sites of major localization of deformation is probably the best evidence to indicate that grain boundary sliding associated with diffusion creep were the dominant deformation mechanisms along the shear bands. This conclusion is also supported by the absence of any visible competence contrast between the latter two phases (Fig. 11D). If deformation took place by intracrystalline plasticity, a high strength contrast would be expected even at these temperatures (Holyoke and Tullis, 2006b). Eventually, the difference in the CPO of quartz grains within the shear bands and outside the shear bands also suggests a transition, respectively, from dislocation creep to diffusion creep and GBS (Figs. 10 and 15). A weak to random CPO affects the areas inferred to deform by diffusion creep and GBS, whereas a strong CPO developed in the adjacent zones, where dislocation creep is inferred (Fig. 15). Similar transitions in the CPO of quartz are described from naturally deformed granitoids, in which a strain-dependent transition from dislocation creep to GBS and diffusion creep is inferred (Kilian et al., 2011).

As previously suggested (Platt, 2015), the size of sliding grains of one mineralogical phase in the shear zones controls the size of the second phase, growing within inter-grain spaces. In the case of the quartz-biotite aggregates of sample QB800, the grain size of biotite seems to be controlled by that of quartz. Thus, the process of grain size reduction of quartz grains would be responsible for the switch in deformation mechanisms in the shear bands, from dominant dislocation glide in biotite at 700°C, to dominant diffusion creep in quartz-biotite aggregates at 800°C. As discussed above, a major difference concerning quartz microstructures between 700°C and 800°C is the efficiency of dynamic recrystallization. At 800°C subgrain rotation seems to be more widespread than at 700°C, and the grain-size of equant grains inferred to derive from subgrain rotation in the pure quartz experiment (sample Q800) is in the same range ($\approx 1 \mu\text{m}$) as that of quartz grains in the mixed aggregates of the 800°C shear bands. Therefore, we conclude that the efficiency of recrystallization by subgrain rotation controls the switch to diffusion creep at 800°C. The effect of dynamic recrystallization on grain size reduction, eventually leading to a switch to GBS has been suggested previously, both from experimentally (Schmid, 1982) and naturally deformed mylonites (Behrmann, 1985; Fliervoet and White, 1995). Kilian et al. (2011) also documented such a process in a naturally deformed granite, where the transition from a mylonitic foliation having the orientation of an S plane to an ultramylonitic foliation having the orientation of a C plane goes together with a switch from dislocation- to diffusion creep. In these granites, K-feldspar precipitates within grain-boundary spaces between sliding grains of quartz in a similar

way as biotite in our experiments. Hence the structure and the inferred mechanisms of our experiments are analogous to those described from naturally deformed quartz-rich aggregates, formed on a scale that is 2 orders of magnitude larger than in our experiments.

In the low-strain areas of sample QB800 (Fig. 9B) fine-grained mixtures of quartz and biotite, as described above, are lacking. This suggests that these fabrics do not simply result by a temperature increase. Indeed, they form at high (800°C) temperature, but only where deformation is large, i.e. within shear bands. The role of temperature may be to enhance diffusion kinetics, thus allowing for a more efficient precipitation of biotite within spaces opening along sliding grain boundaries of quartz (e.g. Platt, 2015). The inward convex shapes of biotite grains, or the seam-like geometry of the latter suggest that biotite rather than quartz is the phase growing into the opening spaces of the two-phase aggregate.

A metamorphic reaction takes place during the experiments, leading to the formation of very small garnet grains ($< 1\mu\text{m}$; Figs. 11 and 13). Grain-size reduction resulting from metamorphic reactions was identified as an important weakening mechanism (Fitz Gerald and Stünitz, 1993; Stünitz and Tullis, 2001), that may cause the transition from dislocation creep to diffusion creep. However, the volume fraction of new, small grains of garnet formed in our experiments is so small ($< 1\text{ vol}\%$ according to pseudosection, Fig. 3), that we consider their effect on the bulk rock rheology as insignificant.

4.3 Microstructures of biotite and deformation mechanisms

Biotite grains undergo a complete transformation within the deformed samples. This evolution (Fig. 16) is representative of the change observed between sample QB800P and the high strain domains of sample QB800, but also between the low and high-strain zones of sample QB800. At low strain, large biotites with the size of the starting material are impinged by quartz grains, and develop several apophyses oriented at high angle to the foliation and coating the neighboring quartz grain boundaries (Figs. 11 and 16B). At intermediate strain, the size of these biotites is smaller and their axial ratio is higher, suggesting that part of the grain volume was lost by dissolution. At high strain, i.e., within the C' shear bands, the grain size is reduced by up to two orders of magnitude. The change in grain size is not transitional. There is a rather abrupt transition between biotites outside of the shear band, having grain sizes of several 10's to 100's μm (Fig. 11 and 16C) and biotites within the shear band having grain sizes $\leq 2\mu\text{m}$. This drastic change of grain size between adjacent domains can be explained by the dissolution of large biotite grains and precipitation of new ones within spaces opening between μm -sized quartz grains. Although difficult to detect, recrystallization of biotite is not observed and basal glide, which does take place and forms mica fish (Fig. 11) cannot lead to such an abrupt change of grain size.

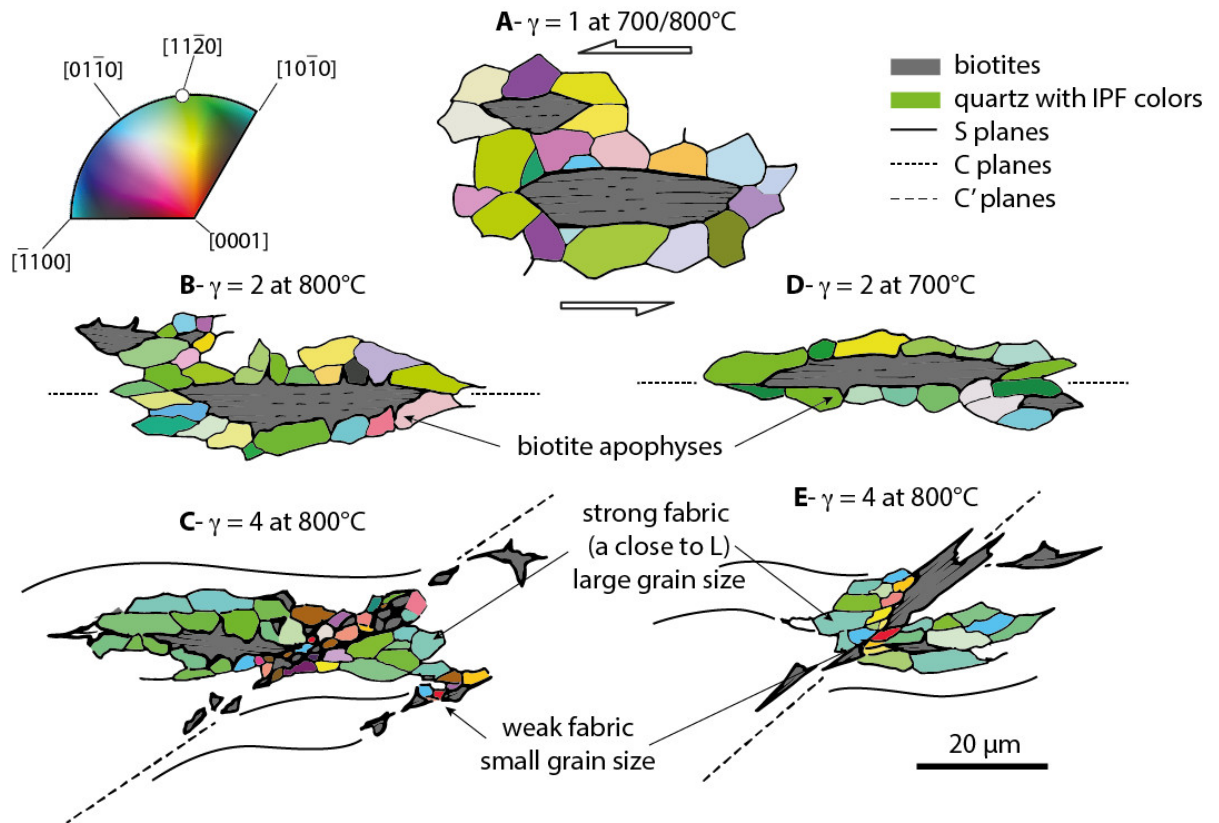


FIGURE 16 – Evolution of textures with progressive strain at 700°C (A, B, C) and 800°C (A, D, E). Fabric in large grains strengthens with strain with a-axis parallel to L as evidenced in Figure 14. Fabric in small grains within shear zones remains weak.

Intracrystalline plasticity is often observed and described to have affected biotite grains in crustal rocks, deformed under green-schist and amphibolite-facies conditions, leading to elongate aggregates parallel to the cleavage plane of each grain and forming the main schistosity of the rock. However, stress-induced dissolution, although less easy to recognize from thin section analyses has often been described as a major deformation mechanism of micas, and in particular of biotite (Wilson and Bell, 1979; Bell and Wilson, 1981). Whereas stress-induced dissolution is generally considered to be an efficient deformation mechanism at low metamorphic grade (e.g. Vernon, 2004), different studies show that it also takes place at high metamorphic temperatures (e.g. Vollbrecht et al., 1997; Füsseis and Handy, 2008).

4.4 Linking mechanical and microstructural data

The microstructure of the deformed pure quartz sample (Q800) only shows an S-type foliation, consisting of elongate quartz grains (Fig. 6). This foliation is continuous within a band that links two opposite edges of one and the other forcing pistons. The attainment of such a continuous structure across the sample probably has a major effect on the mechanical properties, in that it allows the sample to deform chiefly within a

structure affected by strong crystallographic orientation (Fig. 14A), in which C-axes are favorably oriented for prism-(c) slip. Durham and Goetze (1977) showed that crystallographic orientation in olivine could account for stress changes well above one order of magnitude. Therefore, the rapid decrease of more than 50% of strength following the peak stress (Fig. 4) could be related to the establishment of such a through-going band consisting of elongated grains affected by a strong CPO.

The very significant stress drop following the peak stress in the pure quartz experiment (Fig. 4) never attains the low value of shear stress (250 MPa) corresponding to steady-state flow of the biotite-bearing sample at 800°C (Fig. 4). Therefore, it is not the CPO of quartz alone, but rather the presence of biotite, and the associated formation of shear bands that is responsible for the larger weakening of the biotite-bearing samples at high strain.

The presence of 10% of biotite drastically changes both the fabric and the mechanical properties of the samples. The peak stress drops to \approx 430 MPa at 700°C and to 200–350 MPa at 800°C. The amount of deformation required for the attainment of the peak stress is only γ 0.8 to 1. The microstructure is no longer characterized by a single foliation plane, but organized into a complex S-C-C' pattern, which is only starting to develop at the peak stress (QB800P ; Fig. 5), as shown by the incipient formation of S planes and the barely visible C planes in the latter sample. Therefore, we suggest that the peak stress, and accordingly, the initiation of the stress decrease with increasing deformation, coincides with the nucleation of an S-C fabric. The attainment of steady state is most probably associated to the full development of such S-C fabric, and its strain-dependent evolution into an S-C-C' fabric.

The strength of biotite-bearing samples decreases with increasing temperature (Fig. 4). This difference corresponds to approximately 120 MPa after the peak strength, and before the stress-strain curve of sample QB700 starts to show some hardening (Fig. 4). Such differences are consistent with previously observed strength reductions also associated to temperature increase from 700 to 800°C (Hirth and Tullis, 1992) in experimentally deformed quartzite samples. However, both at 700°C and 800°C, biotite-bearing shear bands form a continuous, interconnected layer separating elongate areas that consist almost completely of deformed quartz. This type of microstructure suggests that even though quartz aggregates are being deformed and recrystallized, deformation is mainly localized within the shear bands, whose rheological behavior is therefore close to that of the bulk rock (Handy, 1990). Therefore, the strength reduction between the two experiments may reflect a weakening of the shear band network rather than that of the quartz matrix, even though the latter forms 90% of the sample. This weakening probably corresponds to the above described transition in the deformation mechanism of the shear bands, from dislocation glide in biotite at 700°C to grain boundary sliding and diffusion creep in a quartz-biotite mixture at 800°C.

4.5 Extrapolation to natural conditions

Strain-dependent transitions from dislocation creep to GBS associated with diffusion creep, as documented from sample QB800 were previously described from naturally deformed rocks (e.g. Kruse and Stünitz, 1999; Kilian et al., 2011; Oliot et al., 2014; Platt, 2015). Figure 17 schematically illustrates the structural evolution of a rock fabric based on extrapolation of experimental, mechanical data and microstructures of the present study. Assuming a banded rock structure consisting of alternating biotite-bearing, and biotite-absent layers, the initial stages of deformation will induce large differences in the stress levels between layers containing biotite and those devoid of biotite (as modeled by Schmalholz and Maeder, 2012, for instance). While steady-state regime is attained without major hardening within biotite-bearing layers, quartz-rich layers will only locally reach stress levels sufficient for strain localization (Fig. 17B). From this point onward, the quartz-rich layer will not suffer any additional, internal deformation, and stress will progressively relax to equilibrate with the matrix, neglecting possible elastic loading. It will extend by increasing the distance between the boudins, with flow of the biotite-bearing layers into the boudin necks. The strength difference between the highly deformed biotite-bearing layer (≈ 250 MPa in our experiments) and the weakly deformed, pure quartz (≈ 1000 MPa in our experiments) being so important, pure quartz will not deform anymore, once the weaker biotite-quartz layers are interconnected. Hence, the effect of a limited biotite percentage in some layers will be to localize deformation exclusively in these biotite-bearing layers, which will control the rheology of the bulk aggregate. As a consequence, the very high stress peak observed in the pure quartz experiment (Fig. 4), and also found in other experimental studies of quartz deformation at 800°C (Holyoke and Tullis, 2006b, e.g.) do not represent the effective yield strength of natural quartz-dominated rocks, as soon as they contain even limited amount of biotite.

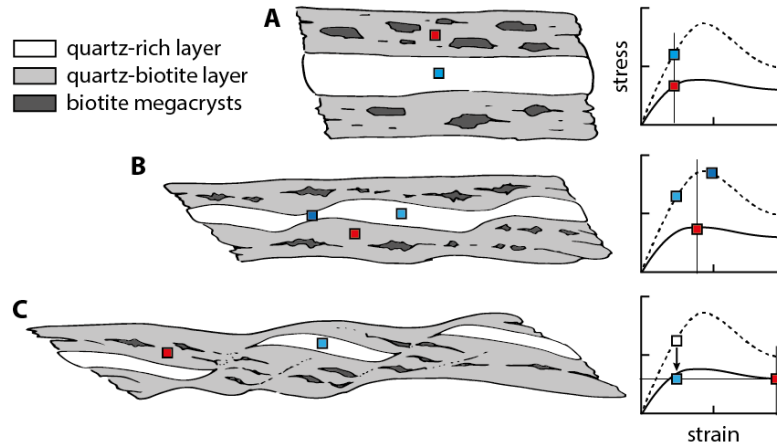


FIGURE 17 – Schematic evolution of a layered quartz-biotite gneiss during progressive strain from A to C. Stress state of the different layers is reported along stress-strain curves deduced from the present experiments for pure quartz (Q800, dashed line) and quartz-biotite assemblage (QB800, solid line)

5 Conclusions

The present experiments show that the addition of 10% biotite to a quartz aggregate in the experimental temperature range comprised between 700 and 800°C causes a very significant weakening. This weakening results in the lower strength of the aggregate at large shear strain ($\gamma \approx 4$), in the attainment of the peak stress at lower shear strain ($\gamma \approx 1$ instead of $\gamma \approx 2$), and more importantly, in a 3-fold reduction in the peak-stress value in the biotite-bearing aggregate.

The addition of only 10% biotite to quartz at 800°C induces weakening by localizing deformation into an interconnected pattern of shear bands (S-C-C'), consisting of a fine-grained ($\leq 2 \mu\text{m}$) quartz-biotite mixture. The dominant deformation mechanism accommodating displacement on C' shear bands involves GBS and diffusion creep. Biotite is inferred to nucleate and grow within gaps between sliding grains of quartz aggregates. Therefore, the amount of 10% biotite reduces the strength of the bulk aggregate by inducing the transition from dislocation creep to GBS and diffusion creep within the areas of major strain localization. Microstructures inferred to result from the latter process are only locally present in the 700°C experiment, in which basal glide of biotite is the dominant mechanism of deformation in the shear bands. This, more than the temperature-dependent weakening of quartz, is inferred to explain the strength difference of samples between 700 and 800°C.

Within initially homogeneous pure quartz aggregates deformation localizes, but within a broad zone. Dynamic recrystallization and geometric weakening, attained by the development of a strong CPO, inferred to reflect rotation of the dominant slip system into a weaker orientation, probably control localization and the dramatic weakening following a high stress peak. This peak stress value, even if locally reachable in natural rocks is certainly not a relevant strength for quartz-bearing natural rocks as soon as they contain even a limited amount of a weaker phase such as biotite.

Références

- J. H. Behrmann. Crystal plasticity and superplasticity in quartzite ; A natural example. *Tectonophysics*, 115(1-2) :101–129, 1985. ISSN 00401951.
- I. A. Bell and C. J. Wilson. Deformation of Biotite and Muscovite : TEM Microstructure and Deformation Model. *Tectonophysics*, 78 :201–228, 1981.
- D. Berthé, P. Choukroune, and P. Jegouzo. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1(1) :31–42, 1979.
- J. D. Blacic. Plastic-deformation mechanisms in quartz : the effect of water. *Tectonophysics*, 27 :271–294, 1975.

-
- Z. Bukovská, P. Jeřábek, and L. F. G. Morales. 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 :1158–1192, 2016. ISSN 21699313.
- C. de Capitani and K. Petrakakis. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7) :1006–1016, jun 2010. ISSN 0003-004X. doi : 10.2138/am.2010.3354.
- L. N. Dell’Angelo and J. Tullis. A comparison of quartz c-axis preferred orientations in experimentally deformed aplites and quartzites. *Journal of Structural Geology*, 8 (6) :683–692, jan 1986. ISSN 01918141. doi : 10.1016/0191-8141(86)90073-8. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0191814186900738>.
- W. B. Durham and C. Goetze. Plastic flow of oriented single crystals of olivine. 1 : Mechanical data. *Journal of Geophysical Research*, 82(36) :5737–5753, 1977.
- G. H. Eisbacher. Deformation Mechanics of Mylonitic Rocks and Fractured Granite in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 81 :2009–2020, 1970.
- J. D. Fitz Gerald and H. Stünitz. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I : Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, 221 :269–297, 1993.
- T. F. Fliervoet and S. H. White. Quartz deformation in a very fine grained quartzofeldspathic mylonite : a lack of evidence for dominant grain boundary sliding deformation. *Journal of Structural Geology*, 17(8) :1095–1109, 1995. ISSN 01918141.
- F. Fousseis and M. R. Handy. Micromechanisms of shear zone propagation at the brittle-viscous transition. *Journal of Structural Geology*, 30(10) :1242–1253, 2008.
- M. R. Handy. The solid-state flow of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6) :8647, 1990.
- M. R. Handy. Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases : A phenomenological approach. *Journal of Structural Geology*, 16(3) :287–301, 1994.
- G. Hirth and J. Tullis. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2) :145–159, 1992.
- T. J. B. Holland and R. Powell. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16 :309–343, 1998.
- C. W. Holyoke and J. Tullis. The interaction between reaction and deformation : an experimental study using a biotite+plagioclase+quartz gneiss. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(8) :743–762, oct 2006a. ISSN 0263-4929. doi : 10.1111/j.1525-1314.2006.00666.x. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1525-1314.2006.00666.x>.

- C. W. Holyoke and J. Tullis. Mechanisms of weak phase interconnection and the effects of phase strength contrast on fabric development. *Journal of Structural Geology*, 28 (4) :621–640, apr 2006b. ISSN 01918141. doi : 10.1016/j.jsg.2006.01.008.
- C. W. Holyoke and J. Tullis. Formation and maintenance of shear zones. *Geology*, 34 (2) :105–108, 2006c.
- N. J. R. Hunter, P. Hasalová, R. F. Weinberg, and C. J. L. Wilson. Fabric controls on strain accommodation in naturally deformed mylonites : The influence of interconnected micaceous layers. *Journal of Structural Geology*, 83 :180–193, 2016.
- R. Kilian, R. Heilbronner, and H. Stünitz. Quartz grain size reduction in a granitoid rock and the transition from dislocation to diffusion creep. *Journal of Structural Geology*, 33(8) :1265–1284, aug 2011. ISSN 01918141.
- A. K. Kronenberg, S. H. Kirby, and J. Pinkston. Basal slip and mechanical anisotropy of biotite. *Journal of Geophysical Research*, 95(B12) :19257, 1990.
- R. Kruse and H. Stünitz. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics*, 303 : 223–249, 1999.
- D. Mainprice, J. L. Bouchez, P. Blumenfeld, and J. M. Tubià. Dominant c slip in naturally deformed quartz : Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, 14(10) :819–822, 1986.
- V. Mares and A. Kronenberg. Experimental deformation of muscovite. *Journal of Structural Geology*, 15(9) :1061–1075, 1993.
- E. Mariani, K. H. Brodie, and E. H. Rutter. Experimental deformation of muscovite shear zones at high temperatures under hydrothermal conditions and the strength of phyllosilicate-bearing faults in nature. *Journal of Structural Geology*, 28(9) :1569–1587, 2006.
- L. G. J. Montési. Fabric development as the key for forming ductile shear zones and enabling plate tectonics. *Journal of Structural Geology*, 50 :254–266, 2013.
- T. Okudaira, T. Takeshita, I. Hara, and J. ichi Ando. A new estimate of the conditions for transition from basal $\langle a \rangle$ to prism $[c]$ slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, 250(1-3) :31–46, 1995.
- E. Oliot, P. Goncalves, K. Schulmann, D. Marquer, and O. Lexa. Mid-crustal shear zone formation in granitic rocks : Constraints from quantitative textural and crystallographic preferred orientations analyses. *Tectonophysics*, 612-613 :63–80, 2014.
- M. Pec, H. Stünitz, R. Heilbronner, M. Drury, and C. de Capitani. Origin of pseudotachylites in slow creep experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356 : 299–310, nov 2012. ISSN 0012821X. doi : 10.1016/j.epsl.2012.09.004.

-
- J. P. Platt. Rheology of two-phase systems : A microphysical and observational approach. *Journal of Structural Geology*, 77 :213–227, 2015.
- J. P. Platt and W. M. Behr. Deep structure of lithospheric fault zones. *Geophysical Research Letters*, 38(24) :1–6, 2011.
- J. Poirier. Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2) :135–142, 1980.
- E. Rybacki and G. Dresen. Dislocation and diffusion creep of synthetic anorthite aggregates. *Journal of Geophysical Research*, 105(B11) :26017, 2000.
- S. M. Schmalholz and X. Maeder. Pinch-and-swell structure and shear zones in viscoplastic layers. *Journal of Structural Geology*, 37 :75–88, 2012.
- S. M. Schmid. Microfabric Studies as Indicators of Deformation Mechanisms and Flow Laws Operative in Mountain Building. In K. J. Hsü, editor, *Mountain Building Processes*, pages 95–110. Academic Press, London, 1982.
- S. M. Schmid and M. Casey. Complete Fabric Analysis Of Some Commonly Observed Quartz C-Axis Patterns. In *Mineral and Rock Deformation : Laboratory Studies : The Paterson Volume*, volume 36, pages 263–286. 1986.
- W. T. Shea and A. K. Kronenberg. Strength and anisotropy of foliated rocks with varied mica contents. *Journal of Structural Geology*, 15(9) :1097–1121, 1993.
- M. Stipp, H. Stünitz, R. Heilbronner, and S. M. Schmid. Dynamic recrystallization of quartz : correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1) :171–190, 2002a.
- M. Stipp, H. Stünitz, R. Heilbronner, and S. M. Schmid. The eastern Tonale fault zone : A 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24(12) :1861–1884, 2002b.
- H. Stünitz and J. Tullis. Weakening and strain localization produced by syn-deformational reaction of plagioclase. *International Journal of Earth Sciences*, 90 (1) :136–148, 2001. ISSN 14373254.
- S. M. ten Grotenhuis, R. A. J. Trouw, and C. W. Passchier. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, 372(1-2) :1–21, 2003. ISSN 00401951.
- J. Tullis and R. A. Yund. Experimental deformation of dry westerly granite. *Journal of Geophysical Research*, 82(36) :5705–5718, 1977.
- J. Tullis and R. A. Yund. Dynamic recrystallization of feldspar : a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13(4) :238–241, 1985.
- R. Vernon. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 2004.

- A. Vollbrecht, S. Siegesmund, and C. Flaig. High temperature deformation of a granitoid from the zone of Erbsdorf-Vohenstrauß (ZEV). *Geologische Rundschau*, 86 :S141–S154, 1997.
- R. W. White, R. Powell, and T. J. B. Holland. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25 :511–527, 2007.
- C. J. L. Wilson and I. A. Bell. Deformation of biotite and muscovite : Optical microstructure. *Tectonophysics*, 58(1-2) :179–200, 1979. ISSN 00401951.

Cinquième partie

Étude expérimentale de la fusion partielle sur la rhéologie et les microstructures de la croûte continentale.

Mechanical and microstructural effect of partial melting of continental crust

Julien Fauconnier, Claudio L. Rosenberb,
Loic Labrousse, Holger Stunitz et Laurent Jolivet

We present a set of experiments done in order to investigate the effect of melt on the strength and the microstructures of continental crust. Experiments were conducted in a Griggs-type apparatus with a mixture of 90 vol. % quartz and 10 vol. % biotite at 1 GPa confining pressure and a temperature between 700 and 900 °C. In some experiment, 5 vol. % or 10 vol. % of haplogranitic glass (HPG) powder was added to simulate melt. Indeed above glass temperature transition (GTT), which occurs at 780 °C, HPG viscosity is 4 order of magnitude lower than quartz and thus the sample is deforming like a partially molten rock. This setup was validated in this study by a comparative study of samples deformed without melt, with HPG below GTT, with HPG above GTT and with melt from biotite breakdown. Our data show that melt has two major consequences on the deformation of quartz-biotite aggregates : (1) while deformation is localized through a network of shear bands in experiments without melt and quartz is deformed by dislocation creep, there is no localization of the deformation and the sample deformed by melt enhanced grain boundary sliding (2) melt reduce the strength of the sample but this weakening is lower than what previous studies suggested if long term resistance of the sample ($\gamma > 2.5$) are compared instead of peak resistance.

1 Introduction

A major factor controlling the tectonic style in most different geodynamic settings is the amount- and the areal extent in which weakening of crustal rocks takes place. Numerous processes are inferred to weaken crustal rocks, hence to cause the localization of deformation. On the scale of grain aggregates, a first class of such processes concerns geometric/structural changes, like the interconnection of weaker mineral phases (e.g.

Jordan, 1987; Handy, 1990) their rotation into planes favorably oriented for accommodating shearing, the development of crystallographic preferred orientations (Durham and Goetze, 1977), or the reduction of grain size during deformation (Fitz Gerald and Stünitz, 1993). Other processes are related to metamorphic reactions, leading to the formation of weaker mineral phases, or to the reduction of grain size of reactant (Brodie and Rutter, 1985) and the production of new phases with limited grain size too. Finally, fluids induce major weakening, by increasing intra- and inter-granular diffusion rates, allowing for faster rates of dislocation climb and grain –boundary migration (Post et al., 1996), or by enhancing the dilation of grain boundaries, thus activating grain-boundary sliding (De Bresser et al., 2005). Melts may be regarded as a particular type of fluids, that can appear along the grain boundaries, without the need of a pre-existing permeability, and that can persist for long time intervals (10’s of Myr ; Rosenberg et al., 2007), over areal extents attaining the size of entire mountain chains as imaged by geophysical studies (Náblék and Náblék, 2014; Shapiro et al., 2004; Unsworth et al., 2005). Melt-induced weakening does stand out compared to all the aforementioned weakening mechanisms, because 1) no other process is known to weaken rocks as much as melts, due to their volume contents possibly as large as 40 % of bulk rock volume (Vanderhaeghe, 2009) ; 2) no other weakening process was ever documented to affect a portion of the crust as large as that of anatectic areas, i.e. on the scale of 100’s to 1000’s of km, as suggested by exposed, migmatitic terranes, or by the present-day inferred extent of partial melts below the Tibetan and the Central Andean plateaus (Shapiro et al., 2004). For these reasons, melt-induced weakening was introduced into large-scale geodynamic models, showing that the style of deformation in convergent and divergent settings could change drastically if realistic melt fractions are added to the modeled deep crust (e.g., Beaumont et al., 2001; Li et al., 2010; Rey et al., 2009; Labrousse et al., 2011).

Not many experimental data exist on the ductile deformation of partially-molten crustal lithologies, but more importantly, no experiments have ever been performed to compare the magnitude of melt-induced weakening with that of other well-known and documented processes, such as the interconnection of weak mineral phases, in the same, but melt-free sample assemblage.

In nature, anatexis generally occurs during and after crustal thickening, therefore affecting rocks that are strongly deformed and still undergoing deformation. Hence partial melting takes place in a structurally anisotropic medium, characterized by planar and often also by linear anisotropies. However, the starting material of the majority of previous studies consisted of undeformed aggregates, not exhibiting any structural anisotropies as foliation planes. The impact of foliations can be twofold : first, planar mineralogical heterogeneities can lead to heterogeneous melting along sub-parallel planes that guide melt fluxes out of melt-producing domains (Ganzhorn et al., 2016), and second, such foliations may control melt flow by allowing stress partitioning and thus create pressure gradients.

The present study presents the results of two series of experiments, one with biotite-

bearing quartz samples and one with haplogranitic glass (HPG) in addition to the biotite-quartz samples, both deformed in their solid and partially molten states. Using these experiments, we discuss and compare the weakening effect induced by melt with that produced by the formation of solid-state shear bands during deformation.

2 Setup and experimental conditions

2.1 Experimental setup

In order to study the influence of partial melting on the deformation of anisotropic aggregates, we present a series of experiments using samples synthesised from different mixtures of biotite-bearing quartz, and quartz plus haplogranitic glass (HPG) powders. The experimental temperatures vary between 700 °C and 900 °C allowing us to compare the mechanical and microstructural changes between samples below and above the melt-producing breakdown reaction of biotite, and also between samples below and above the HPG glass transition temperature (GTT). Above the GTT, glass indeed destabilizes into melt + microcrystalline cotectic phases since, at those experimental conditions, HPG liquidus is not reached. Nevertheless the produced mixture is a phase, whose effective strength is several orders of magnitude weaker than that of the solid matrix that reproduces the effective production of melt at low temperature. Therefore, the experiments are suited to reproduce the behaviour of foliated, biotite-bearing rocks deforming both in the presence of a haplogranitic melt, and of a biotite-derived melt. First we perform a series of experiments below the HPG GTT (700 °C) with and without HPG, in order to understand the effect of HPG on the Bt+Qz mixture under solid-state conditions. Other experiments are run above the GTT (800 °C) to investigate the effect of melt on deformation of the samples.

All experiments are performed in a Griggs-type apparatus at the University of Tromsø, Norway. Samples are prepared by mixing biotite, quartz and HPG powder in controlled proportions by volume (Table 1). The mixture is encapsulated in a welded Pt jacket with Ni foil as buffer and alumina forcing blocks cut at an angle of 45° with respect to the long axis of the piston, in order to deform the samples under simple shear conditions (Figure 1). NaCl is used as confining medium, and for all experiments confining pressure is 1 GPa. Experiments are done in constant shear strain mode at roughly $10^{-5}s^{-1}$. The experiments are run at temperatures varying from 700 °C to 900 °C (Table 1) and temperature is dropped down to 200 °C within 2 min after deformation ceased.

2.2 Starting material and experimental conditions

All experiments are performed on synthetic samples that we prepare from mineral powders separated from natural silicate rocks and from a synthetically-produced HPG glass (Martel et al., 2001). The samples are assembled using different proportions and combinations of the following starting materials. Fontainebleau sand ground into a quartz

Exp. ref.	Name	Material	T [°C]	γ
405JF	Q800	100 % Qz	800	3.9
409JF	Q800H5	95 % Qz + 5 % HPG	800	4.1
400JF	QB700	10 % Bt + 90 % Qz	700	3.7
363JF	QB700H5	95 %(10 % Bt + 90 % Qz) + 5 % HPG	700	2.9
411JF	QB800_P	10 % Bt + 90 % Qz	800	0.5
356JF	QB800	10 % Bt + 90 % Qz	800	4
407JF	QB800H5_H	95 %(10 % Bt + 90 % Qz) + 5 % HPG	800	0
359JF	QB800H5	95 %(10 % Bt + 90 % Qz) + 5 % HPG	800	2.6
410JF	QB800H10	90 %(10 % Bt + 90 % Qz) + 10 % HPG	800	3.3
360JF	QB7-800H5	95 %(10 % Bt + 90 % Qz) + 5 % HPG	700→800	4.6
358JF	QB900	10 % Bt + 90 % Qz	900	2.8

TABLE 1 – Experimental starting material and conditions. In order to simplify the mechanical and microstructural descriptions below, we renamed samples (second column) in such a way that the first letters and numbers indicate, respectively, the starting material composition and the experimental temperature. HPG percentage, if added to the sample, is noted after the H. Suffix `_P` and `_H` are added for, respectively, peak stress experiment and for hydrostatic experiment. QB7-800H5 early deformation was done at 700 °C then the temperature was set to 800 °C.

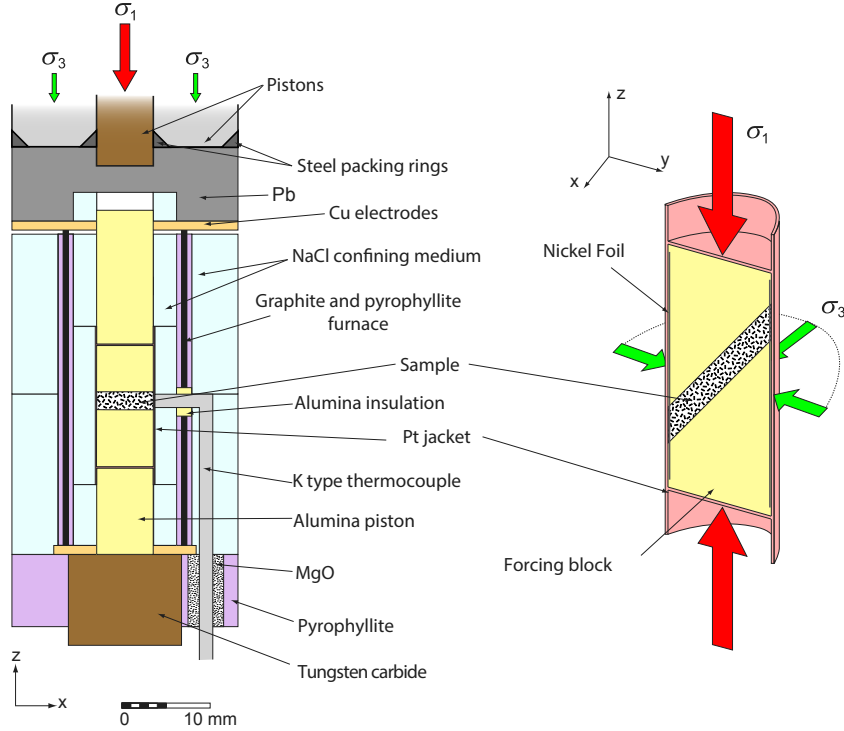
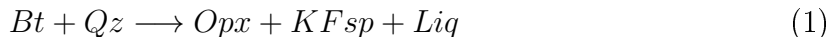


FIGURE 1 – Experimental assembly and shear strain set up used for experiments (modified from Pec et al., 2012).

powder, from which we separate the 10 – 20 μm fraction. To reproduce a natural-like biotite bearing foliation in our samples we use biotite with a grain size 5 times larger than that of quartz (50 – 100 μm), in order to avoid biotite coating around quartz grains. Experiments are performed with pure quartz or a mixture of 90 vol. % quartz and 10 vol. % biotite, or this same mixture in addition to 5 or 10 vol. % of HPG powder. The mean biotite composition is 35.0 wt. % SiO_2 , 17.5 wt. % Al_2O_3 , 19.9 wt. % FeO , 8.5 wt. % MgO , 9.4 wt. % K_2O and 3.2 wt. % TiO_2 . The biotite powder was not entirely pure, containing 7 vol. % of other minerals (5 % quartz, 1 % feldspar and 1 % other phases). All biotite-bearing samples consist of 10 vol. % of this 93 vol. % biotite mixture, hence introducing 0.2 vol. % of feldspar and other phases to the quartz-biotite and to the quartz-biotite-HPG mixture. This very small amount of impurities does not change the bulk composition significantly, nor the stability fields of its mineral phases. In order to test whether the mineral phases of the starting material are stable at the P, T conditions of our experiments, and more importantly, in order to constrain the melting reaction of quartz + biotite, we performed a thermodynamic model using the Theriak-Domino program (de Capitani and Petrakakis, 2010) with the thermodynamic data base of Holland and Powell (1998) and the melt model update of White et al. (2007). The bulk composition used for calculation was 89.9 vol. % quartz, 10 vol. % biotite and 0.1 vol. % intermediate plagioclase (Figure 2). Biotite composition used for such modeling is calculated to have the same XMg and Al/Si ratio as our starting material and assuming all iron is FeO and without TiO_2 . The results, expressed in the form of a pseudosection for temperatures varying between 650 °C and 925 °C and P between 0.8 and 1.15 GPa, predict the production of 0.4 vol. % of garnet alm0.8. Microscope and SEM analyses of thin sections from the post-experiment samples show less than 1 % of garnet alm0.75 suggesting that the model is in close agreement with our experimental results. Therefore, the melting reactions defined in the pseudosections should closely represent the conditions of melting for our samples. The pseudosection (Figure 2) shows that biotite does not undergo melting below 850 °C, whereas the plagioclase melts already at 650 °C. Given the small initial content in plagioclase, the maximum expected quantity of melt is less than 0.1 % .vol if all the plagioclase melt. Such a plagioclase-derived melt is only observed in sample QB800_P. Because the maximum fraction of plagioclase derived melt at 800 °C is so small, we are confident that it did not influence the mechanical properties of our sample. At 900 °C, biotite breakdown by reaction (1) is complete and produces 10 % of melt.



Sample materials are used “as-is” (i.e. no water added), hence their water content should be approximately 0.1 wt. % For such an hydration state, the HPG GTT is roughly at 780 °C (Dingwell, 1998). At 800 °C and with the water content mentioned above, the HPG viscosity is around 10^{10} Pa.s (Dingwell, 1998). In the same temperature range, for the strain rates used in our experiments the viscosity of dry quartzite can be calculated to be between $10^{14.2}$ and $10^{14.5}$ Pa.s using the flow law of (Ranalli and Murphy, 1987). Therefore, the HPG glass represents a material whose viscosity is significantly

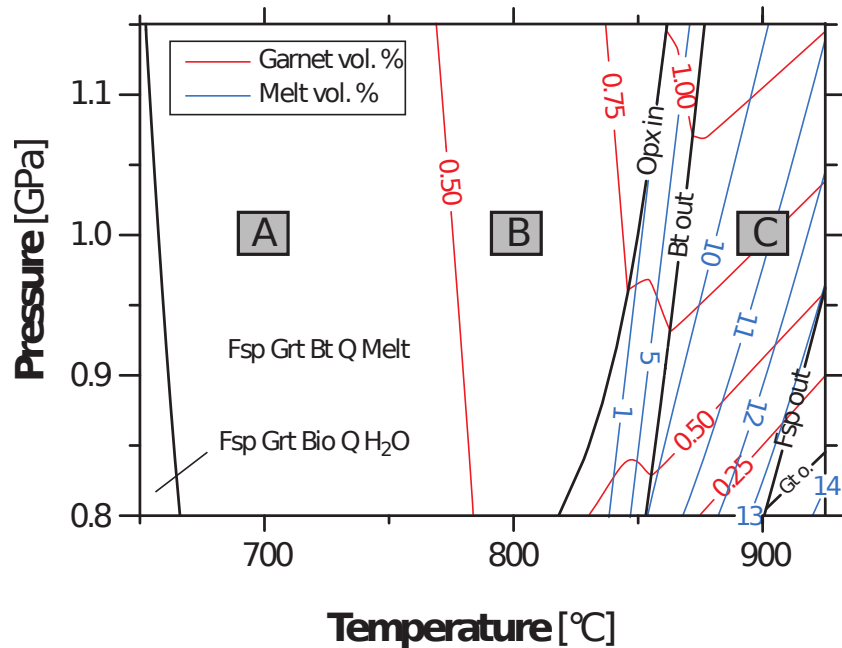


FIGURE 2 – Pseudosection of our starting material. A, B and C represent the position of the experimental conditions used. Composition used : K(1) FE(1.710) MG(1.290) AL(1.483) SI(62.097) H(2) NA(0.005) AL(0.005) SI(0.015) CA(0.005) AL(0.01) SI(0.01) O(?).

higher than that of melts derived from biotite breakdown (10^5 Pa.s Hess and Dingwell, 1996), but by several orders of magnitude lower than that of a quartz aggregate. The introduction of the HPG glass into some of the sample assemblage give us the opportunity to understand the mechanical and microstructural behavior of samples with coexisting melt-like phase and anisotropic minerals such as biotite.

3 Mechanical data

At 800 °C, the shear stress of the pure quartz sample (Q800) attains a maximum of 925 MPa at $\gamma = 1.4$. Following this peak, the stress vs. strain curve rapidly drops to 400 MPa at $\gamma = 2.4$, from where it continues to decrease until 270 MPa at $\gamma = 4$ (Figure 3). Adding 5 % of HPG to the quartz sample (Q800H5) reduces the peak shear stress to 560 MPa at $\gamma = 0.7$ and to 120 MPa at $\gamma = 4.1$. If 10 % of biotite (BQ800) are added to the initial quartz composition, keeping the same experimental P, T conditions, the peak stress is reduced to 330 MPa, it is already attained at $\gamma = 0.7$, and the sample reaches a steady state of 170 MPa starting at $\gamma = 2.3$. Therefore, the addition of 10 % biotite to the pure quartz aggregate (Q800) reduces the peak stress by 65 % and the longer term steady-state shear stress (nearly attained for sample Q800) by at least 40 % at a finite strain of $\gamma = 4$ (Figure 3). The strain/stress curves of the samples with (QB700H5 and the first part of the QB7-800H5 curve) and without HPG (QB700) at

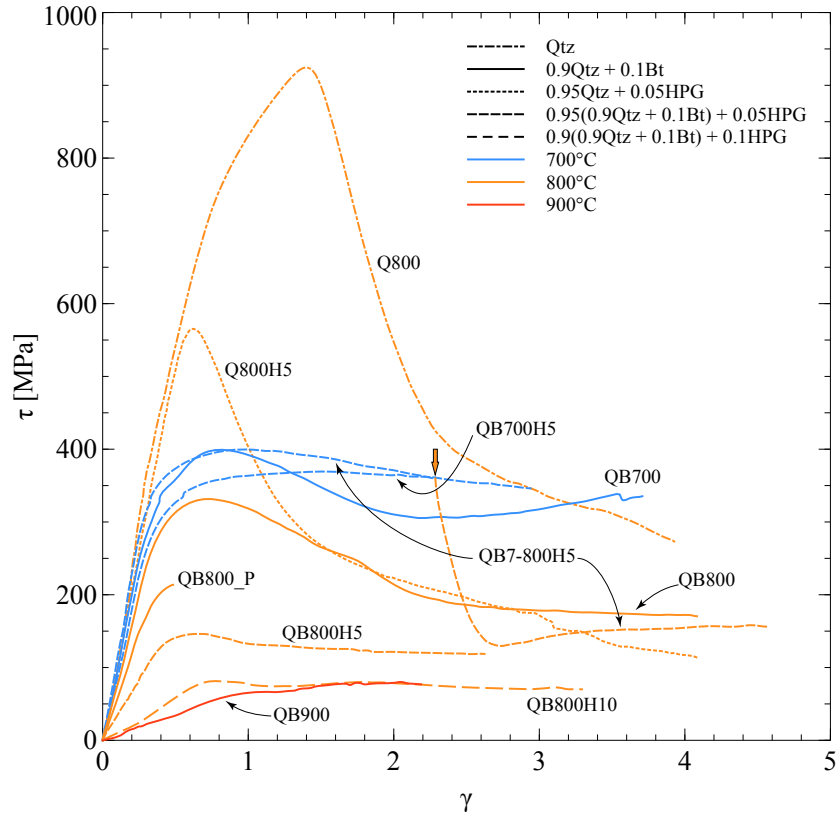


FIGURE 3 – Shear stress vs. shear strain (γ). Colors and line style represent respectively temperature and starting material. Orange arrow point QB7-800H5 temperature change.

700 °C are similar (Figure 3). No significant changes of shear stress take place after the peak stress is attained and the mean shear stress of all samples is approximately 350 MPa, suggesting that the addition of 5 % HPG has no influence on the resistance of the bulk samples at 700 °C. In contrast, at 800 °C the addition of 5 % HPG to the quartz-biotite assemblage has a strong effect on the stress-strain curve (Figure 3). Whereas the HPG-free sample (QB800) shows a weakening of ≈ 160 MPa following the 330 MPa peak stress at $\gamma = 0.7$, the HPG-bearing sample (QB800H5) attains a peak stress limited to 150 MPa at $\gamma = 0.6$ and shows no subsequent weakening, but a steady state strength remaining at 150 MPa until the end of the experiment at $\gamma = 2.8$ (Figure 3). The second part of the stress strain curve of sample QB7-800H5 superposes with the stress-strain curve of sample QB800H5, showing that the long-term ($\gamma \geq 4$) shear stress difference for HPG-free and HPG-bearing samples is limited (≤ 25 MPa). The long-term strength of samples Q800H5, QB800 and QB7-800H5 is in the same range, varying around 150 MPa, and only shows a minimal difference to sample QB800H5. Nevertheless individual strain-stress evolutions, before attaining the low value of 150 MPa are different (Figure 3).

If the HPG fraction is increased to 10 %, still at 800 °C (QB800H10), the mean shear

stress drops below 100 MPa (Figure 3). A similar strength is observed if an HPG-free sample is deformed at higher temperature (900 °C). The strength of QB900 is in the same range as QB800H10. According to thermodynamic modeling (Figure 2) 10 % of melt formed through biotite breakdown at 900 °C, suggesting that the mechanical effect of 10 % of HPG above the GTT is similar to that of 10 % of biotite-breakdown-derived melt.

4 Microstructures and deformation mechanisms

4.1 Peak-stress and hydrostatic experiments

A hydrostatic experiment (QB800H5_H) was performed in order to investigate the microstructures of the starting material at the P,T conditions used for the deformation experiments. Quartz and biotite grain sizes in this sample (Figure 4a) are in the same ranges as in the starting material (i.e. 10 – 20 μm for quartz and 50 – 100 μm for biotite). Biotite grains and aggregates have their long axis parallel to the forcing blocks defining a well visible foliation (Figure 4a). Quartz grains are equant, but grain boundaries are lobate and few grains are rounded and coated by glass (arrows in Figure 4a). Cross-polarized light observations using a full-wave plate (Figure 4b) show randomly distributed polarization colors, suggesting the absence of a crystallographic preferred orientation, consistent with hydrostatic conditions and/or with very small amounts of deformation taking place before peak stress at $\gamma = 0.6$ (Figure 3). The microstructures described here are similar to those of sample QB800_P, described in detail in Fauconnier et al. (in review), composed of the same biotite-quartz mixture with non HPG added. Therefore, the initial fabric of all experiments is considered as similar, hence any modification of this fabric, as observed in the more deformed samples, is attributed to the effect of deformation increments following the peak stress.

4.2 Biotite-free samples

In the pure quartz experiment (Q800) deformation is localized within a single through-going shear band, whose width is almost half of the bulk sample (Figure 5a). Quartz grains in this zone are small ($< 5 \mu\text{m}$), and elongate parallel to the shear band itself, at a small angle to the forcing block margins. As described in more detail in Fauconnier et al. (in review), their almost identical polarization tints indicate a strong crystallographic preferred orientation (CPO) (Figure 5c).

Adding 5 % of HPG to the initial quartz composition (sample Q800H5), yields a different fabric after deformation : a regular network of micrometer-wide, sub-parallel planes (Figs. 5d, e) develops at 25° to the shear direction with a spacing of roughly 50 μm . The overall geometry of this network resembles shear bands or Riedel planes, however a progressive rotation of the quartz grains into these planes is not observed. Under crossed-polarized light, excepted for a few $\approx 100 \mu\text{m}$ sized quartz grains, the material contained

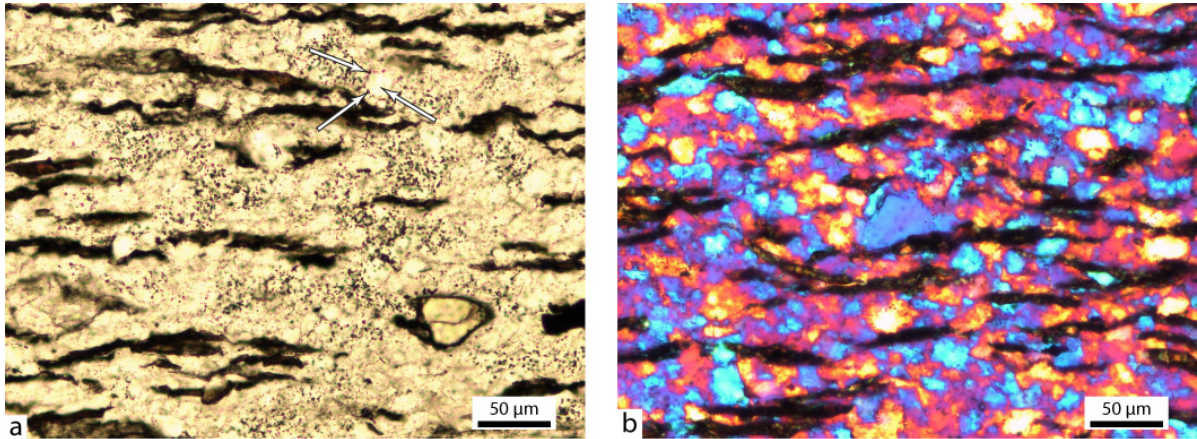


FIGURE 4 – a : Natural light micrograph of QB800H5_H. Arrows pointing rounded quartz grain surrounded by glass. b : Analyzed polarized light micrograph with full-wave plate of QB800_P.

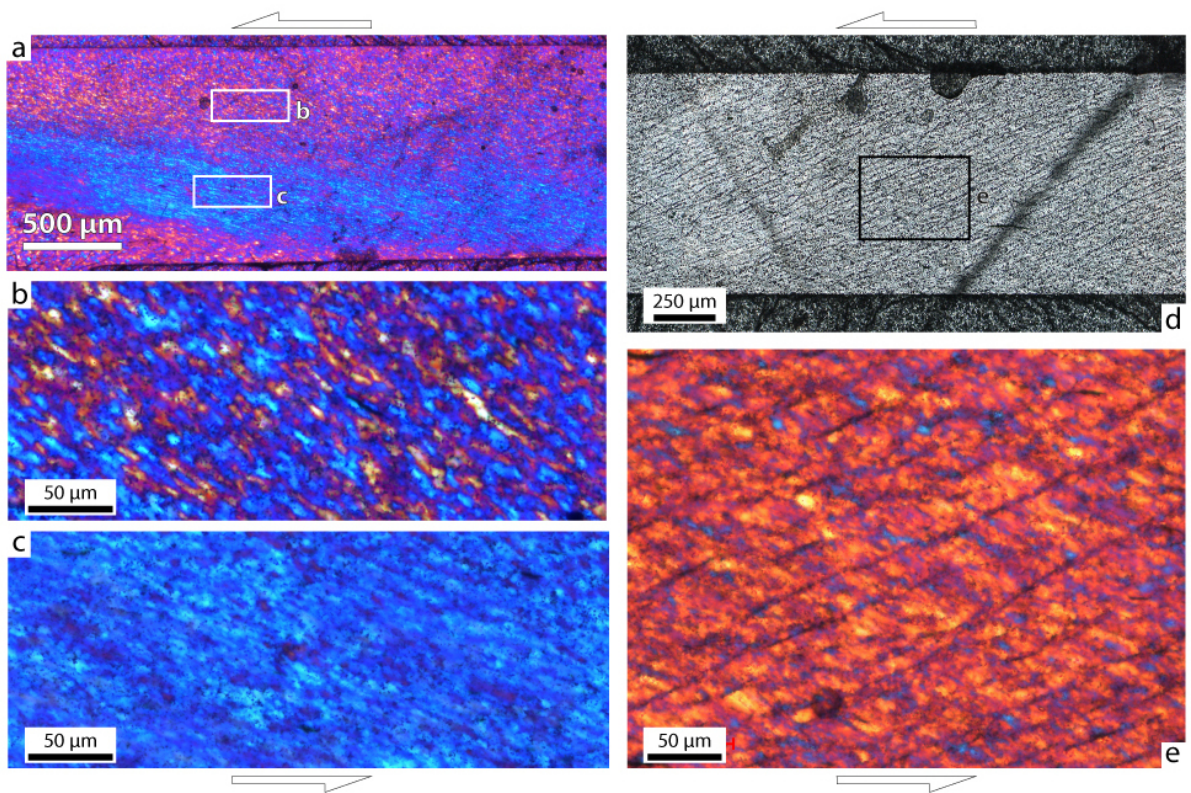


FIGURE 5 – a, b, c : Analyzed polarized light micrograph with full-wave plate of Q800. b and c close up are located in a. d : Natural light micrograph of Q800H5. e : QB800H5 close up (located in d) with full wave plate.

within these planes is always extinct, irrespective of the position of the polarization plate. This points to an amorphous material that is most probably the HPG. HPG could spread along these planes considering that the experimental temperature (800 °C) is above the GTT, hence the HPG must be significantly less viscous than quartz during deformation. This network is therefore interpreted as consisting of HPG-bearing shear bands. Quartz grains in between shear bands are elongate, showing a strong SPO (Figure 5e) with their long axes at an angle of 30° to the shear direction. Based on qualitative observations of the thin section under crossed polarizers with a full-wave plate, the quartz aggregates show a relatively strong CPO. Because of the small size of quartz grain and their rather homogeneous polarization tint, their grain boundaries are difficult to resolve nevertheless they are predominantly slightly lobate. The small size and the elongated shape of those quartz grains indicate that the main recrystallization mechanism could be subgrain rotation.

4.3 Biotite-bearing, melt-free samples

In all experiments with biotite and no melt (QB700, QB800 and QB700H5), biotites can be classified into three microstructural types : (1) clusters of grains of unchanged size, aligned and parallel to shear direction (2) elongate (up to 0.5 mm), continuous aggregates oriented at 20 to 30° to shear direction (Figure 6), forming C' shear bands, (3) grains maintaining the original size of the starting material, whose long axes form an angle of 20 to 30° with respect to shear-direction, representing an S-type foliation (Berthé et al., 1979). Quartz grains are also elongate, with their long axes parallel to the latter type of biotites. Their shape anisotropy forms a pervasive S-type foliation throughout the sample. These foliations, in addition to the shear direction parallel biotites, and the C' shear bands form, respectively, a S-C-C' network (Berthé et al., 1979).

The nature and aspect of the mineral phases forming the C' shear bands content depends mainly on the temperature of the experiment. At 700 °C (QB700 and QB700H5) they are principally made of elongate biotites with their cleavage planes oriented parallel to the shear band itself (Figure 6c). Small and rounded quartz grains, in the micrometer range, also occur in those shear bands. At 800 °C (QB800) these C' shear bands are composed of a mixture of small ($\leq 2 \mu\text{m}$) and rounded quartz grains mixed with fine-grained biotite, in which cleavage planes are no longer visible (Figure 6d). A detailed description of these microstructures can be found in Fauconnier et al. (in review).

At 700 °C, HPG (QB700H5) forms pockets (Figure 6f) that are often very elongate, with sizes and aspect ratios similar to those of biotites within C and S planes. These pockets can be elongate along S, C or C' orientations and, like biotites, they rotate to lay parallel to C' shear bands in their immediate vicinity.

Quartz grain-size in the three experiments above is greatly reduced compared to starting material ($< 10 \mu\text{m}$) and individual grains have high aspect ratios although they are less elongate (Figure 6) in QB700H5 compared to QB700 and QB800. In sample

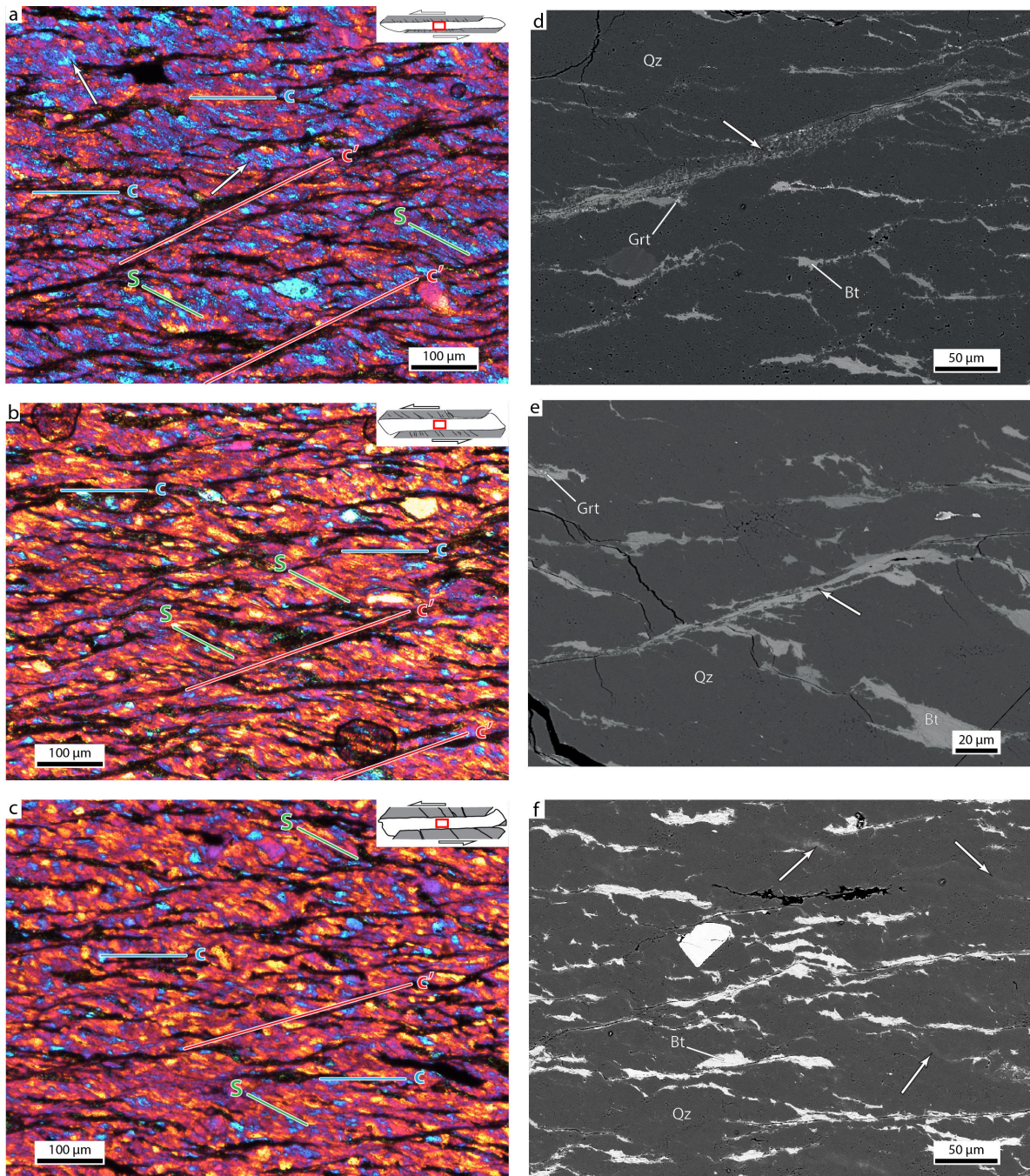


FIGURE 6 – QB800, QB700 and QB700H5 on, respectively, first (a, d), second (b, e) and third row (c, f). a, b, c : Analyzed polarized light micrograph with full-wave plate. d, e, f : backscattered electron images.

QB800 quartz grains show numerous subgrains (Figure 6a). Grain boundaries are relatively straight, with only some of them lobate. In QB700 quartz shows less subgrains than in QB800 and their grain boundaries are fuzzy and straight. Quartz microstructures in both 700 °C experiments (QB700 and QB700H5) are overall similar but quartz boundaries in QB700H5 are more diffuse. This shape modification, grain-size reduction and the rather homogeneous polarization tint of those experiments pointing to a crystallographic preferred orientation, indicate that quartz accommodated deformation mainly by dislocation creep associated with dynamic recrystallisation. The differences in quartz grain-boundaries geometry suggest that the dynamic recrystallization process associated with dislocation creep was not the same in the three experiments : whereas subgrain rotation (SGR) and grain boundary migration (GBM) dominate at 800 °C bulging (BLG) seems to be predominant at 700 °C.

4.4 Biotite- and melt-bearing samples

These three samples were all deformed at 800 °C, but sample QB7-800H5 underwent a deformation stage up to $\gamma = 2.3$ at 700 °C (Figure 3), before a second and last deformation stage at 800 °C from $\gamma = 2.3$ to $\gamma = 4.6$ (Figure 3). The microstructures of the quartz-biotite-HPG samples deformed at 800 °C are similar irrespective of the different volume percentage of HPG, being 5 % (QB800H5) or 10 % (QB800H10) (Figure 7a, b). Shear bands, as produced in melt-free experiments, are not observed. Biotite grains define a foliation parallel to the shear plane and the grain size of both biotite and quartz seems to be unchanged compared to that observed in the starting material and in the hydrostatic and peak stress experiments (Figure 4). Quartz grains can be rounder than in the starting material and their boundaries are coated by a dark phase, but still transparent in optical microscopy (Figure 7a, b). There seems to be no preferred crystallographic orientation in quartz, based on optical observations with crossed polarizers and a full-wave plate (Figure 7a, b).

Even if the temperature was above the GTT at the end of experiment QB7-800H5, microstructures are partly similar to previous experiments without melt (QB700 and QB800), showing elongated quartz grains and a network of S-C-C' structures (Figure 7c). However, these C' shear bands consist of HPG pockets in addition to small, rounded quartz and shredded biotite grains.

Micostructures of the experiment in which biotite underwent dehydration melting (QB900) are similar to those of samples QB800H5 and QB800H10, but with the following differences at 900 °C : (1) rounded quartz grains are more abundant (Figure 7d), (2) biotite is pseudomorphosed by a mixture of garnet, orthopyroxene and an amorphous phase (Figure 7e) and (3) most of quartz grains are coated with thin films of an amorphous phase interpreted as melt (Figure 7d). Some biotites can be found in melt pockets and films but their randomly oriented, needle grain-shapes (Figure 7e), suggest that they formed during post-deformation quenching. The distribution of melt is also different : it is homogeneously distributed in QB800H5 and QB800H10 (Figure 7f), while

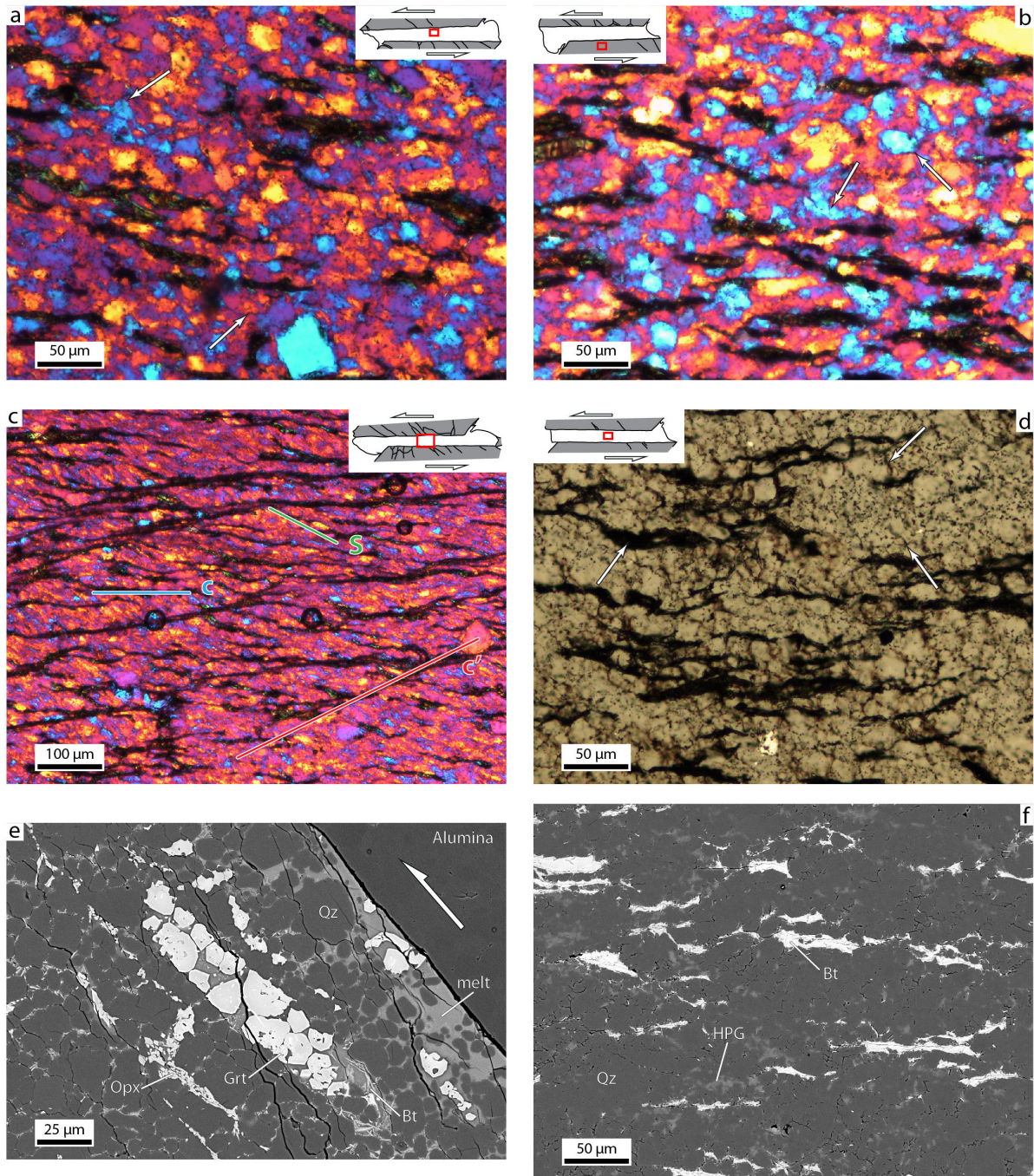


FIGURE 7 – a, b, c : Analyzed polarized light micrograph with full-wave plate of, respectively, QB800H5, QB800H10 and QB7-800H5. d : Natural light micrograph of QB900. e, d : backscattered electron image of QB900 and QB800H10.

it concentrates in the vicinity of former biotites in QB900 (Figure 7e).

5 Melt distribution

Quenching of the samples by 600-700 °C at the end of the deformation experiments transforms the melt into glass. However, because the melt is distributed in thin films along the grain boundaries it is difficult to observe and document it in thin section. Therefore, we used image processing on backscattered electron mosaics of the entire sample in QB900 and QB800H10. Only QB900 and QB800H10 were treated with such process because they have the same amount of melt (i.e. 10 vol. %). Each individual picture of the mosaic was taken at 300x magnification and at a 2048 x 1536 resolution, hence each pixel represents 0.2 μm . To avoid the complex distribution of melt and microstructures within the tips of samples, the overall image was cropped and only the area of overlap between the forcing blocks was analysed. Pixels representing the forcing blocks, dust and cracks were masked from the thin section photographs, in order to properly compute the proportion of the different phases composing each sample. Prior to image segmentation, a light median filter was applied to reduce noise while preserving edges of the features in the image. Segmentation was performed by continuous gray-scale thresholding, producing a set of binary images for each individual phase without overlap or gap (i.e. every pixel can be assigned to only one phase mask). These binary images were subsequently combined into a new gray-scale image with an individual gray value for each phase and filtered again with a median filter to produce the final segmented image (Figure 8). For QB900 the melt proportion calculated by thermodynamic modeling and image analysis is 11.1 vol. % and 11.7 vol. % respectively. 10 vol. % of HPG was put into QB800H10 and the HPG proportion calculated by image analyses is 9.4 vol. %. The difference between the different estimates is inferior to 1 %. Hence we are confident that this method is reliable for the reconnaissance of melt in samples.

Figure 9 shows the orientation of the long axes of melt and HPG pockets with respect to the shear plane for samples BQ900 and BQ800H10, respectively. The orientation of melt pockets shows a bimodal distribution with a major peak close to the maximal stress direction, at 65° to the shear plane, and a minor peak parallel to the shear plane. The pockets oriented parallel to the shear plane almost systematically contain newly formed garnets and orthopyroxenes. They are inferred to replace former biotite grains and aggregates. In contrast, the orientation of HPG pockets only shows one major peak, oriented parallel to the shear plane (Figure 9).

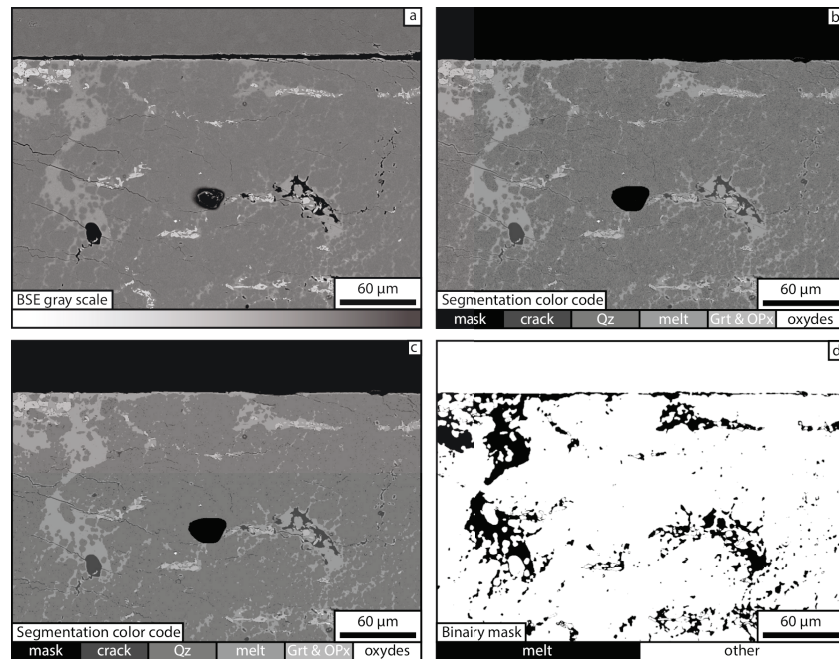


FIGURE 8 – Phase segmentation work flow example with QB900. a : original backscattered electron image. b : gray level thresholding result. Unwanted area such as alumina forcing blocks or dust on the thin section are masked. c : segmentation result after median filtering. d : example of individual phase binary image output used for analyses, here melt is in black.

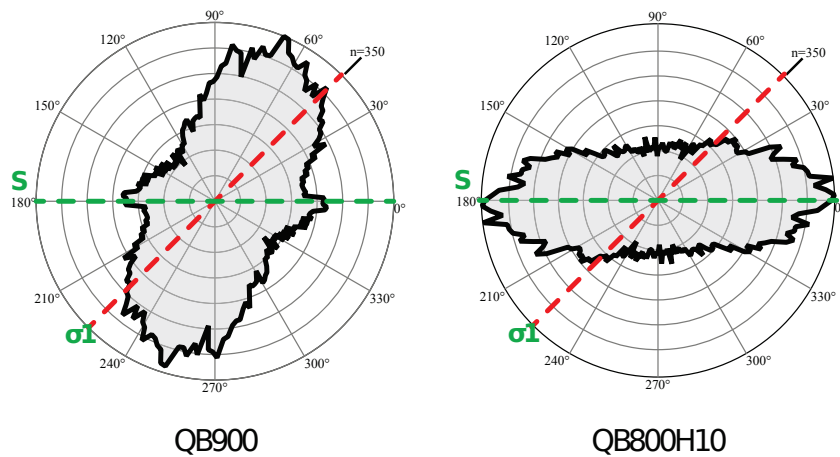


FIGURE 9 – Melt (QB900) or HPG (QB800H10) pocket long axis orientation diagrams. S represent shear direction (parallel to forcing block margin) and σ_1 is the direction of the force applied to the sample.

6 Crystallographic preferred orientation

QB800 is used as a solid-state reference for understanding the effect of partial melting on quartz microtextures. Quartz aggregates in melt-free experiments (QB800) show a weak crystallographic preferred orientation (CPO ; Figure 10a), with $[c]$ axes perpendicular to shear plane and $\langle a \rangle$ axes and $\{m\}$ planes distributed in girdles parallel to the shear direction. Such texture is typical for the quartz basal $\langle a \rangle$ slip-system in simple shear, which is common in natural rocks below 600 °C (e.g., Toy et al., 2008). Samples QB900 and QB800H5 do not show such a CPO, but a random crystallographic orientation (Figure 10b, d). The attainment of large strain in the ductile field without the development of a CPO most probably indicates that deformation of quartz in our partially molten samples was not accommodated by intracrystalline-plastic processes, but rather by grain boundary sliding (GBS). Even if optical microscopy observation suggest a similar texture between QB7-800H5 and the two biotite bearing experiments without melt (QB800 and QB700, Figure 6a, b and Figure 7c), crystallographic orientation are random in this sample (Figure 10c). The lack of fabric in QB7-800H5 can be explained by the small finite strain at which the temperature was under the GTT ($\gamma = 2.3$) and thus deformed by dislocation creep. It is also possible that the late stage of deformation above GTT in the GBS regime can anneal the weak fabric developed during early deformation.

7 Discussion

7.1 Deformation mechanisms and localization of deformation

Quartz in the melt-free experiments (Q800, QB700, QB800 and QB700H5) is always elongate (Figure 5 and 6), smaller than the initial grain size and shows a CPO, as quantified by EBSD analyses for sample Q800, QB800 and QB700, and qualitatively inferred by optical microscopy for other experiments. These observations suggest that quartz was deformed by dislocation creep accommodated by dynamic re-crystallization. At 800 °C the main recrystallization mechanism is SGR while BLG is more dominant at 700 °C as suggested by previous study (Hirth and Tullis, 1992).

Without a weak phase like biotite, quartz eventually reaches high differential stresses allowing deformation to localize along thoroughgoing shear bands of extremely fine and highly deformed quartz grains, as observed in sample Q800 (Fauconnier et al., in review). In contrast, biotite-bearing samples, show a well-distributed network of C and C' shear bands, allowing for a more distributed deformation among the samples. Despite deformation is strongly localized within shear bands, the entire sample volume seems to be affected by the deformation.

The deformation mechanism within the shear bands depends mainly on the deformation temperature (Fauconnier et al., submitted). At 700 °C biotites deform mainly by

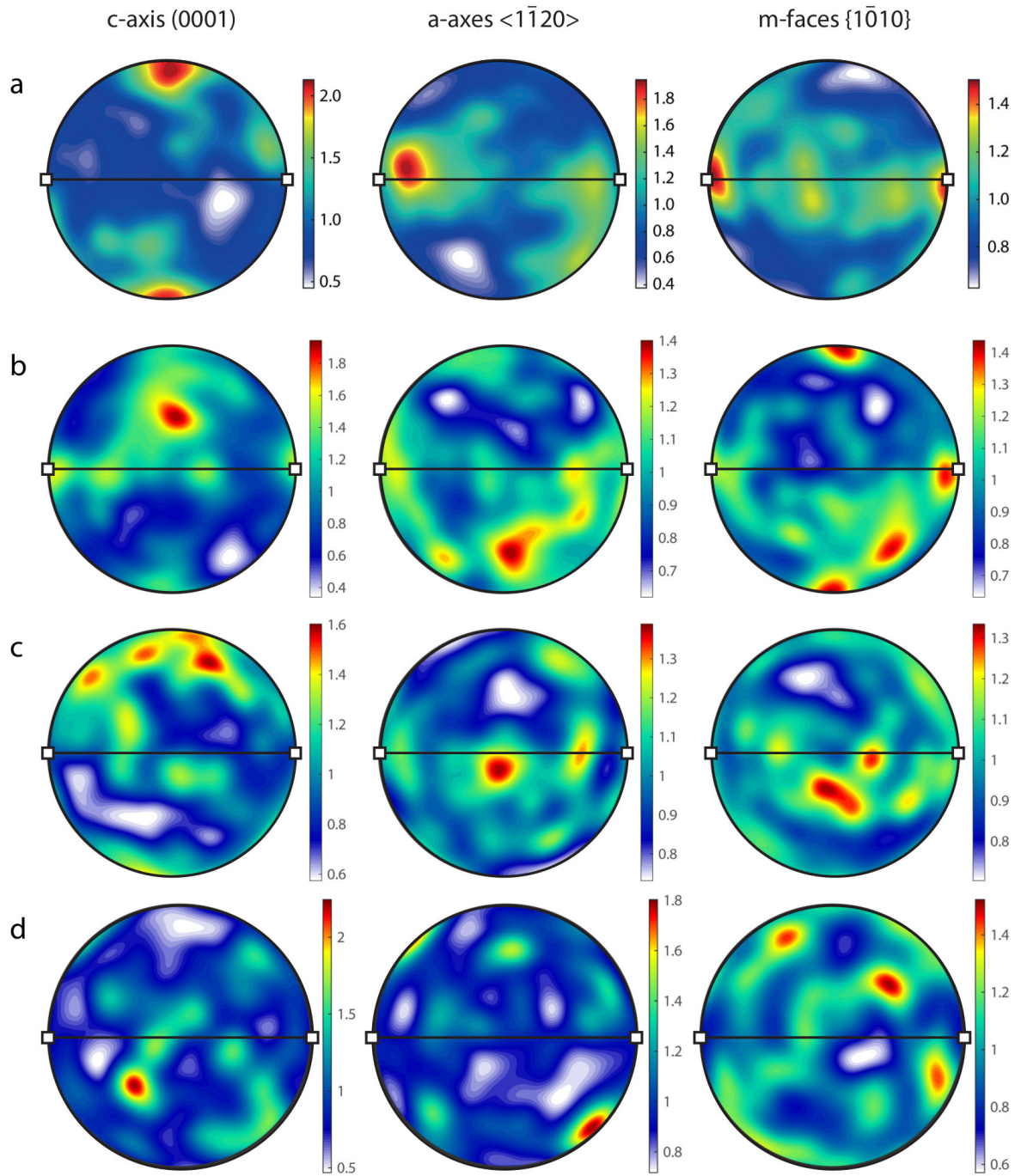


FIGURE 10 – Crystallographic preferred orientation of QB800 (a), QB800H5 (b), QB7-800H5 (c) and QB900 (d).

glide on their basal plane, which is oriented parallel to the shear bands, whereas at 800 °C a very fine-grain mixture of biotite and quartz enables GBS to accommodate shearing along the C' planes.

The mechanical behavior of partially molten samples QB800H5, QB800H10 and QB900 is completely different. In those experiments, there is no evidence for quartz intracrystalline plasticity and no structures localizing deformation are observed. Therefore, deformation must be accommodated by GBS. For such grain size diffusion is so slow that, generally, dislocation creep is more effective than GBS but, even with only 5 % of HPG, a large amount of grain boundaries are coated with melt and therefore assist the sliding process at those boundaries. Such shift of deformation mechanism to melt enhanced diffusion creep was described in previous studies (Dell'Angelo et al., 1987; Dell'Angelo and Tullis, 1988).

Q800H5 microstructures is very different from other experiments with melt and its stress/strain curve is closer to the pure quartz experiment (Q800) with strong work hardening at low strain then followed by a drastic and fast strength loss. In this experiment the melt is mainly found in shear bands as in previous studies reproducing partial melting of the mantle with basalt + olivine + chromite aggregates (Holtzman and Kohlstedt, 2007). Such stress driven melt segregation is achieved in Q800H5 because there is no other weak phase in this sample and therefore the stress and strain can increase and eventually reach a point where HPG is sufficiently well connected. Because those bands are weaker than the surrounding quartz, they localize the deformation leading to a stress drop.

Sample QB7-800H5 was first deformed below the GTT of HPG (i.e. no melt) and then its temperature was raised to 800 °C inducing a substantial viscosity drop of the HPG glass. This experiment allows for the discussion of the impact of inheritance and overprinting in syn-kinematic partial melting. Conversely to the three experiments with melt, QB7-800H5 shows structures that localized the deformation and some evidence for dislocation creep within quartz grains, in spite of the absence of a CPO. Therefore, the fabric acquired during the solid state at 700 °C is either healed at the partially molten state or its progression was stopped by the switching above GTT and limited finite deformation at the solid state was not enough to acquire a stronger CPO. Interestingly, at $\gamma = 4$ the stress is about the same as in previous experiments with shear bands suggesting the strength of the shear bands in our experiments is the same whatever the shear band material is.

7.2 Mechanical behavior and implications for partially molten crustal rocks

Our mechanical data show that the addition of 5 % of HPG glass at 700 °C does not significantly modify the strength of aggregates. Its effect becomes visible at 800 °C,

especially if the volume of glass is increased from 5 to 10 %. These observations confirm the large viscosity decrease of HPG above its GTT, at $T = 780$ °C (Dingwell, 1988). If 5 % HPG glass is added to the pure quartz sample at 800 °C (Q800H5), the peak stress is significantly lower (625 instead of 1150 MPa), and the steady-state strength also becomes much lower than in the HPG-free sample (225 instead of 350 MPa; Figure 3). For the biotite-bearing samples at 800 °C the addition of 5 % HPG is less dramatic, it is mainly visible at low strain, where it strongly reduces the stress values, but at high strain ($\gamma > 3$) the difference between HPG-bearing and HPG-free biotite-quartz almost disappears (Figure 3). However, increasing the amount of HPG from 5 to 10 % reduces the strength significantly, with steady-state stress passing, respectively, from 150 to 100 MPa (Figure 3).

Several experimental studies showed the importance of the melt content on the strength of crustal lithologies (Arzi, 1978; van der Molen and Paterson, 1979; Dell'Angelo and Tullis, 1988; Holyoke and Rushmer, 2002). Based on a review of experimental literature, Rosenberg and Handy (2005) proposed that the greatest strength drop takes place when the melt content increases from 0 to 7 % by volume. Our data can be plotted on the strength vs melt fraction by Rosenberg and Handy (2005). Where the melt proportion is 5 % for QB800H5 and 10 % for QB900 and QB800H10. Our peak stress data (red circles, figure 11) also show a dramatic strength decrease from almost 650 MPa without melt, to 160 MPa or 110 MPa at 10 % melt for, respectively QB800H10 and QB900. However if the strength of the samples is taken from the steady-state portion of experiments, or close-to-steady-state values, at the same finite deformation ($\gamma = 2.6$), melt-dependent weakening is by far not as significant, the strength decreasing from 300 MPa without melt, to 110 MPa at 10 % melt (Figure 11, blue circles). In spite of the small number of samples illustrating these melt-fraction dependent trends, figure 11 shows that the difference between our steady-state strength values and the ones of the peak stress shown in the previous literature is only significant at low (< 5 %) to zero melt percentages. For melt percentages ≥ 5 the strength at steady state is not very different from that measured at peak stress in previous experiments. Peak stress and steady-state stress data from van der Molen and Paterson (1979) show the same tendency as our data (Figure 11). And thus, by looking at the long term strength, the relationship between strength and melt fraction is more linear than what previous studies suggested.

Figure 3 allows one to compare the effect of weakening induced by melting and weakening induced by biotite shear bands under solid-state conditions. At 800 °C the effect of 10 % biotite on the strength of the quartz aggregate is to lower the steady-state stress by ≈ 150 MPa (from 400 MPa in sample Q800 to 250 in sample QB800). At the same temperature, the addition of 5 % melt to this biotite-bearing quartz aggregate (5 % HPG glass in sample QB800H5) reduces the strength by ≈ 75 MPa and the addition of 10 % HPG (QB800H10) glass reduces the strength by > 100 MPa. Therefore, the major weakening effect on the quartz aggregate appears to be due to the addition of 10 % biotite, rather than 10 % of melt.

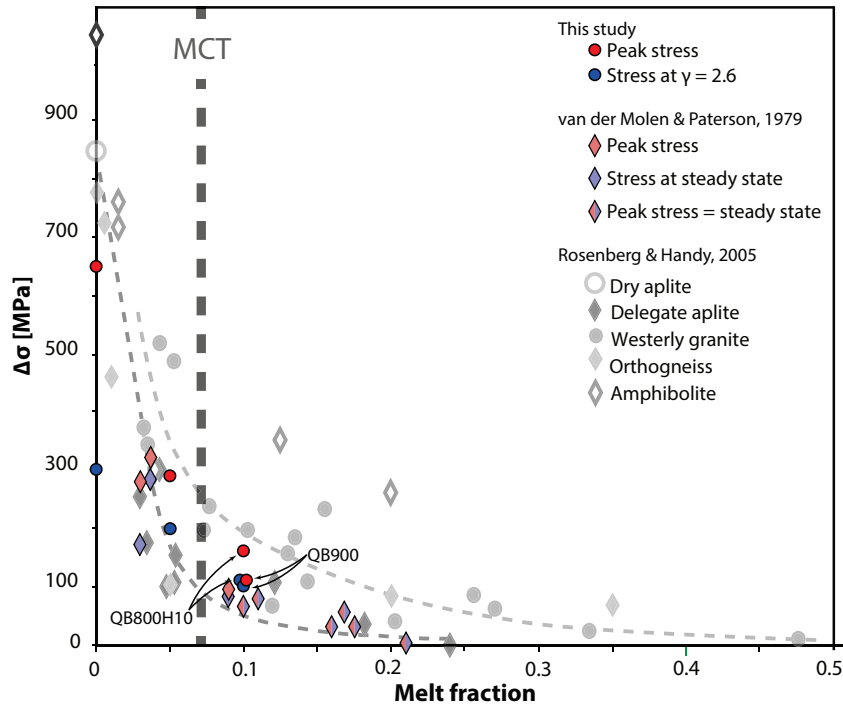


FIGURE 11 – Differential stress vs. melt fraction compilation from previous studies (compilation from Rosenberg and Handy, 2005). QB800, QB800H5, QB800H10 and QB900 maximum differential stress (red circles) and differential stress at $\gamma = 2.6$ (blue circles) are plotted, respectively, for melt fraction of 0, 0.05, 0.1 and 0.1. Same plot was done for data from van der Molen and Paterson (1979) but only for experiment with a steady-state and the same strain rate as our experiments ($10^{-5} s^{-1}$).

7.3 Melt/HPG preferred orientation

The melt preferred orientation observed in sample QB900 is similar to the one described from previous studies performed at high differential stress (Daines and Kohlstedt, 1997, , for review). Even if the overall strength and microstructures of QB900 and QB800H10 are similar, the orientation and pattern of melt pockets derived from biotite breakdown and from melting of the HPG glass is different. This discrepancy can be caused by several differences between those experiments : (1) melt viscosity by biotite breakdown at 900 °C is 5 order of magnitude lower than anhydrous HPG at 800 °C (2) quartz is involved in the biotite melting reaction (3) solids tend to minimize their contact surface with fluids and so tending to spherical geometries (4) biotite are present in QB800H10, even at the end of the experiment, therefore making a strong anisotropy in the sample. The increased viscosity leads to slower fluid displacement. Quartz consumption during biotite melting involves quartz volume diminution and increases the grains roundness and, because of sphere close packing porosity, the overall permeability of the sample. Increased roundness of quartz at 900 °C can also be induced by higher diffusion rates at this temperature and the tendency of solids in the presence of fluids to minimize their surface energy by decreasing the contact surface. Whatever the cause are, the in-

tergranular space increase in QB900 but, because of the differential stress applied to the sample, the space in the maximum shortening direction will close faster than in the elongation direction hence the melt pocket preferred orientation close to σ_1 . At last, biotites can act either as barrier preventing the migration of HPG in direction perpendicular to the foliation. It is likely that a combination of those processes results in a different melt migration behavior between those samples.

7.4 Comparison with natural migmatites

Our experiments show that if the entire deformation phase is achieved in the presence of melt, one cannot make the difference between a deformed rock and an undeformed one based on fabric. The only way to prove that such rock is deformed is the use of external strain marker such as high strength enclaves that possible undergo boudinage. QB7-800H5 shows that structure acquired before partial melting can survive the deformation stage with melt so if a rock contains evidences of partial melting during deformation, such deformation necessarily need to start and/or finish at complete solid state.

In the Western Gneiss Region (WGR), Norwegian Caledonides, Ultra-High Pressure eclogites were exhumed and partly retrogressed in the amphibolite facies within migmatitic felsic gneiss (Labrousse, 2001; Labrousse et al., 2004; Hacker et al., 2010). Regional strain boundary conditions in the amphibolite facies are set by the top-to-the-west Nordfjord-Sogn Detachment System at the top of the WGR and the sinistral Møre-Trondelag Shear Zone at the northern end of WGR. Strain was therefore highly non-coaxial throughout most of the stretching and exhumation stages accomodating late to post-orogenic extension (Hossack, 1984; Fossen, 1992; Andersen, 1998; Krabbendam and Dewey, 1998). Even if shear sense indicators (Hacker et al., 2010, and references therein) within the WGR reflect a penetrative overall top-to-the-west shearing, they are most of the time related to the latest stages of strain. Asymmetrically boudinaged leucosomes (Labrousse et al., 2004; Ganzhorn et al., 2014) imply that most of the shear sense indicators actually developed after their crystallisation in the subsolidus field. Structures revealing shearing in the presence of melt are actually rare, and most of the times debatable. Leucosome-rich shear zones for instance (Ganzhorn et al., 2014), can be considered as former shear zones statically infiltrated by melt after strain localization rather than dilatant shear zones active in the partial melting conditions.

The relative scarcity of shear sense indicators in partially molten rocks has also been noticed in another deep-seated migmatitic dome in the Eastern Europe Hercynides : the Orlica-Snieznik dome (OSD, Chopin et al., 2012). The absence of shear sense indicators within the migmatitic orthogneiss dome (Chopin et al., 2012) led to a pure shear model for the building of the dome structure, first subject to horizontal shortening then vertical shortening (D2 and D3 strain stages in Chopin et al., 2012). Non-coaxial deformation is only described along shallow lateral detachment systems acting in the greenschist facies conditions. Whether the absence of shear-sense indicators within the migmatitic orthogneiss reveals overall pure shear deformation or simple shear deformation in the partially

molten stage is questioned by the present experimental data.

The detailed study of strain patterns in migmatites within acknowledged high strain shear zones such as the cretaceous extensional amphibolite facies Resolution Island Shear Zone, Fjordland, New Zealand (Betka and Klepeis, 2013), the pliocene D’Entrecasteaux Islands domes, Papua New Guinea (Little et al., 2011), or even the Fodsick mountains, Antarctica (McFadden et al., 2010), show that localization of strain in migmatitic domes is a late feature superimposed on a more distributed strain pattern related to horizontal flow (Betka and Klepeis, 2013). Crystallization of melt seems to induce strain partitioning in former migmatites and localization of strain in the weakest lithologies segregated during melting. Here, weakening and localization of strain during extension seems to be related to heterogeneity inherited from partial melting more than deformation in the partially molten state.

8 Conclusion

The present study shows the weakening effect of melt on the strength of deforming biotite-bearing quartz aggregates. Compared to previous interpretations we show that if this weakening is constrained from stress-strain data close to steady-state, its magnitude is much smaller than that previously reported in the literature, that was always based on the strength of aggregates measured for the peak-stress of each experiment. A second significant result of our experiments concerns the weakening effect of biotite on quartz aggregate. The drop in the steady state stress that can be attributed to the presence of 10 % biotite appears to be slightly more important than that caused by the addition of 10 % melt. These observations suggest that melt-induced weakening may have been overestimated in past models. If experimental data are to be applied to geodynamical models, the rheology of the crust should be able to reproduce the weakening effect of biotite and thus the long-term strength (attained at $\gamma \approx 2$ in our experiments), rather than the peak-stress needs to be taken into consideration, given the large displacement accommodated in the crust in such models.

This study shows also that the presence of melt during deformation triggers a switch in deformation mechanism to melt assisted GBS. Because such deformation mechanism do not produce any SPO nor CPO, the sample seems undeformed without the help of external strain markers. This observation suggests that, if the deformation phase is completely synchronous with the melting phase, there will be no evidence of deformation within the rock.

Références

T. B. Andersen. Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview. *Tectonophysics*, 285 :333–351, 1998.

- A. A. Arzi. Critical phenomena melted rocks in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44 :173–184, 1978.
- C. Beaumont, R. a. Jamieson, M. H. Nguyen, and B. Lee. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414(6865) :738–742, 2001.
- D. Berthé, P. Choukroune, and P. Jegouzo. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1(1) :31–42, 1979.
- P. M. Betka and K. A. Klepeis. Three-stage evolution of lower crustal gneiss domes at Breaksea Entrance, Fiordland, New Zealand. *Tectonics*, 32(5) :1084–1106, 2013.
- K. H. Brodie and E. H. Rutter. On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. In *Metamorphic reactions*, pages 138–179. Springer, 1985.
- F. Chopin, K. Schulmann, E. Skrzypek, J. Lehmann, J. R. Dujardin, J. E. Martelat, O. Lexa, M. Corsini, J. B. Edel, P. Štípská, and P. Pitra. Crustal influx, indentation, ductile thinning and gravity redistribution in a continental wedge : Building a Moldanubian mantled gneiss dome with underthrust Saxothuringian material (European Variscan belt). *Tectonics*, 31(1) :1–27, 2012.
- M. J. Daines and D. L. Kohlstedt. Influence of deformation on melt topology. *Journal of Geophysical Research*, 102(B5) :10257–10271, 1997.
- J. H. P. De Bresser, J. L. Urai, and D. L. Olgaard. Effect of water on the strength and microstructure of Carrara marble axially compressed at high temperature. *Journal of Structural Geology*, 27(2) :265–281, 2005.
- C. de Capitani and K. Petrakakis. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7) :1006–1016, jun 2010. ISSN 0003-004X. doi : 10.2138/am.2010.3354.
- L. N. Dell’Angelo and J. Tullis. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(4) :495–515, jul 1988. ISSN 0263-4929. doi : 10.1111/j.1525-1314.1988.tb00436.x. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00436.x>.
- L. N. Dell’Angelo, J. Tullis, and R. A. Yund. Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates. *Tectonophysics*, 139(3-4) :325–332, aug 1987. ISSN 00401951.
- D. B. Dingwell. The glass transition in hydrous granitic melts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 107(1-3) :1–8, apr 1998. ISSN 00319201. doi : 10.1016/S0031-9201(97)00119-2.

-
- W. B. Durham and C. Goetze. Plastic flow of oriented single crystals of olivine. 1 : Mechanical data. *Journal of Geophysical Research*, 82(36) :5737–5753, 1977.
- J. D. Fitz Gerald and H. Stünitz. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I : Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, 221 :269–297, 1993.
- H. Fossen. The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology*, 14(8/9) :1033–1046, 1992.
- A.-C. Ganzhorn, L. Labrousse, G. Prouteau, C. Leroy, J. C. Vrijmoed, T. B. Andersen, and L. Arbaret. Structural, petrological and chemical analysis of syn-kinematic migmatites : insights from the Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(6) :647–673, aug 2014. ISSN 02634929.
- A. C. Ganzhorn, P. Trap, L. Arbaret, R. Champallier, J. Fauconnier, L. Labrousse, and G. Prouteau. Impact of gneissic layering and localized incipient melting upon melt flow during experimental deformation of migmatites. *Journal of Structural Geology*, 85 :68–84, 2016.
- B. R. Hacker, T. B. Andersen, S. E. Johnson, A. R. Kylander-Clark, E. M. Peterman, E. O. Walsh, and D. Young. High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation : The ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway. *Tectonophysics*, 480(1-4) :149–171, jan 2010. ISSN 00401951. doi : 10.1016/j.tecto.2009.08.012.
- M. R. Handy. The solid-state flow of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6) :8647, 1990.
- K. U. Hess and D. B. Dingwell. Viscosities of hydrous leucogranitic melts : A non-Arrhenian model. *American Mineralogist*, 81 :1297–1300, 1996.
- G. Hirth and J. Tullis. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2) :145–159, 1992.
- T. J. B. Holland and R. Powell. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16 :309–343, 1998.
- B. K. Holtzman and D. L. Kohlstedt. Stress-driven Melt Segregation and Strain Partitioning in Partially Molten Rocks : Effects of Stress and Strain. *Journal of Petrology*, 48(12) :2379–2406, oct 2007. ISSN 0022-3530.
- C. W. Holyoke and T. Rushmer. An experimental study of grain scale melt segregation mechanisms in two common crustal rock types. *Journal of Metamorphic Geology*, 20 (5) :493–512, jun 2002. ISSN 0263-4929. doi : 10.1046/j.1525-1314.2002.00381.x. URL <http://doi.wiley.com/10.1046/j.1525-1314.2002.00381.x>.
- J. R. Hossack. The geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W Norway. *Journal of the Geological Society*, 141(4) :629–637, 1984.

-
- P. Jordan. The deformational behaviour of biminerale limestone - halite aggregates. *Tectonophysics*, 135 :185–198, 1987.
- M. Krabbendam and J. F. Dewey. Exhumation of UHP rocks by transtension in the Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides. *Geological Society, London, Special Publications*, 135 :159–181, jan 1998. ISSN 0305-8719.
- L. Labrousse. *L'exhumation des roches métamorphiques de très haute pression : le cas des Calédonides de Norvège*. PhD thesis, UPMC, 2001.
- L. Labrousse, L. Jolivet, T. B. Andersen, P. Agard, R. Hébert, H. Maluski, and U. Schräner. Pressure-temperature-time deformation history of the exhumation of ultra-high pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway. *Geological Society of America Special Papers*, 380 :155–183, 2004.
- L. Labrousse, G. Prouteau, and A.-C. Ganzhorn. Continental exhumation triggered by partial melting at ultrahigh pressure. *Geology*, 39(12) :1171–1174, oct 2011. ISSN 0091-7613.
- Z. H. Li, T. V. Gerya, and J.-P. Burg. Influence of tectonic overpressure on P-T paths of HP-UHP rocks in continental collision zones : thermomechanical modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(3) :227–247, apr 2010. ISSN 02634929. doi : 10.1111/j.1525-1314.2009.00864.x. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1525-1314.2009.00864.x>.
- T. A. Little, B. R. Hacker, S. M. Gordon, S. L. Baldwin, P. G. Fitzgerald, S. Ellis, and M. Korchinski. Diapiric exhumation of Earth's youngest (UHP) eclogites in the gneiss domes of the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Tectonophysics*, 510(1-2) : 39–68, 2011.
- C. Martel, D. B. Dingwell, O. Spieler, M. Pichavant, and M. Wilke. Experimental fragmentation of crystal- and vesicle-bearing silicic melts. *Bulletin of Volcanology*, 63 :398–405, 2001.
- R. R. McFadden, C. Teyssier, C. S. Siddoway, D. L. Whitney, and C. M. Fanning. Oblique dilation, melt transfer, and gneiss dome emplacement. *Geology*, 38(4) :375–378, 2010.
- P. I. Náblék and J. L. Náblék. Thermal characteristics of the Main Himalaya Thrust and the Indian lower crust with implications for crustal rheology and partial melting in the Himalaya orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 395 :116–123, 2014.
- M. Pec, H. Stünitz, R. Heilbronner, M. Drury, and C. de Capitani. Origin of pseudotachylites in slow creep experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356 : 299–310, nov 2012. ISSN 0012821X. doi : 10.1016/j.epsl.2012.09.004.
- A. D. Post, J. Tullis, and R. A. Yund. Effects of chemical environment on dislocation creep of quartzite. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 101(B10) :22143–22155, 1996.

-
- G. Ranalli and D. C. Murphy. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132(4) :281–295, 1987.
- P. F. Rey, C. Teyssier, and D. L. Whitney. The role of partial melting and extensional strain rates in the development of metamorphic core complexes. *Tectonophysics*, 477 (3-4) :135–144, 2009.
- C. L. Rosenberg and M. R. Handy. Experimental deformation of partially melted granite revisited : implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 23 (1) :19–28, 2005.
- C. L. Rosenberg, S. Medvedev, and M. R. Handy. Effects of Melting on Faulting and Continental Deformation. In M. R. Handy, G. Hirth, and N. Hovius, editors, *Tectonic Faults : Agents of Change on a Dynamic Earth*, chapter 13, pages 357–401. MIT Press., 2007.
- N. M. Shapiro, M. H. Ritzwoller, P. Molnar, and V. Levin. Thinning and flow of Tibetan crust constrained by seismic anisotropy. *Science*, 305(5681) :233–236, 2004.
- V. G. Toy, D. J. Prior, and R. J. Norris. Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites : Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology*, 30(5) :602–621, 2008.
- M. J. Unsworth, a. G. Jones, W. Wei, G. Marquis, S. G. Gokarn, J. E. Spratt, P. Bedrosian, J. Booker, C. Leshou, G. Clarke, L. Shenghui, L. Chanhong, D. Ming, J. Sheng, K. Solon, T. Handong, J. Ledo, and B. Roberts. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. *Nature*, 438(7064) :78–81, 2005.
- I. van der Molen and M. S. Paterson. Experimental Deformation of Partially-Melted Granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70 :299–318, 1979.
- O. Vanderhaeghe. Migmatites, granites and orogeny : Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, 477(3-4) :119–134, 2009.
- R. W. White, R. Powell, and T. J. B. Holland. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25 :511–527, 2007.

Conclusion

La localisation de la déformation est une des caractéristiques principale de la tectonique. Bien qu'elle soit étudiée de manière intensive, notamment sur le terrain, il y a relativement peu de données expérimentales directement applicables à la croûte continentale ductile. Ce constat est tout aussi vrai pour l'étude expérimentale de la déformation de la croûte continentale partiellement fondue. Les données expérimentales étant bien souvent à la base de « la chaîne alimentaire de la recherche », elles sont indispensables pour de nombreux champs d'étude de l'objet Terre. Le but premier de cette thèse était donc d'apporter de nouvelles données sur la localisation de la déformation et la fusion partielle de la croûte continentale. Pour ce faire, l'axe de recherche qui a été adopté était, dans un premier temps, de documenter les relations entre fusion partielle et déformation dans une zone de cisaillement majeure : la zone de faille de Møre og Trøndelag (MTFZ) dans la Région des Gneiss de l'Ouest en Norvège. Puis, dans un second temps, de réaliser des expériences de déformation en presse de Griggs sur un un analogue de croûte continentale.

Étude de terrain

La MTFZ est principalement composée gneiss et de migmatites mais elle comporte aussi de nombreux boudins basiques d'éclogites et d'amphibolites. Ces boudins sont systématiquement associés à la présence de fusion partielle. Étant plus résistant que l'encaissant, ces boudins génèrent des gradients de pression qui contrôlent la migration des liquides silicatés. Ceux-ci sont alors « piégés » près des boudins. Les liquides de fusion permettent la rétro-morphoses des éclogites en amphibolites en apportant l'eau nécessaire. La rétro-morphose permet aussi de localiser la déformation dans les boudins par des bandes de cisaillement. L'étude détaillée des boudins permet de dire qu'il y a un continuum de déformation de l'état partiellement fondu à l'état solide dans la MTFZ. Enfin, alors que les gneiss et les mylonites de la MTFZ possèdent souvent des marqueurs du sens de cisaillement, ces marqueurs sont absents dans les zones où les boudins et les migmatites sont abondants.

Localisation de la déformation à l'état solide

La série d'expériences en presse de Griggs sur des agrégats de quartz et biotite apporte de nouvelles données à la compréhension des mécanismes et des effets de la localisation de la déformation via l'interconnexion de phases faibles (biotites). Premièrement, dans les même conditions de déformation, l'ajout de 10 % de biotite au quartz diminue de trois fois le pic de résistance de l'échantillon par rapport à un échantillon de quartz pur.

Cette chute de résistance s'accompagne d'un réseau de bande de cisaillement en S-C-C'. La relativement faible orientation cristallographique préférentielle du quartz pour la déformation finie atteinte, indique que ces bandes de cisaillement accommodent une grande part de la déformation. Cependant, les mécanismes de déformation des bandes de cisaillement sont dépendant de la température. À 700 °C, les biotites dans les bandes de cisaillement se déforment principalement en glissement basal. À 800 °C, la taille des grains de biotites et de quartz est très fortement réduite dans les bandes de cisaillement, ce qui permet de changer de mécanisme de déformation pour du glissement aux joints de grain.

Déformation de la croûte partiellement fondue

La seconde série d'expériences montre qu'il est possible de simuler le comportement mécanique de la croûte continentale partiellement fondue en utilisant du HPG. Les deux intérêts majeurs d'utiliser du verre comme analogue de liquide silicaté sont : 1) le contrôle de la quantité de liquide silicaté est indépendant de toute autre facteur pouvant modifier le comportement mécanique de l'échantillon, 2) il est possible de faire des expériences sur des protolithes anisotropes (foliation) puisque les biotites sont stables au dessus de la température de transition vitreuse du verre. Du point de vue résistance mécanique, ces résultats confirment les études précédentes si la valeur du pic de résistance des échantillons est utilisé. En revanche, si la résistance à long terme est utilisée, l'affaiblissement induit par la fusion partielle est nettement moins important. Les résultats de ces expériences confirment aussi qu'une faible quantité de liquide silicaté (5 %) permet de changer le mécanisme de déformation en glissement aux joints de grains.

Transfert d'échelle et synthèse

Les transferts d'échelles du monde expérimental au monde réel ne sont jamais aisés, principalement parce que les expériences ont des taux de déformation au moins six ordres de grandeur plus rapide que dans la nature. Cette différence est usuellement compensée en augmentant la température des expériences par rapport à celle des phénomènes réels. En se permettant cette mise à l'échelle, plusieurs conclusions ressortent de cette étude :

- Les expériences de déformation à l'état partiellement fondu ne montrent pas de structures localisantes à l'échelle du grain comme c'était le cas dans les expériences à l'état solide. Le mécanisme de déformation des expériences avec verre étant le glissement aux joints de grain, les grains de quartz n'acquièrent ni orientation préférentielle de forme ni orientation préférentielle cristallographique. En extrapolant à partir de ces résultats, une roche qui se déforme uniquement à l'état partiellement fondu ne devrait donc développer aucune fabrique. En d'autres termes, sauf si un marqueur externe permet de témoigner de la déformation, il n'est pas possible de faire la différence entre une roche qui a été strictement déformée à l'état partiellement fondu d'une autre non déformée. Ceci pourrait expliquer pourquoi il n'y a pas de marqueur du sens de cisaillement dans les roches partiellement fondues de

la MTFZ.

- La résistance de l'échantillon à quartz+HPG étant supérieure à celle de l'échantillon à quartz+biotite, il semblerait que les biotites soient un agent affaiblissant plus efficace que la fusion partielle. Ce résultat doit tout de même être prité avec précaution puisque ces expériences n'ont pas été réalisées avec la même quantité de phase faible (5 % de HPG et 10 % de biotite).
- Ces expériences montrent que l'affaiblissement corrélé à la mise en place de la localisation de la déformation est non négligeable. De plus les biotites ayant un très fort effet sur la résistance de l'échantillon, il semble important d'utiliser une rhéologie reproduisant ces caractéristiques dans les modèles numériques utilisant la croûte continentale.
- La fusion partielle est régulièrement citée comme vecteur affaiblissant permettant la localisation de la déformation. Or aucunes structures localisantes n'a été produite dans les expériences partiellement fondu. Cette incompatibilité vient probablement d'un problème avec l'échelle à laquelle on définit la localisation de la déformation. À la grande échelle, la fusion partielle peut localiser la déformation : les roches partiellement fondues étant moins résistantes que celles à l'état solide, la déformation va se localiser dans la zone migmatitisée. En revanche, au sein de cette zone partiellement fondu, la déformation à l'échelle du grain est homogène.

Perspectives

Ce travail ouvre les possibilités de projets de recherche suivant :

- Une étude géochimique fine des processus de rétro-morphose des éclogites en amphibolite par les liquides silicatés.
- Étudier les fabriques minérales des roches partiellement fondues de la MTFZ à l'EBSD afin de déterminer si, dans un objet de cette taille, la fusion partielle peut provoquer du glissement aux joints de grain.
- Réaliser d'autres expériences de déformation de roches partiellement fondues en remplaçant le HPG par de la muscovite. En effet, la muscovite fondant à plus basse température que la biotite, il est possible de reproduire le même genre d'expériences que dans cette étude sans avoir de différence de viscosité du liquide silicaté par rapport à la nature.

Liste des abréviations

HP haute pression

HT haute température

PC pression de confinement

WC carbure de tungstène

HPG haplogranitique

TTV température de transition vitreuse

MEB microscope électronique à balayage

UHP ultra haute pression

MTFZ zone de faille de Møre -Trøndelag

Bibliographie

- T. B. ANDERSEN : Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview. *Tectonophysics*, 285:333–351, 1998.
- A. A. ARZI : Critical phenomena melted rocks in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44:173–184, 1978.
- W. M. BEHR et J. P. PLATT : Rheological evolution of a Mediterranean subduction complex. *Journal of Structural Geology*, 54:136–155, 2013.
- D. BERTHÉ, P. CHOUKROUNE et P. JEGOUZO : Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1(1):31–42, 1979.
- J. D. BLACIC : Plastic-deformation mechanisms in quartz : the effect of water. *Tectonophysics*, 27:271–294, 1975.
- L. BOLLINGER, P. HENRY et J. AVOUAC : Mountain building in the Nepal Himalaya : Thermal and kinematic model. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1-2):58–71, apr 2006. ISSN 0012821X.
- I. BRYHNI et B. STURT : Caledonides of southwestern Norway. In D. G. GEE et B. STURT, eds : *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, p. 89–107. John Wiley & Sons Ltd, 1985.
- I. BRYHNI : *Reconnaissance studies of gneisses, ultrabasites, eclogites and anorthosites in outer Nordfjord, western Norway*, vol. 241. Universtitetsforlaget, 1966.
- F. CHOPIN, K. SCHULMANN, P. ŠTÍPSKÁ, J. E. MARTELAT, P. PITRA, O. LEXA et B. PETRI : Microstructural and metamorphic evolution of a high-pressure granitic orthogneiss during continental subduction (Orlica-Śnieżnik dome, Bohemian Massif). *Journal of Metamorphic Geology*, 30(4):347–376, 2012.
- J. D. CLEMENS et G. T. R. DROOP : Fluids, P–T paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust. *Lithos*, 44(1-2):21–36, oct 1998. ISSN 00244937. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493798000206>.
- S. CUTHBERT, D. CARSWELL, E. KROGH-RAVNA et A. WAIN : Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides. *Lithos*, 52(1-4):165–195, apr 2000. ISSN 00244937.

- M. J. DAINES et D. L. KOHLSTEDT : Influence of deformation on melt topology. *Journal of Geophysical Research*, 102(B5):10257–10271, 1997.
- L. N. DELL'ANGELO et J. TULLIS : Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(4):495–515, jul 1988. ISSN 0263-4929. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00436.x>.
- L. N. DELL'ANGELO, J. TULLIS et R. A. YUND : Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates. *Tectonophysics*, 139(3-4):325–332, aug 1987. ISSN 00401951.
- D. B. DINGWELL : The glass transition in hydrous granitic melts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 107(1-3):1–8, apr 1998. ISSN 00319201.
- J. FAUCONNIER, L. LABROUSSE, T. B. ANDERSEN, O. BEYSSAC, S. DUPRAT-OUALID et P. YAMATO : Thermal structure of a major crustal shear zone, the basal thrust in the Scandinavian Caledonides. *Earth and Planetary Science Letters*, 385:162–171, 2014. ISSN 0012-821X.
- H. FOSSEN : The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology*, 14(8/9):1033–1046, 1992.
- H. FOSSEN et W. J. DUNLAP : Timing and kinematics of Caledonian thrusting and extensional collapse, southern Norway : evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. *Journal of Structural Geology*, 20(6):765–781, 1998.
- A. C. GANZHORN, P. TRAP, L. ARBARET, R. CHAMPALLIER, J. FAUCONNIER, L. LABROUSSE et G. PROUTEAU : Impact of gneissic layering and localized incipient melting upon melt flow during experimental deformation of migmatites. *Journal of Structural Geology*, 85:68–84, 2016.
- A.-C. GANZHORN, L. LABROUSSE, G. PROUTEAU, C. LEROY, J. C. VRIJMOED, T. B. ANDERSEN et L. ARBARET : Structural, petrological and chemical analysis of syn-kinematic migmatites : insights from the Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(6):647–673, aug 2014. ISSN 02634929.
- D. GAPAIS et S. H. WHITE : Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Textures and Microstructures*, 5(C):1–17, 1982.
- D. GAPAIS, P. BALE, P. CHOUKROUNE, P. COBBOLD, Y. MAHJOUR et D. MARQUER : Bulk kinematics from shear zone patterns : some field examples. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6):635–646, 1987.
- D. G. GEE, C. JUHLIN, C. PASCAL et P. ROBINSON : Collisional Orogeny in the Scandinavian Caledonides (COSC). *GFF*, 132:29–44, 2010.

-
- C. GERBI, S. E. JOHNSON, A. COOK et S. S. VEL : Effect of phase morphology on bulk strength for power-law materials. *Geophysical Journal International*, 200(1):374–389, 2015.
- G. C. GLEASON, V. BRUCE et H. W. GREEN : Experimental investigation of melt topology in partially molten quartzo-feldspathic aggregates under hydrostatic and non-hydrostatic stress. *Journal of Metamorphic Geology*, 17:705–722, 1999.
- R. GORBATSHEV : Precambrian basement of the Scandinavian Caledonides. In D. G. GEE et B. STURT, édés : *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, p. 197–212. John Wiley & Sons Ltd, 1985.
- S. M. GORDON, D. L. WHITNEY, C. TEYSSIER et H. FOSSEN : U–Pb dates and trace-element geochemistry of zircon from migmatite, Western Gneiss Region, Norway : Significance for history of partial melting in continental subduction. *Lithos*, 170–171:35–53, jun 2013. ISSN 00244937.
- A. GRØNLIE et D. ROBERTS : Resurgent strike-slip duplex development along the Hitra-Snåsa and Verran Faults, Møre-Trøndelag Fault Zone, Central Norway. *Journal of Structural Geology*, 11(3):295–305, 1989.
- F. GUEYDAN, Y. M. LEROY, L. JOLIVET et P. AGARD : Analysis of continental mid-crustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening. *Journal of Geophysical Research*, 108(B2):2064, 2003.
- B. R. HACKER, T. B. ANDERSEN, S. E. JOHNSON, A. R. KYLANDER-CLARK, E. M. PETERMAN, E. O. WALSH et D. YOUNG : High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation : The ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway. *Tectonophysics*, 480(1-4):149–171, jan 2010. ISSN 00401951.
- M. R. HANDY : The solid-state flow of polymineralic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6):8647, 1990.
- M. L. HAUCK, K. D. NELSON, L. D. BROWN, W. ZHAO et a. R. ROSS : Crustal structure of the Himalayan orogen at $\sim 90^\circ$ east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles. *Tectonics*, 17(4):481, 1998.
- R. P. HEILBRONNER : The autocorrelation function : an image processing tool for fabric analysis. *Tectonophysics*, 212(3-4):351–370, oct 1992. ISSN 00401951.
- G. HIRTH et D. L. KOHLSTEDT : Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle : Deformation in the diffusion creep regime. *Journal of Geophysical Research*, 100(B2):1981–2001, 1995.
- G. HIRTH et J. TULLIS : Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2):145–159, 1992.

- B. K. HOLTZMAN, N. GROEBNER, M. E. ZIMMERMAN, S. B. GINSBERG et D. L. KOHLSTEDT : Stress-driven melt segregation in partially molten rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(5), may 2003a. ISSN 15252027.
- B. K. HOLTZMAN et D. L. KOHLSTEDT : Stress-driven Melt Segregation and Strain Partitioning in Partially Molten Rocks : Effects of Stress and Strain. *Journal of Petrology*, 48(12):2379–2406, oct 2007. ISSN 0022-3530.
- B. K. HOLTZMAN, D. L. KOHLSTEDT, M. E. ZIMMERMAN, F. HEIDELBACH, T. HIRAGA et J. HUSTOFT : Melt Segregation and Strain Partitioning : Implications for Seismic Anisotropy and Mantle Flow. *Science*, 301:1227–1230, 2003b.
- C. W. HOLYOKE et A. K. KRONENBERG : Accurate differential stress measurement using the molten salt cell and solid salt assemblies in the Griggs apparatus with applications to strength, piezometers and rheology. *Tectonophysics*, 494(1-2):17–31, oct 2010. ISSN 00401951. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195110003264>.
- C. W. HOLYOKE et T. RUSHMER : An experimental study of grain scale melt segregation mechanisms in two common crustal rock types. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(5):493–512, jun 2002. ISSN 0263-4929. URL <http://doi.wiley.com/10.1046/j.1525-1314.2002.00381.x>.
- C. W. HOLYOKE et J. TULLIS : Formation and maintenance of shear zones. *Geology*, 34(2):105–108, 2006a.
- C. W. HOLYOKE et J. TULLIS : Mechanisms of weak phase interconnection and the effects of phase strength contrast on fabric development. *Journal of Structural Geology*, 28(4):621–640, apr 2006b. ISSN 01918141.
- C. W. HOLYOKE et J. TULLIS : The interaction between reaction and deformation : an experimental study using a biotite+plagioclase+quartz gneiss. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(8):743–762, oct 2006c. ISSN 0263-4929. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1525-1314.2006.00666.x>.
- N. J. R. HUNTER, P. HASALOVÁ, R. F. WEINBERG et C. J. L. WILSON : Fabric controls on strain accommodation in naturally deformed mylonites : The influence of interconnected micaceous layers. *Journal of Structural Geology*, 83:180–193, 2016.
- L. JOLIVET, E. LECOMTE, B. HUET, Y. DENÈLE, O. LACOMBE, L. LABROUSSE, L. LE POURHIET et C. MEHL : The North Cycladic Detachment System. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1-2):87–104, 2010.
- P. JORDAN : The deformational behaviour of bimineralic limestone - halite aggregates. *Tectonophysics*, 135:185–198, 1987.

-
- E. KALI, P. H. LELOUP, N. ARNAUD, G. MAHEO, D. LIU, E. BOUTONNET, J. VAN DER WOERD, X. LIU, J. LIU-ZENG et H. LI : Exhumation history of the deepest central Himalayan rocks, Ama Drime range : Key pressure-temperature-deformation-time constraints on orogenic models. *Tectonics*, 29:TC2014, 2010.
- R. KILIAN, R. HEILBRONNER et H. STÜNITZ : Quartz grain size reduction in a granitoid rock and the transition from dislocation to diffusion creep. *Journal of Structural Geology*, 33(8):1265–1284, aug 2011. ISSN 01918141.
- D. S. H. KING, M. E. ZIMMERMAN et D. L. KOHLSTEDT : Stress-driven Melt Segregation in Partially Molten Olivine-rich Rocks Deformed in Torsion. *Journal of Petrology*, 51(1-2):21–42, sep 2010. ISSN 0022-3530.
- S. H. KIRBY et a. K. KRONENBERG : Rheology of the lithosphere : Selected topics. *Reviews of Geophysics*, 25(8):1680, 1987.
- L. M. KRIEGSMAN : Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56(1):75–96, feb 2001. ISSN 00244937. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493700000608>.
- A. K. KRONENBERG, S. H. KIRBY et J. PINKSTON : Basal slip and mechanical anisotropy of biotite. *Journal of Geophysical Research*, 95(B12):19257, 1990.
- R. KRUSE et H. STÜNITZ : Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics*, 303:223–249, 1999.
- L. LABROUSSE, T. DURETZ et T. GERYA : H₂O-fluid-saturated melting of subducted continental crust facilitates exhumation of ultrahigh-pressure rocks in continental subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 428:151–161, 2015.
- L. LABROUSSE, G. HETÉNYI, H. RAIMBOURG, L. JOLIVET et T. B. ANDERSEN : Initiation of crustal-scale thrusts triggered by metamorphic reactions at depth : Insights from a comparison between the Himalayas and Scandinavian Caledonides. *Tectonics*, 29(5):1–14, sep 2010. ISSN 0278-7407.
- L. LABROUSSE, L. JOLIVET, T. B. ANDERSEN, P. AGARD, R. HÉBERT, H. MALUSKI et U. SCHRÄRER : Pressure-temperature-time deformation history of the exhumation of ultra-high pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway. *Geological Society of America Special Papers*, 380:155–183, 2004.
- L. LABROUSSE, G. PROUTEAU et A.-C. GANZHORN : Continental exhumation triggered by partial melting at ultrahigh pressure. *Geology*, 39(12):1171–1174, oct 2011. ISSN 0091-7613.
- P. LE FORT : Himalayas : the collided range. present knowledge of the continental arc. *American Journal of Science*, 275:1–44, 1975.
-

- T. A. LITTLE, B. R. HACKER, S. M. GORDON, S. L. BALDWIN, P. G. FITZGERALD, S. ELLIS et M. KORCHINSKI : Diapiric exhumation of Earth's youngest (UHP) eclogites in the gneiss domes of the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Tectonophysics*, 510(1-2):39–68, 2011.
- F. C. LUAN et M. S. PATERSON : Preparation and Deformation of Synthetic Aggregates of Quartz. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97(B1):301–320, 1992.
- L. MENEGON, H. STÜNITZ, P. NASIPURI, R. HEILBRONNER et H. SVAHNBERG : Transition from fracturing to viscous flow in granulite facies perthitic feldspar (Lofoten, Norway). *Journal of Structural Geology*, 48:95–112, 2013.
- S. MISRA, L. BURLINI et J.-P. BURG : Strain localization and melt segregation in deforming metapelites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177(3-4):173–179, dec 2009. ISSN 00319201. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031920109001939>.
- M. B. E. MØRK, K. KULLERUD et A. STABEL : Sm-Nd dating of Seve eclogites, Norrbotten, Sweden - Evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(3):344–351, 1988.
- E. OLIOT, P. GONCALVES, K. SCHULMANN, D. MARQUER et O. LEXA : Mid-crustal shear zone formation in granitic rocks : Constraints from quantitative textural and crystallographic preferred orientations analyses. *Tectonophysics*, 612-613:63–80, 2014.
- C. W. PASSCHIER et R. A. J. TROUW : *Microtectonics, second edition*. Springer, 2005.
- M. S. PATERSON et F. C. LUAN : Quartzite rheology under geologic conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 54(54):299–307, 1990.
- M. PEC, H. STÜNITZ, R. HEILBRONNER, M. DRURY et C. de CAPITANI : Origin of pseudotachylites in slow creep experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356:299–310, nov 2012. ISSN 0012821X.
- J. P. PLATT et W. M. BEHR : Grainsize evolution in ductile shear zones : Implications for strain localization and the strength of the lithosphere. *Journal of Structural Geology*, 33(4):537–550, 2011.
- J. POIRIER : Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2):135–142, 1980.
- J. G. RAMSAY : Shear zone geometry : A review. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2):83–99, 1980.
- G. RANALLI et D. C. MURPHY : Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132(4):281–295, 1987.

- D. ROBERTS : The Scandinavian Caledonides : event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365:283–299, 2003.
- D. ROBERTS et D. G. GEE : An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In D. G. GEE et B. STURT, édés : *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, p. 55–68. John Wiley & Sons Ltd, 1985.
- C. L. ROSENBERG, A. BERGER, N. BELLAHSEN et R. BOUSQUET : Relating orogen width to shortening, erosion, and exhumation during Alpine collision. *Tectonics*, 34(6):1306–1328, 2015.
- C. L. ROSENBERG et M. R. HANDY : Experimental deformation of partially melted granite revisited : implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(1):19–28, 2005.
- E. RUTTER et D. H. K. NEUMANN : Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *Journal of Geophysical Research*, 100(B8):15697–15715, 1995.
- E. W. SAWYER : Working with Migmatites : Nomenclature for the Constituent Parts. In E. W. SAWYER et M. BROWN, édés : *Working with Migmatites*, p. 1–28. Mineralogical Association of Canada, short cour édén, 2008.
- S. M. SCHMID, B. FÜGENSCHUH, E. KISSLING et R. SCHUSTER : Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(1):93–117, 2004.
- E. SIZOVA, T. V. GERYA et M. BROWN : Exhumation mechanisms of melt-bearing ultrahigh pressure crustal rocks during collision of spontaneously moving plates. *Journal of Metamorphic Geology*, p. no–no, sep 2012. ISSN 02634929. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1525-1314.2012.01004.x>.
- D. C. SMITH : Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310:641–644, 1984.
- R. STEEL, A. SIEDLECKA et D. ROBERTS : The Old Red Sandstone basins of Norway and their deformation : a review. In D. G. GEE et B. STURT, édés : *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons Ltd, 1985.
- M. B. STEPHENS et D. G. GEE : *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*, vol. 230 de *Geological Society of America Special Papers*. Geological Society of America, jan 1989. ISBN 0-8137-2230-6.
- M. STIPP, H. STUNITZ, R. HEILBRONNER et S. M. SCHMID : Dynamic recrystallization of quartz : correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1):171–190, 2002.

- H. STÜNITZ et J. TULLIS : Weakening and strain localization produced by syn-deformational reaction of plagioclase. *International Journal of Earth Sciences*, 90 (1):136–148, 2001. ISSN 14373254.
- A. TOMMASI et A. VAUCHEZ : Continental rifting parallel to ancient collisional belts : An effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 185(1-2):199–210, 2001.
- T. H. TORSVIK et L. R. M. COCKS : Norway in space and time : A Centennial cavalcade. *Norwegian Journal Of Geology*, 85:73–86, 2005.
- R. J. TWISS et E. M. MOORES : *Structural Geology, Second Edition*. W. H. Freeman and Company, 2007.
- I. van der MOLEN et M. S. PATERSON : Experimental Deformation of Partially-Melted Granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70:299–318, 1979.
- O. VANDERHAEGHE : Migmatites, granites and orogeny : Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, 477(3-4):119–134, 2009.
- J. C. VRIJMOED, D. C. SMITH et H. L. M. van ROERMUND : Raman confirmation of microdiamond in the Svartberget Fe-Ti type garnet peridotite, Western Gneiss Region, Western Norway. *Terra Nova*, 20(4):295–301, aug 2008. ISSN 09544879.
- J. C. VRIJMOED, H. L. M. VAN ROERMUND et G. R. DAVIES : Evidence for diamond-grade ultra-high pressure metamorphism and fluid interaction in the Svartberget Fe-Ti garnet peridotite-websterite body, Western Gneiss Region, Norway. *Mineralogy and Petrology*, 88(1-2):381–405, 2006.
- S. WALLIS, M. TSUBOI, K. SUZUKI, M. FANNING, L. JIANG et T. TANAKA : Role of partial melting in the evolution of the Sulu (eastern China) ultrahigh-pressure terrane. *Geology*, 33(2):129, 2005. ISSN 0091-7613. URL <http://geology.gsapubs.org/cgi/doi/10.1130/G20991.1>.
- R. F. WEINBERG et P. HASALOVÁ : Water-fluxed melting of the continental crust : A review. *Lithos*, 212-215:158–188, 2015.

A. Autres expériences

Les expériences suivantes sont une tentative d'étudier la déformation d'échantillons avec liquide silicaté provenant de la fusion des biotites à 900 °C. Plusieurs problèmes expérimentaux ont conduit à réduire le nombre d'expériences utilisables. Ce groupe d'échantillons nécessite donc de refaire des expériences pour le compléter.

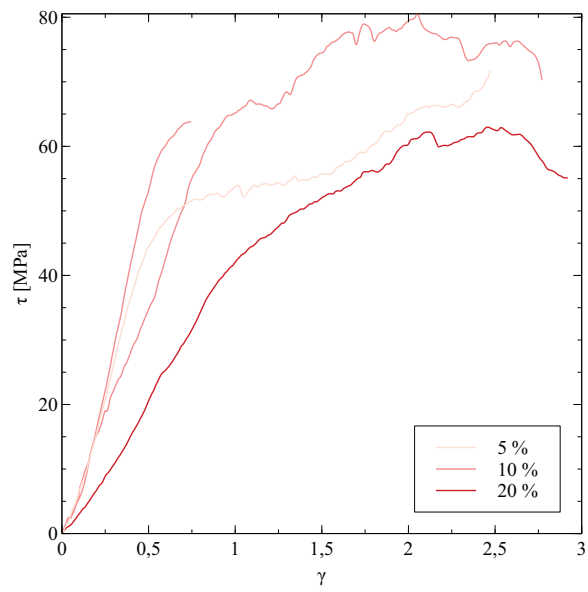


FIGURE A.1. – Données mécaniques des expériences avec 5, 10 et 20 % de biotite à 900 °C.

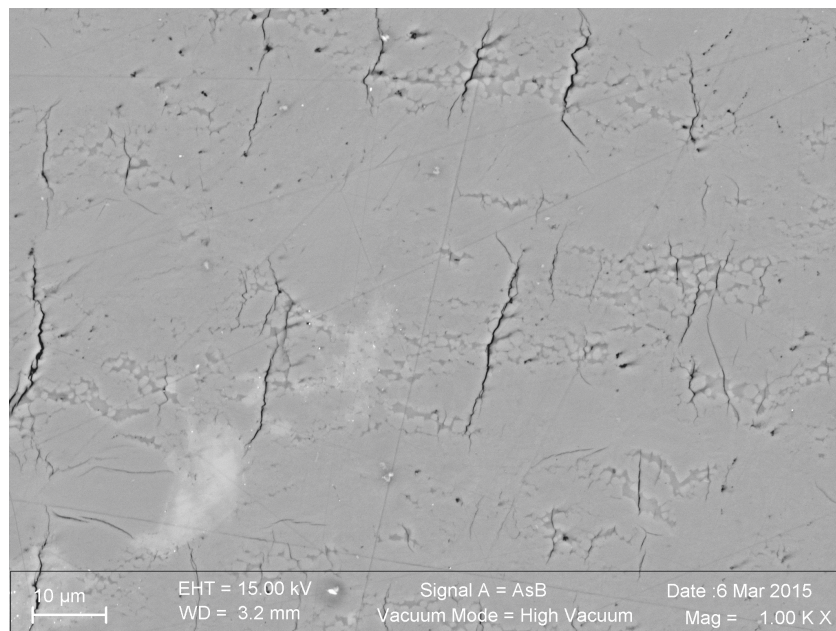


FIGURE A.2. – JF478

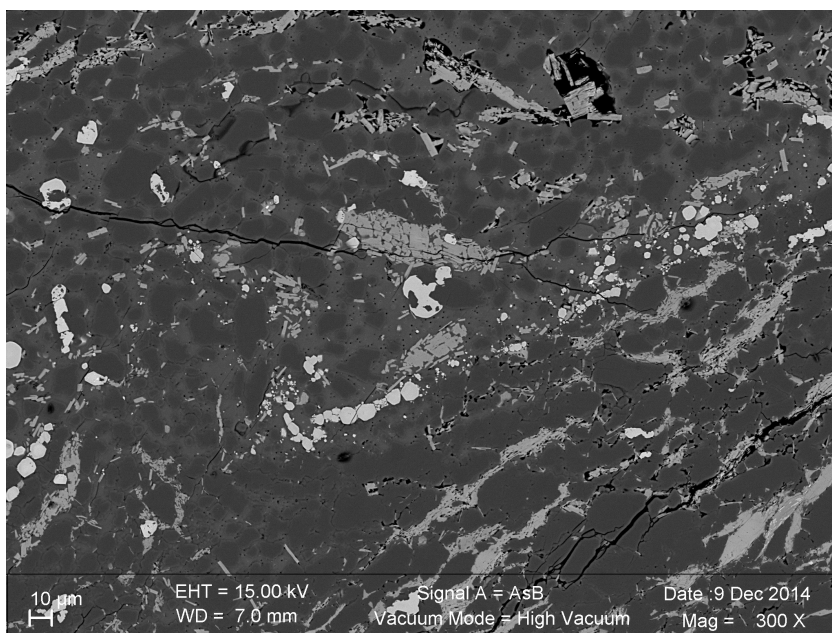


FIGURE A.3. – JF478

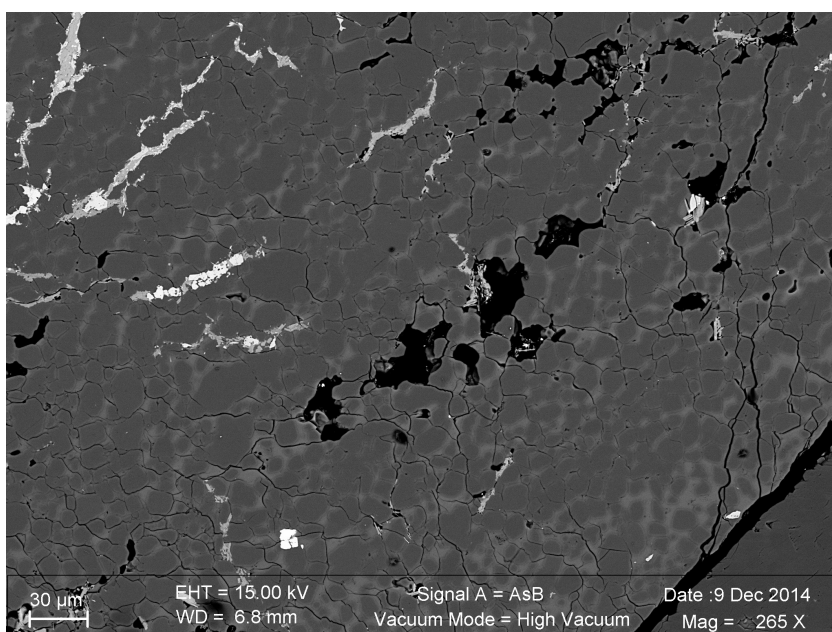


FIGURE A.4. – JF478

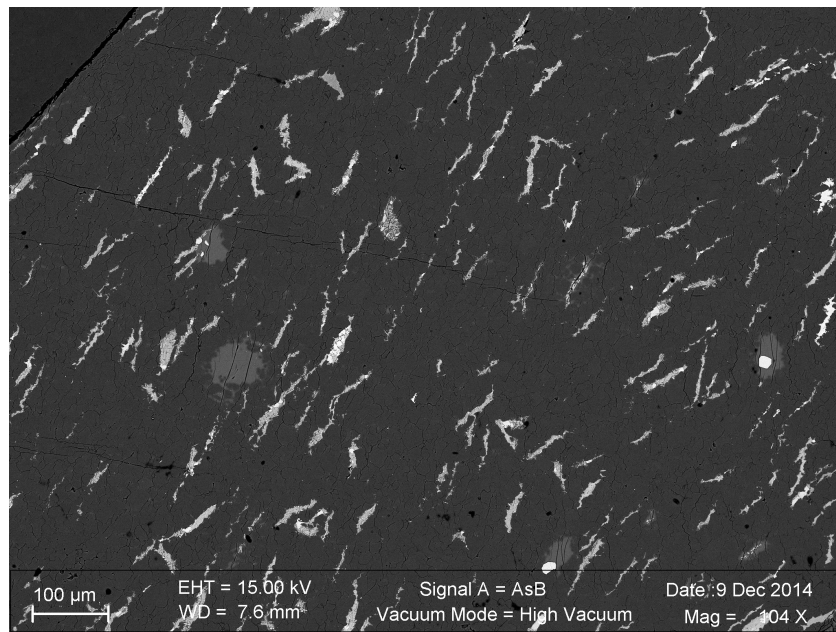


FIGURE A.5. – JF478