

*Projet de Recherche  
Master 1 – Sciences de la Terre  
2009/2010*

*Étude pétrographique et microstructurale quantitative de  
structures de déformations liées au fluage de la croûte  
felsique dans un prisme d'accrétion continental  
(Šnieżnik Dome – Rep. Tchèque/Pologne)*



*Par Benoît PETRI*

*Responsables Scientifiques: Karel Schulmann et Francis Chopin*

# Table des Matières

---

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>2</b>
<b>2</b>	<b>Le développement des microstructures</b>	<b>2</b>
<b>3</b>	<b>Cadre Géologique</b>	<b>5</b>
<b>4</b>	<b>Description macroscopique</b>	<b>7</b>
<b>5</b>	<b>Description microscopique</b>	<b>10</b>
5.1	Type I: le gneiss œillé	10
5.2	Type II: le gneiss lité	12
5.3	Type III: l'orthogneiss mylonitique	15
<b>6</b>	<b>Analyse microstructurale quantitative</b>	<b>16</b>
6.1	Taille des grains	16
6.2	Forme des grains	18
6.3	Contacts entre les grains	19
<b>7</b>	<b>Discussion</b>	<b>20</b>
7.1	Interprétation des données quantitatives	20
7.2	Mécanismes de déformation	21
<b>8</b>	<b>Conclusion</b>	<b>23</b>
<b>9</b>	<b>Remerciements</b>	<b>24</b>
<b>10</b>	<b>Bibliographie</b>	<b>25</b>
	<b>ANNEXES</b>	<b>26</b>
	<b>RESUME</b>	
	<b>ABSTRACT</b>	

## 1 Introduction

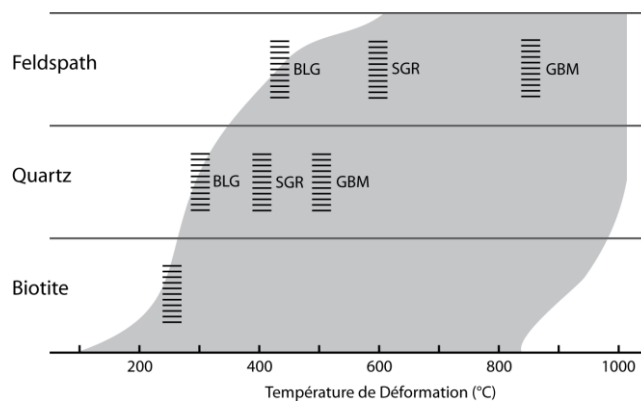
Qu'ils soient basés sur le flux de coin (Gerya et Stöckhert 2006) ou la différence de densité (Chemenda *et al.* 1995), les modèles analogiques et numériques d'exhumation nécessitent un calibrage très précis du comportement des matériaux modélisés. Ainsi, la détermination de la rhéologie de la croûte moyenne et inférieure est extrêmement importante. Le nombre d'expériences en laboratoire a permis de comprendre les comportements des assemblages monophasiques, contrairement aux assemblages polyphasiques naturels. Par conséquent, malgré son caractère commun, la compréhension des modes de déformation du granite reste relativement floue.

La marge nord-est du massif de Bohême constitue un lieu d'étude particulièrement important de la déformation de la croûte à des profondeurs importantes. En effet, l'extrusion rapide des orthogneiss (Stipska *et al.* 2004) permettant une conservation des microstructures en limitant le recuit du matériel, a préservé les différentes étapes de déformation liées à leur enfouissement ainsi qu'à leur exhumation.

Ce travail, combinant une étude pétrographique et microstructurale quantitative, tente de déterminer quels sont les différents mécanismes opérant, lors de l'enfouissement de la croûte felsique dans un prisme d'accrétion en domaine éclogitique.

## 2 Le développement des microstructures

On peut considérer qu'un cristal stocke une certaine énergie interne, comprenant l'énergie des dislocations, des défauts ponctuels, des sous grains et des limites de grains (Drury et Urai 1990). De plus, les légères différences de composition entre différents cristaux d'une même phase génèrent une enthalpie libre ( $G$ ). Afin de minimiser ces deux types d'énergie, le cristal va recristalliser. Cette réorganisation peut se réaliser par un fluage de matière dit fluage diffusion ou bien par fluage dislocation. Dans le premier cas, on peut distinguer un fluage qui se réalise seulement sur les bords du grain (fluage Cobble) ou bien à travers l'ensemble du réseau (fluage de Nabarro-Herring). Le fluage dislocation se réalise par migration des imperfections (dislocations) du réseau cristallin. Ce mouvement se réalise selon des plans de glissements particuliers car moins résistants. Des systèmes de glissements vont s'activer selon des plans cristallins précis. Ces plans seront activés s'ils subissent une forte contrainte de cisaillement (*Resolved Shear Stress*, Lister et Hobbs 1980), dépassant la résistance au cisaillement de ce plan (*CRSS-Critical Resolved Shear Stress*). Le mouvement de dislocations peut se réaliser au cours d'une déformation, on parlera ainsi de recristallisation dynamique. Elle peut également avoir lieu par relaxe du matériel: ce sera une recristallisation statique.

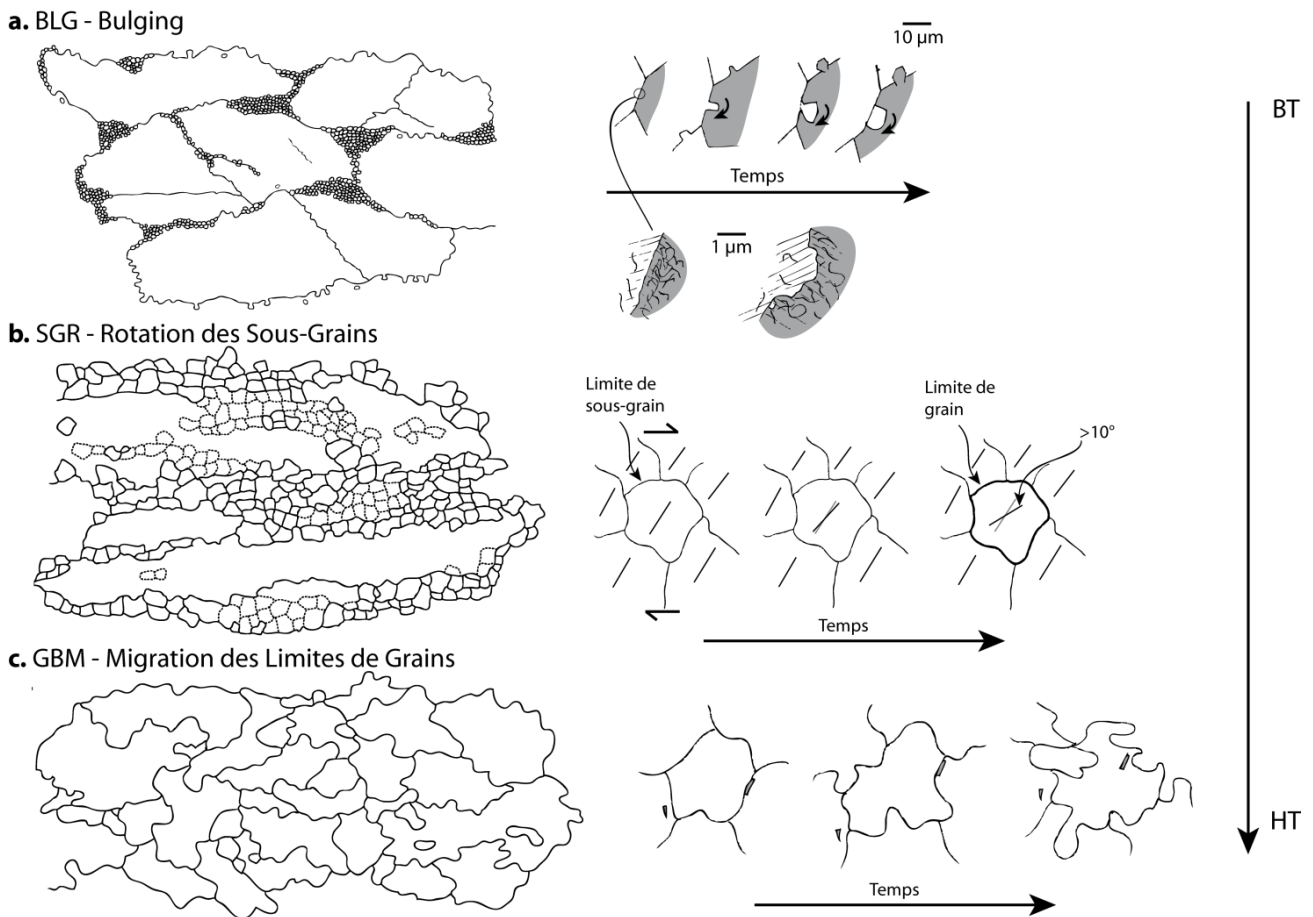


**FIGURE 2.1 :** Relation mécanisme de déformation – température (d'après Passchier et Trouw 2005) pour les trois minéraux principaux des orthogneiss. Les barres indiquent les zones de transition entre les mécanismes. La zone grisée représente le domaine de déformation plastique.

La recristallisation dynamique, est définie comme « un réarrangement de la taille, de la forme et des orientations des grains induit par une déformation, sans ou avec très peu d'échanges chimiques » (Poirier et Guillopé 1979). Le fluage de dislocations aboutit à la création d'une fabrique à l'échelle du minéral comme de la roche. Trois régimes distincts de mouvements de dislocations ont été identifiés expérimentalement (Hirth et Tullis 1992). Ils sont associés à trois structures de recristallisation dynamique observées dans la nature (Stipp *et al.* 2002). Le mouvement de dislocation est le principal facteur influençant la recristallisation dynamique, qui implique une compétition constante entre le taux de dislocations générées et la vitesse à laquelle elles sont évacuées du minéral. Le mouvement sera conditionné par l'ampleur des contraintes de flux dépendant de: la température (Stipp *et al.* 2002), la contrainte différentielle, la vitesse de déformation, la présence de fluides (Hirth et Tullis 1992, Drury et Urai 1990)... Les influences respectives des différents facteurs n'étant pas encore parfaitement déterminées, les températures de stabilité (Fig. 2.1) données par Stipp *et al.* (2002), Passchier et Trouw (2005) et bien d'autres, sont à appliquer avec d'extrêmes précautions.

Développé pour le quartz et extrapolé pour les autres phases comme le feldspath, on observe optiquement deux processus aux bords de grains: la migration de limites pré-existantes et la création de nouvelles limites. Pour tous les deux interviennent les phénomènes de rotation de grains, et ceux de migration de grains.

La recristallisation est réalisée par le mécanisme de Bulging (*BLG*, Fig. 2.2.a) à relativement basse température, correspondant au régime I de Hirth et Tullis (1992). On parle d'un mécanisme induit par la déformation. Les dislocations sont produites mais leur mouvement n'est pas rapide. Dans un premier temps, un grain va croître par nucléation hétérogène à la surface du cristal. Ensuite, le cristal qui présente le plus de dislocations va les réorganiser de manière à faire grandir le grain nucléé: on observe ainsi une sorte de migration des limites de grains très localisée. On peut aussi procéder à une rotation des grains par relâchement des distorsions. Les nouveaux grains créés seront très petits et présenteront des limites équatées, formant une structure dite de *core-and-mantle*. On associe souvent ce mode de recristallisation aux glissements dits basal  $\langle a \rangle$  et rhomb  $\langle a+c \rangle$ .



**FIGURE 2.2:** Les microstructures de recristallisation dynamique (d'après Urai et al 1986; Stipp et al 2002; Passchier et Trouw 2005). **(a)** Recristallisation par Bulging (*BLG*). Après avoir nucléé, le grain grandira par une migration des limites de grains localisée éventuellement accompagné d'une rotation. On observe une structure de type *core-and-mantle*. **(b)** Recristallisation par rotation des sous-grains (*SGR*), qui lorsqu'ils ont un angle supérieur à  $10^\circ$  par rapport aux autres sous-grains forment un nouveau grain. On produit également une structure de type *core-and-mantle*, les porphyroclastes étant très allongés. **(c)** Recristallisation par migration des limites de grains (*GBM*). On peut observer des structures de *pinning* lorsqu'une limite reste accrochée par une particule réfractaire.

Le régime II de Hirth et Tullis (1992) correspond au phénomène de rotation des sous-grains (*SGR* - *Sub-Grain Rotation*, Fig. 2.2.b) intervenant à plus haute température. Il consiste en une désorientation progressive des sous-grains par accumulation continue de dislocations à leurs limites. Les dislocations grimpent très rapidement. L'accumulation des dislocations le long des parois du grain produit une force élastique de distorsion, qui si elle devient trop importante se transforme en déformation plastique. Le grain aura subi une rotation qui, si elle est supérieure à  $5^\circ$ , formera un nouveau grain. Les sous-grains sont formés à travers tout le cristal de quartz, ce qui rend l'observation de ce phénomène beaucoup plus aisée que pour le feldspath, qui produit ses sous-grains au bord du cristal formant de nouveau une structure de type *core-and-mantle*. Les porphyroclastes prendront une forme très allongée perpendiculairement à  $\sigma_1$ . On active le glissement prism  $\langle a \rangle$ .

Finalement, à très haute température intervient la migration des limites de grains (*GBM* - *Grain Boundary Migration*, Fig. 2.2.c), équivalent au régime III de Hirth et Tullis (1992). La montée des dislocations est toujours très rapide, mais les limites sont extrêmement mobiles et prennent le pas sur la montée. Il en résulte une texture interlobée voire amoéboïde. Ce processus diminue de manière très

importante le taux de dislocation d'un cristal, celui présentant le moins de dislocation cannibalisant son voisin à plus forte densité de dislocations. Les nouveaux grains créés sont de taille plus importante que ceux créés par SGR. Le système prism  $\langle c \rangle$  est dominant.

La déformation statique consiste en un recuit (*annealing*) du matériel, qui se produit par relaxation. Ce processus, appelé aussi restauration statique vise directement à diminuer les énergies internes et de surface du cristal. La première énergie est diminuée par une recristallisation dite primaire, qui consiste en une élimination des dislocations. La deuxième, dite recristallisation secondaire, consiste en une diminution de l'aire de la surface des grains (*GBAR-Grain Boundary Area Reduction*). Les deux mécanismes aboutissent à une texture « en mosaïque » (*foam-like*), c'est à dire des grains relativement grands, de nombreux points triples formés par des limites très rectilignes.

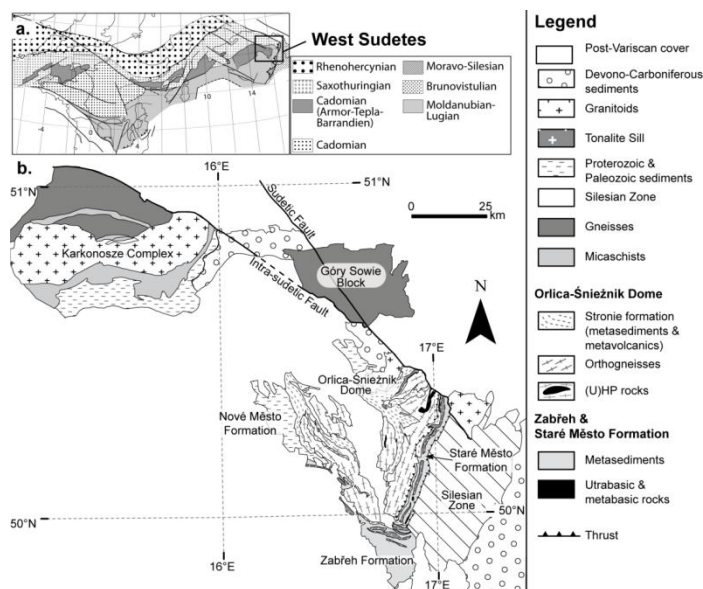
### 3 Cadre Géologique

La chaîne des Sudètes, au sein du massif de Bohême est située à l'extrémité NE de la chaîne varisque Européenne sur la frontière tchéco-polonaise. La zone d'étude se situe à cheval sur les sudètes centrales et orientales, environ 100 km au sud de Wrocław.

Le massif de Bohême, actif de 480 à 290 Ma (Matte 2001) lors de l'orogénèse hercynienne, est comparable au système himalayen-tibétain actuel. Initiée par la fermeture des océans Rhéique et Paleo-Tethys par une subduction de type andine (Schulmann *et al.* 2009), de nombreux « terrains » dérivés de la marge du Gondwana s'accrètent sur le supercontinent Laurentia-Baltica pendant le Dévonien (Matte 2001, Cymerman 1997). Chaque « terrain » constitue des domaines distincts dans la partie est du massif de Bohême (Fig. 3.1.a). La subduction se bloque par une indentation continentale opérée par la plaque cadomienne Brunia au Carbonifère.

Le massif des Sudètes est subdivisé en trois domaines majeurs:

- Les Sudètes occidentales forment un ensemble de granites et micaschistes protérozoïques à cambro-



**FIGURE 3.1 :** Carte géologique simplifiée par Skrzypek et al. (soumis) d'après Edel et al. (2003) pour **a.**, structure générale de la chaîne varisque et d'après Mazur et al. (2005) pour **b.**, le complexe d'Orlica-Snieznik.

ordoviciens montrant un gradient de déformation (du NO au SE) jusqu'au faciès schistes bleus et intrudé tardivement par le granite du Karkonosze. Cette partie constitue la zone de subduction océanique et continentale varisque, ou zone Saxothuringienne, bordée par l'unité Tepla-Barrandienne.

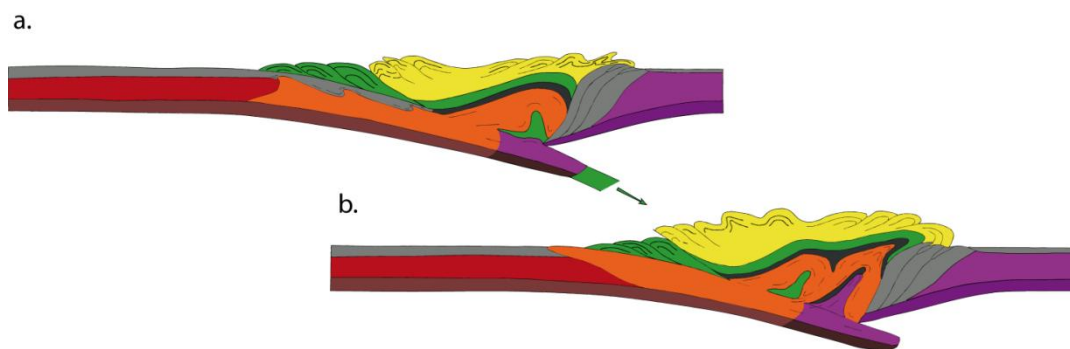
- A l'est se trouvent deux structures majeures dont le rôle est complètement différent. Le dôme d'Orlica-Śnieżnik présente des unités de croûte moyenne felsique, ayant subi de fortes déformations allant jusqu'à l'anatexie, correspondant à la racine orogénique. En ce sens, il est associé à la zone Moldanubienne.
- Finalement, on trouve une unité cadomienne - Brunia - très peu déformée, délimitée par un back-arc ordovicien (ceinture basique de Staré-Město, voir Stipska *et al.* 2001). L'ensemble est intrudé par des magmas calc-alkalins correspondant au toit de la subduction.

Le complexe d'Orlica-Śnieżnik (OSC) est positionné à l'extrémité Nord-Est de la région Moldanubienne, délimité au nord par la faille marginale des Sudètes, au sud par la zone de faille de l'Elbe et à l'est par la ceinture basique à métamorphisme élevé de Staré-Město (Fig. 3.1.b). Il est séparé en deux par le graben crétacé de Nysa, formant ainsi le massif de Śnieżnik à l'ouest ainsi que le massif d'Orlica à l'est.

L'OSC est composé d'un ensemble de dômes gneissiques plus ou moins linéaires, bordés par des méta-sédiments (formation de Stronie; Don 1990). Deux faciès d'orthogneiss sont distingués: le premier, à grains moyens et grossiers quartzo-feldspathiques, à œil d'orthose constitue l'augengneiss de Śnieżnik. Le second faciès, dit de Gieraltów, se trouvant généralement au cœur des dômes, montre une déformation beaucoup plus poussée. La taille des grains est clairement amoindrie, aboutissant à des mylonites. On peut également y observer des traces d'anatexie, formant des migmatites. Des lentilles éclogitiques et granulitiques sont fréquemment associées au deuxième faciès. Lange *et al.* (2005) ont clairement mis en évidence un protolithe commun par spectres d'éléments majeurs et traces.

L'étude des zircons (Lange *et al.* 2005, Stipska *et al.* 2004) des gneiss met en évidence une zonation datant au cœur des grains la cristallisation du protolithe (qui concorde avec des données de spectre Rb/Sr) entre 520 et 490 Ma. Des couronnes à haute teneur en uranium donnant un âge de 340 Ma sont interprétées comme l'épisode majeur de métamorphisme affectant l'ensemble du massif. La base des méta-sédiments de Stronie consiste en une série volcano-sédimentaire contemporaine de la mise en place des granites de Śnieżnik (entre 530 et 520 Ma, Jastrzebski *et al.* 2010).

L'exhumation des roches de la racine orogénique fut interprétée par le classique *metamorphic core complex*, c'est à dire par l'effondrement de l'orogène au moyen d'une faille listrique sub-horizontale majeure. Un autre modèle géodynamique suggère que l'exhumation des roches se soit réalisée au travers d'un plissement de la croûte felsique suite à l'indentation de Brunia. En effet, le continent Brunia génère un découplage important entre les différentes structures crustales de l'orogène, entraînant une subduction de la racine mantellique, un plissement de la croûte felsique par compression latérale et un charriage des unités supérieures. Ce dernier modèle, développé plus au sud le long de la marge de Brunia (Racek *et al.* 2006) est actuellement privilégié. En effet, il est en accord avec plusieurs études AMS (Lehmann 2010; Pressler *et al.* 2007; Stipska *et al.* 2004), ainsi que les observations de terrain, c'est à dire des antiformes à cœur tendre de migmatites et granulites et synformes à cœur rigide (Stipska *et al.* 2004, Don 1990).



**FIGURE 3.2 :** Schéma illustrant les différentes phases de déformation dévono-carbonifères au travers des sudètes (d'après Dujardin 2009). Dans un premier temps on produit  $D_1$  (orange) et on extrude des mylonites ( $D_2'$  - vert). Finalement a lieu une nouvelle extrusion de migmatites ( $D_2''$  - violet)

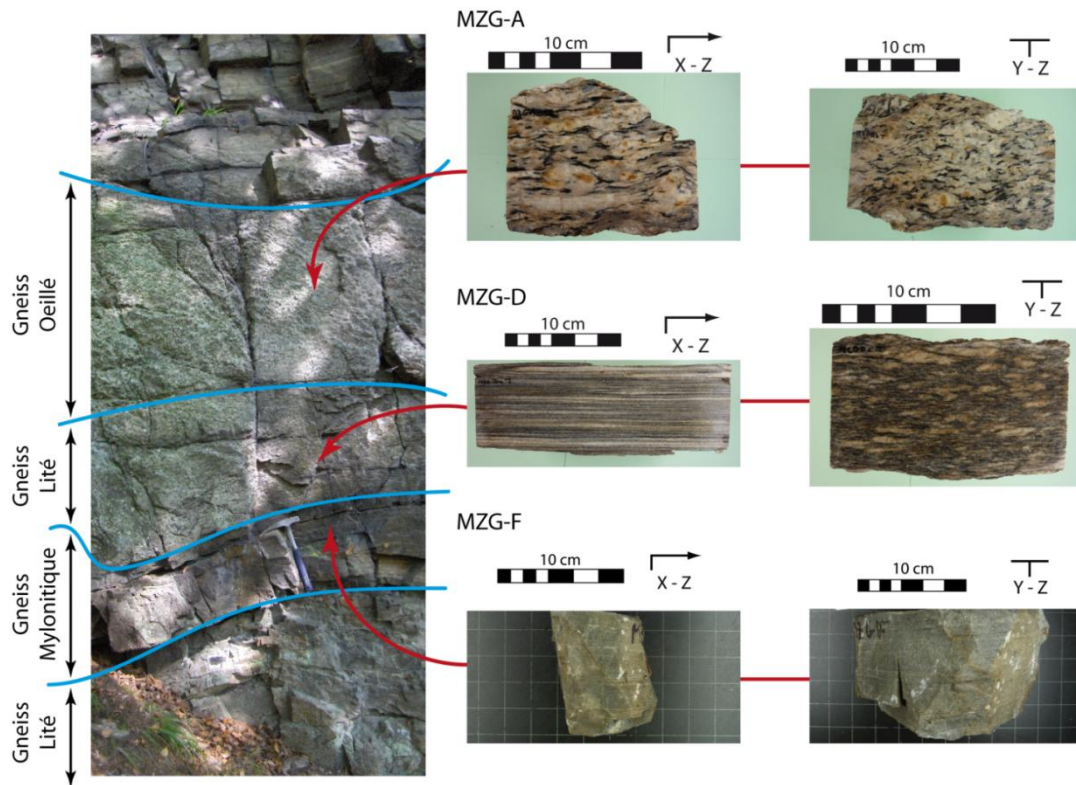
La croûte moyenne felsique présente dans l'OSC trois stades de déformation (Fig. 3.2). Le premier,  $D_1$  consiste en un aplatissement important des roches lors de l'enfouissement, dans un gradient mylonitique qui produit une foliation sub-horizontale  $S_1$ . Ce premier stade de déformation est réalisé dans le domaine éclogitique, d'après les données pétrologiques et structurales (Bröcker *et al.* 2009, Chopin *et al.* 2009). Le stade suivant consiste en une extrusion très rapide (Schneider *et al.* 2006, Stipska *et al.* 2004) des roches profondes en plis serrés, générant une nouvelle foliation sub-verticale  $S_2$ . On peut y distinguer un gradient de haute pression (dit mylonitique) ainsi qu'un gradient subsissant de l'anatexie (HP-HT), dit migmatitique. Le dernier stade  $D_3$ , consiste en un amincissement vertical. Dans notre zone d'étude, lors de l'enfouissement d'un batholite cambro-ordovicien en domaine éclogitique, la majeure partie de la déformation est produite lors de  $D_1$ , étant donné que l'on passe d'un granite supposé peu déformé (voir Lange *et al.* 2005) à une mylonite.

## 4 Description macroscopique

Les échantillons d'orthogneiss proviennent tous du même affleurement, proche du village polonais de Miedzogórze. À une distance inférieure à une centaine de mètres des éclogites, une transition entre l'orthogneiss ocellé de la variété de Śnieżnik et la mylonite (Gieraltów) est observée à l'échelle d'un affleurement. L'ensemble présente une foliation sub-horizontale orientée 247/05, avec des linéations selon 176/03. Le tout est repris par un pli ouvert postérieur  $F_2$ , n'affectant pas la structure microscopique des échantillons, les yeux des différents clastes ne changeant pas leur orientation. De plus aucune schistosité de plis n'apparaît. De ce fait, les roches de l'affleurement n'ont subies qu'une faible réactivation pendant  $D_2$  contrairement à d'autres affleurements où la foliation  $S_1$  est complètement transposée par une foliation sub-verticale  $S_2$ .

Les roches présentent macroscopiquement du quartz, des feldspaths des micas noirs et blancs (Fig. 4.1). Sur la totalité des échantillons récoltés, trois furent choisis pour représenter trois stades de déformation: le stade peu déformé dit gneiss ocellé, représenté par la variété de Śnieżnik (Type I), le stade intermédiaire dit gneiss lité (Type II), et finalement la mylonite par l'orthogneiss de Gieraltów (Type III). Le premier type présente des amandes de feldspaths (clastes) entourées par des agrégats de feldspath et de quartz. Le deuxième type présente des lits très allongés où l'on peut différencier facilement des lits de feldspaths, des





**FIGURE 4.1 :** Photographies de l'affleurement et des échantillons. On observe une transition quasi-continue entre un gneiss oeilé (MZG-A) et une mylonite (MZG-F), en passant par un gneiss lité (MZG-D).

lits de quartz, des lits de micas et des lits beaucoup plus mélangés. Il présente à la fois une forte linéation ainsi qu'une bonne foliation. Finalement, pour l'échantillon de type III on n'observe plus que de rares lits blancs très fins de feldspaths, dans une matrice grisâtre, ainsi qu'une bonne foliation.

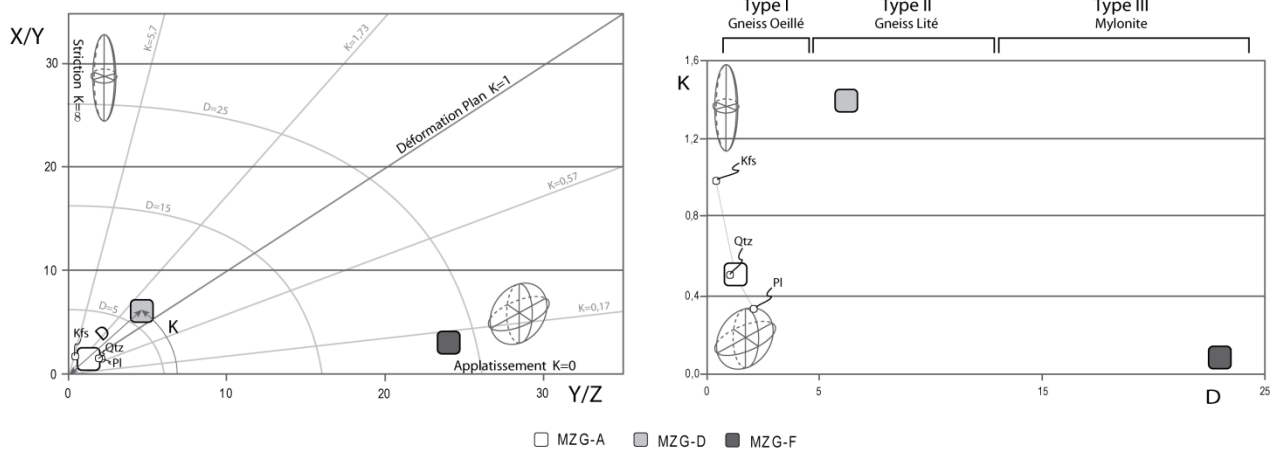
L'état de déformation des trois échantillons peut être quantifiée macroscopiquement à l'aide des analyses des rapports axiaux ( $R$ ) des clastes et de leur orientation par rapport à la foliation ( $\phi$ ) dans des diagrammes  $R_f/\phi'$  (Ramsay et Huber 1983). Le maximum d'ellipse (entre 20 et 50) selon les sections X-Z et Y-Z de l'ellipsoïde de déformation ont été mesurées sur les deux échantillons représentatifs des premiers stades pour le quartz, le plagioclase et l'orthose pour MZG-A et seulement l'orthose pour MZG-D. Les rapports des axes de l'ellipsoïde de déformation  $R_s$ , ont été calculés à l'aide de la toolbox Matlab PolyLX (Lexa 2003). La valeur de l'ellipsoïde de déformation pour l'ensemble des phases est obtenue par moyenne arithmétique des  $R_s$  de chaque phase. Pour l'échantillon le plus déformé (MZG-F), seul des mesures rapides des rapports axiaux, sur surface non sciée ont été réalisées, le seul exemplaire de ce stade n'étant plus accessible. Une approximation de l'ellipsoïde de déformation finie pour ce stade est calculée par moyenne harmonique des rapports axiaux des clastes (voir Ramsay et Huber 1983). Les rapports obtenus selon chaque section sont ensuite projetés dans un diagramme de Flinn (Fig. 4.2), après avoir calculé  $R_{xy}$  par l'équation ci dessous.

$$R_{xy} = R_{xz}/R_{yz}$$

La déformation peut être quantifiée par le paramètre de déformation D (Ramsay et Huber 1983),

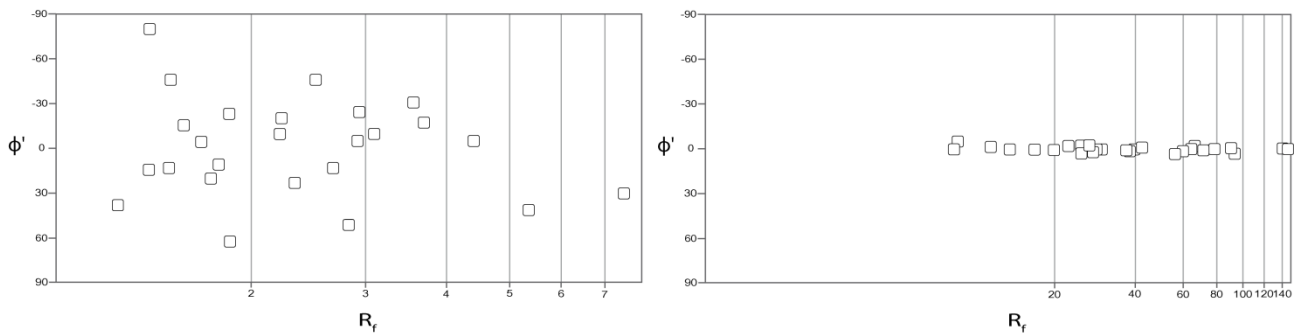
ainsi que la forme par le paramètre de forme K (Flinn 1965) tous deux donnés dans les équations ci-dessous.

$$D = \sqrt{(R_{xy} - 1)^2 + (R_{yz} - 1)^2} \text{ et } K = \frac{R_{xy} - 1}{R_{yz} - 1}$$



**FIGURE 4.2:** Diagramme de Flinn des formes des agrégats, X, Y et Z représentant les taille des axes de l'ellipsoïde de déformation finie (Flinn 1965), puis diagramme représentant le paramètre de forme K (Flinn 1965) en fonction du paramètre de déformation D (Ramsay et Huber 1983).

Le passage entre l'orthogneiss ocellé et l'orthogneiss lité (Type I à type II) implique un changement drastique de forme des orthoses qui passent du stade de clastes relativement trapus et mal orientés, à des bandes très étirées en section X-Z. Cette transformation est clairement mise en évidence dans le diagramme  $R_f/\phi'$  (Fig. 4.3), où la distribution des ellipses est « en cloche » pour le Type I et en oignon très étiré pour le type II. Les  $R_s$  associés sont majorés, respectivement 1,7 et 28,0.



**FIGURE 4.3:** Diagrammes  $R_f/\phi'$  du feldspath orthose (a) pour le gneiss ocellé et pour le gneiss lité (b). La transition entre les deux stades implique un allongement de tous les éléments dans la foliation.

Les deux premiers types d'échantillons sont globalement dans le domaine de constriction, mais très proche de la déformation plane, comme l'avaient suggéré les échantillons macroscopiques par la présence à la fois d'une linéation et d'une foliation. On retrouve la classification des échantillons en terme de déformation, le type I étant peu déformé ( $D=1,2$ ), alors que le type III est extrêmement déformé ( $D=23,1$ ), marquant une déformation drastique du gneiss. A noter que pour le premier stade de déformation, le plagioclase possède un paramètre D plus important que celui du quartz, respectivement 2,1 et 1,1.

## 5 Description microscopique

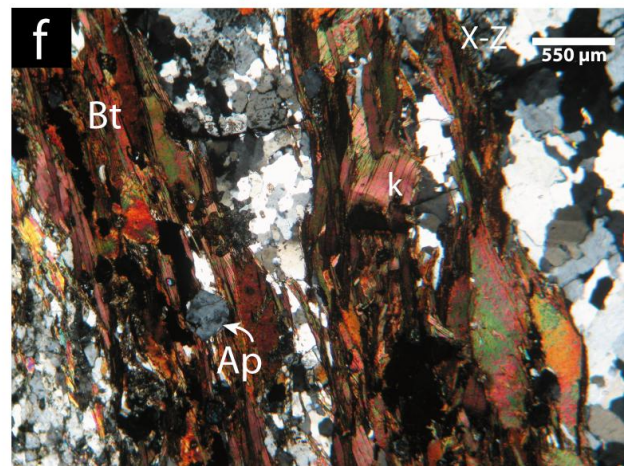
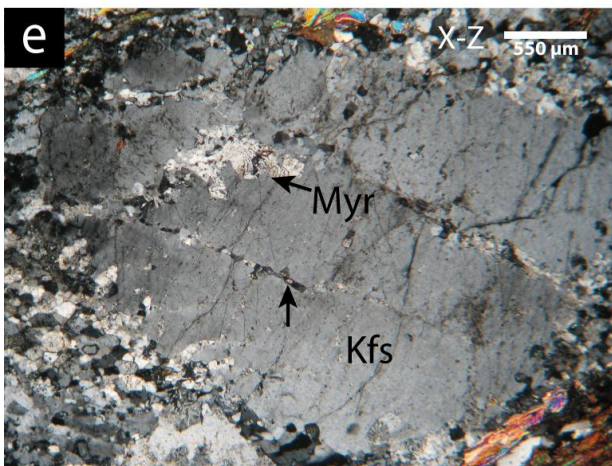
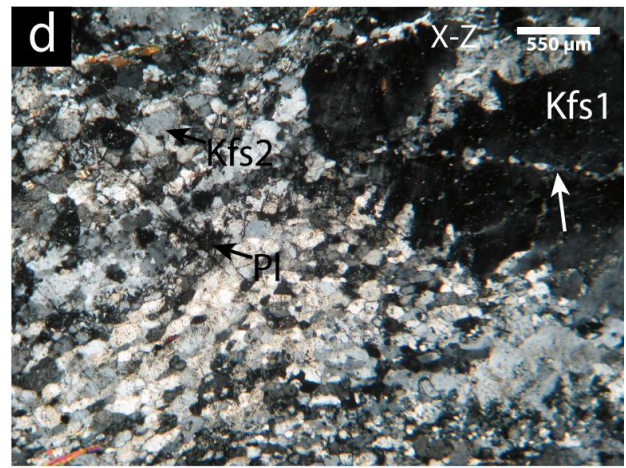
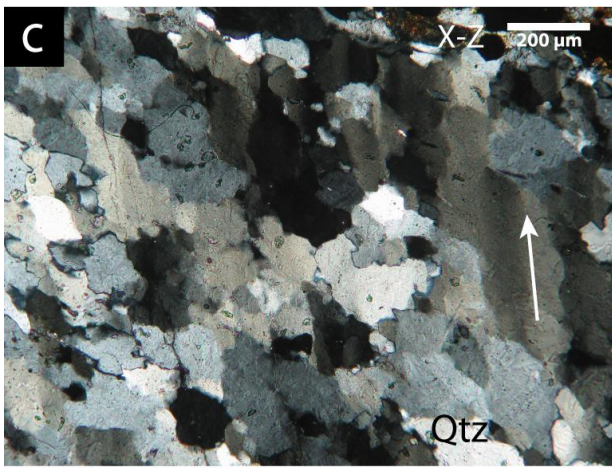
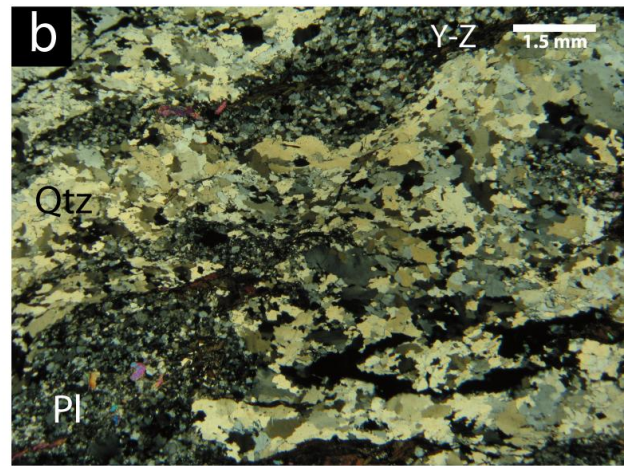
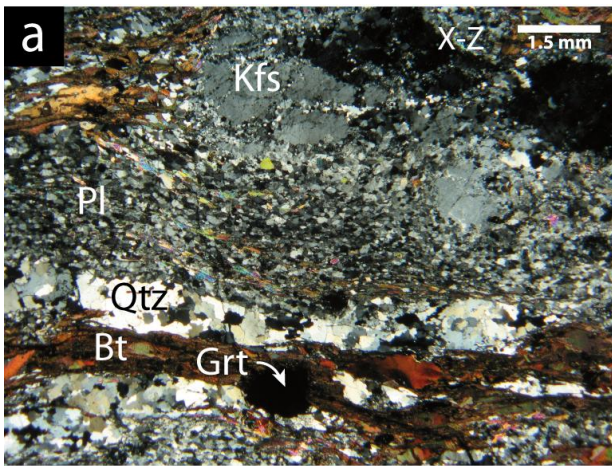
Les observations macroscopiques nous ont conduites à décrire trois phases majeures: le quartz, les feldspaths sans pouvoir faire la distinction entre les plagioclases et les orthoses, et les micas. Une vingtaine de lames a été réalisée selon deux sections: une première perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation et une deuxième perpendiculaire à la foliation et à la linéation, respectivement selon les sections X-Z et Y-Z de l'ellipsoïde de déformation finie. On peut préciser la minéralogie par une première étude rapide des lames. On y trouve du quartz, des feldspaths potassiques, des feldspaths plagioclases, de la muscovite, de la biotite plus ou moins altérée en chlorite, des grenats, de l'épidote, ainsi que des apatites et des zircons. Parmi toutes les lames, 3 séries ont été sélectionnées afin de décrire la transition entre le gneiss œillé (type I) et la mylonite (type III), en passant par le gneiss lité (type II).

### 5.1 Type I: le gneiss œillé

La série de lames d'orthogneiss œillé (Pl.1) à texture granoblastique « en mosaïque », montre de larges porphyroclastes probablement d'origine magmatique de feldspaths potassiques, dépassant l'échelle centimétrique. Ces porphyroclastes sont entourés par d'épais agrégats monocristallins de quartz, d'ensembles polyminéraux de plagioclase, biotite et muscovite, ainsi que de lits de micas. Les agrégats (de quartz par exemple) sont plus étirés dans la section X-Z que dans la section Y-Z et présentent des limites très incurvées. Ces deux éléments nous indiquent un contraste de viscosité important entre les assemblages ainsi qu'une déformation dans le domaine de constriction du diagramme de Flinn.

Les plagioclases forment des agrégats polyminéraux granoblastiques avec, en quantité moindre, des micas, de l'orthose et du quartz (Pl.1 Ph.d). Ils sont relativement trapus en section Y-Z mais plus allongés en section X-Z. Les limites sont très rectilignes formant quelques jonctions triples à 120°. La majeure partie des grains possède une taille d'environ 150 µm.

Les porphyroclastes d'orthose (pluricentimétriques) sont parcourus par de fines bandes de recristallisation, se propageant au travers des cristaux (Pl.1 Ph.d et e). Ces discontinuités sont scellées par de très petits grains (50 µm), aux limites très échantées. Les bordures arrondies des clastes sont parsemées de nombreuses auréoles de démixtion de plagioclase et quartz (myrmékites). L'extinction différente entre le cœur et l'extrême bordure des cristaux marque une distorsion très localisée du réseau. Les clastes sont entourés par de nombreux néoblastes de feldspath potassique assez allongés, aux limites rectilignes et d'environ 150 µm.



**PLANCHE 1:** Photographies en LPA du gneiss oeillé. **(a)** Texture oeillée structurée par de gros porphyroclastes résistants, autour duquel se développe des agrégats monominéraux peu résistants de quartz ainsi que des lits polyminéraux de plagioclase, biotite et quartz. Les lits sont assez étirés. **(b)** Les agrégats sont moins étirés selon cette section. **(c)** Lit monominéral de quartz, à structure interlobée voire amoéboïde inéqui-granulaire. La flèche indique l'orientation préférentielle de forme des sous-grains. **(d)** Recristallisation des clastes d'orthose (Kfs1) en blastes de plagioclase et d'orthose (Kfs2). **(e)** Recristallisation des clastes d'orthose le long de discontinuités (flèche) qui se propagent au travers du grain. Le réseau montre une distorsion à l'extrême gauche du claste. De nombreuses myrmékites sont présentes. **(f)** Les lits de micas commencent à s'orienter pour former une foliation, et présentent quelques kink-bands (k). Les abréviations sont celles de Kretz (1983) complétées par Witney (2010).

Les grains de quartz forment des assemblages monominéraux aux formes relativement complexes. Les limites sont interlobées voire amoéboïdes mais néanmoins rectilignes à très petite échelle. On peut noter une très forte orientation préférentielle de forme et de réseau (extinction similaire) pour certains grains, possédant des sous-grains très allongés parallèlement aux plans prismatiques. La taille des grains est relativement distribuée, allant de 50 à 750  $\mu\text{m}$ . De nombreux petits grains semblent se concentrer au niveau d'étranglements des bandes (Pl.1 Ph.c) marquant une augmentation locale des contraintes par charge de lits plus résistants (Handy 1990).

Les agrégats de micas sont relativement peu organisés et présentent des kink-bands selon les plans parallèles aux sections X-Z (Pl.1 Ph.f).

## 5.2 Type II: le gneiss lité

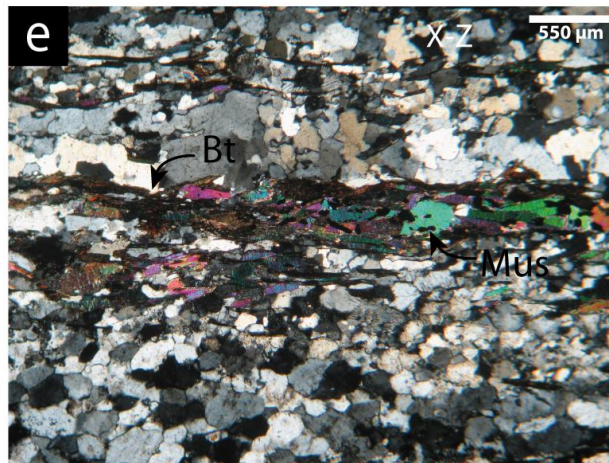
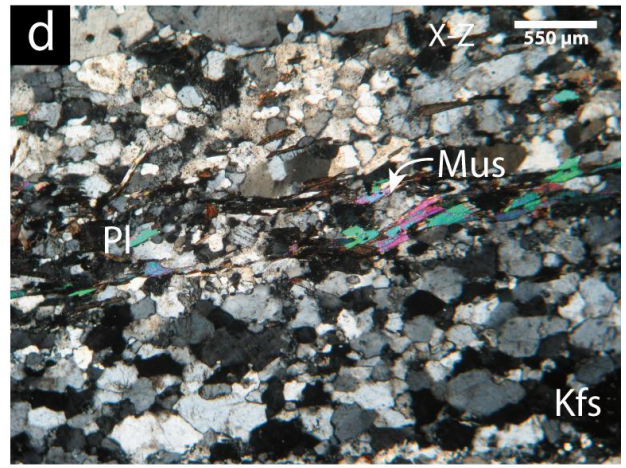
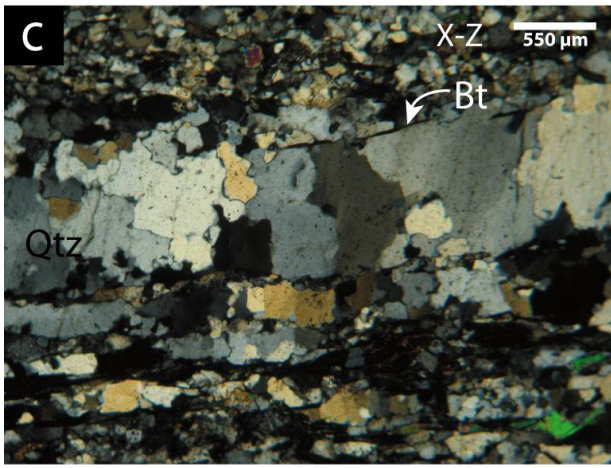
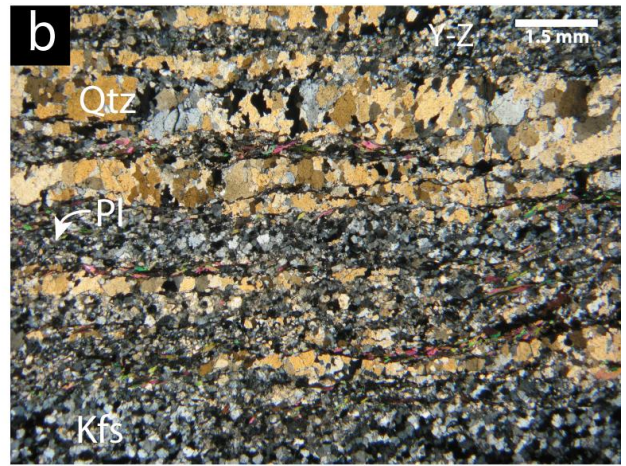
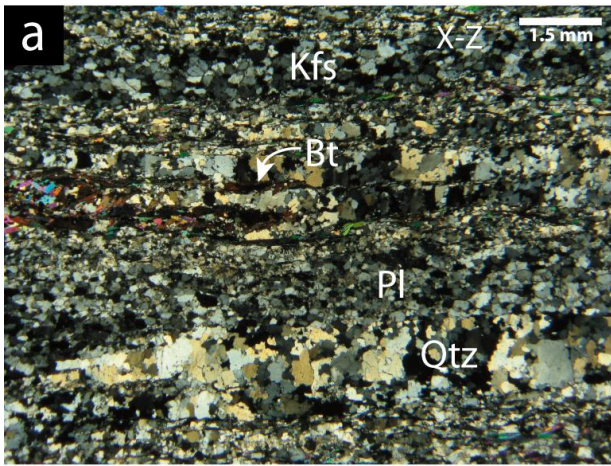
L'échantillon intermédiaire (Pl.2) présente en lame mince une structure très litée, constituée des mêmes ensembles décrits précédemment: des agrégats monominéraux de quartz, de feldspaths potassiques et un mélange de feldspaths plagioclases avec de la biotite et du quartz. Les reliques de minéraux primaires ont totalement disparu, c'est à dire que la roche a désormais totalement recristallisé. Les limites entre les différents agrégats sont très rectilignes, marquant un ratio de viscosité très faible. L'observation des deux sections perpendiculaires (Pl.2 Ph.a et b), nous montre des agrégats très allongés.

Les grains de quartz voient leur forme se simplifier (Pl.2 Ph.c). Leurs limites commencent à se désentrelacer mais sont toujours interlobées. Ils sont très fortement orientés perpendiculairement à la foliation  $S_1$ , marquant probablement une compression pendant  $D_2$  perpendiculaire à celle qui a généré  $S_1$ . Le caractère rectiligne des bordures prend de l'ampleur, de nombreux points triples et angles à  $120^\circ$  commençant à faire leur apparition. La taille des grains augmente pour atteindre jusqu'à 1mm, formant de véritables ponts entre les lits de micas réfractaires.

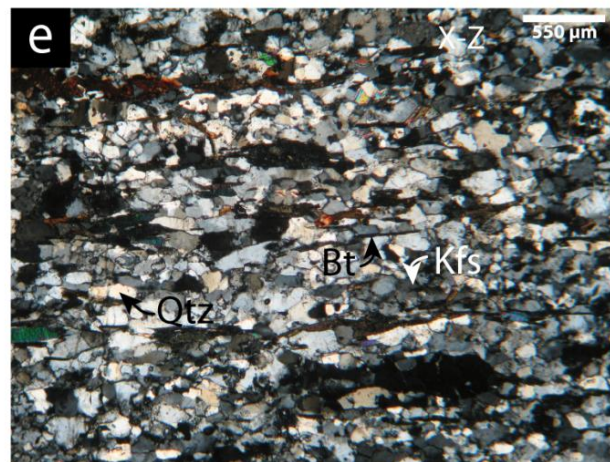
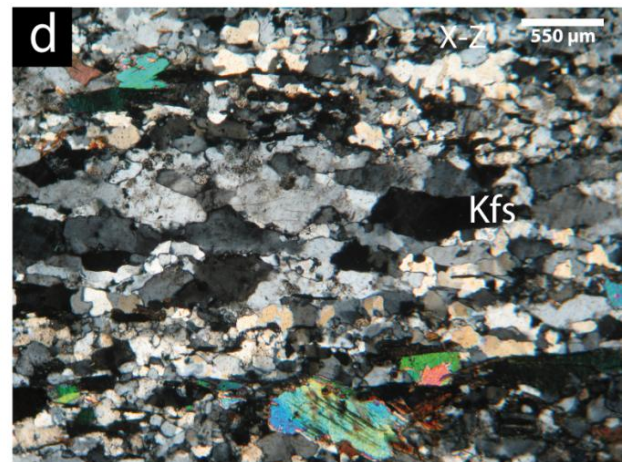
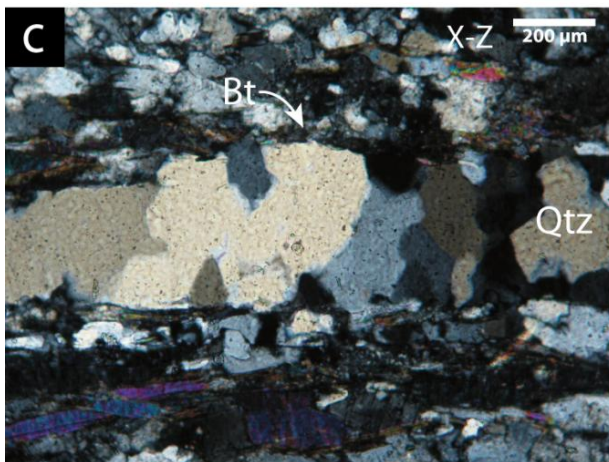
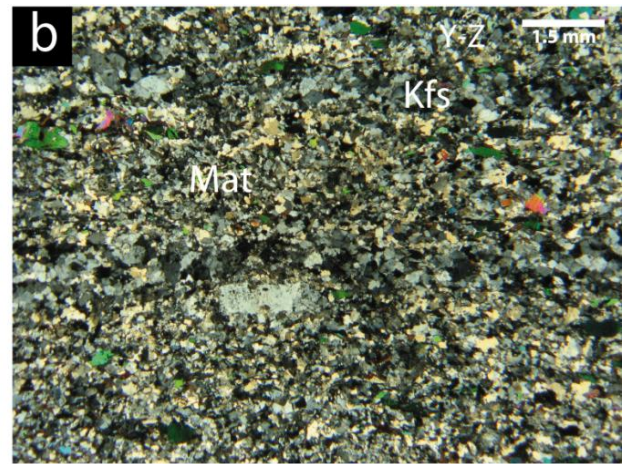
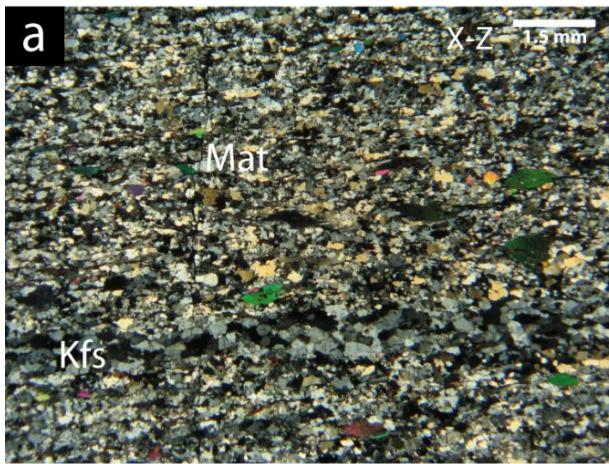
Les agrégats d'orthose (Pl.2 Ph.d) sont très allongés. Les grains sont également assez allongés dans la foliation. Leurs limites sont plus polygonales qu'interlobées, mais assez rectilignes. Ils ont une distribution de taille relativement variable de 50 à presque 500  $\mu\text{m}$ .

Les plagioclases, présentent toujours des formes très trapues, mais cette fois dans les deux sections. Leurs limites sont encore rectilignes, formant de nombreux points triples et angles à  $120^\circ$ . Par contre, ils ont apparemment tendance à rétrécir (100  $\mu\text{m}$ ).

Les lits de micas (Pl.2 Ph.e) sont maintenant très bien organisés dans la foliation, et ne présentent plus de kinks, marquant une augmentation dans la température de déformation.



**PLANCHE 2:** Photographies en LPA du gneiss lité. **(a)** Les limites de lits sont nettes et rectiligne. Les quartz sont très gros par rapport aux autres phases. **(b)** Les lits sont un peu plus épais que selon l'autre section, mais tout de même bien allongés. **(c)** Le quartz se rééquilibre par recristallisation statique entre des lits de biotite réfractaire. **(d)** Les feldspaths potassiques sont mélangés avec des micas et du quartz, tandis que les orthoses forment des agrégats monominéraux, aux grains aux limites complexes mais rectilignes. **(e)** Les micas sont très bien organisés dans la foliation. Les abréviations sont celles de Kretz (1983) complétées par Whitney (2010).



**PLANCHE 3:** Photographies en LPA de la mylonite. (a) Les rares lits monominéraux qui subsistent à la déformation sont ceux d'orthose. Tous les autres sont détruits et mélangés. (b) On observe exactement la même structure que dans l'autre section. (c) De rares agrégats de quartz étant encore présents sont formés par de gros grains aux limites très équilibrées, formant des ponts entre les biotites réfractaires. (d) Les orthoses sont très allongés et forment des lits très minces. (e) Les cristaux de micas sont très fins et sont dispersés dans la matrice. Les abréviations sont celles de Kretz (1983) complétées par Witney (2010).

### 5.3 Type III: l'orthogneiss mylonitique

Le changement de structure lors du passage à la mylonite (Pl.3) est drastique. Les agrégats précédemment observés sont quasiment tous détruits: seuls quelques maigres lits très allongés de feldspaths orthose, ainsi que quelques agrégats de quartz subsistent. La majeure partie des grains en dehors des lits sont de l'ordre de 100  $\mu\text{m}$ , et constituent un ensemble assimilable à une matrice à texture polygonale. L'observation parallèle des deux sections (Pl.3 Ph.a et b) ne nous permet pas de conclure de manière claire quant à la forme de l'ellipsoïde de déformation finie. Cependant, vu que les lits sont très aplatis, on peut suggérer que les rapports axiaux sont relativement proches, donc proche du domaine de déformation plane.

Le quartz (Pl.3 Ph.c), dans de rares agrégats, forme des grains très trapus. Les limites sont très rectilignes, formant de nombreux angles à 120°. La taille des grains permet d'en distinguer deux groupes: des petits éléments (100  $\mu\text{m}$ ) qui semblent consommés par de plus gros éléments (500  $\mu\text{m}$  et plus). En dehors des lits monocristallins, les grains sont trapus, aux limites échantées.

Les grains de feldspaths potassiques (Pl.3 Ph.d) sont plus allongés et présentent des limites plus rectilignes par rapport au stade précédent, formant de nombreux points triples et jonctions à 120°. Leur taille dans les lits est d'environ 500  $\mu\text{m}$ .

Les feldspaths plagioclase, uniquement présents dans la matrice, sont très trapus, de forme polygonale. Ils ont une taille d'environ 100  $\mu\text{m}$ .

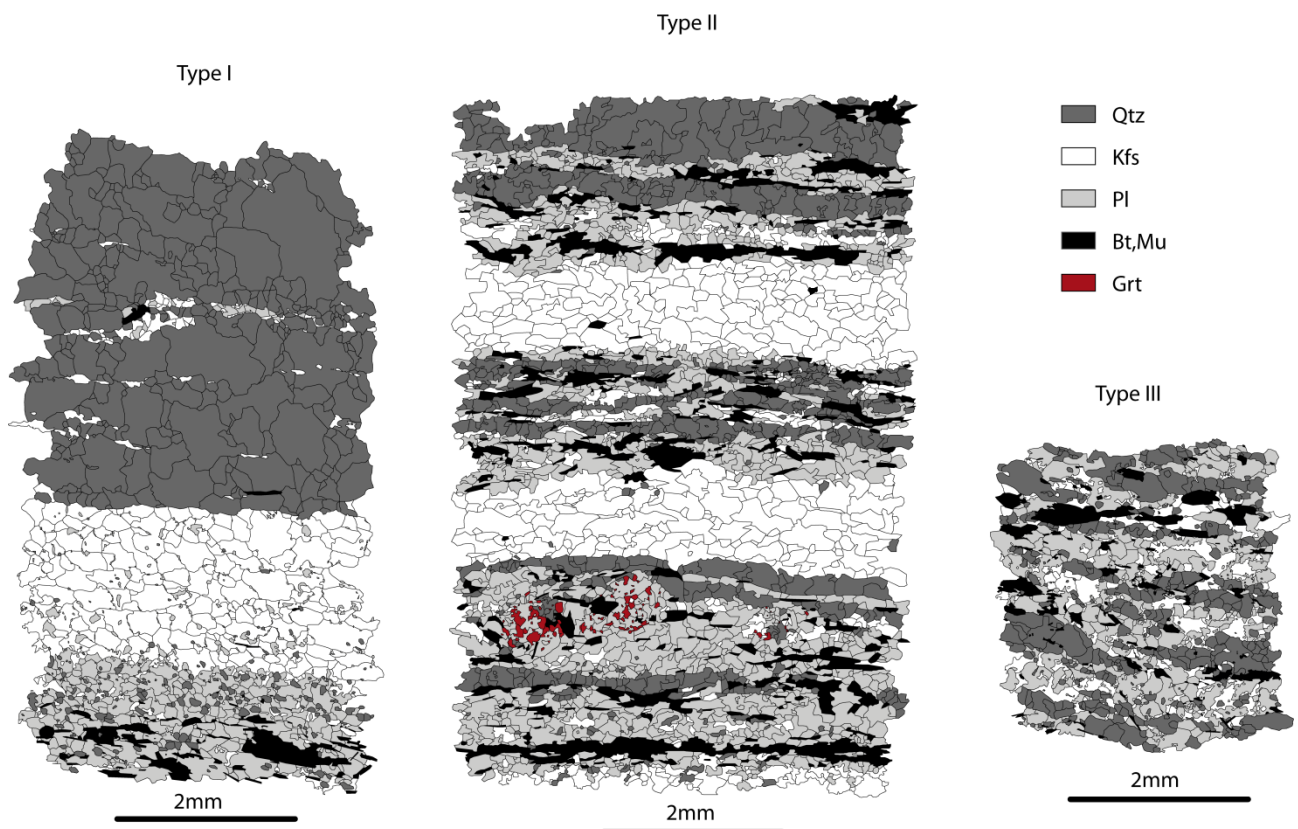
Le mélange des phases est très bien représenté par la distribution très homogène des micas dans la matrice au travers de tout l'échantillon parallèlement à la foliation (Pl.3 Ph.e). Les grains sont très fins, chaque tablette qui les constituait auparavant étant séparée des autres. De ce fait, leurs limites sont très rectilignes.



## 6 Analyse microstructurale quantitative

L'analyse microstructurale quantitative est basée sur l'étude statistique de la distribution de la taille et de l'orientation des grains et de leurs limites, ainsi que la fréquence de contact entre ces grains.

Trois lames représentatives du gradient de déformation étudié ont été ici sélectionnées afin de procéder à une analyse microstructurale quantitative. Les lames, qui ont un poli apte à une analyse EBSD (méthode décrite par Bascou *et al.* 2001), sont exclusivement prises selon la section X-Z de l'ellipsoïde de déformation finie. Afin de digitaliser les lames à l'aide du logiciel ESRI ArcGis, des photos en électrons rétro-diffusés (*BSEI – Back-Scattered Electron Image*) ont été réalisées sur le microscope électronique à balayage TESCAN Vega-II du LHyGeS à Strasbourg. L'appareil a été réglé de façon à bien pouvoir observer les limites de grains et de distinguer les différentes phases. Des images en LPA et LPNA au microscope optique ont été ensuite prises des mêmes zones et superposées aux images BSE. Une fois les cartes des lames dessinées (Fig. 6.1), les fichiers .shp contenant les propriétés de chaque polygone sont analysés par la Toolbox Matlab PolyLX (Lexa 2003).



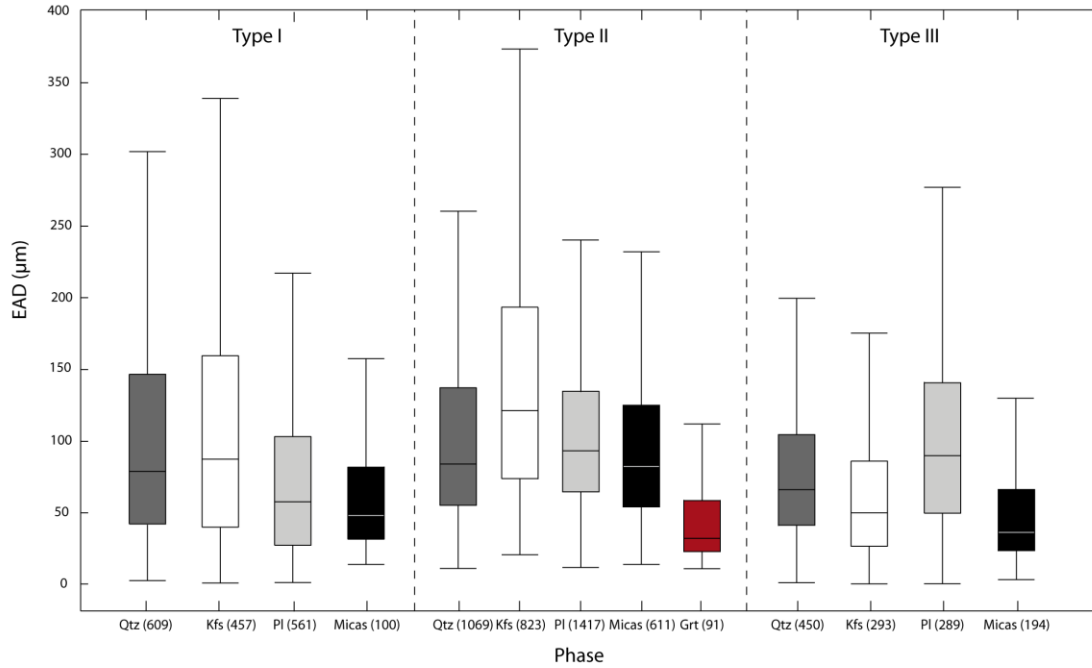
**FIGURE 6.1** : Microstructures digitalisées représentatives pour chaque type textural. (a) Zone recristallisée d'un orthogneiss ocellé, digitalisé par Francis Chopin. (b) Orthogneiss lité. Les lits deviennent très fins (c) mylonite.

### 6.1 Taille des grains

La taille des grains est représentée par le diamètre de Ferret du grain, c'est-à-dire qu'elle correspond au diamètre d'un disque de même aire que le grain (*EAD – Equal Area Diameter*). Le résultat pour chaque phase de chaque type est donné sous forme de diagrammes en boîtes à moustache, représentant les quartiles

ainsi que la médiane (Fig. 6.2).

La dispersion de la taille des grains autour de la médiane ne semble pas varier, le premier quartile étant très resserré par rapport au troisième.

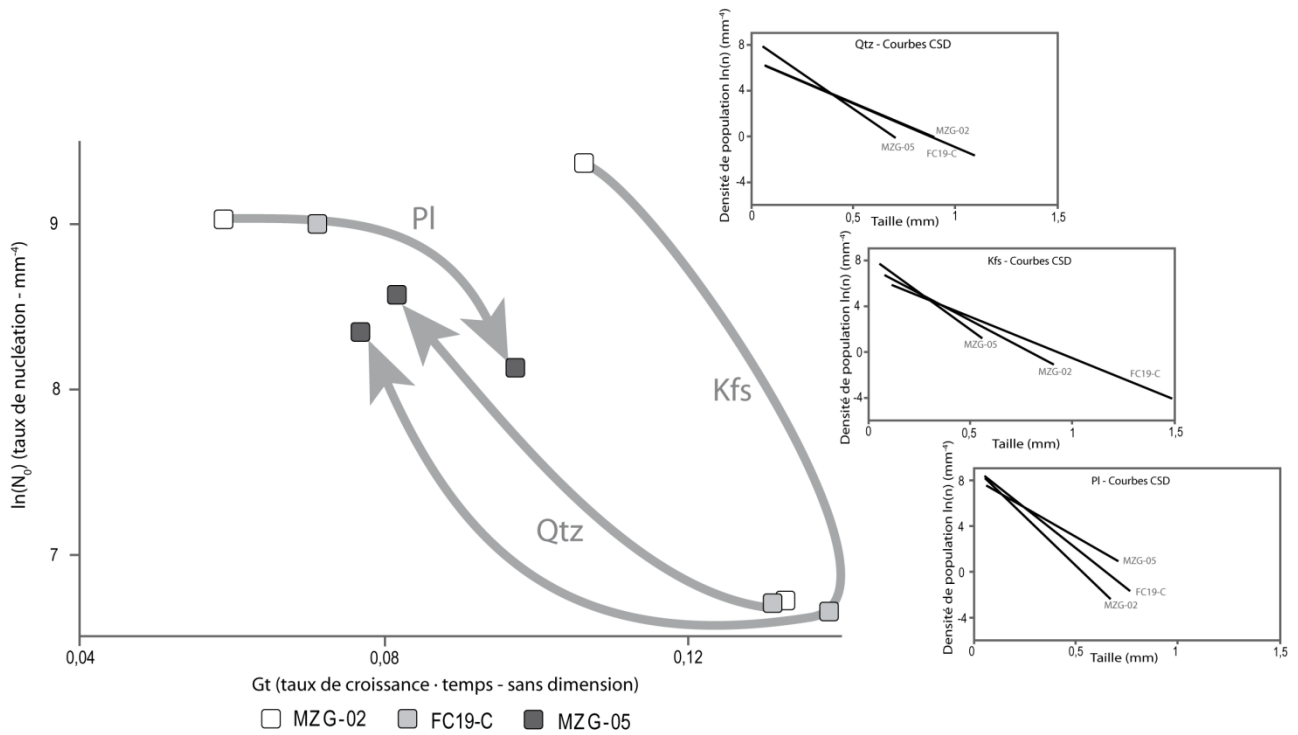


**FIGURE 6.2 :** Statistiques de la taille des grains en  $\mu\text{m}$  pour les différentes phases des trois types de gneiss, représentées dans des boîtes à moustaches. Le nombre de grains par phase est indiqué. La cartouche représente les quartiles 1 et 3, la barre centrale représente la médiane.

Le quartz possède une taille de grain médiane d'environ  $80\mu\text{m}$  qui ne varie que très peu lors de la transformation de la roche du stade I au stade II. Cependant, la distribution de la taille des grains se resserre lors du passage au type III, associé avec une légère chute de la taille des grains : les gros cristaux sont consommés. Le plagioclase montre une nette croissance de la taille des grains passant de  $40\mu\text{m}$  à  $80\mu\text{m}$  puis  $90\mu\text{m}$ . La taille des grains d'orthose augmente dans un premier temps entre les stades I et II, passant de  $90$  à  $120\mu\text{m}$ . Cependant, lors de la transformation de type II à type III, sa taille est réduite à  $50\mu\text{m}$ .

En pétrologie métamorphique, la distribution de la taille des grains (*CSD—Crystal Size Distribution*) permet d'obtenir de manière quantitative la densité de nucleus ainsi que la vitesse de croissance des phases dans la roche. Lors de la recristallisation dynamique, ces deux indices sont liés entre autre à la température et à la vitesse de déformation. En effet, ces deux facteurs étant les principaux influents sur les mécanismes de recristallisation, Hickey & Bell (1996) proposent qu'une diminution du rapport  $\dot{\epsilon}/T$  tend à la réduction du ratio  $N_0/Gt$ , donc une augmentation de la taille des grains. La distribution de la taille des grains ( $L$ ) en fonction de la densité ( $N$ ) de la population représente classiquement une distribution log-linéaire. On procède donc à une régression linéaire dans un diagramme  $\ln(N)$  en fonction de  $L$ . L'ordonnée à l'origine de la droite obtenue est interprétée comme étant la densité de nucleus. La pente de la droite est fonction du taux de croissance des grains. Après avoir réalisé les diagrammes CSD pour chaque phase de chaque échantillon, on

projette les résultats dans un diagramme taux de nucléation  $\ln(N_0)$  en fonction du taux de croissance multiplié par le temps  $Gt$ .

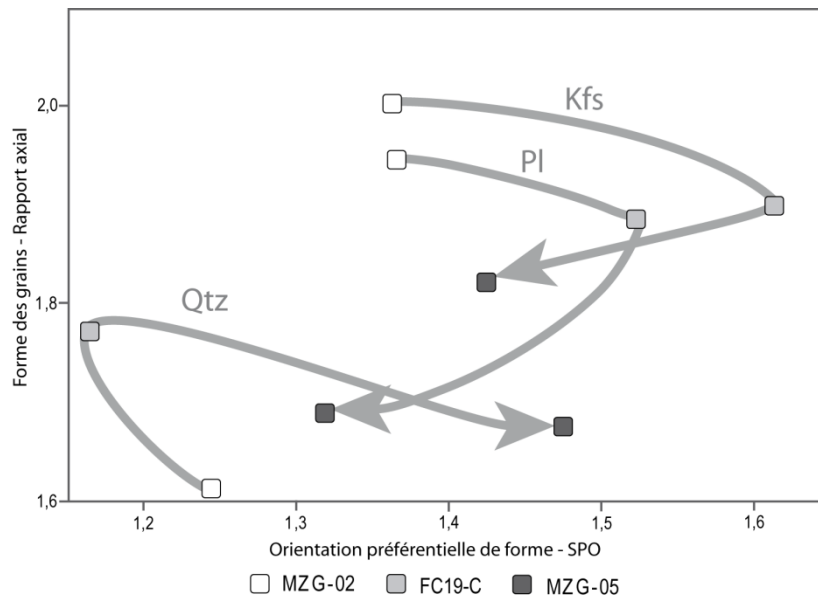


**FIGURE 6.3 :** Courbes CSD et diagramme  $N_0$  (correspondant à la densité de nucléation par taille par volume) en fonction de  $Gt$  (valeur sans dimension dépendant du taux de croissance). Les trajets des différentes phases sont représentés par les flèches.

Dans les deux premiers stades, le comportement du quartz est conditionné par un fort  $Gt$  pour une faible valeur de  $N_0$  (Fig. 6.3). En revanche, dans le troisième type, on a une très forte augmentation de la  $N_0$  alors que la croissance des grains est amoindrie. Le plagioclase décrit un trajet homogène à travers les trois types, démarrant avec une valeur  $N_0$ , pour voir une augmentation de  $Gt$  tandis que  $N_0$  diminue. L'orthose part d'une forte valeur de  $N_0$  pour un  $Gt$  moyen pour posséder au stade II une valeur  $Gt$  moyenne avec un faible  $N_0$ . Le passage au stade III est marqué par une diminution très importante de  $Gt$ , avec une augmentation de la valeur  $N_0$ .

## 6.2 Forme des grains

La forme des grains est représentée en fonction du rapport des valeurs propres du tenseur des orientations des grains, indiquant le degré d'orientation préférentielle de forme des grains (*SPO-Shape Preferred Orientation*) (Fig. 6.4). Une forte orientation préférentielle des grains est la signature d'une déformation accommodée par recristallisation dynamique donc fluage par mouvement des dislocations, tandis qu'une faible orientation indique un fluage par diffusion ou bien un recuit. Par conséquent, ce type de diagramme peut aider à déterminer les processus de déformation dans les roches.



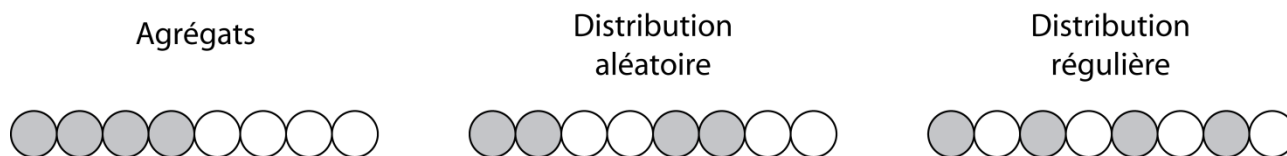
**FIGURE 6.4** : Orientation préférentielle de forme des grains en fonction de leur rapport axial. A la différence du quartz, les deux feldspaths montrent une évolution très semblable. Les flèches représentent les trajets des différents minéraux.

Le quartz part d'un faible rapport axial et d'une faible orientation préférentielle pour les échantillons du type I. La perte de l'orientation, accompagnée par une augmentation du rapport axial des grains est signe d'une croissance orientée du quartz au stade II. Le dernier stade développe une forte SPO. Les feldspaths possèdent dans un premier temps un fort rapport axial pour une orientation moyenne. Le passage au stade II est marqué par une baisse du rapport axial des grains et une forte orientation préférentielle de forme. Au stade III, les grains deviennent beaucoup plus ronds et perdent leur orientation.

### 6.3 Contacts entre les grains

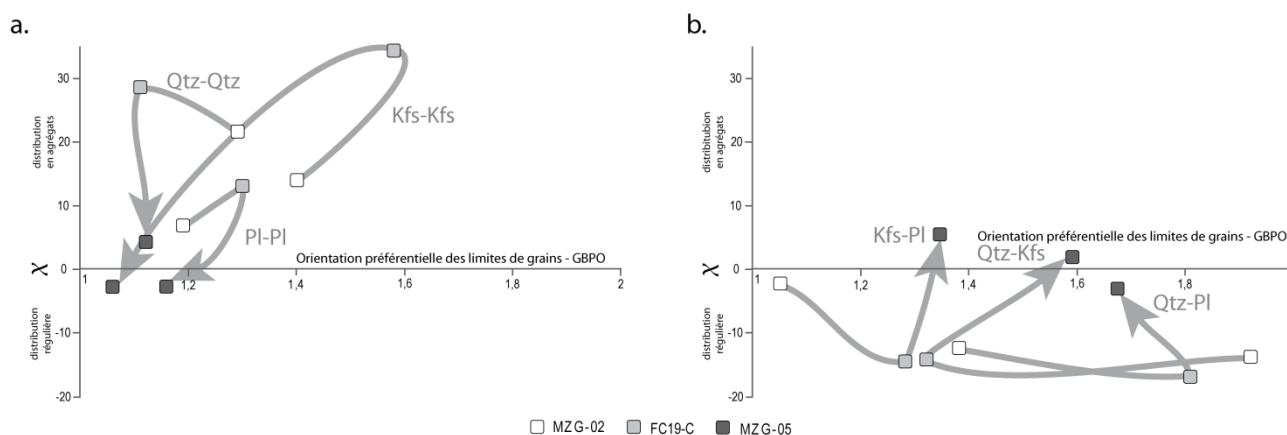
La statistique des contacts entre les grains de même phase (*Like-Like Contacts*) ou de phases différentes (*Unlike Contacts*) est basée sur l'analyse des chaînes de Markov et permet d'estimer la déviation d'une distribution donnée par rapport à une distribution aléatoire (Kretz 1994). Le paramètre  $\chi$  est donné par la formule ci-dessous, et correspond à l'écart entre ce qui est attendu et ce qui est observé. Le nombre de contacts entre grains attendus (*expected*) est calculé considérant une distribution aléatoire des éléments (Fig. 6.5). Deux déviations par rapport à la distribution aléatoire sont possibles : soit la quantité de contacts like-like augmente ce qui correspond à une formation d'agrégats, soit cette quantité diminue générant une distribution dite régulière. Dans le cadre de la pétrologie, une distribution aléatoire correspond à une cristallisation magmatique idéale par trempe. Une valeur négative de  $\chi$  est interprétée comme une recristallisation statique ou une infiltration de fluides tandis qu'une valeur positive correspond à une différenciation à l'état solide associée le plus souvent à une recristallisation dynamique. Les valeurs des  $\chi$  obtenues pour les différents contacts sont représentées en fonction du rapport des valeurs propres du tenseur de l'orientation soit le degré d'orientation préférentielle des limites de grains (*GBPO – Grain Boundaries Preferred Orientation*).

$$\chi = \frac{\text{Observed} - \text{Expected}}{\sqrt{\text{Expected}}}$$



**FIGURE 6.5 :** Représentation schématisée des chaînes de Markov. La phase A est représentée par les grains gris, la phase B par les blancs.

Le quartz dans le premier stade forme de larges agrégats relativement importants (Fig. 6.6). Le passage au type II induit une agrégation encore plus importante, avec perte de l'orientation préférentielle des limites. La baisse de  $\chi$  pour le troisième stade marque nettement la dispersion des grains dans la matrice par le mélange des phases. Les feldspaths orthoses et plagioclases montrent la même évolution, beaucoup plus accentuée pour le potassique. On a, dans un premier temps, une agrégation importante qui augmente avec la croissance du degré d'orientation préférentielle des limites. Le mélange observé pour le quartz est également présent au stade III pour les feldspaths avec le développement d'une distribution aléatoire et la perte de l'orientation préférentielle.



**FIGURE 6.6 :** Graphiques représentant la fréquence de contacts des grains de même phase (a) et des grains de phase différente (b) en fonction du degré d'orientation préférentielle des limites de grains (GBPO). Les flèches indiquent les trajets des différents types de limites.

## 7 Discussion

Ce rapport consiste en l'étude de trois types d'orthogneiss (Type I : gneiss ocellé ; Type II, gneiss lité ; Type III, orthogneiss mylonitique) représentant un gradient de déformation en domaine éclogitique lié à l'enfouissement de la croûte felsique dans un prisme d'accrétion varisque. Afin de déterminer les mécanismes de déformations affectant le batholithe granitique, une analyse pétrographique et microstructurale quantitative a été réalisée.

### 7.1 Interprétation des données quantitatives

**Densité de nucléation et taux de croissance :** Les analyses quantitatives, réalisées pour le gneiss lité (Type II) et dans une queue de recristallisation et lits adjacents pour le gneiss ocellé (Type I), indiquent clairement une croissance continue de toutes les phases minérales majeurs (quartz, plagioclase et orthose)

mais avec des courbes CSD divergentes. Le quartz maintient un fort taux de croissance ( $Gt$ ) et une faible densité de nucléation ( $N_0$ ) pour les deux stades. En revanche, le plagioclase part d'un fort taux de nucléation qui va diminuer en privilégiant la croissance des cristaux déjà présents. Cette tendance peut être expliquée par une consommation des petits grains par les grains plus grossiers selon le phénomène de maturation d'Ostwald. Finalement l'orthose, partant d'un fort taux de nucléation et d'un taux moyen de croissance, voit sa valeur  $N_0$  chuter et  $Gt$  augmenter. La transition du type II au type III met en évidence une forte nucléation du quartz et de l'orthose au détriment de leur taux de croissance.

**Rapports axiaux et orientation préférentielle des grains :** Lors du passage du gneiss oeilé au gneiss lité, l'orthose et le plagioclase montrent une baisse des rapports axiaux et une augmentation du degré d'orientation préférentielle des grains provoquées par la recristallisation dynamique de ces phases. Les cristaux de quartz perdent leurs orientations préférentielles tout en augmentant leurs rapports axiaux. Une explication possible de cette observation est une reprise de la foliation pendant un épisode de déformation postérieur, amenant à une réorientation tardive des phases sensibles comme le quartz, comme l'observation en lame mince nous le laissait supposer. La transition entre le gneiss lité et la mylonite est marquée par une diminution de l'orientation préférentielle de forme et du rapport axial des grains, montrant un changement de comportement à la déformation de recristallisation dynamique à fluage par diffusion des éléments.

**Fréquence de contact et orientation préférentielle des limites de grains :** Dans un premier temps, le diagramme de fréquence de contact montre une forte agglutination de toutes les phases (agrégats quasi monocristallins), le quartz perdant l'orientation préférentielle de ses limites. Les feldspaths, quant à eux, voient le degré d'orientation de leurs limites augmenter, montrant une formation de litages plus importante. Finalement, la fréquence de contacts de grains de phase identique pour la mylonite, passe à une distribution aléatoire voire légèrement régulière pour le plagioclase et l'orthose ce qui est en accord avec la destruction totale des lits à ce stade de déformation.

## 7.2 Mécanismes de déformation

Dès le type I (gneiss oeilé), plus aucun claste de quartz et de plagioclase dans les agrégats n'est observé, les seuls minéraux primaires magmatiques non totalement recristallisés sont les orthoses. Les multiples valeurs des paramètres de déformation des agrégats des différentes phases pour le stade I montrent un plagioclase légèrement plus déformé que le quartz, mais nettement plus que l'orthose. Cette inversion rhéologique, contraire aux conclusions tirées des expériences en laboratoires a déjà été observée auparavant (e.g. Schulmann *et al.* 2008).

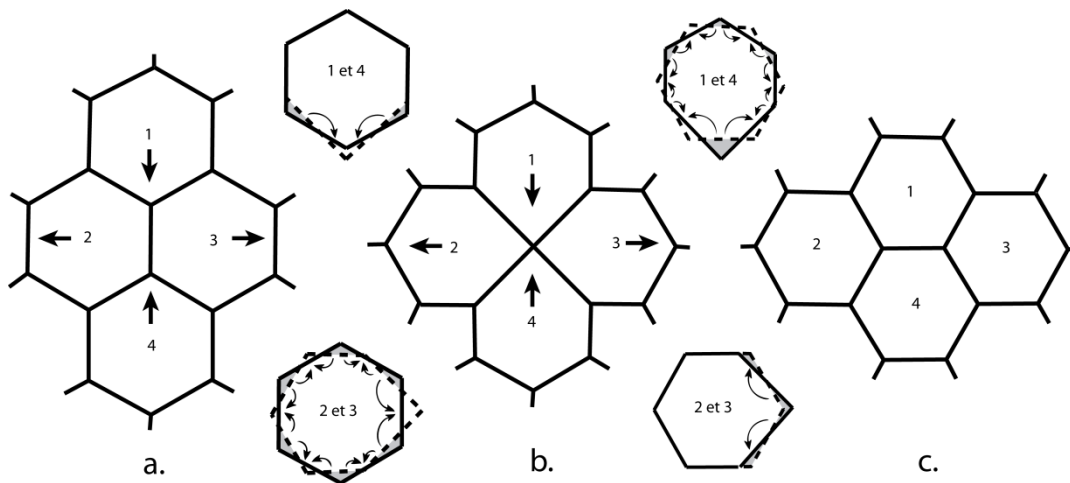
L'orthogneiss oeilé (type I) est caractérisé par une structure composée de quartz et de plagioclase peu résistants, portée par une ossature rigide de clastes d'orthose, typique d'une structure LBF (*Load-Bearing Framework* selon Handy 1990). Les courbes de forme des grains ainsi que les observations pétrographiques indiquent que les porphyroclastes d'orthose recristallisent en néoblastes d'orthose selon un mécanisme de recristallisation difficile à discriminer dans ces minéraux (Kruse *et al.* 2001) : Bulging et/ou rotation des sous-

grains. Les sous grains sont générés très près de la bordure du cristal, et non à travers tout le grain comme pour le quartz. Les deux mécanismes aboutissent à la structure type *core-and-mantle*. Cependant, la légère distorsion et la formation de grains allongés aux bordures du cristal suggèrent ici une contribution de SGR. Le taux de recristallisation est facilité par la formation de nouveaux grains le long de larges bandes traversant les clastes par le mécanisme de Bulging (BLG) formant de petits grains (50  $\mu\text{m}$ ) aux limites très équantes. Ces bandes, sont initiées le long de fragilités du cristal qui peuvent être des fractures (pouvant se développer malgré le caractère ductile de la déformation, Passchier et Trouw 2005), plans de démixtion (Schulmann *et al.* 2008) ou alignements d'inclusions. La présence de myrmékites corrodant les abords de certains cristaux et dans les queues de recristallisation accentue certainement l'affaiblissement des orthoses (e.g. Simpson et Wintsch 1989). Le recouvrement des champs de stabilités des deux mécanismes de déformation de l'orthose (BLG et SGR) impliquerait une température de déformation d'environ 600°C (Fig. 2.1), valeur qui est à prendre avec d'énormes précautions, compte-tenu du grand nombre de facteurs influents sur ces processus. Le quartz, par la présence de limites de grains interlobées montre qu'il a recristallisé dynamiquement par migration des joints de grains (GBM) à des températures relativement élevées en accord avec celles données par l'orthose. Peu d'informations peuvent être tirées de la recristallisation du plagioclase : ses formes polygonales régulières peuvent être signe d'un recuit statique, affectant également le quartz de manière croissante entre les stades I, II et III. La différence de forme entre les différentes phases, alors que soumises aux mêmes conditions, est peut être due à un recuit peu important, qui affecte des grains très trapus de plagioclase, donc proche d'un polygone, et des grains aux limites très complexes de quartz, nécessitant du temps pour former des polygones équants.

Le passage entre le gneiss oillé et le gneiss lité, est macroscopiquement dominé par la transition d'une structure en LBF à l'interconnexion des couches peu rigides formant la structure IWL (*Interconnected Weak Layers* selon Handy 1990) à faible contraste de viscosité. La recristallisation dynamique des orthoses induit un effondrement complet de l'architecture de la roche, aboutissant à la formation de lits aux bordures rectilignes en lame-mince. Cette apparition de lits nombreux, fins et très bien orientés, indiqués également par le très fort degré d'orientation des contacts de phases différentes, montre que les phases ont désormais la même résistance. L'orthose montre une évolution beaucoup plus marquée que le plagioclase dans les diagrammes de forme des grains et de fréquence de contact. Cette différence est éventuellement due au caractère récent de la recristallisation du feldspath, au contraire de celle du plagioclase qui est déjà complète au stade I.

La seconde transition, du type II au type III est beaucoup plus subtile. En effet, il est relativement complexe de créer un mélange à partir d'une structure litée, sans procéder à une modification des conditions de déformation. La forme de l'ellipsoïde de déformation indique un aplatissement important, significativement différent des modes de déformation des stades I et II qui sont plans. L'observation au microscope optique montre, dans de rares agrégats, des feldspaths aux formes allongées et limites rectilignes, avec de nombreux points triples à 120°. Appuyé par les interprétations des diagrammes d'orientation

préférentielle de forme des grains, ce changement marque une variation de leur rhéologie, la déformation étant accomplie par glissements aux limites de grains (*GBS-Grain Boundary Sliding*). Ces glissements seraient responsables de la création de vides entre les grains, ce qui n'est pas observé. On accommode donc le mécanisme de GBS par un fluage diffusion le long des bords du cristal (fluage de Cobble – Fig. 7.1), qui nécessite moins d'énergie qu'une diffusion au travers du grain (Fluage de Nabarro-Herring). La combinaison de ces deux mécanismes, confère à la roche un caractère de superplasticité et provoque un mélange très rapide des phases clairement mis en évidence par la distribution spatiale des micas.



**FIGURE 7.1 :** Schéma expliquant le glissement aux joints des grains accommodant le fluage diffusion aux bords des grains – fluage de Cobble (d'après Twiss et Moores 2005). Les flèches indiquent les transports de matériel. Les limites d'anciens grains sont en ligne continue, les nouveaux grains en lignes discontinues. La partie grisée correspond à la zone consommée du grain.

Un mécanisme de mélange supplémentaire est indiqué par l'analyse microstructurale quantitative. En effet, les grains de quartz et de feldspath orthose voient leur taille diminuer, ce qui est en harmonie avec les résultats des courbes CSD, où la densité de nucléus du quartz et de l'orthose est très importante au détriment de la croissance des grains. A contrario, le plagioclase poursuit sa course vers une forte croissance et un faible taux de nucléation. Ces deux paramètres montrent que le quartz et l'orthose représentent des phases mobiles, une nouvelle génération de grains faisant son apparition. Ces nouveaux grains sont probablement initiés par des fluides percolant au travers de la roche, qui pourraient représenter un effet gâchette, déclenchant le mélange des phases par glissement aux limites de grains (e.g. Zavada *et al.* 2008, Renner *et al.* 2000).

## 8 Conclusion

Cette étude a permis, grâce à une observation pétrographique complétée par une quantification des microstructures, de mettre à jour les mécanismes ayant affecté le granite lors de sa transformation en mylonite. Ce gradient, se produisant en faciès éclogitique, est caractérisé dans un premier temps par la transformation d'une ossature rigide de feldspaths orthose en un gneiss lité. Cette interconnexion de couches peu résistantes s'est réalisée grâce à la recristallisation dynamique des porphyroclastes d'orthose à la fois par le mécanisme de Bulging et de rotation des sous-grains, alors que le quartz a recristallisé par migration des



limites de joints. Le plagioclase joue un rôle passif lors de l'intégralité de la transformation, en grandissant tout d'abord dans des agrégats polyphasiques puis dans la matrice mylonitique. La transition du gneiss lité à la mylonite consiste en un mélange très important de tous les ensembles composant la roche. Ce mélange est provoqué par une activation du fluage diffusion le long des limites des grains, en particulier du feldspath orthose, accommodant le glissement des grains à leurs limites. La cristallisation d'une nouvelle génération de quartz et d'orthose indique la probable percolation de fluides d'origine indéterminée. Cette infiltration a des conséquences dramatiques sur la résistance de la roche aux contraintes, déclenchant la destruction complète de l'architecture du gneiss lité.

Ce travail essentiellement basé sur l'étude des microstructures est à coupler avec des données structurales et pétrologiques comprenant les stades de déformation affectant le batholite par la suite. De plus, il est nécessaire d'augmenter considérablement la quantité de données microstructurales par digitalisation d'autres lames. Obtenir la chimie des phases cristallisant lors de la percolation du fluide pourrait nous éclaircir quant aux origines de ce fluide. Il serait également judicieux de compléter les observations réalisées ici par la détermination des orientations préférentielles de réseaux par une analyse EBSD. L'ensemble de ces données permettront de comprendre les mécanismes de ramollissement de la croûte moyenne et inférieure lors d'un événement orogénique.

## **9 Remerciements**

Mes remerciements vont en premier lieu à Francis Chopin pour la patience dont il a fait preuve, le temps qu'il m'a alloué et tout ce qu'il m'a appris. Je voudrais aussi remercier Karel Schulmann pour ses nombreux conseils, commentaires et discussions autour du projet.

Je tiens également à remercier Gilles Morvan pour l'accès au MEB.

Toutes mes salutations vont à mes collègues de Master 1 et 2, ainsi qu'aux différents doctorants avec qui j'ai pu avoir des discussions sur ce travail. Je remercie en particulier Pauline et Pierre pour leur soutien.

Mes dernières pensées vont à mes parents et à mon frère pour leur confiance et la relecture orthographique du rapport.

## 10 Bibliographie

- Bascou, J., Barruol, G., Vauchez, A., Mainprice, D. & Egydio-Silva, M., 2001. EBSD-measured lattice-preferred orientations and seismic properties of eclogites. *Tectonophysics*, 342, 61–80.
- Bröcker, M., Klemd, R., Cosca, W., Larionov, A.N., Rodionov, N., 2009. The timing of eclogite facies metamorphism and migmatization in the Orlica-Snieznik complex, Bohemian Massif: constraints from a multimethod geochronological study. *J. metamorphic Geol.*, 27, 385–403.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malaveille, J., Bokun, A.N., 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 132, 225–232.
- Chopin, F., Lehmann, J., Martelat, J.E., Lexa, O., 2009. Rheology of felsic lower/middle crust during burial and exhumation in a continental accretionary wedge. EGU General Assembly Vienna, Austria, 19–24 April 2009.
- Cymerman, Z., Piasecki, M.A.J., Seston, R., 1997. Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134(5), pp. 717–725.
- Don, J., Dumicz, M., Wojciechowska, I., and Zelazniewicz, A., 1990. Lithology and tectonics of the Orlica-Snieznik dome, Sudetes – recent state of knowledge: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, v. 179, p. 159–188.
- Drury M. R. Urai J. L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics* 172 (3-4): 235–253
- Dujardin, J.R., 2009. Modélisation gravimétrique d'une zone de subduction continentale Varisque et de l'exhumation de la croûte profonde (Massif de Bohême orientale). Ms Thesis, Université de Strasbourg.
- Edel, J. B., Schulmann, K. & Holub, F. V., 2003. Anticlockwise and clockwise rotations of the Eastern Variscides accommodated by dextral lithospheric wrenching: palaeomagnetic and structural evidence. *Journal of the Geological Society*, 160, 209–218.
- Flinn, D. (1965), On the symmetry principle and the deformation ellipsoid, *Geol. Mag.*, 102, 36–45.
- Gerya, T., Stöckhert, B., 2006. Two-dimensional numerical modeling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)* 95, 250–274.
- Handy, M.R., 1990. The solid-state flow of polymineralic rocks. *J. Geophys. Res.*, 95, 8647–8661.
- Hickey, K. A. & Bell, T. H., 1996. Syn-deformational grain growth: matrix coarsening during foliation development and regional metamorphism rather than by static annealing. *European Journal of Mineralogy*, 8, 1351–1373.
- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.* 14, 145–159.
- Jastrzebski, M., Zelazniewicz, A., Nowak, I., Murtezi, M. & Laionov, A.N., 2010. Protolith age and provenance of metasedimentary rocks in Variscan allochthon units: U-Pb SHRIMP zircon data from the Orlica-Snieznik Dome, West Sudetes. *Geological Magazine*, in press.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277–279.
- Kretz, R., 1994. *Metamorphic Crystallization*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Kruse, R., Stünitz, H., Kunze, K., 2001. Dynamic recrystallization processes in plagioclase prophyroclasts. *J. Struct. Geol.*, 23, 1782 – 1802.
- Lange, U., Bröcker, M., Armstrong, R., Zelazniewicz, A., Trapp, E. & Mezger, K., 2005a. The orthogneisses of the Orlica-Snieznik complex (West Sudetes, Poland): geochemical characteristics, the importance of pre-Variscan migmatization and constraints on the cooling history. *Journal of the Geological Society London*, 162, 973–984.
- Lehmann, J., 2010. Mécanismes de mise en place et de déformation de granitoïdes syntectoniques dans les systèmes d'accrétion paléozoïques. PhD Thesis, Université de Strasbourg.
- Lexa, O., 2003. Numerical Approaches in Structural and Microstructural Analyses. Unpublished PhD Thesis, Charles University, Prague.
- Lister, G.S. and Hobbs, B.E., 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, Vol. 2, N. 3, pp 355 to 370
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122–128.
- Mazur, S., Aleksandrowski, P., Szczepanski, J., 2005. The presumed Teplá–Barrandian/Moldanubian terrane boundary in the Orlica Mountains (Sudetes, Bohemian Massif): structural and petrological characteristics. *Lithos*, 82, 85–112.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin.
- Poirier, J.P., Guillopé, M., 1979. Deformation induced recrystallization of minerals. *Bulletin Minéralogie* 102, 67–74.
- Pressler, R.E., Schneider, D.A., Petronis, M.S., Holm, D.K., Geissman, J.W., 2007. Pervasive horizontal fabric and rapid vertical extrusion: Lateral overturning and margin sub-parallel flow of deep crustal migmatites, northeastern Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 443, 19–36.
- Racek, M., Stipska, P., Pitra, P., Schulmann, K., Lexa, O., 2006. Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). *Mineralogy and Petrology*, 86, 221–251.
- Ramsay, J. G., and M. I. Huber (1983), *The Techniques of Modern Structural Geology*, vol. 1, Strain Analysis, 307 pp., Elsevier, London.
- Renner, J., Evans, B., Hirth, G., 2000. On the rheologically critical melt fraction. *Earth and Planetary Science Letters*, 181, 585–594.
- Simpson, C., Wintsch, R.P., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *J. Metam. Geol.*, 7, 261–275.
- Skrzypek, E., Stipska, P., Schulmann, K., Lexa, O., Lexova, 2010. Prograde and Retrograde metamorphic fabric: A key for understanding burial and exhumation in orogens (Bohemian Massif). *J. Metam. Geol.*, soumis.
- Stipska, P., Schulmann, K., Thompson, A.B., Jezek, J., Kröner, A., 2001. Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 332, 239–253.
- Stipska, P., Schulmann, K., Kröner, A., 2004. Vertical extrusion and middlecrustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology* 22, 179–198.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250°C to 700°C. *J. Struct. Geol.*, 24, 1861–1884.
- Schulmann, K., J.-E. Martelat, S. Ulrich, O. Lexa, P. Stipska and J. K. Becker (2008), Evolution of microstructure and melt topology in partially molten granitic mylonite: Implications for rheology of felsic middle crust, *J. Geophys. Res.*, 113, B10406, doi:10.1029/2007JB005508.
- Schulmann, K., Konopasek, J., Janousek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.M., Edel, J.B., Stipska, P., Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *C. R. Geosciences*, 341, 266–286.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 2005. *Structural Geology*, 2<sup>nd</sup> edition. W.H. Freeman and Company
- Urai J. L. Means W. D. Lister G. S., 1986. Dynamic recrystallization of minerals. In: Hobbs B. E. & Heard H. C. (Editors): *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies - The Paterson Volume*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 36: pp. 161–199
- Witney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Vol. 95, pp. 185–187.
- Zavada, P., Schulmann, K., Konopasek, J., Ulrich, S., Lexa, O., 2008. Extreme ductility of feldspars aggregates – Melt enhanced grain boundary sliding and creep failure: Rheological implications for felsic lower crust. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112, B10210.

## ANNEXES

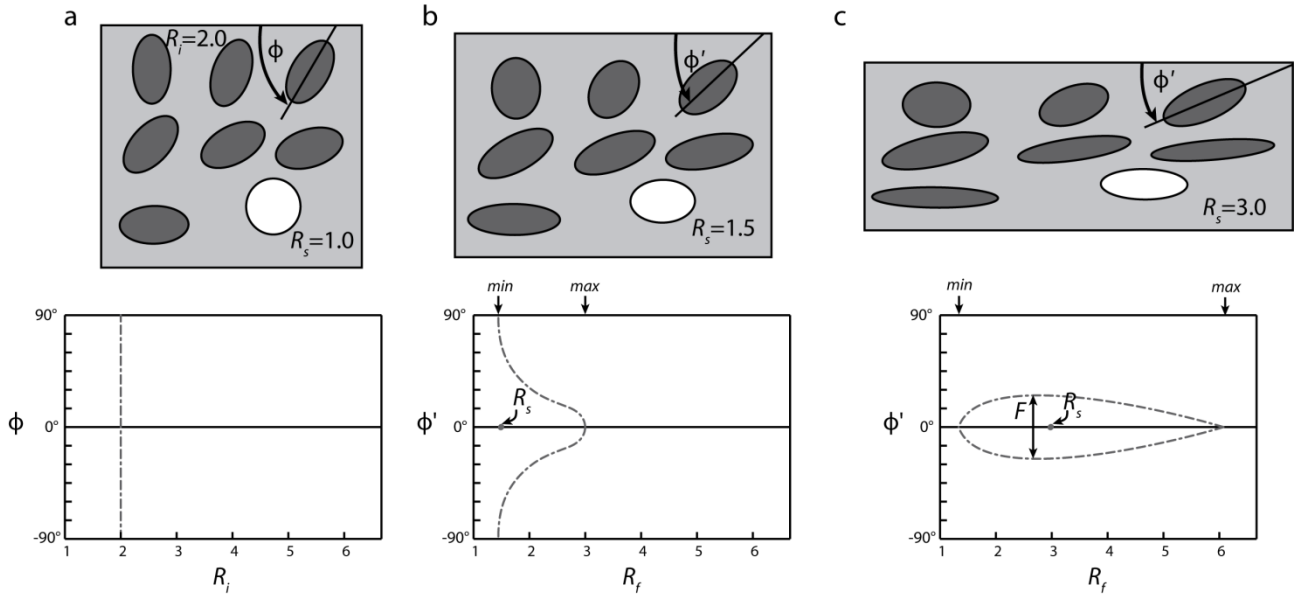
La mesure de la déformation est totalement expliquée par Ramsay et Huber (1983). Dans les gneiss, on étudie les clastes des phases constituant la roche. Ces marqueurs sont initialement elliptiques, ce qui complique la mesure de la déformation. On ne connaît quasiment jamais les valeurs de  $e_1$  et  $e_2$  de manière absolue. C'est pourquoi on détermine uniquement le rapport  $R_f$  (équation ci-dessous) et son orientation par rapport à la foliation ( $\phi'$ ). Ce rapport est dépendant de la forme ( $R_i$ ) et de l'orientation ( $\phi$ ) initiale de l'objet, ainsi que de la forme ( $R_s$ ) et de l'orientation de l'ellipsoïde de déformation. La clé pour l'analyse de la déformation est de représenter les résultats dans un diagramme  $R_f/\phi'$ .

$$R_f = \frac{1 + e_1}{1 + e_2}$$

La figure 10.1.a représente le stade initial d'un matériau à déformer. Les ellipses ont un rapport initial de 2.0 et l'ellipsoïde de déformation est égal à 1.0 c'est à dire qu'aucune déformation n'est appliquée. La fluctuation  $F$ , représente l'écart angulaire maximal par rapport à la foliation, qui est considérée égale à  $180^\circ$  au stade initial, c'est à dire que les ellipses sont orientées de manière aléatoire.

Lorsque l'on applique une légère déformation ayant un rapport 1.5, on allonge considérablement les ellipses bien orientées alors que celles qui sont perpendiculaires à la contrainte maximale sont raccourcies (Fig. 10.1.b). A ce stade, procéder à une moyenne des rapports  $R_f$  sans tenir compte de l'angle serait faux: la plupart des ellipsoïdes ont un rapport supérieur à  $R_s$ , ce qui revient à surévaluer cette valeur en procédant à une moyenne arithmétique.

Finalement, lorsque l'ellipsoïde de déformation  $R_s$  est relativement grand (ici 3.0), toutes les ellipses sont allongées dans la foliation, mais leur paramètre de forme  $R_f$  est inférieur à  $R_s$  pour celles qui étaient mal orientées et supérieur pour celles qui étaient bien orientées (Figure 10.1.c). La fluctuation  $F$  se concentre de manière importante créant une forme en oignon.



**FIGURE 10.1** : Effet de la déformation sur une série d'ellipses d'orientation  $\phi$  et de rapport axial initial  $R_i$ . Après avoir été soumis à une déformation  $R_s$ , elles prennent une forme  $R_f$  et une orientation  $\phi'$ .  $F$  représente la fluctuation. Les *min* et *max* correspondent aux valeurs de  $R_f$  (voir texte). D'après Ramsay et Huber (1983).

Le principal problème est de distinguer la fabrique héritée du matériel (ici  $R_i$ ) de la fabrique créée pendant la déformation c'est à dire  $R_s$ . Les ellipses fortement allongées au départ ( $R_i$  haut) nécessitent une forte déformation pour qu'elles soient toutes réorientées dans la foliation ( $F$  faible). Au contraire, des ellipses proches d'un cercle mimeront parfaitement l'ellipsoïde de déformation. On va donc distinguer deux cas:

- $\text{Max}(R_i) > \text{Max}(R_s)$ : on obtient une dispersion forte ( $F \approx 180^\circ$ ), en forme de cloche. On a les relations avec les maximums et minimums de  $R_f$  (voir Fig. 10.1.b).

$$R_{f \max} = R_s \cdot R_{i \max} \quad R_{f \min} = \frac{R_{i \max}}{R_s}$$

$$R_{i \max} = \sqrt{R_{f \max} \cdot R_{f \min}} \quad R_s = \sqrt{\frac{R_{f \max}}{R_{f \min}}}$$

- $\text{Max}(R_i) < \text{Max}(R_s)$ : le champ  $R_f/\phi'$  est très restreint ( $F < 90^\circ$ ), en forme d'oignon. On a les relations suivantes pour trouver  $R_s$  à partir des maximums et minimums de  $R_f$  (voir fig. 10.1.c).

$$R_{f \max} = R_s \cdot R_{i \max} \quad R_{f \min} = \frac{R_s}{R_{i \max}}$$

$$R_{i \max} = \sqrt{\frac{R_{f \max}}{R_{f \min}}} \quad R_s = \sqrt{R_{f \max} \cdot R_{f \min}}$$

Dans tous les cas, les valeurs de  $R_s$  et  $R_i$  peuvent être obtenues en routine à l'aide de la toolbox PolyLX (fonction *arfphi*).

Un échantillon peut en revanche présenter une orientation non aléatoire des clastes, par exemple dans le cas d'une texture de fluidalité. Un des indices serait une distribution des ellipses dans le diagramme  $R_f/\phi'$  très dissymétrique.

Afin d'obtenir des résultats représentatifs de l'échantillon, il faudrait procéder à plus de 50 mesures, ce qui représente un travail long et fastidieux. C'est pourquoi on peut procéder à une mesure rapide des rapports axiaux des clastes et procéder à une moyenne. Comme nous l'avons vu, on aura forcément une surévaluation de  $R_s$  lors de cette opération, quelque soit la moyenne utilisée. On utilisera la moyenne harmonique (équation ci-dessous), pour seule et unique raison que c'est celle qui donnera une valeur plus faible que les deux autres (arithmétique et géométrique).

$$R_f = \frac{n}{\sum_1^n 1/R_s}$$

Dans le cas d'une roche polyphasique, il n'est pas rare que les différentes phases présentent des  $R_f$  différents. La valeur de l'échantillon sera prise comme étant la moyenne arithmétique des  $R_f$  obtenus.

## RESUME

Le dôme d'Orlica-Śnieżnik consiste en un complexe d'orthogneiss et de méta-sédiments affecté pendant l'orogénèse varisque. Après son enfouissement en domaine éclogitique, une exhumation rapide a permis de conserver les microstructures produites lors du fluage de la croûte felsique profonde. Trois échantillons représentatifs des principales étapes de la transformation d'un méta-granite lié à son enfouissement ont été sélectionnés. Afin d'en comprendre les mécanismes de déformation, cette étude consiste en une analyse pétrographique et microstructurale quantitative.

La transformation du Type I (gneiss ocellé) au Type II (gneiss lité) est essentiellement marquée par une recristallisation dynamique des porphyroclastes d'orthose par les mécanismes de rotation de sous-grains et de Bulging. Le quartz subit à ce moment une mobilité de ses limites de grains. Le passage entre le Type II (gneiss lité) et le Type III (gneiss mylonitique) implique un mélange total des phases réalisé grâce aux glissements aux limites de grains accommodés par fluage diffusion le long de leurs bords (fluage de Cobble). Ce changement de rhéologie est probablement déclenché par une percolation de fluides, comme indiqué par le fort taux de nucléation du quartz et de l'orthose dans le Type III.

La présence de fluides restant piégés dans la roche semble être un mécanisme important dans la croûte pour en expliquer son adoucissement mécanique. Cependant, il est nécessaire d'étoffer considérablement la quantité de données quantitatives et de les coupler aux données EBSD.

## ABSTRACT

The Orlica-Śnieżnik Dome consists of an orthogneiss and meta-sedimentary rocks complex, affected during the variscan orogeny. Following its burial in the eclogite domain, a rapid extrusion allowed to conserve the microstructures produced during the flow of the felsic deep crust. Three samples representative of the main deformation steps of a meta-granite linked to its burial were selected. In order to understand the deformation mechanisms, this study consists of a petrological and quantitative microstructural analysis.

The transformation from Type I (augengneiss) to Type II (banded gneiss) is essentially printed by a dynamic recrystallization of K-feldspar porphyroclasts by the Bulging and sub-grain rotation phenomenon. Quartz crystals undergo at this moment a grain boundary migration. The change from Type II (banded gneiss) to Type III (mylonitic gneiss) implies a total mixing of phases realized by a grain boundary sliding accommodated diffusion creep. This switch of rheology may be triggered by a fluid percolation, as indicated by the high nucleation rate of the quartz and the K-feldspar in Type III.

The presence of fluids trapped in the rock seems to be an important mechanism in the crust to explain its mechanical softening. However, a significant enlargement of the quantitative database must be executed, as well as coupling it to EBSD data.