



HAL
open science

Propriétés dynamiques et structures des magmas : Approches théorique, analogique et expérimentale.

Laurent Arbaret

► **To cite this version:**

Laurent Arbaret. Propriétés dynamiques et structures des magmas : Approches théorique, analogique et expérimentale.. Géologie appliquée. Université d'Orléans, 2007. tel-00175400

HAL Id: tel-00175400

<https://theses.hal.science/tel-00175400v1>

Submitted on 28 Sep 2007

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.



Mémoire présenté en vue de l'obtention de
L'**H**abilitation à **D**iriger des **R**echerches

Par

Laurent Arbaret

Maître de Conférences, CN

Unité de Recherche :



UMR 6113 CNRS, Université d'Orléans

2007

Laurent Arbaret

Né le 28 Mai 1966 à Clermont-Ferrand

Nationalité Française
Marié, 3 enfants

16 bis rue Camille Saint-Saëns 63800 Cournon d'Auvergne
Tél. : 04 73 69 88 73 ou 06 50 88 79 02

FONCTION ACTUELLE

Maître de Conférences, C.N. nomination en septembre 2000, titularisation en septembre 2001
Responsable du projet de recherche "Déformation expérimentale et rhéologie des magmas »

Etablissement d'affectation

UFR Faculté des Sciences
Département des Sciences de la Terre
Rue de Chartres
BP 6729, 45067 Orléans cedex 2
France

Téléphone : 33 (0)2 38 41 70 44
Fax : 33 (0)2 38 41 73 09
Mél : Laurent.Arbaret@univ-orleans.fr
<http://web.cnrs-orleans.fr/~webisto/larbaret/index.htm>

Unité de Recherche

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 6113 CNRS, Université d'Orléans
1A rue de la Férollerie 45072 Orléans Cedex

ACTIVITE POST-DOCTORALE

- **Post-doctorat.** "Magmatic to solid state shear deformation in volcanic arc systems: The Kamila shear zone, Kohistan, Pakistan".(ETH, Zurich) *Juin 1997 à Août 2000*
- **Post-doctorat.** "Orientation préférentielle de particules en régime de cisaillement simple" (ETH, Zurich) *Sept. 1996 à Mai 1997*
- **ATER** (Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche) à l'Université Blaise Pascal de Clermont II. (demi-poste) *Oct. 1995 à Sept. 1996*

DOCTORAT

Thèse Universitaire de la formation doctorale de l'Université de Clermont II. Sujet sous la direction d'Hervé Diot (Professeur, Université de la Rochelle) :

L'Orientation Préférentielle de Forme dans les magmas : modélisation analogique 3D en cisaillement simple. mention Très Honorable avec Félicitations.

Sept. 1992 à Oct. 1995

FORMATION UNIVERSITAIRE

D.E.A. des Processus magmatiques et métamorphiques - Volcanologie de l'Université de Clermont II. Sujet sous la direction d'Angel Fernandez et Hervé Diot.

Analyse structurale d'un appareil phonolitique : exemple du "Petit Gerbier". Velay oriental, Ardèche. Mention Bien (major)

Juillet 1992

SOMMAIRE

I. Avant propos.	7
II. Problématique générale.	11
III. Synthèse des travaux de recherche.	
III.1 Modélisation analogique et simulation numérique des fabriques magmatiques minérales dans les magmas.	17
A. Théorie de la mise en orientation d'une particule axisymétrique en suspension dans un fluide newtonien.	17
B. Expérimentation analogique 3D en cisaillement simple des effets de la forme et du glissement à l'interface sur la mise en orientation des particules et sur la déformation de la matrice.	23
C. Simulation analogique 2D en cisaillement simple de l'influence des distributions des rapports de forme sur l'OPF.	32
D. Influence des interactions entre particules sur l'acquisition de l'OPF : approche par modélisation analogique 2D	37
E. Expérimentation analogique 3D en cisaillement simple de l'OPF dans les magmas	42
III.2 Les structures non pénétratives tardi- et post-magmatiques : études de cas.	47
A. Fabriques minérales et déformation localisante dans les systèmes volcaniques : Le Gouleiou, Velay, France.	49
B. La localisation de la déformation dans les gabbros de la base de l'arc du Kohistan, Nord Pakistan, Himalaya.	52
III.3 Les travaux de recherche en archéologie (1995-2006)	61
IV. Projets de recherche	
IV.1 Approche expérimentale en presse Paterson de la déformation et de la rhéologie des magmas	67
A. Objectifs scientifiques	67
B. La méthodologie	69
C. ACI J.C. « Suspensions magmatiques » 2004-2006: résultats	70
D. Le projet dans le cadre du contrat quadriennal 2008-2011 de l'ISTO	76
IV.2 Propriétés rhéologiques et mise en place des laves andésitiques	81
VI. Demandes de financement et projets d'équipement	85
VII. Encadrements de recherche	87
VIII. Autres activités	88
IX. Liste des publications	91
X. Références	99

I. Avant propos

Suite à des études de premier et second cycles universitaires réalisées à l'Université Blaise Pascal de Clermont II, j'ai intégré en 1991 le troisième cycle au Laboratoire « Magmas et Volcans » avec comme stage de recherche l'étude de la mise en place d'un appareil phonolitique (le Gouleiou, Velay) au travers de ses structures tardi-magmatiques internes.



Ce travail, réalisé sous la direction du Pr. Hervé Diot et du Pr. Angel Fernandez (Université de Limoges) fut le point de départ de mes travaux de recherche sur les fabriques magmatiques en lien avec la rhéologie des magmas, problématique que je n'ai pas quittée depuis. La compréhension des liens entre fabriques magmatiques, déformation, comportement rhéologique et mise en place des corps magmatiques était alors largement fragmentaire et basée sur des concepts issus des observations de terrain mais aussi sur les premières approches analogiques dont le Pr. A. Fernandez fût l'initiateur à un niveau dépassant largement le cadre national. C'est cette approche analogique, innovante pour l'époque et couplée à des simulations numériques, qui fût choisie dans le cadre de mes travaux de thèse soutenue par une bourse MNERT. Au cours de ce travail j'ai réalisé un appareillage destiné à la modélisation analogique en déformation. Ces travaux, axés sur la quantification des fabriques magmatiques furent prolongés dans le même laboratoire dans le cadre d'un poste d'ATER.



Le premier post-Doc d'un an, financé grâce à une bourse régionale d'excellence de la Région Auvergne, a été effectué dans le groupe de Géologie Structurale de l'Ecole Polytechnique de Zurich (ETH) dirigé par le Pr. Jean-Pierre Burg. En collaboration avec Neil Mancktelow, la modélisation de la rotation en trois dimensions des particules dans un fluide soumis à un cisaillement simple fut réalisée. Mes travaux de recherche se sont poursuivis à l'ETH comme post-doctorant dans le programme "*Magmatic to solid state shear deformation in volcanic arc systems: The Kamila shear zone, Kohistan, Pakistan*" financé par le fond de la Recherche National Suisse. L'objectif était d'étudier les structures magmatiques et post-magmatiques avec une attention particulière sur les processus physiques responsables de la localisation de la déformation dans les gabbros mis en place à la base de l'arc volcanique du Kohistan. En parallèle des quatre missions de terrain qui ont été consacrées à la caractérisation in situ de ces structures localisantes (zones de cisaillement anastomosées), mes derniers travaux de modélisation analogiques furent finalisés.

C'est après Septembre 2000, lorsque j'ai intégré l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans en tant que Maître de Conférence, que j'ai décidé de prendre une nouvelle orientation dans ma carrière, non pas par un changement fondamental de thématique mais par l'adoption d'une nouvelle approche au travers de la pétrologie et la déformation expérimentale. En effet, en intégrant l'équipe "magmas et liquides silicatés", dirigé par Michel Pichavant puis Jean-Louis Bourdier, un cadre d'expertise m'a offert l'opportunité d'appliquer les outils expérimentaux à l'étude des structures magmatiques. Ce choix restait toutefois un projet ambitieux car la faisabilité technique restait à démontrer et l'équipement apte à la déformation des suspensions magmatiques n'était pas disponible. Le choix au sein de l'équipe de soutenir cette nouvelle thématique avec le projet d'équipement associé, permis d'engager une étude de faisabilité qui s'est déroulée sur trois années en étroite collaboration avec Micha Bystricky alors en post-Doctorat et responsable de la presse Paterson équipée du module de torsion de l'ETH de Zurich. En parallèle, les

demandes financière d'équipement de la presse Paterson furent lancées (une ATIP, 3 ACI "jeunes chercheurs, une demande région via l'Université d'Orléans, deux demandes INSU mi-lourds, financements propres ISTO, pour l'essentiel...). Ce plan avait été originellement établi sur la base de l'achat d'un appareillage neuf auprès de la société australienne seul fabricant de ce type de presse (Société *Australian Scientific Instruments*). Ors, dès le début de 2005, une opportunité nous a été donné de racheter la Presse Paterson, alors âgée de 5 ans, propriété du Bayerische Institut, Bayreuth,



Allemagne ; et ce pour un coût très inférieur à un appareillage neuf. Après une première visite de contrôle de l'état de la presse en Février 2005, et suite aux discussions sur la transaction financière entre le Bayerische Institut et l'ISTO, cette opération a été validée en Mai 2005. Le déménagement de la presse Paterson, suivi par trois membres de l'équipe « magma », a été effectué en Juillet suivant. La presse a été définitivement installée après mise en conformités de son local d'accueil fin Août 2005.

Parallèlement à ce projet expérimental, les travaux sur des systèmes naturels se sont poursuivis avec une attention particulière sur les structures des dômes de laves. Des études de faisabilité ont été d'abord menées sur les trachytes de la chaîne de Puys (France, textures inadaptées) puis des dômes des volcans Galunggung et Mérapi (Indonésie, collaboration interrompue) et depuis 2005 sur le volcan de la Soufrière à Montserrat (projet ANR en cours). Ce sont les produits des éruptions vulcaniennes de 1997 qui font actuellement l'objet de notre attention, l'éruption toujours en cours

de ce volcan ne nous permettant pas d'accéder aux dômes actuel et anciens. Ces produits offre l'immense opportunité d'étudier la dynamique éruptive dans le conduit lors d'éruptions vulcaniennes qui sont aujourd'hui parmi les mieux documentées. C'est dans le cadre à la fois de l'étude de ces produits naturels mais aussi expérimentaux qu'est apparu le besoin de développer un pôle d'analyse texturale avec acquisition tridimensionnel et de haute résolution dont le microtomographe à 1 μ m est le cœur. Ce projet d'équipement phare de l'ISTO est toujours en cours de demande.

Ce mémoire est structuré en trois parties. La première partie est la synthèse des travaux de recherche engagés de 1993 à 2000 environ. Exception faite des travaux de recherche en archéologie réalisés en marge de mes thématiques principales, deux grands thèmes sont distingués : les travaux théoriques et expérimentaux sur le développement des fabriques cristallines magmatiques et l'étude d'exemples naturels des structures tardi- à post- -magmatiques. La seconde partie est consacrée à la présentation de mes projets de recherche qui sont axés sur la rhéologie en lien avec le développement des structures magmatiques. L'axe majeur qui est l'approche expérimentale est couplé à des études ponctuelles sur des magmas andésitiques. Enfin, dans la troisième partie sont résumés les différentes demandes financières pour projets et équipements, les encadrements de recherches mais aussi les différentes responsabilités administratives et pédagogiques qui rentrent dans les prérogatives d'un Maître de Conférences.

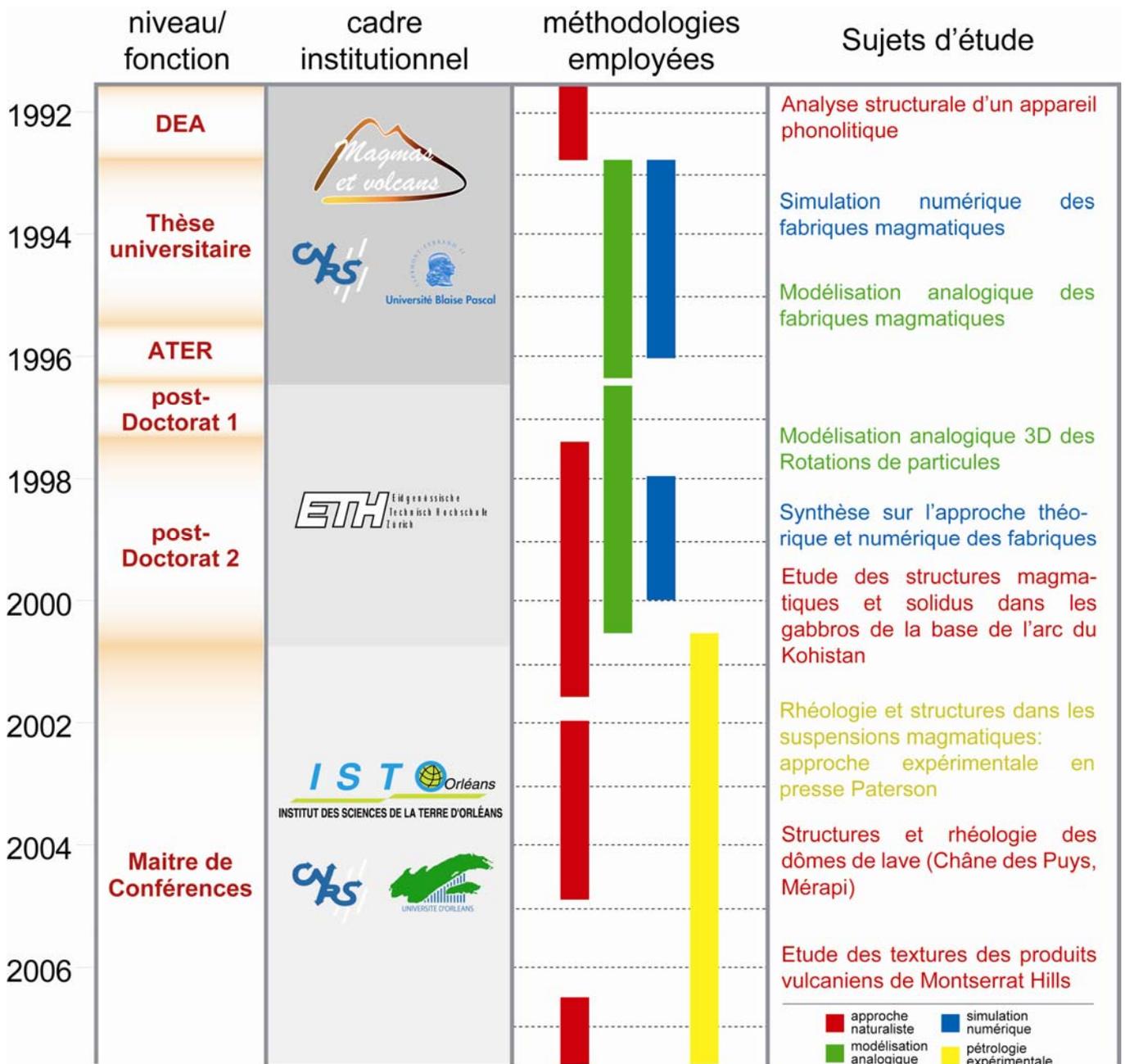


Tableau récapitulatif de la répartition des différentes approches utilisées pour l'étude des structures magmatiques dans le cadre des trois organismes qui m'ont successivement accueilli au cours de ma carrière.

II. Problématique générale

Depuis la ségrégation des liquides silicatés dans les zones de fusion partielle jusqu'à leur transfert vers leur mise en place finale sous la forme d'intrusions dans la croûte supérieure ou d'épanchement laviques en surface, les magmas sont structurellement considérés comme un mélange de trois phases potentielles : le liquide silicaté (la phase liquide), les cristaux (la phase solide) et les bulles (la phase vapeur). Pendant le processus de refroidissement, les propriétés chimiques du liquide silicaté (teneur en éléments formateurs et briseurs de réseau, proportion en phases volatils tel que l'eau, CO₂, H₂S,...), la forme moyenne, la distribution de forme et la distribution de taille des cristaux et des bulles, ainsi que les proportions des différentes phases évoluent progressivement avec de grandes conséquences sur le comportement rhéologique du magma (e.g. Dingwell et al., 1993, Figure II.1). Parmi les différentes variables citées, la fraction cristalline (ϕ_s) est considérée, au même titre que la teneur en eau du magma (Scaillet et al., 2000), comme un paramètre clé contrôlant la rhéologie du magma (Petford, 2003). Pour des fractions cristallines faibles ($\phi_s < \sim 0.3$), La suspension solide en écoulement laminaire lent se comporte comme un fluide Newtonien (Kerr & Lister, 1991). Pour des cristallinités intermédiaires des rhéologies non linéaires apparaissent avant une transition vers un comportement fragile de solide polycristallin pour de hautes teneur en cristaux ($\phi_s > 0.5$, Rutter & Neumann, 1995; Petford & Koenders, 2001).



Figure II.1 : Exemple de structures magmatiques développées à différents stades de cristallisation dans la granodiorite de Tarcouat (Maroc). Les rubanements compositionnels englobent des enclaves basiques issues du démantèlement des protofilons, moteurs thermiques de la convection à l'origine des rubanements. A ces structures précoces est associée une fabrique minérale non visible à l'échelle de la photographie. Cet ensemble est recoupé par des filons à épontes ondulées recoupées à leur tour par des filons droits puis des fractures sèches tous représentatifs du stade tardif de la cristallisation (d'après Arbaret et al., 2000). Photographie avec l'aimable autorisation de J.-P. Burg. Géologie dans Barbey et al. (2001) et Pons et al. (2006).

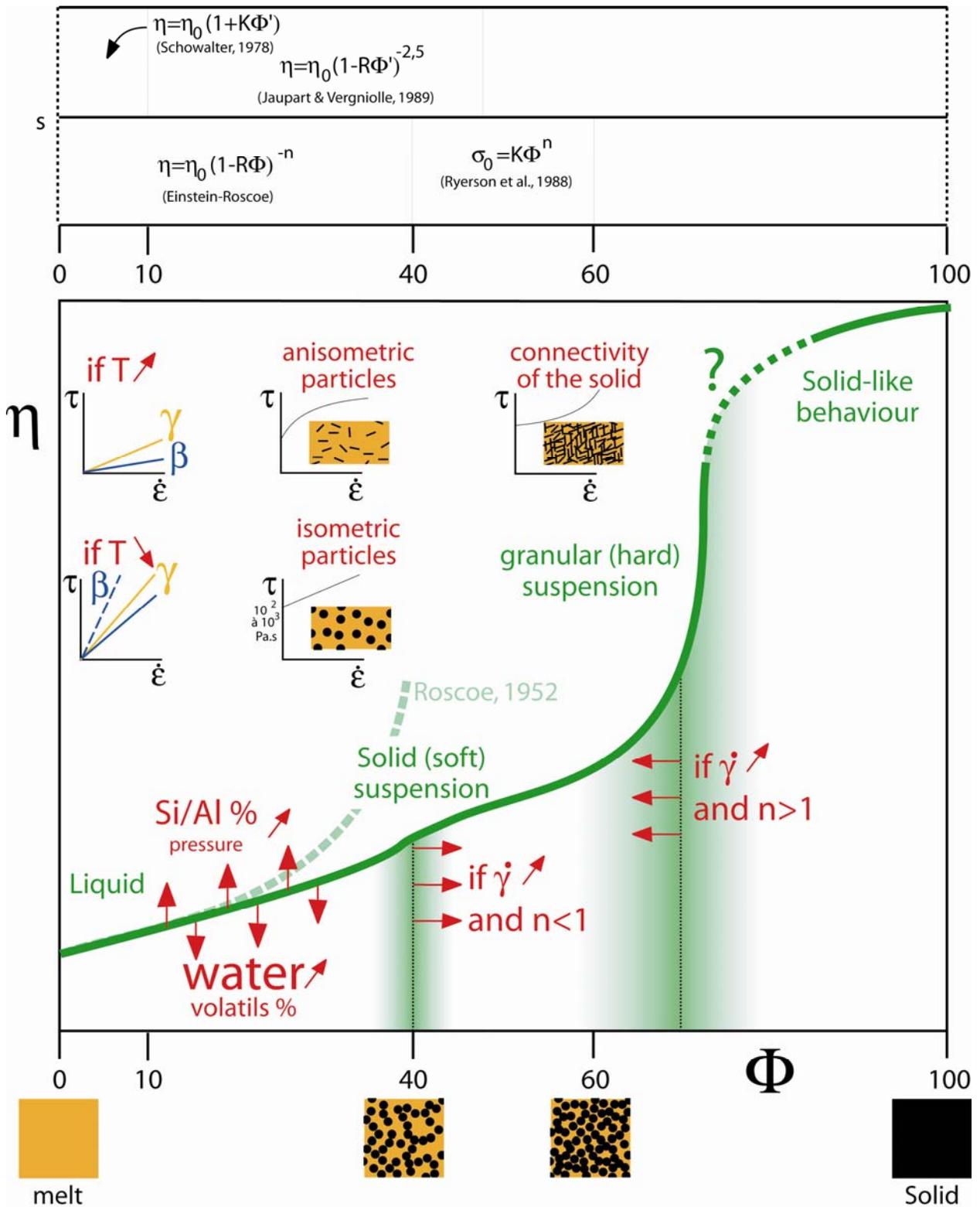


Figure II.2: Evolution schématique de la viscosité apparente η (sans échelle, courbe verte) et des lois rhéologiques (diagramme en insertion) en fonction de la fraction cristalline Φ d'un magma en cours de cristallisation (compilation de Fernandez, 1984; Nicolas, 1992; Hallot, 1993; Lejeune, 1994; Rosenberg & Handy, 2005). En rouge : paramètres essentiels qui contrôlent les modifications comportementales de la suspension : La température T , la pression, la forme des particules et leur contact (connectivité), les principaux éléments formateurs (Al/Si) et briseurs de réseau (Eau et volatils) et la vitesse de déformation $\dot{\gamma}$. Diagramme du haut : quelques équations rhéologiques qui tentent de rendre compte du comportement des magmas entre 0% et 60% de fraction cristalline.

Avec la déformation, différentes microstructures se développent dans le magma, structures qui sont susceptibles en retour d'influencer son comportement rhéologique (Figure II.1). Dans de nombreux environnements géologiques, la déformation du magma se caractérise par une géométrie où la composante non rotationnelle est forte (cisaillement généralisé) voire unique (cisaillement simple) ; au moins pour ce qui concerne l'état de suspension solide pendant lequel la déformation est contrôlée par la phase fluide (Arzi, 1978). Cette déformation provoque le développement de l'Orientation Préférentielle de Forme (OPF) d'objets à contraste de viscosité avec le liquide variables tels que les cristaux, les septas, les enclaves co-génétiques et les bulles qui servent ainsi de marqueurs de cette déformation.

L'OPF peut avoir des propriétés directionnelles et d'excentricité homogènes à grande échelle ou qui peuvent varier localement en fonction de la rhéologie du magma et donc essentiellement de la fraction cristalline. En retour, le développement de ces structures localisantes susceptibles d'accommoder plus facilement la déformation peut avoir une grande influence sur le comportement rhéologique global du magma. Par exemple, les bandes de cisaillements développées le long de zones anormalement concentrées en liquide ou générées par la réorientation locale de cristaux fortement anisométriques formant des structures semblables aux associations S/C sont des systèmes reconnus pour faire évoluer la rhéologie du magma en écoulement vers un adoucissement ou une rhéofluidification (Nicolas, 1992). Ainsi, il apparaît essentiel de contraindre les relations intimes existant entre l'évolution d'un magma au cours de sa cristallisation et le développement des différentes structures. La connaissance de ces liens est fondamentale pour déterminer l'histoire rhéologique mais aussi de mise en place des magmas à partir de l'observation des structures éventuellement préservées dans les corps magmatiques.

L'évolution d'un magma dans son domaine de cristallisation est classiquement divisé en domaines successifs séparés par des seuils soit rhéologiques, soit structuraux et qui ne sont pas nécessairement analogues (Figure II.2 ; Arzi, 1978; van der Molen and Paterson, 1979; Nicolas, 1992; Dingwell et al., 1993; Fernandez & Gasquet, 1994; Vignerresse et al., 1996; Rosenberg & Handy, 2005). Pendant les premiers stades de la cristallisation, le comportement rhéologique est dominé par le liquide silicaté newtonien. La viscosité dynamique de la suspension solide croît avec la fraction solide et suit le modèle d'Einstein-Roscoe pour $\phi_s < 0.3$ (Roscoe, 1952). C'est à ce stade que des structures comme les schlierens, les rubanements compositionnels et la chute gravitaire des enclaves apparaissent et que l'OPF des cristaux s'initie (Fernandez & Barbarin, 1994). La déviation à ce modèle apparaît pour une fraction cristalline spécifique, définissant un premier seuil comportemental qui a été proposé par Fernandez & Gasquet (1994) vers $0.30 < \phi_s < 0.35$ (e.g. Bagdassarov & Pinkerton, 2004 ; pour une revue).

Une rhéologie viscoélastique linéaire (Bingham) caractérisée par un seuil de contrainte critique τ_c a été mesurée pour des fractions supérieures (Pinkerton & Stevenson, 1992; Bagdassarov et al., 1994) mais aussi vers la transition ductile-fragile (transition vitreuse ; Dingwell, 1997). Dans ce domaine de cristallinité, les structures homogènes d'orientation préférentielle de forme se développent essentiellement par la déformation des bulles, la rotation rigide des cristaux et la déformation passive à semi-passive des enclaves microgranulaires (Fernandez et al., 1983; Ildefonse et al., 1992 ; Vernon et al. 1988; Fernandez & Barbarin 1991). Il convient toutefois de noter que l'existence d'un mécanisme de cristallisation orientées dans le liquide en écoulement est toujours débattu (Lofgren, 1980). La mise en orientation des objets à contraste de viscosité infini avec leur matrice est décrite par le modèle de Jeffery (1922), le modèle de March (1932) étant appliqué aux particules à contraste de viscosité nul. Par exemple, en cisaillement simple l'orientation de l'axe long d'un ellipsoïde rigide suit une orbite ayant une période qui dépend du rapport de forme de la particule. Il est maintenant admis à la lumière des expériences analogiques que la majorité des cristaux magmatiques suivent ce modèle de rotation (Willis, 1977; Arbaret et al, 2001). Ainsi, les modèles numériques basés sur le modèle de Jeffery (1922) permettent de simuler le développement de l'OPF des populations cristallines (Fernandez et al., 1983; Jezek et al., 1994). Les résultats de ces simulations sont extensivement appliquées sur les fabriques magmatiques [e.g. Bouchez et al., 1997]. Cependant, toutes les expériences analogiques 2D et 3D menées sur des populations de particules solides ont montrées que le développement théorique cyclique

des fabriques de forme ne sont pas reproduites. Premièrement, la rotation des particules est facilement affectée par les perturbations générées dans l'écoulement du fluide par la présence d'autres particules proches (Ildefonse et al., 1992; Piazzolo et al., 2002). Deuxièmement, Les simulations numériques négligent les interactions par contact entre particules dues à leur déplacement relatif dans le fluide en écoulement. Ces interactions sont à l'origine de figures de type "tuilage" et de trains de particules dès les très faibles fractions cristallines ($\phi_s=0.05$; Fernandez et al, 1983; Arbaret et al., 1996) et des agrégats plus stables pour $\phi_s \sim 0.16$ (Ildefonse et al., 1992). Un autre facteur essentiel qui est susceptible de stabiliser les fabriques de forme développées au cours de déformations dont la composante rotationnelle est majoritaire, est la distribution des rapports de forme des particules de la population considérée. Les expériences analogiques (Arbaret et al., 1997; Fernandez & Fernandez-Catuxo, 1997) et les simulations numériques (Ildefonse et al., 1997) ont démontrés que les distributions gaussiennes ou log normal des populations de cristaux magmatiques (Bindeman, 2005) développent systématiquement une OPF stable avec une foliation et une linéation minérale pratiquement parallèle respectivement au plan et à la direction de cisaillement (Arbaret et al., 1997).

Au cours du stade tardif de la cristallisation, le comportement mécanique des suspensions magmatiques est supposé passer une transition qui est associée à une augmentation de la viscosité apparente de plus de 4 ordres de grandeur (Rosenberg & Handy, 2005). Au cours de cette transition, le magma évolue d'une suspension solide (*suspension molle des physiciens*) dont la rhéologie est contrôlée par le liquide silicaté à un système granulaire (*suspensions dures*) composée d'une charpente solide interconnectée capable de propager au travers du système les contraintes appliquées (Petford, 2003). C'est le domaine de la localisation de la déformation qui se traduit par le développement de structures S/C et des bandes de cisaillement (Berthé et al. 1979; Lejeune & Richet 1995). Arzi (1978) a observé cette transition pour une fraction cristalline $\phi_s \sim 0.8$, la définissant comme le Rheological Critical Melt Percentage (RCMP). Des études plus récentes ont proposées de positionner cette transition dans une large gamme de concentrations entre 0.4 and 0.9 (e.g. van der Molen & Paterson, 1979; Lejeune & Richet, 1995 ; Vigneresse et al., 1996). Cette imprécision peut être attribuée à la variabilité des facteurs qui contrôlent probablement cette transition tels que la viscosité du liquide, la forme des particules et la localisation de la déformation (Dingwell et al., 1993). Enfin, citons la Melt Connectivity Transition (MCT) définie vers $\phi_s \sim 0.93$ par Rosenberg & Handy (2005) à partir d'une revue des données expérimentales existantes. Ce dernier domaine est caractérisé par déformation à l'état solide de haute température avec développement des plis asymétriques et de la fracturation magmatique à très faibles fractions de liquides (Paterson et al., 1989; Bouchez et al. 1992).

Alors que la rhéologie et la structuration des suspensions magmatiques à faibles concentrations de solides ont été extensivement étudiées comme il vient d'être évoqué grâce à la modélisation analogique et les simulations numériques, peu de travaux expérimentaux se sont attachés à caractériser le comportement mécanique en déformation des magmas, et plus particulièrement dans la gamme $0.4 < \phi_s < 0.8$. Par exemple, de nombreuses expériences ont été menées sur la rhéologie des roches partiellement fondues ($\phi_s > 0.54$) et les conséquences pour la ségrégation et l'extraction des liquides silicatés (e.g. Arzi, 1978; van der Molen & Paterson, 1979; Paquet & François, 1980; Dell'Angelo & Tullis, 1988; Rutter and Neumann, 1995; Lejeune & Richet, 1995). Seuls Paterson et al. (1998) et Petford (2003) dans les roches plutoniques et Smith (2002) dans les roches volcaniques se sont concentrés sur l'évolution des structures magmatiques en lien avec la rhéologie en comparant les observations de terrain des fabriques avec les modèles rhéologiques conceptuels actuellement disponibles. Les domaines intermédiaire et tardif de la cristallisation restent donc largement peu documentés en observations et données quantitatives. L'outil expérimental représente actuellement la seule voie capable d'apporter à la fois des mesures en déformation contrôlée et aux conditions magmatiques (i.e. en pression, température et composition chimique du bain silicaté...) de la rhéologie des suspensions magmatiques et de permettre l'observation *post-mortem* des microstructures développées dans les expériences. C'est cette voie que nous nous devons maintenant de développer afin de nourrir de données quantitatives les modèles théoriques et numériques qui permettront de mieux appréhender l'évolution rhéologique et structurale des corps magmatiques au cours de leur transfert et de leur mise en place.

III. Synthèse des travaux de recherche

III.1 Modélisation analogique et simulation numérique des fabriques minérales dans les magmas

A. Théorie de la mise en orientation d'une particule axisymétrique en suspension dans un fluide newtonien

Publications issues de cette recherche (il convient de noter que la publication dans la Geophysical Society of America est une réédition in extenso de la publication précédente) :

Arbaret L., Fernandez A., Jezek J., Ildefonse B., Launeau P. & Diot H. (2001). Analogue and numerical modeling of shape fabrics: consequences for strain and flow determination in magmas. Geophysical Society of America special paper, fourth Hutton symposium on the origin of granites and related rocks (B. Barbarin, W. E. Stephens, B. Bonin, J.-L. Bouchez, D. B. Clarke, M. Cuney, and H. Martin eds), 350, 97-110.

Arbaret L., Fernandez A., Jezek J., Ildefonse B., Launeau P. & Diot H. (2000). Analogue and numerical modeling of shape fabrics: consequences for strain and flow determination in magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 90, 97-109.

Cadre institutionnel

Laboratoire « magmas et volcans », Université de Clermont II et Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich (ETH), Suisse.

Contrats et Moyens financiers obtenus dans le cadre de cette recherche

Ce travail de compilation, produit en parallèle des travaux expérimentaux de thèse à Clermont-Ferrand puis à Zurich n'a pas fait l'objet de crédits spécifiques mais a toutefois indirectement bénéficié des moyens financiers successifs MNRT (bourse de Thèse), du Conseil Régional d'Auvergne (bourse de recherche postdoctorale) et du Swiss National Science Foundation Project No. 2000-49372.96 (Zurich).

Problématique

Avant d'aborder les différentes études expérimentales engagées pour quantifier les paramètres physiques qui régissent l'Orientation Préférentielle de Forme (OPF) de particules dans un fluide en écoulement laminaire plan, il convient de rappeler brièvement les modèles théoriques développés pour les régimes de déformation principaux reconnus dans les systèmes magmatiques naturels. Ils constituent la base fondamentale des modèles de simulation numérique mais aussi des expériences analogiques que se soit pour les systèmes monoparticules que multiparticules. La connaissance de ces modèles et surtout de leurs limites théoriques est bien évidemment essentielle pour en définir les domaines d'application dans les systèmes naturels. Ce dernier point est à l'origine des nombreuses recherches engagées depuis les années 1950 en expérimentation analogique et simulations numériques.

Sont décrit ci-après uniquement les systèmes à une particule. L'extension à la théorie des systèmes multiparticules sera rappelée le cas échéant dans les chapitres concernant les simulations numériques de ces systèmes. Par ailleurs, cette brève synthèse des analyses théoriques était l'objet *pro parte* d'une présentation à la Hutton Conference (1999, Clermont-Ferrand) qui été publié en 2000 dans un volume spécial de la Société Royale d'Edinbourg, article repris en 2001 par la Société de Géophysique d'Amérique.

Les modèles théoriques: marqueurs, cadre d'application et limites

L'analyse cinématique de la déformation lors du transfert et de la mise en place finale des magmas est essentiellement basée sur l'étude de la forme et de l'orientation préférentielle d'objets tels que les cristaux, enclaves cogénétiques, septas, rubanements, plis, etc... appelés marqueurs (*de la déformation*). Selon le comportement à la déformation de ces marqueurs, deux modèles théoriques sont utilisés qui correspondent aux deux extrêmes comportementaux :

Les marqueurs rigides, ayant donc un contraste de viscosité infini avec la matrice, sont appelés marqueurs actifs et obéissent au modèle de Jeffery (1922). Le modèle de Jeffery (1922) décrit la mise en orientation cyclique, de l'axe long d'une particule rigide ellipsoïdale immergée dans un fluide newtonien déformé en régime laminaire, permanent et isovolumique (e.g. Bhattacharyya, 1966; Gay, 1966; Tullis, 1976). Les solutions analytiques des équations de Jeffery (1922) ont été obtenues pour le cisaillement simple (Jeffery, 1922) et le cisaillement pur (Gay, 1968a) ; les deux « pôles purs » de déformation qui sont détaillés ci-après. Des solutions analytiques ont aussi été calculées pour des régimes particuliers tels que le raccourcissement uniaxial (Debat et al., 1975), la déformation coaxiale générale (Fernandez, 1988), et une déformation couplant cisaillement simple et cisaillement pur (Ježek et al., 1996). Ferguson (1979) a étendu le domaine de validité du modèle de Jeffery (1922) aux particules triaxiales immergées dans des fluides pseudoplastiques et elasto-visqueux en écoulement lent et faibles déformations finies. Il convient de noter que le comportement rhéologique non-linéaire de la matrice induit une rotation angulaire significativement plus lente que ce soit pour des particules rectangulaires (ten Brink & Passchier, 1995) que sphériques (Passchier et al., 1993).

Les marqueurs passifs, déformables avec un contraste de viscosité nul avec la matrice, obéissent au modèle de March (1932; Ramberg, 1975; Ghosh & Ramberg, 1976; Ramberg & Ghosh, 1977). Le modèle de March (1932) est souvent employé pour estimer la déformation finie à partir de marqueurs linéaires (Harvey & Laxton, 1980) ou ellipsoïdaux (Ghosh & Sengupta, 1973; Shimamoto & Ikeda, 1976) tels que les xenoliths (Hutton, 1982; Ramsay & Huber, 1983) et les structures de mélange de magmas cogénétiques (Cruden, 1990). Fernandez (1978) décrit le développement de la distribution bidimensionnelle d'une population de marqueurs linéaires soumis à une déformation coaxiale et généralise les équations aux systèmes tridimensionnels en régime de déformation triaxiale généralisée.

Enfin, il existe entre ces deux extrêmes comportementaux le champ des marqueurs qui présentent un rapport de viscosité non nul et non infini avec leur matrice. Ce comportement de marqueurs dits semi-rigides est souvent invoqué pour les enclaves sumicacées ou basiques et les bulles des roches volcaniques. Le travail numérique et expérimental de Gay (1968b) a permis d'étendre le modèle de March (1932) à ce type de système biphasé newtonien soumis à une déformation en cisaillement simple et en cisaillement pur. L'extension à des systèmes à contraste de rhéologie ne sera pas évoquée ici bien qu'ils soient probablement très répandus dans le cas des marqueurs semi-rigides dans les magmas.

Pour l'étude de la mise en orientation des cristaux dans un magma soumis à une déformation, le modèle de Jeffery (1922), s'applique pleinement en termes de contraste de viscosité entre marqueurs et matrice. Les contraintes initiales du modèle restent toutefois nombreuses :

- La matrice est newtonienne ;
- Les particules sont des ellipsoïdes uniaxes ;
- La cohésion au contact particule-matrice est parfaite ;
- L'écoulement est laminaire, plan, isovolumique et sans perturbations.

Nous verrons, après avoir défini les principaux régimes de déformation utilisés, que c'est l'étude de l'influence de ces contraintes théoriques aux cas naturels qui a fait et fait toujours l'objet de nombreuses études théoriques, de simulations numériques et de modélisations analogiques.

Le cisaillement simple

Le cisaillement simple, ou déformation plane rotationnelle, est considéré, en termes de régime de déformation, comme le pôle pur le plus représentatif de l'écoulement. Il est souvent invoqué dans les systèmes magmatiques bien que les études quantifiant les régimes de déformation dans des systèmes aussi variés que les dômes (Buisson & Merle, 2004) et les coulées de laves (Merle, 1998 ; Castro et al., 2003) aient montré que le cisaillement simple est bien moins représenté qu'il est souvent admis. Il n'en reste pas moins le régime le plus étudié car il constitue une géométrie facilement reproductible dans les appareillages utilisés pour les expériences analogiques mais aussi en expérimentation haute pression et haute température. Il est aussi le régime de déformation majoritairement utilisé pour les mesures rhéologiques (viscosimètres rotatifs de type Couette, Searle, cône-plateau, etc... ; Midoux, 1993).

Les relations angulaires entre l'axe long d'une particule solide axisymétrique immergée dans un fluide et le plan de référence représenté par le plan d'écoulement laminaire sont données par les solutions analytiques des équations de Jeffery (1922 ; Reed & Tryggvason, 1974; Fernandez & Laporte, 1991):

$$\tan \phi = \zeta \tan \left[\frac{\zeta \gamma}{(\zeta^2 + 1)} + \arctan \left(\frac{\tan \phi}{\zeta} \right) \right], \quad (1)$$

$$\tan^2 \theta' = \tan^2 \theta \left[\frac{\zeta^2 \cos^2 \phi + \sin^2 \phi}{\zeta^2 \cos^2 \phi' + \sin^2 \phi'} \right]; \quad (2)$$

où $\zeta = a/c$ est le rapport de forme (ou rapport axial) de la particule rigide, avec **a** l'axe long et **c** l'axe court avec [**a** > **b=c**], caractérisant la forme aplatie (*en galette*, « prolate »), et [**a=b** > **c**] caractérisant une forme allongée (en cigare, « oblate »). Les angles polaires (ϕ , ϕ') et (θ , θ') représentent respectivement les azimuts et les plongements de l'axe long de la particule par rapport au plan d'écoulement avant et après un incrément de déformation (Figure III.2 ; Jeffery, 1922; Bhattacharyya, 1966; Reed & Tryggvason, 1974; Willis, 1977; Blanchard et al., 1979). La déformation se fait à volume constant et l'influence sur le mouvement de la particule de tout changement de volume lié à la cristallisation pendant l'écoulement magmatique est considérée comme négligeable.

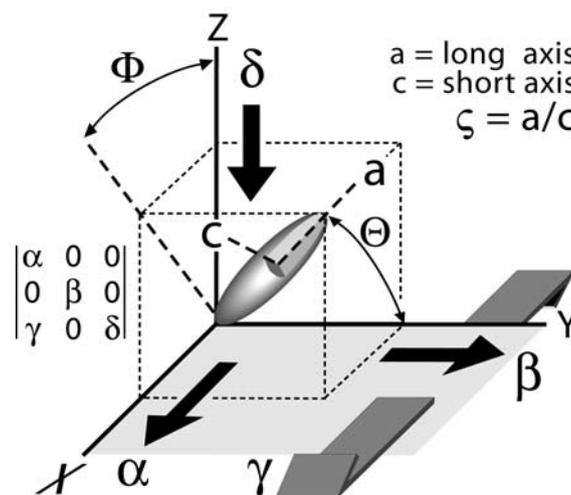


Figure III-2 : Azimut Φ et plongement Θ d'une particule rigide ellipsoïdale axisymétrique dans un système de transpression générale définie par le tenseur de champ de vitesse dans lequel γ est le cisaillement simple (flèches grises) et α , β , δ sont les composantes de cisaillement pur (flèches noires, Arbaret et al., 2000) ; modifié de Fernandez & Laporte (1991) et Ježek et al. (1994).

En cisaillement simple, les solutions analytiques bidimensionnelles décrivant la rotation d'une particule située dans le plan perpendiculaire à l'axe de rotation (plan dit [XZ]) peuvent être dérivées à partir des équations (1) et (2), sous la forme (Ghosh & Ramberg, 1976; Fernandez et al., 1983; Fernandez, 1987):

$$\arctan(\zeta \tan \phi) = \arctan(\zeta \tan \phi) - \frac{\gamma}{2} \sqrt{1 - K^2}; \quad (3)$$

où ϕ et ϕ' représentent les orientations de l'axe long \mathbf{a} de la particule bidimensionnelle respectivement avant et après la déformation incrémentale γ . La constante K , appelée facteur de forme est donnée par (Willis, 1977):

$$K = \frac{\zeta^2 - 1}{\zeta^2 + 1}. \quad (4)$$

Les équations (1) à (3) impliquent que le mouvement d'une particule axisymétrique est cyclique, suivant les orbites dites de Jeffery (Figure III-2). L'intégration de l'équation (3) donne le cisaillement simple critique γ_T correspondant à la rotation complète de l'axe long de la particule en deux dimensions (Willis 1977; Fernandez et al. 1983):

$$\gamma_T = \frac{4\pi}{\sqrt{1 - K^2}}. \quad (5)$$

Cette équation montre aussi que, plus le rapport de forme est grand, plus la période de rotation sera longue. La vitesse angulaire instantanée atteint un minimum quand l'axe long est parallèle à la direction de cisaillement. Les cas particuliers extrêmes sont représentés par (i) une particule sphérique qui a une vitesse de rotation constante avec $\gamma_T = 4\pi$ et (ii) une particule ayant un rapport de forme infini et dont l'axe long tourne asymptotiquement vers la direction de cisaillement de façon similaire à une particule passive, c'est-à-dire une particule ayant un contraste de viscosité nul avec sa matrice (le *Strain marker* des auteurs anglo-saxons ; March, 1932 ; Figure III-2).

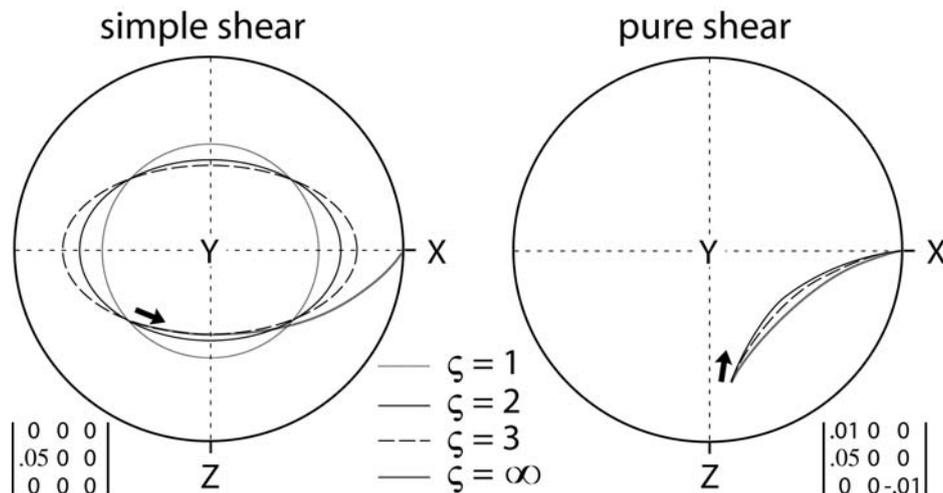


Figure III-2 : Projection de Schmidt en hémisphère inférieure de l'axe majeur \mathbf{a} de particules aplaties avec différents rapports de forme ζ dans des écoulements en cisaillement simple et cisaillement pur. Les flèches donnent l'orientation initiale et la direction de déplacement angulaire (Arbaret et al., 2000). Projection de droite d'après Ježek et al. (1999).

Le cisaillement pur

Tout comme le cisaillement simple, le cisaillement pur représente un pôle pur de géométrie de déformation facilement reproductible dans les appareillages de laboratoire. En cisaillement pur les

solutions analytiques des équations de Jeffery (1922) sont données par (Gay, 1966; Reed & Tryggvason, 1974):

$$\tan \theta' = \tan \theta \left(\frac{\sin 2\phi}{\sin 2\phi'} \right)^{1/2}; \quad (6)$$

$$\ln(\cot \phi') = \ln(\cot \phi) + \frac{1}{2} \frac{(\zeta - 1)}{(\zeta + 1)} \ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{1/2}; \quad (7)$$

où λ_1 et λ_2 sont les extensions quadratiques principales de l'ellipse de déformation et ϕ , ϕ' , θ , θ' et ζ comme défini précédemment. Les équations (6) et (7) impliquent que l'axe long de la particule va tourner asymptotiquement vers la direction d'élongation avec une vitesse angulaire instantanée qui décroît en fonction de son rapport de forme ζ (Figure III-2; Gay, 1968a; Reed & Tryggvason, 1974; Debat et al., 1975; Tullis, 1976; Harvey & Ferguson, 1978).

Le régime de déformation généralisée

Bien que le cisaillement simple et le cisaillement pur soient les modes de déformation les plus souvent invoqués de part leur facilité à être expérimentalement et numériquement reproduits, et par là souvent abusivement appliqués aux cas naturels; ils sont trop restrictifs pour représenter la majorité des déformations subies par les suspensions solides naturelles aussi bien en domaine magmatique que ductile. L'évolution de l'axe long d'une particule axisymétrique dans un fluide déformé en régime général, exprimé sous la forme d'une combinaison de cisaillement simple et de cisaillement pur, a été numériquement résolue (Ghosh & Ramberg, 1976; Fernandez & Laporte, 1991 et Ježek et al., 1996 pour les formules). Des solutions analytiques ont été données pour de l'aplatissement uniaxial (Fernandez & Laboue, 1983) et de la déformation coaxiale générale (Fernandez, 1988; Fernandez & Laporte, 1991).

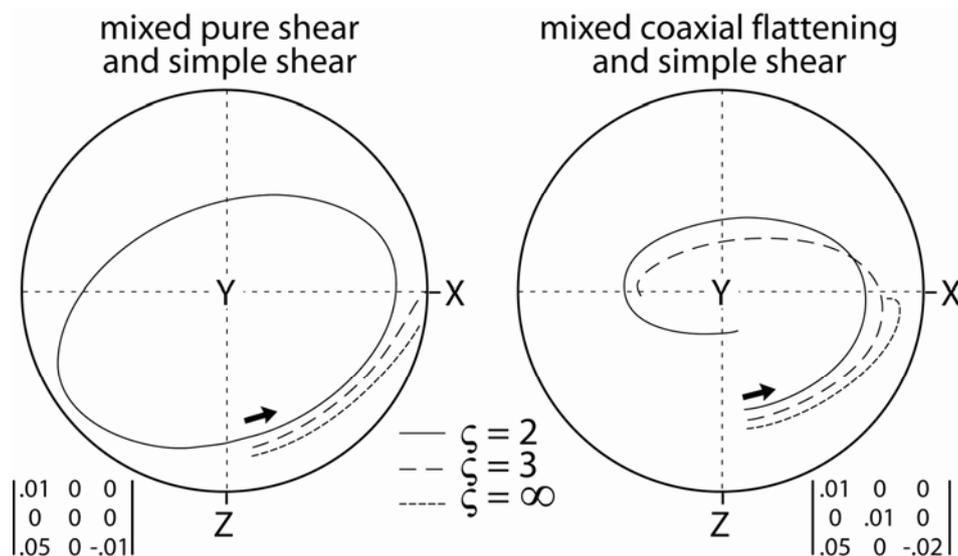


Figure III-3 : Projection de Schmidt en hémisphère inférieure de l'axe majeur a de particules avec différents rapports de forme ζ dans des écoulements mixant cisaillement simple et cisaillement pur (à gauche) ou cisaillement simple et aplatissement coaxial (à droite). Les flèches donnent l'orientation initiale et la direction de déplacement angulaire (Arbaret et al., 2000).

Deux types de mouvements de particules sont observés (Passchier, 1987; Ježek et al., 1996). Si la composante en cisaillement simple domine, l'axe long de la particule suit une rotation cyclique. Si la composante de l'écoulement parallèle à l'axe de rotation du cisaillement simple (axe Y) n'est pas nulle,

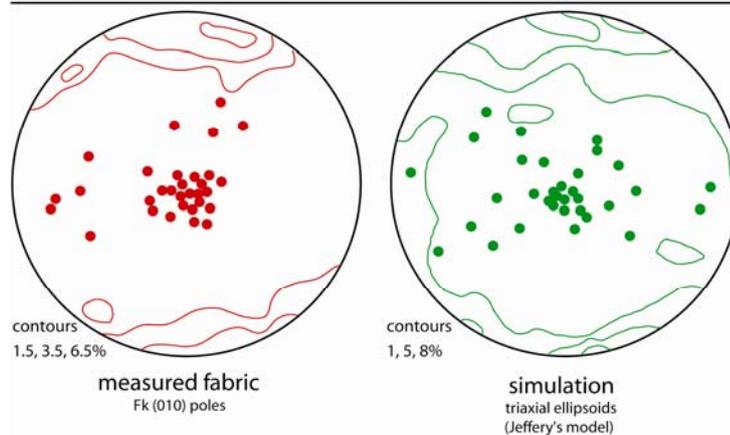
la cyclicité est alors perdue (Figure III-3 ; Ježek et al., 1996). Le passage d'un type de mouvement à un autre est complexe et dépend essentiellement du rapport de forme de la particule.

Exemples d'application

Quelques exemples d'application des modèles théoriques aux systèmes naturels via les simulations numériques ont été proposés par Fernandez (1984, Figure III-4). Que ce soit en cisaillement simple ou en aplatissement coaxial les résultats montrent une excellente correspondance entre la simulation numérique et les mesures de l'OPF de mégacristsaux de feldspath. Dans ces exemples, Fernandez (1984) considère que les valeurs de déformation finie atteinte pendant l'écoulement dans le cœur des corps magmatiques lors du stade précoce de leur mise en place ne dépassent pas $\gamma \sim 4-6$ en cisaillement simple (Fernandez et al., 1983). De plus, les mégacristsaux de feldspath étudiés ont une concentration suffisamment faible pour minimiser l'influence des interactions entre les cristaux et ont des formes et des rapports de forme en première approximation homogènes. Il n'y a donc pas de paramètres qui interfèrent sur le mouvement des particules, leur mise en orientation obéissant alors strictement au modèle de Jeffery (1922). La valeur de déformation finie et sa géométrie, peuvent alors être estimées à partir des propriétés directionnelles et de symétrie de la fabrique de forme.

Ce cas idéal, illustré par les mégacristsaux dans les granitoïdes, est malheureusement exceptionnel. En général, les facteurs capables d'intervenir sur la mise en orientation des cristaux sont nombreux. Ce sont les interactions entre particules, la forme complexe des cristaux, les contrastes de tailles entre populations, la distribution des rapports de forme dans chaque population et les éventuelles fabriques de forme préexistantes. Déterminer leur influence réelle est peu aisée à partir des données de terrain. C'est pourquoi, l'approche mathématique grâce à la simulation numérique couplée la modélisation analogique se sont précocement développées (Gay, 1968).

Simple shear: Gelles granite (French Massif Central)



Coaxial flow: Monticelle granodiorite (Corsica)

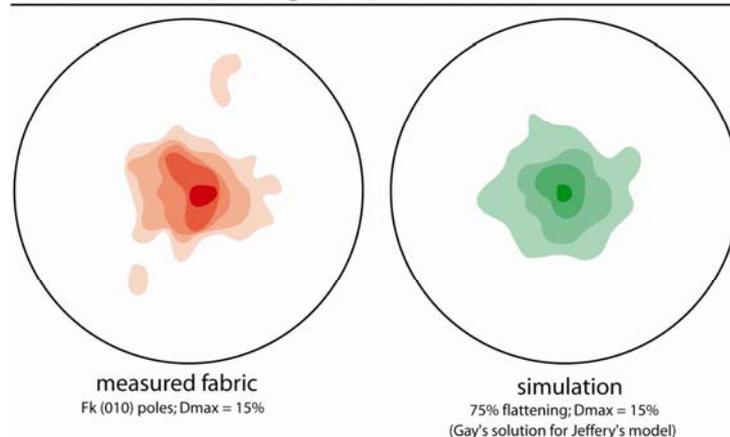


Figure III-4: Deux exemples de fabriques de mégacristsaux de feldspaths potassiques mesurés dans des granitoïdes et comparés avec des simulations numériques en cisaillement simple (granite de Gelles, contexte géologique dans Mezure & Négroni, 1983) et en aplatissement coaxial (granodiorite de Monticelle, contexte géologique dans Fernandez, 1984). Arbaret et al. (2000) ; modifié de Fernandez (1984).

B. Expérimentation analogique 3D en cisaillement simple des effets de la forme et du glissement à l'interface sur la mise en orientation des particules et sur la déformation de la matrice.

Publications issues de cette recherche :

- Arbaret L.**, Mancktelow N.S & Burg J.P. (2001) Shape-preferred orientation and matrix interaction of three-dimensional particles in analogue simple shear flow. *Journal of Structural Geology*, 23, 1, 113-125.
- Mancktelow N.S, **Arbaret L.**, Pennacchioni G. (2002) Experimental observations on the effect of interface slip on rotation and stabilisation of rigid particles in simple shear and a comparison with natural mylonites. *Journal of Structural Geology*, 24, 567-585.

Cadre institutionnel

Ecole polytechnique Fédérale de Zurich (ETH), Suisse.

Contrats et Moyens financiers obtenus dans le cadre de cette recherche

Ce travail a été réalisé pendant la première année de post-doctorat à l'ETH de Zurich et a bénéficié des moyens obtenus dans le cadre d'une bourse de recherche postdoctoral du Conseil Régional d'Auvergne. Un complément financier conséquent, notamment pour la réalisation des expériences, a été fournis par les moyens propres de l'institut de Géologie de l'ETH (Direction J.-P. Burg).

Problématique

Nous avons vu dans lors de l'approche théorique précédente que la mise en orientation d'un ellipsoïde uniaxial solide immergé dans un fluide newtonien déformé en régime laminaire, permanent et isovolumique obéit au modèle de Jeffery (1922). Les conditions initiales du modèle, très restrictives, sont rarement respectées dans les suspensions naturelles que ce soit dans le cas des phéno-blast ou -clasts des roches métamorphiques en conditions ductiles ou les cristaux formés dans les liquides silicatés. Dans ce dernier cas, s'il est admis que la matrice, c'est-à-dire le liquide silicaté, a un comportement newtonien pour des vitesses de déformation faibles, il existe trois paramètres fondamentaux qui peuvent notablement différer entre les systèmes naturel et le modèle théorique. Ce sont la forme des particules solides, les perturbations dans l'écoulement du fluide autour de celles-ci et le glissement potentiel à l'interface fluide-solide.

La complexité de forme des cristaux magmatiques

Si des minéraux automorphes tels que les biotites se rapprochent d'une forme ellipsoïdale aplatie, d'autres, tels que les feldspaths (Figure III-5), la calcite ou certaines morphologies de pyroxène ou d'amphibole, ont une forme qui peut s'en éloigner considérablement. Cet éloignement peut s'accroître encore lorsque les cristaux présentent des tronçatures, des macles ou bien encore sont fragmentés. Le modèle pourrait alors ne pas être strictement applicable dans une large majorité d'espèces cristallines, ce qui limiterait a priori considérablement son domaine d'application. Cette question de la forme des particules a été très tôt considérée, notamment par Eirich & Mark (1937), Ward & Whitmore (1950), Bartok & Mason (1957), Willis (1977) et Fernandez et al. (1983).

Eirich & Mark (1937) ont suggérés que l'effet de petites imperfections de surface peut être négligé car le fluide contenu dans ces cavités est immobilisé et peut donc être considéré comme partie intégrante de la particule solide. Des évidences supplémentaires de cet effet viennent des modélisations analogiques faites en cisaillement simple par Ward & Whitmore (1950) pour des sphères et de Bartok & Mason (1957) pour des particules de formes variées. Sur la base d'une analyse théorique, Burgers (1938)

propose un “*ellipsoïde équivalent*” avec un rapport de forme $\zeta = 0.741 \zeta_c$ pour produire le mouvement d’un cylindre de rapport de forme ζ_c . Des expériences plus récente ont mis en évidence des relations de forme plus complexes (Goldsmith & Mason 1967; Ferguson 1979).



Figure III-5: Mégacrists d’orthose dans le granite de Mānsehra, Pakistan. De tels minéraux, malgré une forme rendue complexe par les cassures, macles et imperfections de surfaces, peuvent s’approcher à un ellipsoïde dans le cadre des lois de rotations (d’après Arbaret et al., 2000 ; photographie avec l’aimable autorisation de J.-P. Burg).

En deux dimensions, c’est à dire dans le plan perpendiculaire à l’axe de rotation du cisaillement simple, des conclusions similaires ont été obtenues par Fernandez et al. (1983) grâce à des expériences analogiques et des simulations numériques pour des particules rectangulaires soumises à un cisaillement simple. Toujours en cisaillement simple, le comportement rotationnel de particules rigides avec un axe de rotation fixe (géométrie qui s’apparente donc à des expériences en deux dimensions) a été quantifié pour des formes simples telles que des cylindres et des parallélépipèdes par Willis (1977). Willis (1977) montre que ces géométries ont un comportement qui peut être décrit par le modèle de Jeffery (1922). Cependant, la généralisation du modèle de Jeffery (1922) à des particules solides dont les propriétés approchent les formes des cristaux magmatiques et qui évoluent librement dans les trois dimensions dans un fluide en écoulement laminaire plan restait à confirmer.

La perturbation de l’écoulement autour des cristaux mis en orientation

Au cours de la déformation, la particule en rotation va induire une perturbation dans l’écoulement ; perturbation dont la propagation peut éventuellement atteindre d’autres particules qui verront alors leur champ de déformation modifié et par conséquent une mise en orientation perturbée. Ainsi, dans les roches soumises à de grandes déformations comme dans les zones de cisaillement ou les écoulements magmatiques, la présence de cristaux de grande taille par rapport aux autres minéraux formant la matrice, engendrent la formation de structures dites structures d’enroulement asymétriques (Van Den Driessche, 1986).

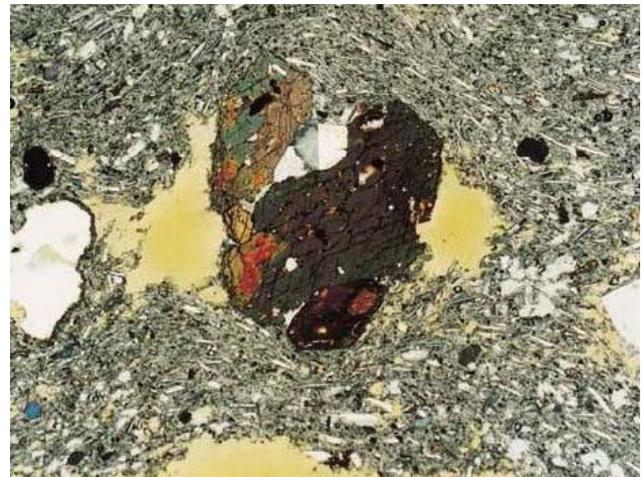
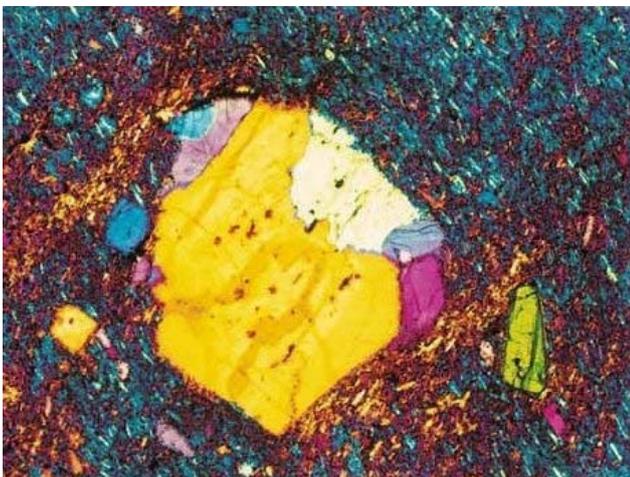


Figure III-6 : A gauche : Phénocrystal encadré de deux domaines de cristaux alignés marquant une symétrie monoclinique (Fraser Island, Australie, largeur de la photographie : 3mm). A droite : Vides dans la matrice adjacente à un phénocrystal interprétés comme des zones d’ombres de pression (Mont Unzen, largeur de la photographie : 3mm). Modifié d’après Smith (2002).

Ces structures qui sont souvent mises en évidence par la présence de lits de composition et/ou de couleur différentes, sont caractérisées par la présence de deux queues asymétriques qui s'amplifient avec l'augmentation du cisaillement et s'enroulent autour de l'objet lors de la rotation de ce dernier (Figure III-6).

On observe aussi la formation de plis passifs isoclinaux qui se développent progressivement de part et d'autre de la particule. L'asymétrie qui caractérise ces structures permet théoriquement, et sur la base d'une analyse statistique, de déterminer la direction et le sens de cisaillement de la composante rotationnelle de la déformation. De nombreuses études ont porté sur l'analyse géométrique et l'histoire du développement de ces structures. La modélisation analogique bidimensionnelle a été utilisée par de nombreux auteurs (Van Den Driessche, 1986; Van Den Driessche & Brun, 1987; Passchier & Sokoutis, 1993) afin de quantifier les propriétés géométriques des structures d'enroulement et leur relation avec l'intensité de la déformation. Van Den Driessche & Brun (1987) ont montrés l'évolution de la déformation de la matrice autour d'un objet rigide au cours de la déformation en mettant en évidence le développement des plis isoclinaux qui s'initient près de la particule et s'étendent dans la direction principale de la déformation finie. Ces plis se propagent de part et d'autre de la particule, amplifiés par la rotation de cette dernière. Pour des cisaillements intenses, les plis affectent de grandes surfaces de matrice de part et d'autre de l'objet selon l'axe de cisaillement. Van Den Driessche & Brun (1987) montrent que la distance affectée est égale à la longueur du demi-axe de la déformation finie. Le modèle mathématique de Bjornerud (1989), réalisé sur la base d'une particule circulaire, montre un développement tout à fait similaire de ces structures d'enroulement. Cependant, comme l'indique cet auteur, ces modèles ne prennent en compte que le plan dans lequel se trouve la particule mais ne peuvent quantifier la propagation de ces structures dans les plans perpendiculaires.

Le glissement à l'interface fluide-solide

Une autre limitation par rapport au modèle théorique vient de la cohérence de la matrice au contact des cristaux. Dans les mylonites ductiles de nombreux porphyroclastes sont constitués de minéraux fortement anisotropes (e.g. sillimanite, hornblende) avec, en section, une forme orthorhombique voire monoclinique (cas des « mica fish » par exemple, Figure III-7).

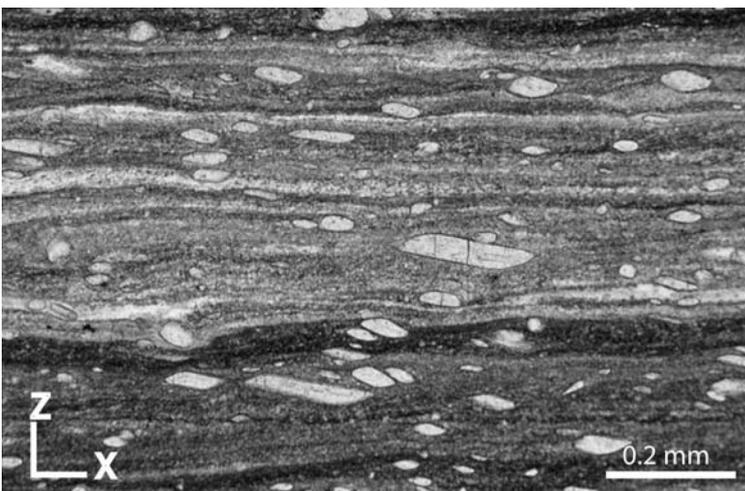


Figure III-7 : Microphotographie de porphyroclastes rhomboïdaux de sillimanite prismatique dans la mylonite du Mont Mary. Cisaillement senestre (modifié de Mancktelow et al., 2002).

Dans certains cas, ces porphyroclastes développent une OPF très forte qui est plus caractéristique d'une stabilisation de la mise en orientation que d'une fabrique cyclique ou même oscillatoire comme attendue pour des cristaux en rotation permanente. La première possibilité pour une telle stabilisation est que la déformation imposée comprend une composante en cisaillement pur suffisante pour provoquer une stabilisation de l'orientation de forme de particules à grand rapports de forme (Ghosh and Ramberg, 1976). Bien qu'une autre possibilité connue pour cette stabilisation soit la proximité de la bordure rigide

de la zone en cisaillement (ten Brink & Passchier, 1995), le glissement à l'interface solide-fluide constitue le facteur majeur de stabilisation (Ildefonse & Mancktelow, 1993; Odonne, 1994).

Ce phénomène est souvent invoqué pour les phénoblasts dans les roches métamorphiques ayant une matrice à comportement ductile et autour desquels cristallise une phase réactionnelle, soit à partir des zones d'ombre de pression, soit directement autour du blast (Ildefonse & Mancktelow, 1993; Mancktelow et al., 2002). Dans ce cas, cette enveloppe de cristaux néoformés peut potentiellement engendrer du glissement de part sa moindre viscosité et/ou sa capacité à recristalliser dynamiquement sous l'effet des contraintes. Des cas de glissement à l'interface n'ont jamais été mis en évidence pour des cristaux baignant dans un liquide silicaté et il existe pour l'heure, et bien qu'aucune étude expérimentale exhaustive ne vienne l'étayer, un certain consensus pour considérer que ce phénomène n'apparaît pas dans les magmas (Ildefonse & Teysier, Com. Pers.). Il existe cependant potentiellement des configurations pour lesquelles un glissement potentiel peut exister. C'est le cas des mégacristaux de feldspaths piégés dans des rubanements compositionnels, où les niveaux à viscosité relative la plus basse peuvent faciliter le glissement lorsqu'ils encadrent ces cristaux. Il en est de même pour les 'nappages' de minéraux ferromagnésiens telles que les biotites qui sont sources potentielles de glissement à l'interface du mégacristal et de sa matrice.

Il est donc apparu important d'étudier par les approches numériques mais aussi analogiques ces différents facteurs pouvant influencer la rotation des particules rigides que constituent les cristaux dans les bains silicatés. Quantifier les limites d'application des systèmes monoparticules est une nécessité avant de pouvoir d'aborder les aspects théoriques de l'OPF dans les populations minérales et d'envisager leur application aux systèmes naturels.

Appareillage et procédures expérimentales

L'appareillage utilisé pour produire d'importantes déformations finies en cisaillement simple est constitué de deux cylindres concentriques contrarotatifs avec une vitesse angulaire équivalente. Ce système est géométriquement similaire aux viscosimètres Couette et aux appareillages de Passchier and Sokoutis (1993), Arbaret (1995) et ten Brink & Passchier (1995). Le cylindre externe est transparent pour permettre la mesure des propriétés directionnelles des particules pendant les expériences (Figure III-8). Les propriétés techniques ainsi que la calibration de l'appareillage sont détaillés dans Arbaret et al. (2001).

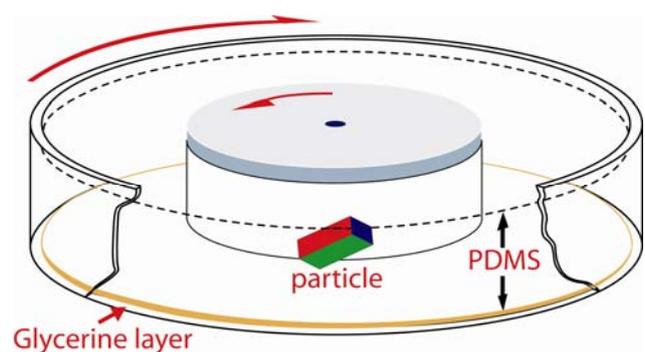
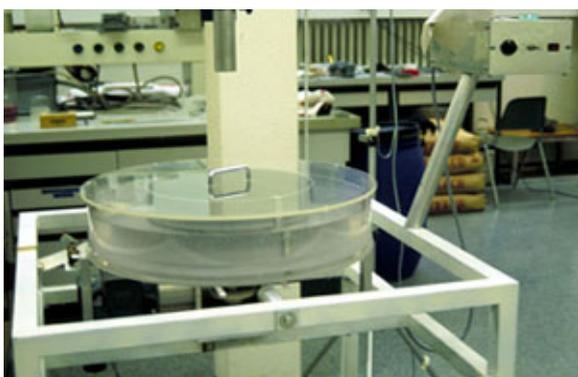


Figure III-8 : A gauche, appareillage expérimental du Laboratoire de modélisation analogique de l'ETH-Zurich. Il est composé de deux cylindres coaxiaux contrarotatifs. Le cylindre externe est transparent pour permettre la mesure directionnelle des marqueurs en temps réel. Le volume utile est de 16 litres de silicone. A droite, schéma illustrant le concept de l'appareillage.

La matrice est composée du polymère transparent polydiméthyl-siloxane (PDMS; SGM36) fabriqué par Dow Corning (USA). Le PDMS présente un comportement proche d'un corps newtonien avec une viscosité d'environ 5×10^4 Pa.s pour une vitesse de cisaillement $\dot{\gamma}$ de moins de 9×10^{-4} s⁻¹ (Weijermars, 1986; Passchier & Sokoutis, 1993); ce qui est toujours le cas dans les expériences.

Les particules sont des blocs de polyéthylène (PEHD 500) qui ont une densité de 0,91 proche de celle du PDMS (0,97), ce qui limite fortement le déplacement vertical des particules pendant la durée des expériences (< 4 mm pour une expérience de 5 heures). Trois différentes classes de symétries ont été utilisées :

- Particules quadratiques planaires ($a=b>c$) et aciculaires ($a>b=c$) ;
- particules orthorhombiques ($a>b>c$) ;
- particules monocliniques.

Pour permettre la mesure de l'orientation en trois dimensions des particules, les faces opposées sont peintes en rouge, vert et bleu (Figure III-9). Des diapositives couleurs sont prises à pas de temps réguliers par un appareil reflex positionné verticalement, c'est à dire parallèlement au plan [XZ] qui correspond aussi à la surface de la silicone. Les diapositives sont ensuite digitalisées avec une résolution d'images de 3072×2048 pixels. L'orientation des axes majeurs \mathbf{a} , \mathbf{b} et \mathbf{c} , qui sont parallèles aux bords des particules, sont calculés par un programme Delphi conçu à cet effet (Figure III-9).

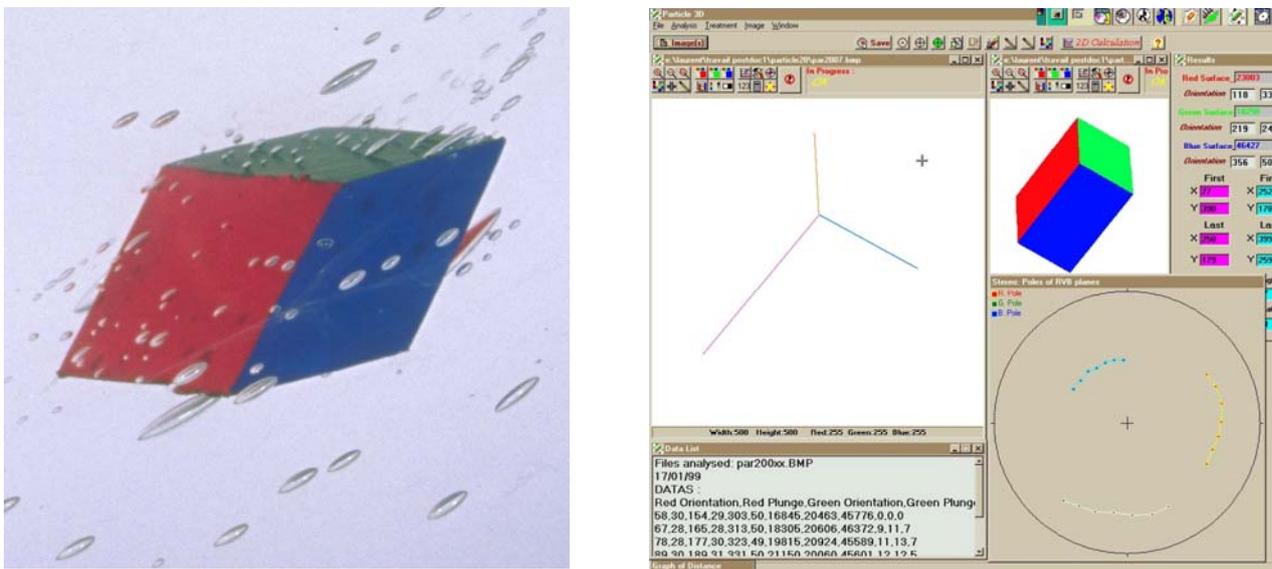


Figure III-9 : A gauche : exemple d'image brute d'une particule monoclinique. Noter les bulles résiduelles dont la forme marque la direction et l'intensité de la déformation du fluide. A droite : programme « Particle3D » en langage Delphi permettant de calculer l'orientation tridimensionnelle des trois axes principaux \mathbf{a} , \mathbf{b} et \mathbf{c} de la particule. Une routine détecte et isole les contacts entre les faces de différentes couleurs et, à partir de leur longueur connue, recalcule leur orientation. Les vitesses angulaires et les trajectoires obtenues peuvent alors être comparées dans un stéréogramme à celle des ellipsoïdes uniaxiaux ayant des rapports de forme respectifs de \mathbf{a}/\mathbf{c} et \mathbf{a}/\mathbf{b} .

Influence de la complexité de forme des particules

Les expériences analogiques réalisées avec des particules de symétries quadratiques, orthorhombiques et monocliniques ont montrées que le modèle de Jeffery (1922) est applicable à une très large gamme de symétries de forme de particules à condition qu'un des trois rapports de forme soit inférieur à 1,5 (Figure III-10). Un écart à la théorie apparaît dès que ce rapport de forme croît. Cette restriction est toutefois respectée par de nombreuses particules naturelles telles que les biotites, les feldspaths et le quartz ; pour lesquelles la simplification de la forme à un ellipsoïde uniaxial est alors appropriée (Arbaret et al., 2001). Par ailleurs, des expériences réalisées avec des particules orthorhombiques disposées avec un axe parallèle à l'axe de rotation du référentiel de déformation [Y] ont montrées deux résultats fondamentaux :

- i) l'axe de rotation de la particule reste parallèle à ce référentiel [Y] quelque soit la déformation finie appliquée. Ceci confirme la validité du postulat de simplification utilisé pour les modélisations analogique en deux dimensions.
- ii) les vitesses de rotation des deux autres axes dans le plan [X,Z] sont indépendantes de la longueur du troisième axe parallèle à [Y].

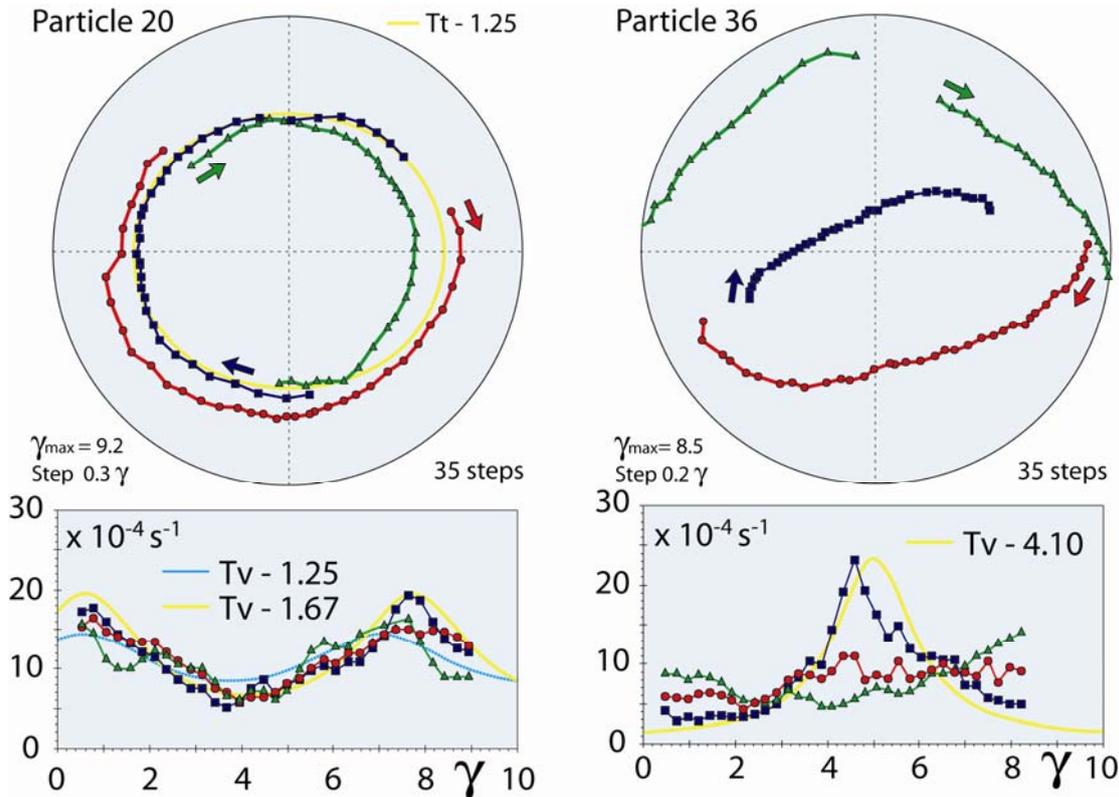
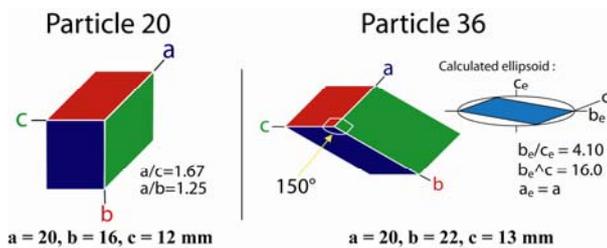


Figure III-10 : Deux exemples comportementaux de particules solides en cisaillement simple en fonction de la complexité de leur forme obtenus par modélisation analogique. A gauche : caractéristiques de forme des particules utilisées ; La particule 20 est une particule orthorhombique, la particule 36 étant monoclinique. En haut : Stéréogrammes (Projection de Schmidt en hémisphère inférieure) comparant la trajectoire des trois axes majeurs des particules avec les orbites théoriques (en bleu : axe majeur, en rouge : axe intermédiaire, en vert : axe mineur et en jaune : trajectoire de l'orbite théorique). En dessous : vitesses de rotation des trois axes des particules comparées aux valeurs théoriques (codes des couleurs identiques à ceux des stéréogrammes). Modifié de Arbaret et al. (2001).



Influence de la particule rigide sur la déformation de la matrice

Les relations entre la rotation de la particule solide et la déformation de la matrice adjacente ont été étudiées dans une série de 4 expériences dans lesquelles une particule d'axe $a=20\text{mm}$, $b=10\text{mm}$ et $c=10\text{mm}$, a été disposée à des profondeurs de respectivement 3, 7, 15 and 30 mm de la surface libre de la silicone. Une grille polaire de toner a été appliquée afin de visualiser la déformation sur cette surface. L'axe long de la particule est initialement parallèle à la direction de cisaillement afin de générer une vitesse angulaire lente pendant les premiers incréments de déformation. Les expériences sont stoppées dès que la particule a effectuée une rotation de 180° (Figure III-11a).

Les résultats sont illustrés par la surface passant par le centre de gravité de la particule et calculée sur Autocad® à partir de la digitalisation des lignes correspondantes à cette surface dans chaque expérience (lignes jaunes de la Figure III-11a). Dans la matrice, deux régions déformées ont été individualisées. Dans la première région, la matrice tourne avec la particule, l'ensemble formant un objet rigide approximativement ellipsoïdal (Figure III-11b). Ce phénomène explique la bonne correspondance observée entre le comportement rotationnel de la particule et les orbites théoriques données par le modèle

de Jeffery (1922) pour un objet ellipsoïdal. La seconde région est dominée par des plis ressemblant en trois dimensions à des ailes situées de part et d'autre de l'axe de rotation de la particule. Elles ont une extension d'environ 28 mm - c'est-à-dire 1,4 fois l'axe long a de la particule – ce qui est faible par rapport à l'extension des plis générés au même moment dans la direction principale d'élongation (Figure III-11a, env. 111 mm c'est à dire ~ 5.5 fois a). L'asymétrie de ces plis d'entraînement représente des critères de sens et direction de cisaillement classiques dans les systèmes ductiles mais aussi magmatiques (Van Den Driessche, 1986; Van Den Driessche & Brun, 1987; Passchier & Sokoutis, 1993).

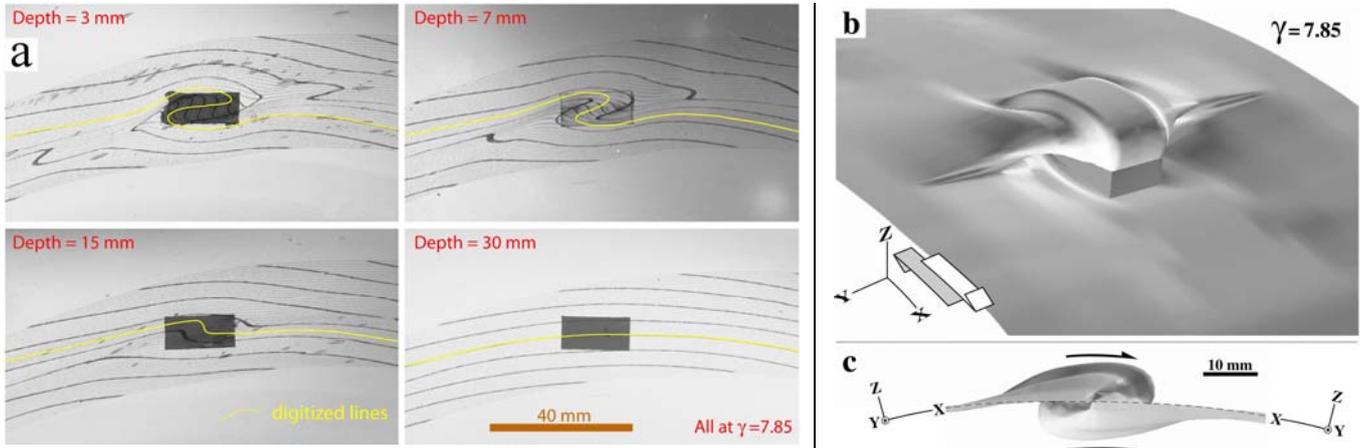


Figure III-11 : a – photographies de la grille polaire imprimée à la surface de la matrice après une rotation de 180° de la particule de rapport de forme 2,00 et placée à différentes profondeurs. b et c – vue tridimensionnelle des structures asymétriques d'enroulement montrant la déformation du plan passant par le centre de gravité de la particule (Arbaret et al., 2001).

Le glissement à l'interface

Les expériences analogiques en deux dimensions d'Ildefonse & Mancktelow (1993) ont montrées, qu'en comparaison avec une interface cohérente entre la particule solide et la matrice newtonienne, l'apparition d'un glissement à cette interface induit une rotation plus rapide en cisaillement pur mais moins rapide en cisaillement simple. Pour les deux régimes de déformation, les particules tendent à tourner en direction du plan de cisaillement pour se stabiliser progressivement avec leur axe long parallèle à ce dernier en suivant des trajectoires proches de celles observées pour les marqueurs passifs (Figure III-12). Ces expériences sont toutefois limitées en déformation finie ($\gamma < 4$) et ne permettent pas de conclure à une stabilisation permanente à plus grands γ , comme couramment mesurés dans les mylonites ou bien les magmas mis en place dans des filons ou en surface.

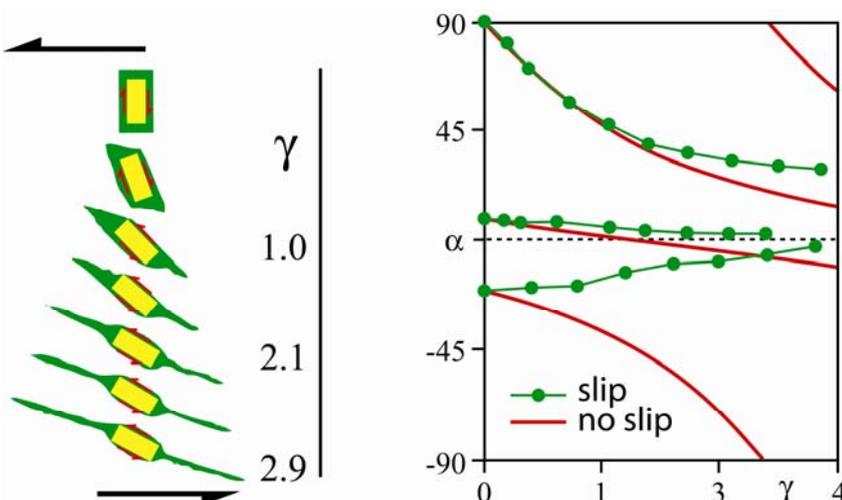


Figure III-12 : A gauche: Mise en orientation d'une particule rectangulaire (en jaune) avec une interface glissante (en vert) dans une expérience analogique 2D en cisaillement simple. A droite: Orientations de l'axe long de 3 particules disposées initialement avec un angle différent par rapport à la direction de cisaillement et comparées aux courbes prédites par la théorie dans le cas d'une interface solide-fluide cohérente (Ildefonse et al., 1992).

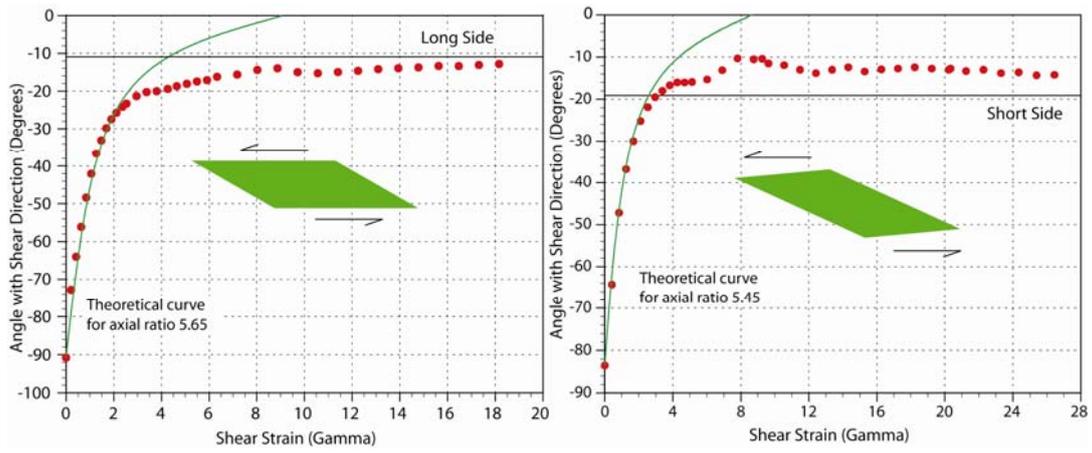


Figure III-13 : Comportement rotationnel de particules rhomboïdales de type 1 à gauche et de type 2 à droite avec une interface glissante. La courbe continue verte correspond à la rotation d'une particule de rapport de forme équivalent mais ayant une interface cohérente (Mancktelow et al., 2002).

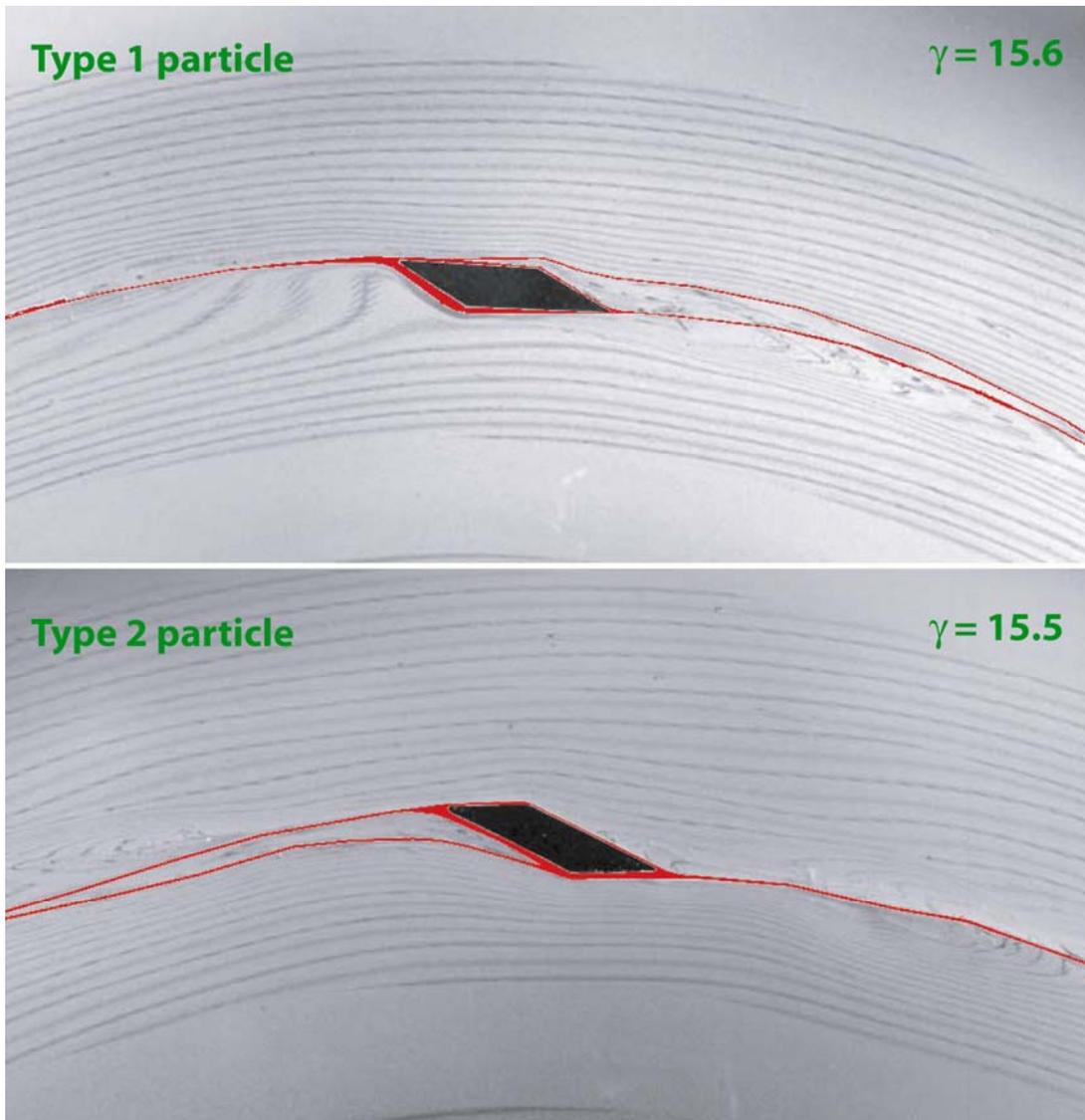


Figure III-14 : Grille polaire déformée autour de particules de type 1 et 2 ayant atteint une orientation stable. Le savon, matériau composant l'interface glissante dans les expériences, est indiqué en rouge (modifié d'après Mancktelow et al., 2002).

C'est pourquoi, une étude expérimentale a été menée pour analyser le comportement rotationnel de particules elliptiques, rhomboïdales et monocliniques ayant une interface avec une matrice soit cohérente soit glissante et ce pour de grandes déformations finies ($\gamma > 15$). Les résultats ont été comparés aux modèles de rotations calculés à partir des équations de Jeffery (1922) et à des systèmes porphyroclastiques naturels dans des mylonites.

Les résultats montrent qu'une interface glissante induit une stabilisation de l'orientation d'une particule rhomboïdale avec la diagonale longue faisant un angle antithétique faible avec la direction de cisaillement. Pour les particules monocliniques, les formes miroirs (intitulées Types 1 et 2) se différencient par leur comportement rotationnel (Figure III-13 et III-14). Pour les particules de type 1, formes comparables aux porphyroclastes de type σ , le côté long tourne de manière asymptotique pour tendre vers un parallélisme avec la direction de cisaillement. Des exemples de particules de type 1 sont les hornblendes et olivines mesurées dans les mylonites du complexe de Finero, Alpes du Sud. Pour les particules de type 2, le côté long se stabilise proche de la direction de cisaillement, ou à un angle synthétique faible. Ce comportement est observé pour des porphyroclastes de sillimanite dans les mylonites du Mot Mary dans les Alpes italiennes. Ces expériences analogiques, confrontées aux exemples naturels, établissent que le glissement à l'interface est un mécanisme important pour la stabilisation des particules rhomboïdales. Dans les exemples naturels, ce découplage solide-fluide peut être engendré par des clivages de crénulation ou des plans C des fabriques S/C. Ce dernier cas, qui traduit la concentration de la déformation à l'interface solide-fluide, est un mécanisme potentiellement actif dans les magmas à forte proportions cristallines pour lesquels les structures S/C sont connues.

C. Simulation numérique 2D en cisaillement simple de l'influence des distributions de rapport de forme des particules sur l'Orientation Préférentielle de Forme dans les suspensions solides

Publication issue de cette recherche :

Ildefonse B., Arbaret L. & Diot H. (1997). Rigid particles in non-coaxial flow : is their shape preferred orientation periodic or steady-state ? in "Granites : from segregation of melt to emplacement fabric". *J.L. Bouchez et al. (eds)*, 177-185.

Cadre institutionnel

Laboratoire « magmas et volcans », Université de Clermont II.

Contrats et Moyens financiers obtenus dans le cadre de cette recherche

Ce travail de simulation numérique a été réalisé pendant la thèse MNRT à Clermont–Ferrand

Problématique

L'analyse théorique et analogique du développement de l'OPF de particules rigides en régime de cisaillement simple est généralement entreprise en utilisant des populations de marqueurs à rapports de forme homogènes (Fernandez *et al.*, 1983; Ildefonse *et al.*, 1992a). Fernandez (1984) note cependant que dans le cas de minéraux naturels il est nécessaire de connaître la distribution des rapports de forme des ces populations et, s'il y a nécessité, de séparer une population inhomogène en autant de sous-populations dont la distribution peut être considérée comme "quasi-homogène". Cependant, les nombreuses études faites sur la distribution de taille et de forme de grains indiquent que les populations cristallines dans les magmas sont rarement homogènes avec des distributions semi-logarithmiques (Marsh, 1988 ; Cashman, 1990) ; des distributions plus complexes pouvant même apparaître lorsque une cyclicité apparaît dans la cristallisation et des changements de cinétique de croissance affectant la forme des cristaux (Andesite de Montserrat Hills ; Higgins & Roberge, 2003). Des phénomènes de rééquilibration texturales tardives sont aussi responsables de changement à la fois de taille et de forme d'une fraction de la population (effet de 'coarsening' ; Higgins, 2006).

L'influence de la distribution de forme des particules sur l'Orientation Préférentielle de Forme moyenne de la population a été étudiée par une analyse numérique bidimensionnelle. Dans un premier temps, le cas des populations bimodales avec des proportions variables de particules dans chaque sous-population a été analysé. Dans un second temps, deux approches complémentaires des populations à distribution variable ont été abordées à travers (1): le cas des populations à répartition gaussienne idéale et (2) le cas plus réel mais aussi plus complexe des populations naturelles à distribution semi-logarithmique sur la base des mesures de formes effectuées sur des cristaux de biotite et d'amphibole.

Avant d'aborder la méthodologie et les résultats obtenus, il convient de rappeler quelques éléments théoriques qui n'ont pas encore été abordés précédemment. Il s'agit du concept de fabrique de forme en tant qu'outil de quantification de la déformation et du développement de l'OPF de populations de marqueurs rigides en cisaillement simple.

Quelques aspects théoriques des fabriques forme et de leur évolution en cisaillement simple

Représentation des fabriques de forme

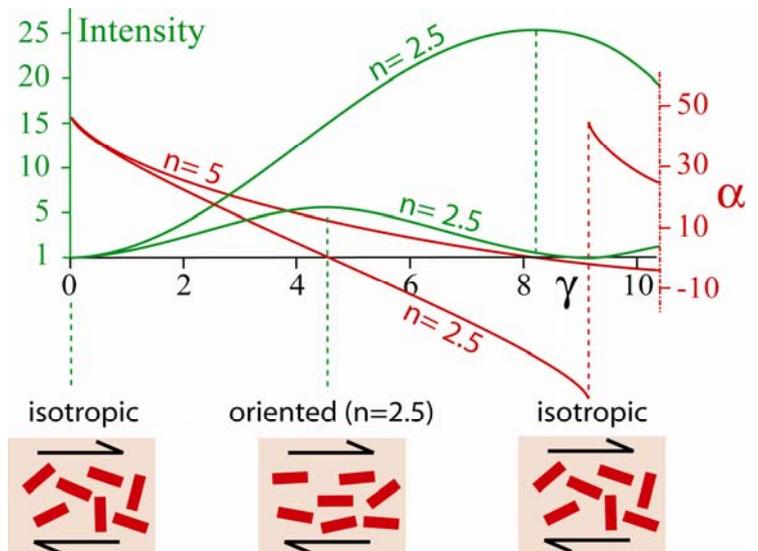
L'OPF d'une population de particules peut être exprimée, complètement et indépendamment du régime de déformation responsable de son développement, par un ellipsoïde de fabrique. Cet ellipsoïde est

entièrement défini par la valeur propre et l'orientation de ces trois axes majeurs (X), intermédiaires (Y) et mineurs (Z) avec [X, Y] le plan de foliation et (X) la linéation minérales (dans le cas de marqueurs solides de forme aplaties telsque les biotites, par exemple). Ces propriétés dépendent de l'orientation et de la forme de chaque particule. Pour ce qui concerne les valeurs propres des axes de l'ellipsoïde, Flinn (1965) a proposé une représentation quantitative binaire basée sur les rapports X/Y et Y/Z. Jelinek (1981) a défini le paramètre normalisé ($-1 < T < 1$) de symétrie T et d'excentricité Pj qui prennent en compte dans leur formulation les trois axes de l'ellipsoïde (voir Borradaile & Werner, 1994 pour les formules et la figure III.21 pour la représentation graphique). Ces deux derniers paramètres sont très utilisés dans le cadre des fabriques magnétiques (Hrouda, 1982; Borradaile, 1988; Rochette et al., 1992; Tarling & Hrouda, 1993; Borradaile & Henry, 1997; Hrouda & Ježek, 1999). Une autre représentation graphique, proche de celle de Flinn (1965), a été proposée par Woodcock (1977). Les paramètres d'orientation sont eux basés sur une représentation stéréographique à partir de laquelle, et en suivant le principe de Curie (1894 ; Paterson & Weiss, 1961), Fernandez (1982) démontre que les symétries monoclinique et triclinique reflètent la nature non-coaxiale de la déformation (Fernandez & Laporte, 1991). Ce principe de symétrie ,très puissant pour la détermination de la déformation à partir de la fabrique de marqueurs aussi bien actifs que passifs, s'avère malheureusement très peu employé.

Evolution théorique des fabriques de forme en cisaillement simple

L'évolution en trois dimensions de l'OPF de particules actives (*solides*) a été considérée en cisaillement simple (Fernandez, 1988), en cisaillement pur et en combinant les deux géométries (Ježek et al., 1996) et en compression uniaxiale (Fernandez & Laboue, 1983). Pour plus de simplicité considérerons l'évolution en deux dimensions et en cisaillement simple, cette géométrie ayant été la seule reproduite dans les expériences.

Figure III-15 : Evolution théorique en cisaillement simple des paramètres d'orientation α et d'intensité (ou excentricité D) caractérisant la fabrique de forme de deux populations de particules ayant des rapports de formes uniformes moyens de 2,5 et 5 respectivement (modifié d'après Fernandez, 1984).



Avec la déformation, l'évolution de l'orientation de l'axe majeur α et de l'intensité (ou excentricité) D de la fabrique de forme de particules sans interactions est théoriquement cyclique (Figure III.15). De manière similaire au cas d'une particule seule, l'orientation α tourne à une vitesse qui dépend du rapport de forme ζ des particules. L'intensité D, qui correspond à la *Density Distribution Function* telle que définie par Fernandez et al. (1983), atteint une valeur maximale pour $D=\zeta^2$ quand $\alpha=0$, c'est à dire parallèle à la direction de cisaillement et un minimum $D=1$ pour $\alpha=\pm 45^\circ$. γ_T est le cisaillement critique qui caractérise la périodicité de la fabrique de forme. La première période est considérée comme correspondante à la gamme réaliste des déformations en cisaillement simple reconnues dans un grand nombre de corps magmatique à l'exception toutefois des écoulements laviques ($\gamma < 4-6$; Fernandez et al., 1983). A partir de cette hypothèse, la valeur de déformation finie peut être directement obtenue à partir des valeurs de α et D et le sens de cisaillement peut être déterminé en utilisant deux populations de particules de rapports de forme différents (Blumenfeld, 1983; Blumenfeld & Bouchez, 1988, Benn & Allard, 1989, Fernandez & Laporte, 1991). Ce lien direct, théorique, entre propriétés tensorielles de la

fabrique de forme et caractéristiques du cisaillement simple se retrouve en trois dimensions. La démonstration en a été faite notamment par Freeman (1975), Ježek et al. (1994) et Ježek et al. (1996).

Mode de calcul

La méthodologie employée est basée sur le calcul incrémental en utilisant l'équation différentielle de Fernandez (1984, équation II.25 de la partie II):

$$Arc \tan(n \tan \theta') = Arc \tan(n \tan \theta) - \frac{\sqrt{1 - K^2}}{2} \gamma$$

Pour chaque incrément de 0,1 γ on calcule la nouvelle orientation de chaque particule. La direction de maximum de densité α et l'intensité – appelée aussi excentricité ou coefficient de distribution - D de la fabrique résultante correspondent respectivement au vecteur propre principal et au rapport des valeurs propres du tenseur d'orientation (Harvey & Laxton, 1980).

Résultats

Populations bimodales

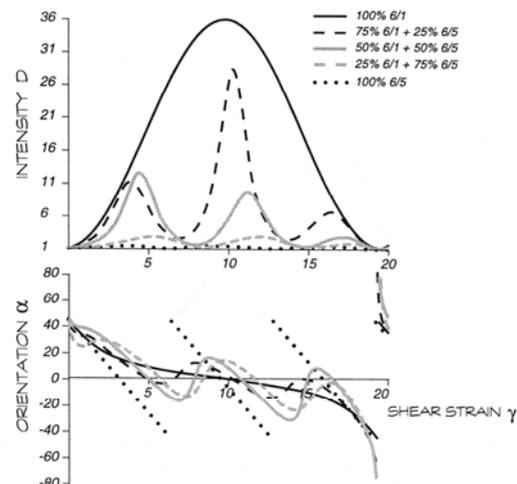
La première approche consiste à étudier l'évolution de la fabrique issue de deux populations de rapports de forme différents mais homogènes au sein de chacune.

L'exemple choisi ici concerne deux populations de rapports de forme respectifs très différents $n_1=6/1$ et $n_2=6/5$ pour lesquelles les γ_T respectifs sont $\gamma_{T1}=38,75$ et $\gamma_{T2}=12,78$. Remarquons que ces γ_T sont liés par l'approximation:

$$\gamma_{T1} \cong 3\gamma_{T2}$$

Les résultats en prenant les deux populations en proportions variables montrent une importante déviation de la fabrique par rapport au deux courbes des populations homogènes dès les premiers incréments de déformation (Figure III-16, $0 < \gamma < 3$). Dans le même temps, l'intensité de fabrique augmente vers des valeurs intermédiaires à celles des deux populations homogènes. Au cours de l'augmentation du taux de cisaillement, les trois courbes représentatives des différents pourcentages utilisés évoluent principalement autour de la courbe théorique de la population de rapport de forme le plus élevé (population 6/1). L'intensité de fabrique D correspondante évolue en fonction des intensités respectives des deux populations homogènes avec des valeurs maximales en parfaite correspondance avec l'orientation α au même instant parallèle à l'axe de cisaillement.

Figure III-15 : Evolution de l'OPF en fonction des proportions variables entre deux populations de particules en cisaillement simple. Le coefficient de distribution D de la fabrique et l'orientation moyenne α sont obtenues respectivement à partir du rapport des valeurs propres et du premier vecteur propre du tenseur d'orientation (Harvey & Laxton, 1980 ; Ildefonse et al., 1997).



Le dernier point notable de cette simulation est le passage de l'orientation α à 90° de l'axe de cisaillement lorsque les deux populations atteignent le taux de cisaillement vérifiant l'équation (5) avec une intensité nulle ($D=1$ à $\gamma=19,37$, Figure III-16). Ce calcul simple montre que la somme de deux populations homogènes ayant des rapports de formes très différents a une évolution directionnelle dépendant de la population au rapport de forme le plus élevé. Cependant, quelles que soient les proportions de chaque population, lorsque l'orientation α transpose la direction de cisaillement, l'intensité de la fabrique correspondante vérifie l'existence d'un maximum même si ce dernier varie entre les valeurs maximales respectives des deux populations homogènes.

Populations gaussiennes

Le calcul précédent a été proposé sur la base de deux populations très différentes de part leur rapport de forme. Il est évident que ce type de population peut, en pratique, être parfaitement séparé en sous-populations dont l'évolution de l'OPF respective sera considérée séparément. Cependant, dans les milieux naturels, chaque sous-population déterminée peut présenter une distribution des rapports de forme. Pour estimer l'influence de ces distributions sur l'évolution de l'OPF, une simulation a été réalisée en utilisant des populations à répartition gaussienne. Pour l'étude de populations à moyennes constantes mais écart-types variables, on choisit de travailler en utilisant la distribution de probabilité selon la loi normale - ou loi de Gauss - pour laquelle la densité $p(X)$ est décrite par :

$$p(X) = \frac{1}{a\sqrt{2\pi}} e^{-(x-b)^2/(2a^2)}$$

qui intègre l'espérance μ et la variance σ de la population telles que :

$$\mu = b \quad \text{et} \quad \sigma^2 = a^2.$$

Les choix des populations ainsi que leurs propriétés statistiques sont détaillés dans Arbaret (1995) et Ildefonse et al. (1997). Les résultats montrent que du point de vue de l'évolution directionnelle de l'OPF, les courbes des distributions gaussiennes sont très proches de la courbe d'évolution d'une population homogène de même espérance. Seul apparaît un écart lorsque la variance dépasse 0,3 avec une inversion de l'orientation α qui repasse le plan de cisaillement alors que la population homogène revient au stade isotrope ($\alpha=45^\circ$ et $D=1$) qui correspond aux taux de cisaillement $n\gamma_c$ (avec n entier). A cet instant, l'intensité D correspondante est faible mais tend à augmenter alors que les courbes s'éloignent du comportement théorique. Le faible écart général entre les différentes distributions de rapports de forme s'explique par la symétrie de ces distributions par rapport à la variance de la population. Le retard de rotation engendré par les particules les plus allongées est rattrapé par la rotation des particules trapues. Ce phénomène n'est cependant valable que pour des rapports de formes inférieurs à $n \approx 3$ (Arbaret, 1995).

Populations naturelles

Nous venons de voir que les populations à répartition gaussienne peuvent être considérées comme assimilables à des populations homogènes au moins lorsque les variances sont inférieures à 0,3. Dans le but de contrôler l'applicabilité de ces résultats au cas naturel, nous avons testé des populations de particules naturelles.

Nous avons pris les minéraux broyés et purifiés et de granulométrie contrôlée. La caractéristique principale de ces populations est l'hétérogénéité des rapports de formes mesurés (Figure III-17a). Il s'agit de populations avec des écart-types importants et surtout une dissymétrie des distributions par rapport à la moyenne notamment pour les axes d'allongement majeurs 'a'.

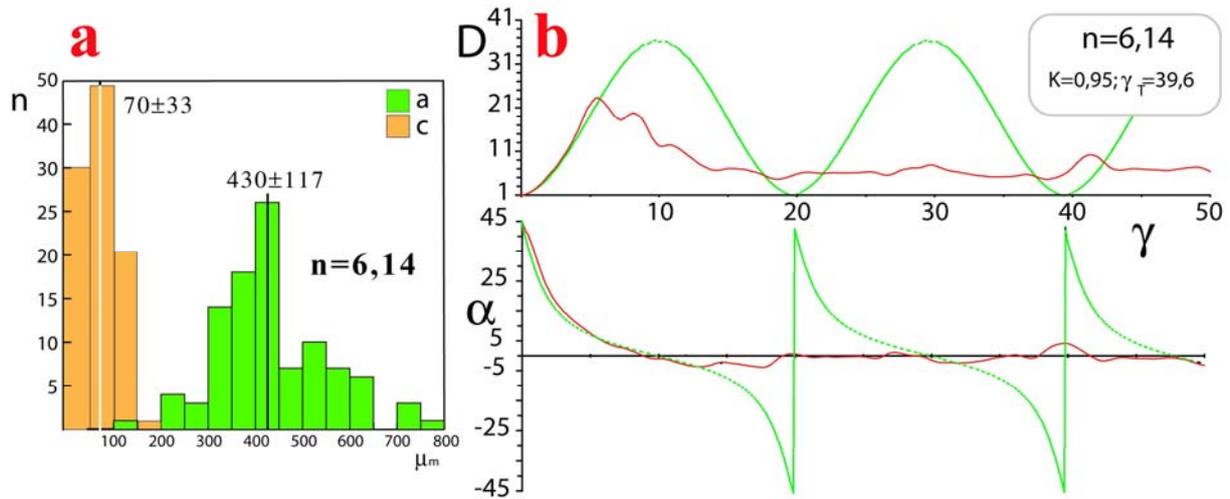


Figure III-17 : a – valeurs des axes majeurs a et mineurs b mesurés sur des biotites avec un rapport de forme moyen de 6,14. b – Courbes calculées du coefficient de distribution de la fabrique de forme D et de l'orientation α de cette population (courbes rouges) par rapport aux courbes cycliques théoriques obtenus pour une population de particules ayant toutes le même rapport de forme de 6,14 (courbes vertes).

Les résultats de la simulation réalisée en utilisant les valeurs des axes 'a' et 'c' des particules sont comparés avec l'évolution de la fabrique en utilisant 100 particules fictives de même rapport de forme correspondant à la moyenne de la population réelle (Figure III-17b). Ces résultats montrent que le comportement de l'OPF pour ces populations naturelles est très différent des courbes d'évolution théorique. Ici, l'orientation moyenne α de la population évolue vers le plan de cisaillement de façon identique à la courbe théorique pour des valeurs de γ inférieures à 5 avec, corrélativement, une augmentation de l'intensité de fabrique D . Au delà, la courbe tend à se rapprocher rapidement de l'axe de cisaillement et se stabilise autour de ce dernier. On constate ici que le maximum d'intensité est atteint alors que la direction α n'a pas encore atteint l'axe de cisaillement. Dans le même temps l'intensité de la fabrique se stabilise autour d'une valeur faible ($D=6$, figure III-17b) ; à comparer aux intensités maximales pouvant être théoriquement obtenues lorsque l'orientation α de distribution maximale de la fabrique transpose la direction de cisaillement (courbes théoriques).

Conclusion

On démontre à partir de calculs simples l'influence, l'importance de la variabilité des rapports de forme d'une population sur l'évolution de la fabrique théorique calculée selon le modèle de Jeffery (1922). Avec la dispersion de la distribution des rapports de forme il y a tendance à la perte de la stabilité ; avec le cas extrême obtenu pour les distributions naturelles qui provoquent une stabilisation des propriétés directionnelles de la fabrique de forme. Bien entendu, il s'agit de particules broyées et qui ne sont pas nécessairement représentatives de toutes les populations de minéraux naturels et dont le nombre considéré (100 dans chaque population) est faible. Par conséquent, ce phénomène doit être considéré au même titre que d'autres paramètres tels que les interactions entre particules ; interactions mises en évidence dans les suspensions à diverses concentrations et dont l'importance sur l'acquisition d'une OPF est démontrée par plusieurs travaux détaillés ci-après.

D. Influence des interactions entre particules sur l'acquisition de l'OPF : approche par modélisation analogique 2D.

Publication issue de cette recherche :

Arbaret L., Diot H. & Bouchez J.L (1996). Shape fabrics of particles in low concentration suspensions : analogue experiments and application to tiling in magma. *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 7, 941-950.

Cadre institutionnel

Laboratoire « magmas et volcans », Université de Clermont II.

Contrats et Moyens financiers obtenus dans le cadre de cette recherche

Ce travail a été réalisé pendant la thèse MNRT à Clermont-Ferrand.

Problématique

La modélisation analogique tridimensionnelle sur des systèmes à une seule particule permet de caractériser les paramètres qui contrôlent la mise en orientation d'une particule solide isolée dans un fluide visqueux soumis à une déformation homogène. Rappelons que même si la forme rhomboïdale des cristaux induit une déviation des comportements rotationnels par rapport au modèle théorique de Jeffery (1922), une large majorité de cristaux naturels tels que les biotites et les feldspaths peuvent être assimilés à des ellipsoïdes et donc modélisables sur la base du modèle théorique et de ses solutions analytiques. Cependant, dans les suspensions magmatiques d'autres paramètres que la forme intrinsèque des cristaux sont connus pour influencer fortement l'acquisition des fabriques minérales. C'est le cas des distributions des rapports de forme des populations minérales étudiées, influence mise en évidence par les simulations numériques précédentes (Arbaret, 1995 ; Ildefonse et al., 1997). Toutefois, le paramètre principal est représenté par les interactions entre particules qui apparaissent au cours de leur déplacement relatif dans le fluide en écoulement laminaire plan. Ildefonse et al., (1992a & 1992b) ont mis en évidence ces interactions grâce à la modélisation analogique en deux dimensions. Ils montrent que les interactions, quelles soient à distance c'est-à-dire par l'intermédiaire des perturbations dans le fluide au voisinage de la particule en rotation ou par contact direct, perturbent significativement leur rotation et contrôlent ainsi l'acquisition d'une OPF (Bhattacharyya, 1966).

Dans le cas des modélisations concernant les suspensions faiblement concentrées, les études analogiques antérieures (Fernandez et al., 1983, Fernandez, 1984 ; Ildefonse et al., 1992a) ont montrées que, pour des déformations en cisaillement simple inférieures à 5γ , l'OPF suit, en direction et intensité de fabrique, le modèle de Jeffery (1922). Ces valeurs de déformation finie étant considérées comme représentatives des déformations subies par les magmas plutoniques, au moins lors du dernier stade de développement de l'OPF, la fabrique de forme peut alors être considérée comme un excellent marqueur du dernier incrément de déformation (lorsqu'il y a oblitération des stades précédents).

Cependant, dans le cas des écoulements laviques et de certain modes d'emplacement en filons, la déformation enregistrée lors du développement de l'OPF est bien supérieure (plusieurs dizaines de γ). Les particules immergées dans un fluide subissent alors, outre la rotation selon le modèle de Jeffery, des translations relatives les unes par rapport aux autres importantes qui sont liées à leur position dans le gradient de vitesse de cisaillement et qui favorisent leur mise en contact (Blumenfeld & Bouchez, 1988; Tikoff & Teyssier, 1994). L'exemple de contact le plus simple est représenté par le tuilage, considéré comme un critère statistique d'écoulement rotationnel pour les fluidalités magmatiques (Blumenfeld, 1983) et mis en évidence au travers de la modélisation analogique bidimensionnelle (Fernandez *et al.*, 1983). Lors du contact des particules (interaction *sensu stricto*), l'équilibration par rapport à leurs

moments angulaires respectifs et leur rotation commune engendrent un retard dans leur périodicité jusqu'à la séparation. L'application de ces observations au cas naturel a montrée l'utilité de ces figures de tuilages comme critère statistique de direction d'écoulement utilisé en relation avec d'autres critères rotationnels (Blumenfeld & Bouchez, 1988; Philpotts & Asher, 1994). Afin de quantifier l'influence des interactions par contact entre particules sur l'acquisition des OPF magmatiques nous avons réalisé deux séries d'expériences analogiques complémentaires. La première série visait à observer finement le déroulement de la mise en contact de deux particules par tuilage et la seconde a été consacrée à la mesure statistique des interactions dans des suspensions solides. Les résultats permettent de proposer un modèle de développement des fabriques magmatiques incluant les interactions entre particules.

Appareillage et procédure expérimentale

Pour accéder à des taux de déformation importants tout en gardant un contrôle optimal de l'homogénéité de la déformation, nous avons conçu une boîte de cisaillement dont le principe est basé sur la contre-rotation de deux cylindres coaxiaux (Figure III.18). Ce type d'appareillage est directement inspiré des viscosimètres rotatifs de type "Searle" (rotor interne) ou "Couette" (rotor externe) et utilisés par exemple par Passchier & Sokoutis (1993) pour l'étude de systèmes porphyroblastiques.

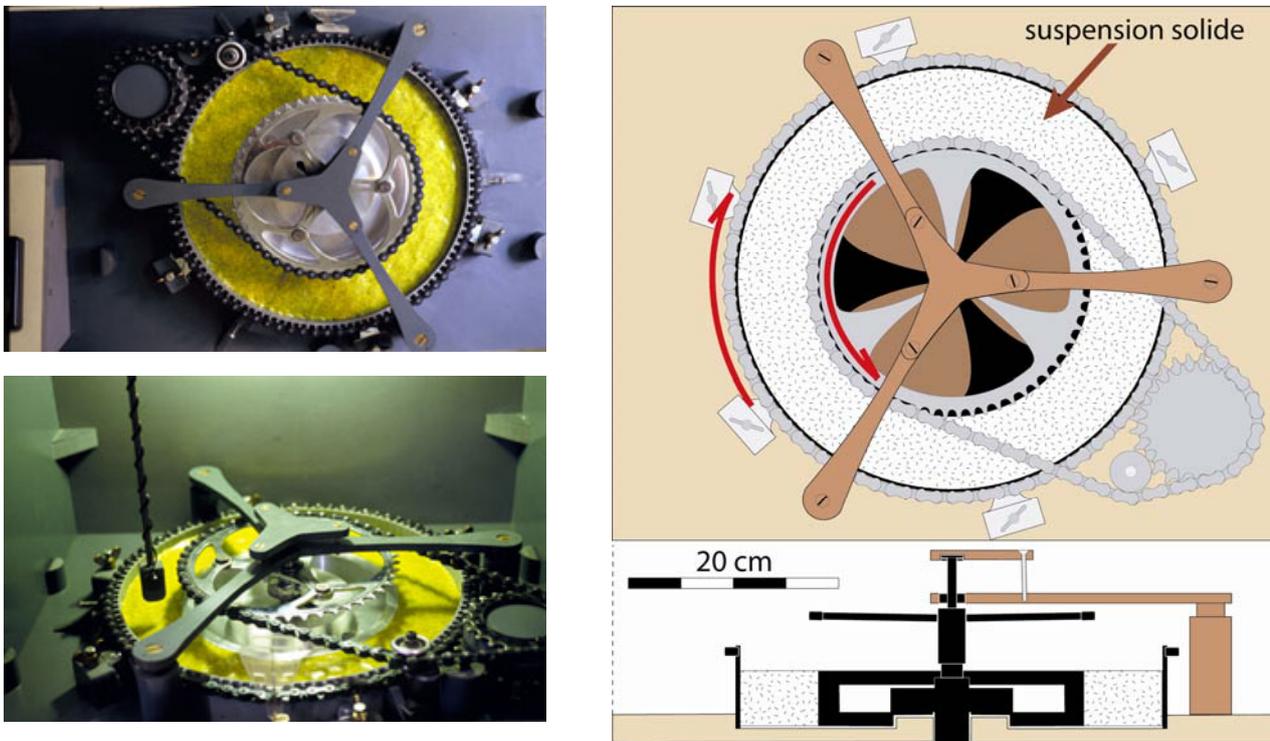


Figure III-18 : Appareillage expérimental conçu et construit dans le cadre de la thèse et basé sur le concept des viscosimètres de type 'Couette'. Le volume utile de matériau analogique est de 1,6 litres.

La continuité du milieu au sein de l'entrefer permet d'appliquer une déformation élevée et homogène au matériau expérimental. Il diffère en cela des systèmes à courroies de Willis (1977 ; Fernandez, 1984), à plaques de Fernandez (1984 ; Ildefonse et al ., 1992) et à plaques horizontales rotatives cisillant un volume de fluide confiné dans un espace cylindrique (Bons, 1993; Ten Brink & Passchier, 1995). La principale difficulté est d'approximer les mesures faites dans ce système cylindrique au cisaillement simple, donc plan, théorique. Il fallait donc un appareillage dont le volume utile soit grand, afin de réduire cet effet de "distorsion" dû à la morphologie de la boîte, et cependant raisonnable pour ne pas utiliser un volume de matériau trop important et donc des expériences difficiles à mettre en œuvre.

Pour l'ensemble des expériences analogiques bidimensionnelles nous avons utilisé la silicone Silbione 70009 brute comme analogue newtonien de la matrice. La surface est recouverte d'une fine couche de grains fins d'amphibole verte afin de visualiser les éventuels mouvements verticaux de matière (Figure III-19). La vitesse angulaire constante appliquée à l'interface matrice-rotors est de respectivement $0,79^\circ \text{mn}^{-1}$ et $1,24^\circ \text{mn}^{-1}$ pour les cylindres interne et externe ce qui correspond, en équivalent de cisaillement plan, à une vitesse de cisaillement de $0,23 \text{ cm.mn}^{-1}$. La viscosité absolue de la silicone étant de $2,9 \times 10^4 \text{ Pa.s}$ à la température expérimentale de 20°C (Weijermars, 1986), la vitesse de cisaillement effective est de $8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Les particules de carton aluminium HD sont disposées à la surface parfaitement lisse de la silicone. La mesure de l'orientation des particules pendant l'expérience est assurée par un goniomètre directionnel comportant un codeur incrémental lié à un programme d'acquisition et de traitement statistique et tensoriel.

Interactions entre deux particules : cas du tuilage

Le tuilage apparaît lorsque les deux particules atteignent la configuration 'cote à cote' (Figure III-19). Ce type de contact temporaire est divisible en trois étapes successives : l'initiation, l'agrégation et la séparation (Launeau & Bouchez, 1992). L'initiation débute lorsque les deux particules se rapprochent jusqu'à se toucher après avoir expulsé latéralement et verticalement le fluide les séparant ($\gamma = 1$, Figure III-19). L'agrégation est alors complète et se poursuit avec la rotation commune des deux particules jusqu'à $\gamma = 4$. Lors de cette étape le comportement rotationnel des particules change fortement puisque le couple se comporte comme une particule unique qui aurait un rapport de forme plus grand que chaque particule prise isolément. Après 4γ de rotation commune, les particules se séparent. Leur rotation reste toutefois fortement perturbée de part leur proximité mutuelle qui induit de fortes perturbations dans l'écoulement (Figure III-19, $\gamma=5$). En termes de critère de sens de cisaillement, ces expériences ont montrées qu'au début de la séparation (Figure III-19, $\gamma=5$), la position relative des deux particules suggère un sens de cisaillement senestre alors que la déformation générale est en cisaillement dextre. Cependant, sur l'ensemble du processus de tuilage, la position des particules cohérente avec une position de tuilage indiquant un cisaillement dextre est nettement dominante ($1 < \gamma < 4$, Figure III-19). Il apparaît donc que le tuilage représente un bon critère statistique de sens de cisaillement comme postulé par Blumenfeld & Bouchez (1988).

Les zones d'émergence de la silicone rose en surface des expériences de part et d'autre des particules représentent les zones d'ombre de pression telles que celles bordant les porphyroclastes de type σ (Passchier & Simpson, 1986; Van den Driessche & Brun, 1987). Ce sont des zones de transtension naissant dans les quadrants extensionnels de l'écoulement aux abords de la particule rigide (Hanmer, 1990).

Influence des interactions entre particules sur les fabriques de formes

L'influence des interactions par contact sur le développement de l'OPF d'une population de particules rigides de rapport de forme homogène a été réalisée jusqu'à de grande déformations ($\gamma=20$, Figure III-20). Dès les premiers incréments de déformation l'orientation moyenne α de la fabrique de forme rejoint rapidement la courbe théorique et la suit jusqu'à $\gamma \sim 7$. Par contre, l'intensité D correspondante s'éloigne rapidement de la courbe théorique et d'autant plus fortement que les premières interactions par contact entre particules apparaissent ($\gamma=3$). Le pourcentage d'interaction augmente rapidement entre 3 et 8γ , pour ensuite se stabiliser à environ 17% de la population de particules. Corrélativement, à partir de $g=8$, la fabrique se stabilise en orientation et en intensité. L'orientation α fluctue faiblement autour de la direction de cisaillement et l'intensité de fabrique est pratiquement stable à $D=2$, valeur faible au regard des maximums théoriques $D=6,5$.

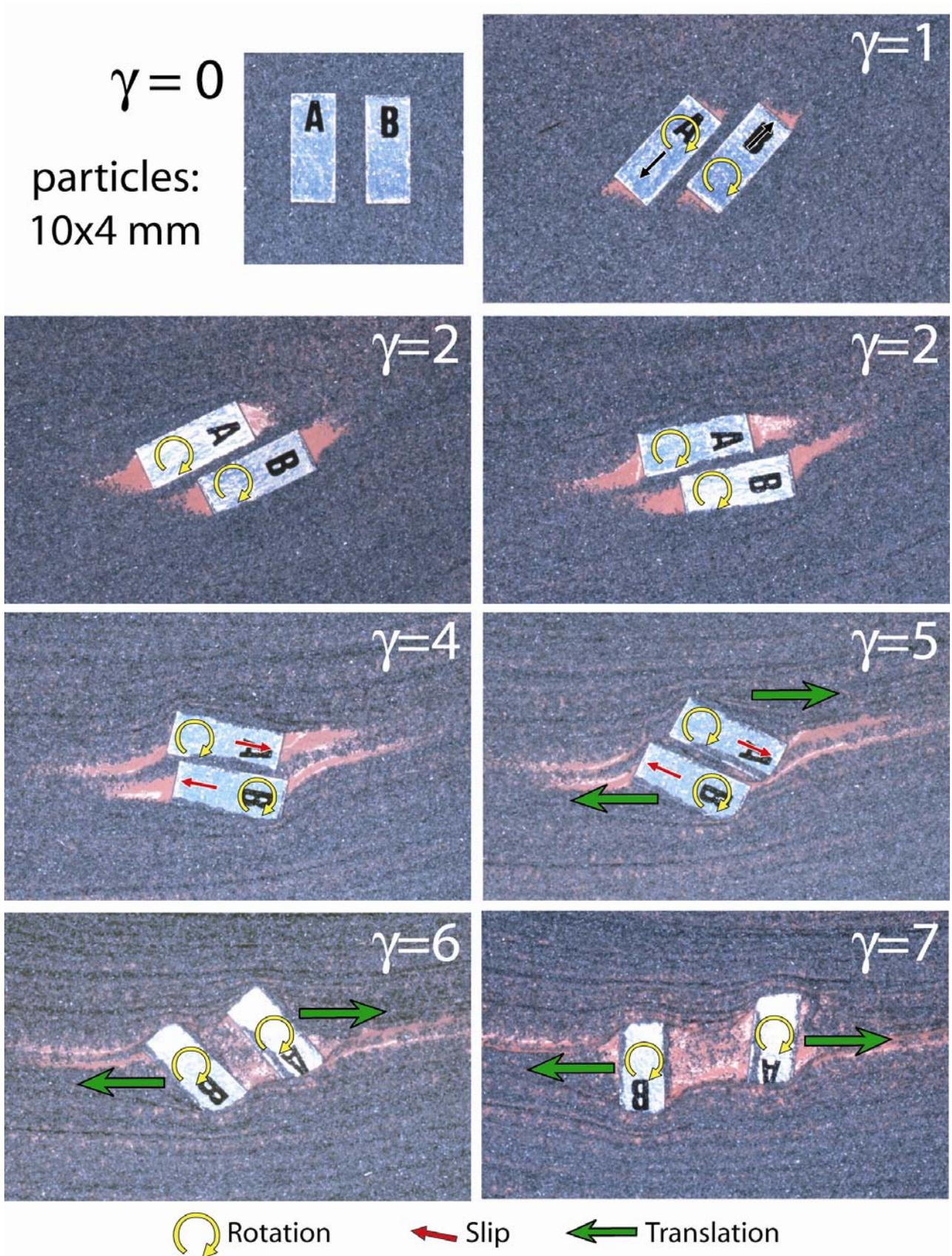


Figure III-19: Exemple de développement d'un tuilage avec deux particules ayant un rapport de forme de 2,5 (10mm de long et 4 mm de large). Elles sont initialement disposées côte à côte avec leur direction d'allongement perpendiculaire à la direction de cisaillement afin de favoriser l'initiation du tuilage. Cisaillement simple dextre horizontal. Modifié d'après Arbaret et al. (1996).

Une évolution générale similaire à été obtenues dans des expériences utilisant des populations de rapport de forme et de concentration surfacique différents (Arbaret et al., 1996).

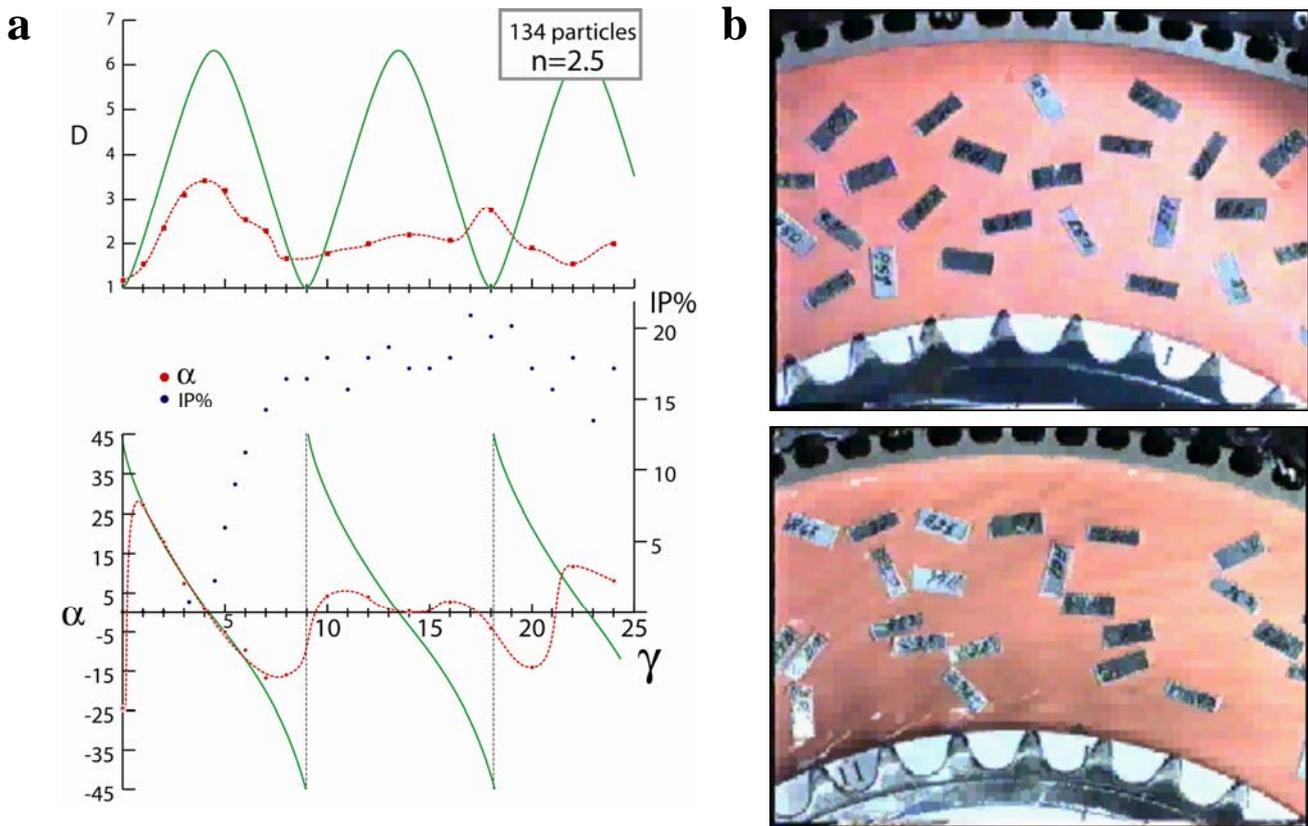


Figure III-20 : a - Evolution avec la déformation incrémentale γ de l'intensité D et de l'orientation α de la fabrique de forme d'une population de 134 particules ayant un rapport de forme de 2,5. Les symboles le long des lignes pointillées représentent les mesures expérimentales et les lignes continues représentent les courbes théoriques. IP% est le pourcentage de particules en interaction par contact direct. b – photographies d'une expérience avec deux populations de rapport de forme de 2,5 et 3,3 à $\gamma=0$ (en haut) et $\gamma\sim 4$ (en bas). Noter la formation de trains de particules en collision formant les murs de couloirs de fluide libre orientés à environ 35° de la direction du cisaillement dextre.

Synthèse

Ces expériences analogiques en deux dimensions ont démontré la validité du phénomène de tuilage comme critère statistique de sens de cisaillement. Cette approche expérimentale confirme donc les conclusions obtenues par Benn & Allard (1989) dans des gabbros et par Launeau & Bouchez (1992) dans des granites.

Les expériences sur les populations de particules ont mis en évidence l'influence importante des interactions directes entre particules sur la stabilisation, en orientation et intensité d'orientation, de l'OPF pour des déformations supérieures à $6-7\gamma$. Les pourcentages de particules en interactions à un instant donné sont significatifs mais les valeurs obtenues ne sont probablement pas représentatives des pourcentages réels dans les suspensions naturelles. Les mesures par microtomographie X réalisées sur des systèmes synthétiques déformés en torsion ont permis de préciser ces pourcentages dans les systèmes en trois dimensions (chapitre IV ; Arbaret, en préparation). On confirme ici que les interactions entre particules représentent avec les distributions des rapports de forme, simulés numériquement, les deux facteurs clés dans la stabilisation des fabriques minérales. L'étape suivante consiste à les intégrer dans un système tridimensionnel en utilisant l'approche analogique afin de se rapprocher au mieux de la complexité des suspensions magmatiques.

E. Expérimentation analogique 3D en cisaillement simple de l'Orientation Préférentielle de Forme dans les suspensions solides : Application aux systèmes magmatiques.

Publications issues de cette recherche :

Arbaret L., Diot H., Bouchez J.L., Saint Blanquat M. & Lespinasse P. (1997). Analogue 3D simple-shear experiments of magmatic biotite subfabrics. *in* "Granites : from segregation of melt to emplacement fabric". *J.L. Bouchez et al. (eds)*, 129-143.

Arbaret L., Launeau P. & Diot H. Significance of shape and magnetic fabrics of magnetite particles in analogue three-dimensional simple shear flow. En préparation pour *J. Struct. Geol.*

Cadre institutionnel

Laboratoire « magmas et volcans », Université de Clermont II.

Contrats et Moyens financiers obtenus dans le cadre de cette recherche

Ce travail a été réalisé pendant la thèse MNRT à Clermont-Ferrand.

Problématique

Dans les études précédemment détaillées les différents facteurs pouvant contrôler la mise en orientation de particules solides dans un fluide en écoulement et par là le développement de l'OPF dans les suspensions magmatiques ont été étudiés indépendamment grâce à la simulation numérique et à la modélisation analogique. Parmi ces paramètres, la forme fortement non symétriques des cristaux ainsi que des régimes de déformation complexes tels que la transpression et l'aplatissement général produisent des comportements rotationnels s'éloignant le plus du modèle théorique de Jeffery (1922). Cependant, nous avons aussi vu qu'une large majorité de cristaux naturels tels que les biotites et les feldspaths peuvent être assimilés à des ellipsoïdes et donc modélisables sur la base du modèle théorique et de ses solutions analytiques. A la suite de ces résultats il est rapidement apparu nécessaire d'engager une étude capable d'intégrer l'ensemble de ces facteurs d'influence qui étaient jusque-là étudiés indépendamment afin de quantifier précisément le comportement général des particules dans les suspensions solides. En 1995, la modélisation numérique n'était pas capable d'intégrer les interactions par contact (elle ne l'est toujours pas de manière satisfaisante) et nous n'avions pas d'outil expérimental à notre disposition capable de déformer des suspensions magmatiques (ce qui n'est plus le cas aujourd'hui...). Nous nous sommes alors tournés vers la modélisation analogique, un outil techniquement simple à mettre en œuvre aussi bien pour ce qui concerne les appareillages capable de réaliser une déformation contrôlée que des matériaux analogues d'une suspension solide. La principale limitation de cette approche par rapport au système magmatique est qu'elle ne peut intégrer les évolutions à la fois pétrologique et volumique des phases et chimique du bain liées à la dynamique de la cristallisation. Ainsi, il est difficilement envisageable de reproduire par la voie analogique l'évolution vers une composition plus siliceuse et plus hydratée du liquide au cours de la cristallisation, évolution dont la l'influence sur la viscosité dynamique du liquide silicaté est connue (Scaillet et al., 1997). Cette limitation fondamentale est en passe d'être levée grâce au projet de recherche actuel (Chapitre IV).

Modélisation analogique 3D des fabriques de forme ($1\% < \Phi < 45\%$)

Appareillage et produits expérimentaux

L'appareillage expérimental utilisée pour l'ensemble des expériences décrites ici est constitué par la machine à cylindre coaxiaux contra-rotatifs décrite au chapitre III.D (Figure III.18).

Le matériau choisit comme analogue d'un liquide silicaté est un mélange de boropolysiloxane et de cire végétale. Le boropolysiloxane est le constituant principal de la Silicone Silbione (Rhône-poulenc) obtenu après extraction de la charge neutre (poudre de baryte) et du colorant (rutile) dans un bain d'acétone. Ce boropolysiloxane, transparent, est à nouveau chargé en cire végétale, le mélange se caractérisant par une plus large gamme de viscosité que la Silbione d'origine : il est solide à la température d'échantillonnage de -20°C , malléable et de type Bingham pour sa mise en place à 20°C et fluide (viscosité d'environ $0,6 \times 10^{-4} \text{ Pa.s}$) à la température expérimentale de 55°C .

Les particules solides mélangées à ce fluide sont des minéraux broyés dont la distribution de taille de grain, semi-logarithmique, et la forme moyenne ont été mesurées sur 100 particules minimum (Arbaret, 1995, Arbaret et al., 1997). Trois types de particules ont été choisies : en baguette (amphiboles), en tablettes (biotites) et à faible anisotropie (magnétites). Toutes sont ferri- ou para-magnétiques pour permettre la mesure de la fabrique par la méthode de l'ASM (Tarling & Hrouda, 1993 ; pour la méthode et Arbaret, 1995 ; pour l'échantillonnage). Des mesures par analyse d'image (méthode des intercepts) sur sections sciées selon les trois plans propres de l'ellipsoïde de déformation ont aussi été utilisées afin de reconstruire l'ellipsoïde de la fabrique de forme (Robin, 2002 ; Launeau, 2004), et ce pour le comparer à l'ellipsoïde de fabrique magnétique (Figure III.21).

Résultats

Trois séries d'expériences ont été réalisées avec des compositions et des concentrations cristallines volumiques variant de 1% à 45% :

- ▶ magnétites à 1%.
- ▶ amphiboles à 5% et 10%.
- ▶ biotites à 5%, 10% puis des compositions mixtes composées de 15%+10% de lattes de bois et 15%+30% de billes de Diakon.

Le diakon (billes de plastiques) simule une phase peu anisotrope telles que le quartz et de taille égale aux biotites tandis que les lattes de bois sont fortement anisotropes ($a/c=5$) et de grande taille pour simuler des mégacristaux.

Toutes les expériences, indépendamment des concentrations et compositions cristallines, ont montrées une évolution comparable des fabriques de forme et magnétiques avec la déformation. Le cas des magnétites à 1%, suspension solide dans laquelle les interactions entre particules sont a priori les moins importantes, est particulièrement représentatif (Figure III.21). Les fabriques initiales dues à la mise en place du matériau dans l'appareillage sont souvent faibles et une nouvelle fabrique de forme se surimpose dès les premiers incréments de déformation ($\gamma \sim 2$, Figure III.21).

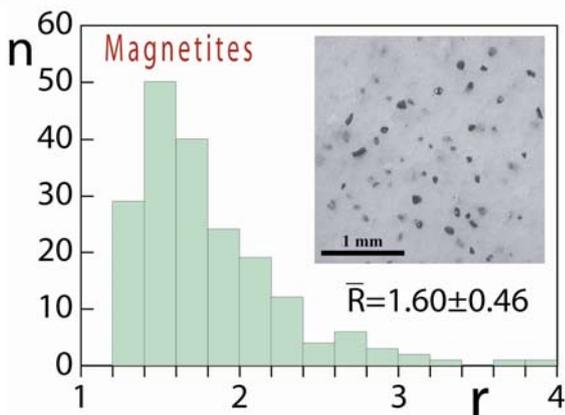
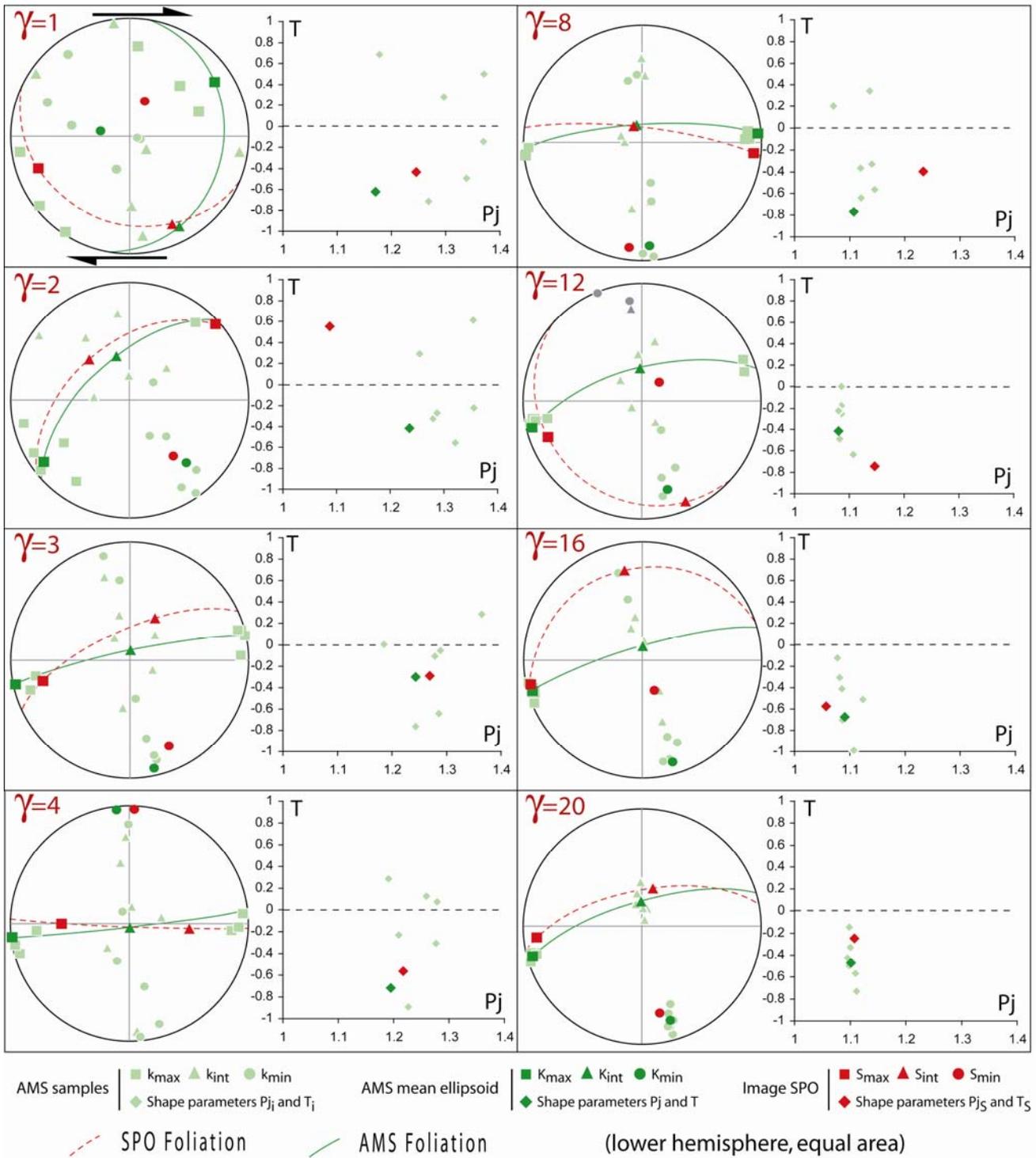


Figure III-21 : A gauche : Distribution des rapports de forme $r=n=a/c$ des grains de magnétites et photographie d'illustration de la suspension à 1% en volume. La fraction de magnétite utilisée est $50\mu m < \phi < 100\mu m$. En haut : Stéréogrammes des mesures ASM (6 carottes par expériences, vert clair) et de leur moyenne tensorielle (vert foncé) comparées aux orientations principales (vecteurs propres du tenseur) de la fabrique de forme. Les paramètres de forme de l'ellipsoïde de fabriques caractérise la forme s.s.(T) et l'excentricité (P_j ; Borradaile & Werner, 1994).

Quelquesoit la déformation imposée, l'ellipsoïde de fabrique magnétique est comparable en orientation et valeurs d'excentricité à l'ellipsoïde de forme, ce qui suggère que l'ASM est contrôlée par la forme intrinsèque des grains de magnétite. Pour $2 < \gamma < 4$, la fabrique de forme s'organise avec une foliation, initialement à 45° environ du plan de cisaillement et qui tend à s'en rapprocher avec une linéation qui devient parallèle à la direction de cisaillement. Le paramètre de forme T se stabilise à des valeurs négatives caractérisant une forme aplatie des ellipsoïdes de fabrique alors que l'excentricité baisse progressivement pour se stabiliser vers $P_j \sim 1.1$ ($\gamma > 4$, Figure III.21). Pour $\gamma > 8$, les foliations et linéations sont stables avec un angle faible par rapport respectivement au plan et à la direction de cisaillement. Les paramètres de forme sont alors stables avec $P_j \sim 1.1$ et $T \sim -0,5$.

Cette évolution, observée dans toutes les expériences (Figure III.22), peut être divisée en trois étapes successives :

- 1- $\gamma < 2$: surimposition rapide d'une fabrique minérale antérieure éventuelle par la nouvelle fabrique naissant à un angle proche de 45° du plan de cisaillement avec une excentricité importante.
- 2- $2 < \gamma < 8$: Rotation progressive des paramètres d'orientation de la fabrique vers le plan et la direction du cisaillement simple et une excentricité forte.
- 3- $\gamma > 8$: La fabrique est stable en orientation et excentricité ; cette dernière étant très faible (moins de 10% d'anisotropie).

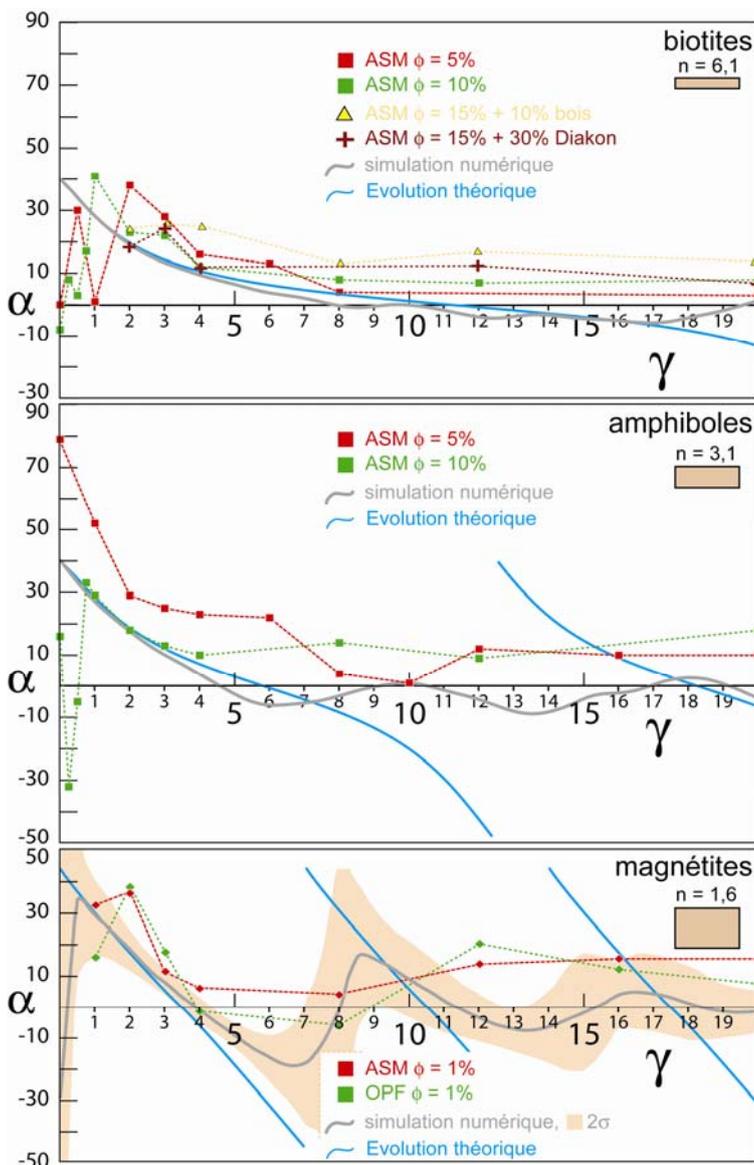


Figure III-22 : Evolution de l'orientation α (direction du maximum de densité) avec la déformation γ pour les trois types de particules utilisées. La moyenne des rapports de forme mesurés sur 100 individus dans chaque population $n=a/c$ est illustrée par un rectangle de forme correspondante. A partir de ces mesures la simulation numérique permet de prédire l'évolution de α en tenant compte de la distribution de forme des grains (courbes grises). Les courbes bleues représentent l'évolution cyclique du maximum de densité pour une population théorique de rapports de forme identiques (modifié d'après Arbaret, 1995 ; Arbaret et al., 1997).

synthèse

Les expériences analogiques en trois dimensions réalisées en utilisant des fractions cristallines variables de minéraux naturels ont permis de simuler le développement et l'évolution des fabriques de forme en cisaillement simple. Ce type d'expériences ne rend pas compte du comportement dynamique des suspensions magmatiques (cristallisation versus évolution chimique du bain silicaté) dans le domaine de cristallisation mais permet d'intégrer tous les autres paramètres pouvant influencer à un instant donné sur la mise en orientation des phases minérales. Ce sont la forme et la distribution de forme des cristaux et les interactions entre cristaux.

A partir des résultats obtenus les relations entre propriétés des fabriques minérales et la géométrie et intensité de la déformation peuvent être tracés :

► Pour des cisaillement faibles ($\gamma < 4$), les fabriques acquises sont en bonne correspondance avec la théorie basée sur les équations de Jeffery (1922, Fernandez, 1984 ; Arbaret, 1995 ; Arbaret et al., 1997). La valeur de déformation finie peut être calculée sur la base du modèle théorique et le sens de cisaillement est déterminable à partir de l'asymétrie des figures d'interaction entre particules (tuilages ; Arbaret et al., 1996 ; trains de particules ; Tikoff & Teyssier, 1994). Ces résultats confirment les hypothèses émises par Fernandez (1984 ; Fernandez & Laporte, 1991) sur l'utilisation des fabriques de forme comme marqueurs de la déformation magmatique lorsque cette dernière est reconnue comme faible à modérée dans l'intervalle de cristallisation considéré. Cette relation entre fabrique minérale et déformation finie est utilisable sur toutes les populations minérales indépendamment de leur concentration, les interactions par contact entre cristaux n'intervenant pas de manière significative.

► Pour de grandes déformations ($\gamma \gg 4$) ; les fabriques de formes sont stables avec une excentricité toujours très faible, souvent inférieure à 10% d'anisotropie. Les propriétés directionnelles – foliations et linéations minérales – sont pratiquement parallèles respectivement au plan et à la direction de cisaillement. Si la déformation finie ne peut être quantifiée à partir de ces fabriques minérales, ce dernier point est toutefois considéré de moindre importance par rapport à la détermination des directions et sens de déformation dans l'étude des paléo-systèmes magmatiques. Il en découle donc que les interactions entre particules et l'hétérogénéité de forme des populations cristallines naturelles permettent l'utilisation des fabriques de forme comme marqueurs partiels de la déformation, ce qui ne serait théoriquement pas possible sur la seule base du modèle d'évolution cyclique de l'OPF.

III.2 Les structures non pénétratives tardi- et post- magmatiques : études de cas

Publications issues de cette recherche :

- Burlini L., **Arbaret L.**, Zeilinger G. & Burg J.P. (2005). High-temperature and pressure seismic properties of a lower crustal prograde shear zone from the Kohistan arc, Pakistan. *High-strain Zones: structure and physical properties* (Bruhn, D. & Burlini L. eds), Geophysical Society, London, Special Publication, 245, 187-202.
- Burg J.P., **Arbaret L.**, Chaudhry N., Dawood H., Hussain S. & Zeilinger G. (2005) Shear strain localisation from the upper mantle to the middle crust of the Kohistan arc (Pakistan). *High-strain Zones: structure and physical properties* (Bruhn, D. & Burlini L. eds), Geophysical Society, London, Special Publication, 245, 25-38.
- Arbaret L.** & Burg J.-P. (2003) Complex flow in lowest crustal, anastomosing mylonites: strain gradient in a Kohistan gabbro, northern Pakistan. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B10, 2467-2484.
- Arbaret L.**, Burg J.P., Zeilinger G, Chaudhry N., Hussain S & Dawood H. (2000). Pre-collisional anastomosing shear zones in the Kohistan Complex (NW Pakistan). in Khan, M. A., Treloar, P. J., Searle, M.P. & Jan, M. Q. (eds) Tectonics of Western Himalaya & Karakoram. *Geological Society, London, Special Publications*, 170, 295-311.
- Arbaret L.**, Diot H. & Launeau P. (1993). Le suc phonolitique du Petit Gerbier (Velay, Massif Central); fabriques magnétiques et magmatique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 316, 2, 1603-1610.

Cadre institutionnel

L'étude structurale du Gouleiou a été réalisée au cours du DEA au Laboratoire « magmas et volcans », Université de Clermont II (Direction H. Diot et A. Fernandez). L'étude des zones de cisaillement anastomosées de l'Arc du Kohistan a été l'objet principal du second post-doctorat à l'ETH de Zurich (Direction J.-P. Burg).

Contrats et Moyens financiers obtenus dans le cadre de cette recherche

Le second post-Doctorat a bénéficié d'un contrat de recherche dans le cadre du Swiss National Foundation Grant N° 20-49372.96.

Problématique

Les domaines d'alignement de cristaux et les bandes de cisaillement recoupant les fabriques magmatiques préexistantes sont des structures non pénétratives très anciennement connues dans les systèmes magmatiques qu'ils soient plutoniques mais surtout volcaniques ; au même titre que les plis d'entrainements et la déformation des rubanements compositionnels qui ne seront pas discutés ici (voir Paterson et al. (1998) et Smith (2002) pour une revue complète des structures magmatiques dans les domaines plutoniques et volcaniques respectivement). Elles sont traditionnellement interprétées comme des structures tardives, caractéristiques des hautes teneurs cristallines ayant subies des contraintes importantes lors des derniers stades de la cristallisation. La caractérisation de leur géométrie constitue un domaine important de la géologie structurale dans les magmas car elle permet théoriquement de déterminer, au travers de la symétrie de leur organisation, le type de déformation, son intensité et d'en déduire les paléo-contraintes qui en sont à l'origine. Enfin, leur présence est considérée comme un indicateur de comportements rhéologiques fortement non linéaires du magma.

Les domaines d'alignement de cristaux sont communs dans les écoulement de laves à haute proportion cristalline intensément déformées dans des filons (trachyte dyke, Fraser Island; Smith, 2002) et des dômes (Hradiště trachyte dome ; Jančušková et al., 1992) et correspondent aux classiques textures trachytiques (Figure III-23). Ces structures sont considérées comme des indicateurs d'une rhéologie de type rhéoépaississant/dilatant (Smith, 1997), un comportement qui est aussi caractéristique des « mush »

de cristaux dans les zones périphériques des systèmes granitiques se mettant en place à des vitesses de déformations plus faibles que les écoulements de laves (10^{-10} s^{-1} ; Petford, 2003). Ce comportement rhéologique a été aussi mis en évidence dans des expériences analogiques utilisant du camphre (Bauer et al., 2000).

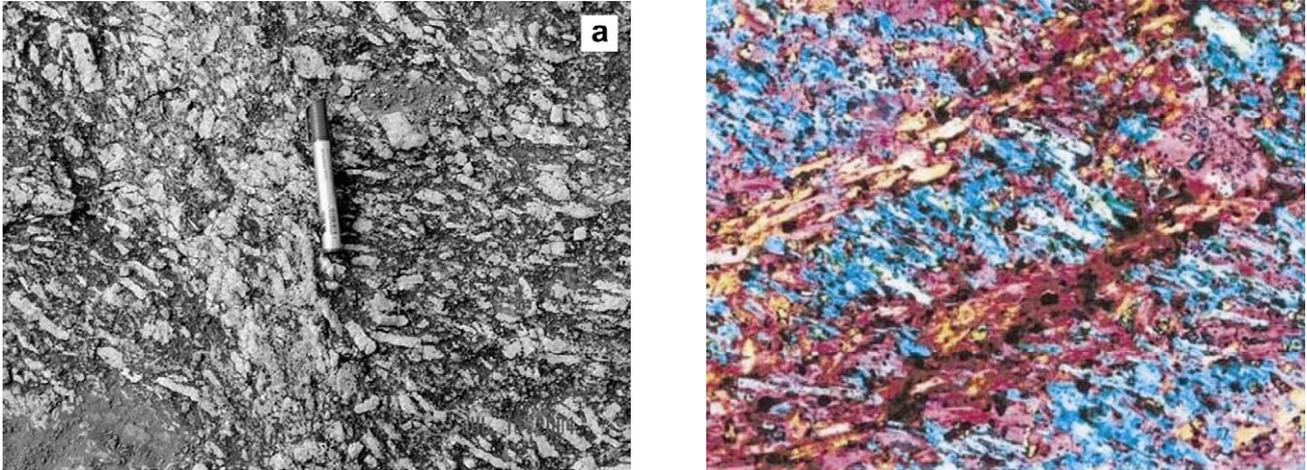


Figure III-23 : A gauche, bande de cisaillement dans un granite porphyroïde caractérisée par un domaine à forte densité de cristaux de feldspath parfaitement alignés bordé par deux gradients symétriques (Sen et al., 2006). A droite, domaines alternés d'orientation de phénocristaux de feldspath dans un trachyte. Largeur de l'image 1 mm environ (Smith, 2002).

Les structures discrètes que sont les bandes de cisaillement recoupent les fabriques pénétratives existantes mais aussi les domaines d'alignement, ce qui traduit leur postériorité. Ces bandes de cisaillement discrètes, marquées par des cristaux alignés le long de leur bordure ou bien en recoupant d'autres, sont souvent orientées à 20° - 30° par rapport à la direction de la trace de la foliation minérale dans les plans d'observation [XZ]. En domaine magmatique, ces bandes de cisaillement sont couramment observées dans les laves très visqueuses comme les trachytes (Nicolas, 1992), les dacites et les phonolites (Smith, 1997). Leur géométrie est un argument pour les assimiler à des bandes C' par analogie aux associations de plans C'/S (bandes C'/foliation S) bien documentées dans les roches fortement déformées dans un métamorphique de faible à moyenne intensité (Berthé et al., 1979; Nicolas, 1992).

En cisaillement simple, deux types de structures planaires se développent en fonction de leur réponse mécanique à la déformation (Figure III-24). Les systèmes cataclastiques sont caractérisés par la rotation de blocs rigides séparés par des plans de fractures cisailants dont les orientations et les sens de déplacement répondent au système de Riedel (Riedel, 1929) alors que les systèmes C'/S accommodent les contraintes par une déformation semi-pénétrative composée de plans S (foliation minérale pénétrative) associés à des plans synthétiques dilatants (plans de fracture C' ; Berthé et al., 1979 ; Cobbold & Gapais 1986). Ce dernier système est plus communément répandu dans les mylonites de haute température. Ces deux systèmes peuvent potentiellement se développer dans les magmas au cours des derniers stades de la cristallisation.

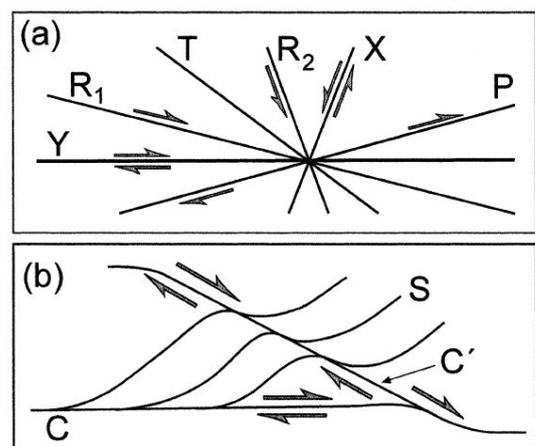


Figure III-24 : structures planaires non pénétratives générées en cisaillement simple dextre et horizontal. a - Systèmes cataclastiques de Riedel (1929) et b - système S/C' des mylonites (Bauer et al., 2000).

Bien qu'aucune étude exhaustive ait été menée à ce jour, il est communément admis que les systèmes C/S apparaissent pour une gamme de fractions cristallines variant d'environ 50 à 70% alors que pour des fractions supérieures le système de Riedel devient prédominant, voire exclusif (Bouchez et al., 1992 ; Figure III-25a). Cette distinction est basée sur les nombreux travaux de terrain, qui sur la base des relations géométriques entre ces structures localisantes, les OPF minérales précoces pénétratives et la ségrégation des liquides tardifs ont proposés des modèles d'évolution (Gapais et al., 1987). La modélisation analogique a permis de préciser les modes d'initiation et de développement de ces systèmes en fonction de la géométrie et de l'intensité de la déformation et du comportement mécanique des phases cristallines en présence (Herwegh & Handy, 1998 ; Rosenberg & Handy, 1997 ; Rosenberg & Handy, 2000 ; Bauer et al., 2000, Figure III-25b).

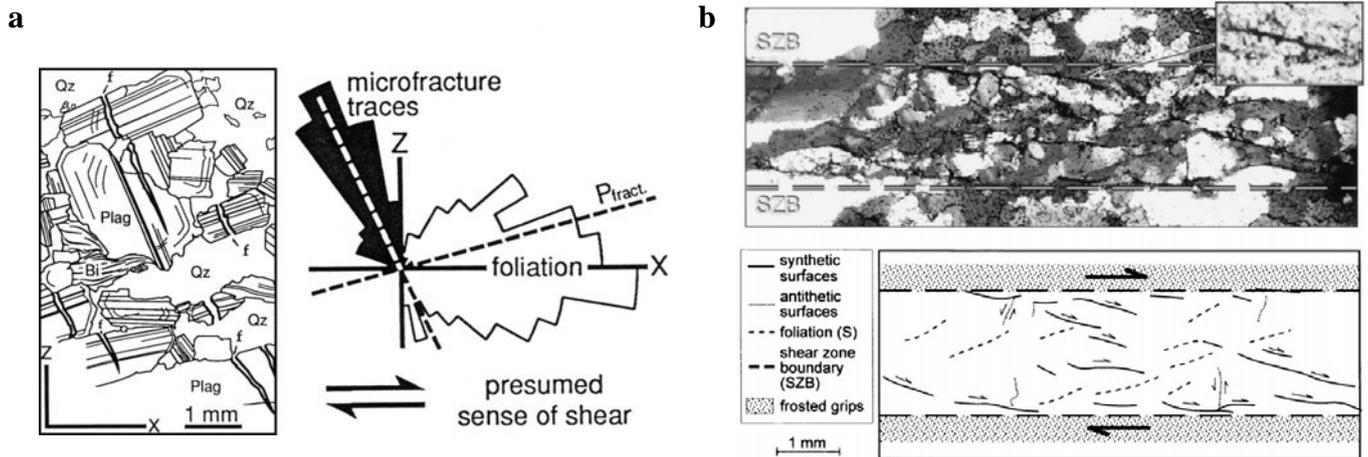


Figure III-25 : a - Relations entre contraintes et fractures tardi-magmatiques dans le granite de Foix (Bouchez et al., 1992) . b – microphotographie de la déformation en cisaillement simple de camphre hydraté par recristallisation dynamique et développement de surfaces dilatantes saturées en eau (petit encadré) ; et schéma synthétique de l'organisation des structures planaires résultantes (Bauer et al., 2000).

Nous avons engagé deux études de terrain, l'une sur une extrusion phonolitique de la série du Velay et la seconde sur les gabbros mise en place à la base de l'arc volcanique du Kohistan (Pakistan). Dans les deux cas il s'agissait de quantifier la relation entre l'organisation spatiale de ces structures et les modalités de mise en place des corps magmatiques. Les facteurs responsables de l'initiation et de la propagation de ces structures ont été recherchés avec pour objectif de mieux appréhender le comportement mécanique, et au-delà rhéologique, des corps magmatiques lors des derniers stades de la cristallisation.

A. Fabriques minérales et déformation localisante dans les systèmes volcaniques : cas de l'extrusion phonolitique du Gouleiou, Velay, France.

Contexte Géologique

Entre le Puy en Velay et la vallée du Rhône le substratum cristallin constitué par le granite du Velay est structuré en une succession de horsts et grabens (Kieffer, 1971) orientés NW-SE dont l'unité principale est le horst volcano-tectonique du Velay oriental. L'activité volcanique de cette région débute au Miocène supérieur par l'émission de basaltes à 11,4 M.a. en recouvrement de sables à chailles ou de sédiments lacustres à faunes et flores du Miocène (De Goer de Herve & Mergoil, 1971). Le volcanisme du Velay oriental se termine entre 7,5 et 6,5 M.a. par la mise en place de phonolites et trachytes alcalins à hyper-alcalins sous forme de dykes, aiguilles (Gerbière de Jonc), cumulo-dômes et dômes-coulées mais aussi de structures annulaires (Suc de Sara et de Touron; Mergoil, 1968).

Ces formations forment une chaîne comportant deux segments NW-SE géométriquement décrochés selon une direction NE-SW, essentiellement localisés dans les deux grabens de l'Emblavès au Nord et des Boutières au Sud. Ce dernier constitue une dépression de 200 à 300 mètres au pied du versant oriental du plateau du Mézenc qui culmine à 1400 mètres. De nombreux pointements phonolitiques se dispersent à l'intérieur et aux abords du graben formant des reliefs en "dômes" et "aiguilles" (sucs) dont les flancs sont souvent empâtés par d'importantes nappes de blocailles ("clapiers").

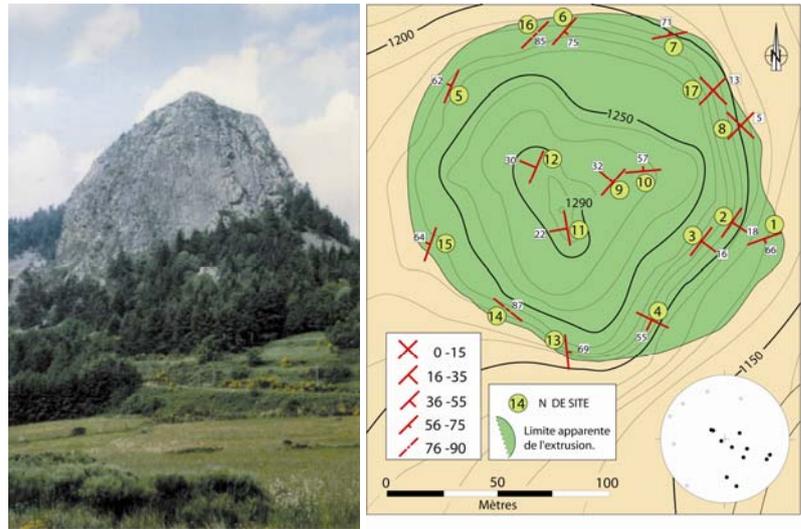


Figure III-26 : A gauche : L'extrusion du Gouleiou (ou « petit Gerbier »). A droite : Carte des foliations ASM et stéréogramme correspondant (Schmidt inférieur).

A 1400 mètres au Sud-est du village de Borée, proche de la structure annulaire du suc de Touron qui domine les vallées de l'Eysse au Sud et de la Saliouse au Nord, on observe la remarquable structure en "aiguille" culminant à 1290 mètres, que constitue Le Gouleiou, ou Petit Gerbier (Figure III-26 ; De Goër de Herve et al., 1971). Il est composé d'une phonolite holocristalline trachytique fluidale caractérisée par l'abondance de microphénocristaux d'anorthose et sanidine qui constituent, avec les rares amphiboles partiellement résorbées d'excellents marqueurs structuraux. La mésostase est composée de microlites d'augite aegyrienne, feldspath alcalin et rare néphéline. Les coefficients d'appaïcité indiquent un caractère miaskitique (Arbaret, 1992).

Fabriques de forme et magnétique

Afin de caractériser les fabriques minérales, deux méthodes complémentaires ont été utilisées : L'analyse de l'Orientation Préférentielle de Forme sur sections sciées et la mesure de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (Figure III-26). En ce qui concerne le principe d'échantillonnage et de fonctionnement cette dernière méthode, outil maintenant classique dans l'étude des fabriques de roches, je renvoie le lecteur à l'ouvrage référence de Tarling & Hrouda (1993). Les mesures en laboratoire ont été effectuées dans un Minisep (Molspin®) travaillant en champ faible d'intensité 4×10^{-4} T avec une fréquence de 10 KHz. L'étude de l'OPF a été réalisée, pour chaque site, sur trois sections orthogonales et parallèles aux plans de la fabrique magnétique, seule référence utilisable notamment pour ce qui concerne la linéation minérale pratiquement impossible à déterminer *in situ*. Une première série de mesures de l'OPF des microphénocristaux réalisées sur tirages photographiques en utilisant un goniomètre directionnel conçu par A. Fernandez a été complétée par une étude par analyse d'image. Ce dernier système est basé sur la méthode des intercepts et a été développé par P. Launeau dans le laboratoire de Tectonophysique de Toulouse où furent réalisées les analyses (Launeau, 1990).

Les mesures ont permis de discriminer deux directions complémentaires dans les plans d'observation [K1,K3] de l'ellipsoïde d'ASM (Figure III-27). La première direction, qui intègre la majorité des microphénocristaux, représente un plan très proche de la foliation magnétique et correspond à la foliation minérale alors que la seconde direction correspond à des microbandes de cisaillement enrichies en pyroxènes et le long desquelles les microphénocristaux sont réorientés. Cette structure duale est interprétée comme analogue aux structures C/S (Figure III-28).

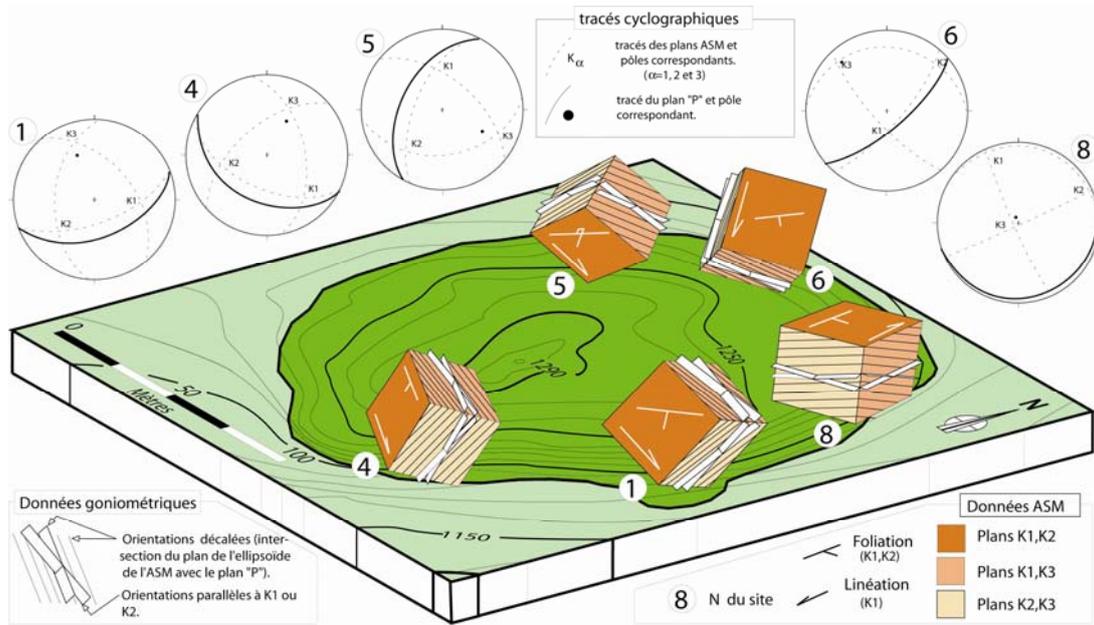


Figure III-27 : Vue en perspective des couples d’OPF des microphénocristaux de feldspath tracés sur les plans de l’ellipsoïde d’ASM des cinq sites étudiés pour les fabriques minérales (l’angle entre les directions est exagéré). Au dessus, stéréogrammes des sites respectifs représentant l’orientation des trois plans principaux de la fabrique magnétique et le plan moyen de la foliation minérale (modifié d’après Arbaret, 1992).

Discussion et proposition d’un modèle de mise en place

La comparaison des mesures d’ASM et de l’OPF par goniométrie et analyse d’image ont permis de caractériser les fabriques minérales pénétratives (foliations et linéations) et leur relations géométriques et temporelles avec les microbandes de cisaillement. L’évolution de la fabrique minérale observée semble acquise en deux stades successifs. L’écoulement du magma riche en microphénocristaux dans le conduit magmatique est responsable de l’acquisition des foliations et linéations minérales. Cette structure précoce est recoupée par les microbandes de cisaillement développées à un stade tardi-magmatique lors de l’ultime mise en place en surface par gonflement endogène de l’extrusion qui est correspond donc à un dôme à faible extension horizontale et asymétrique (Figure III-28).

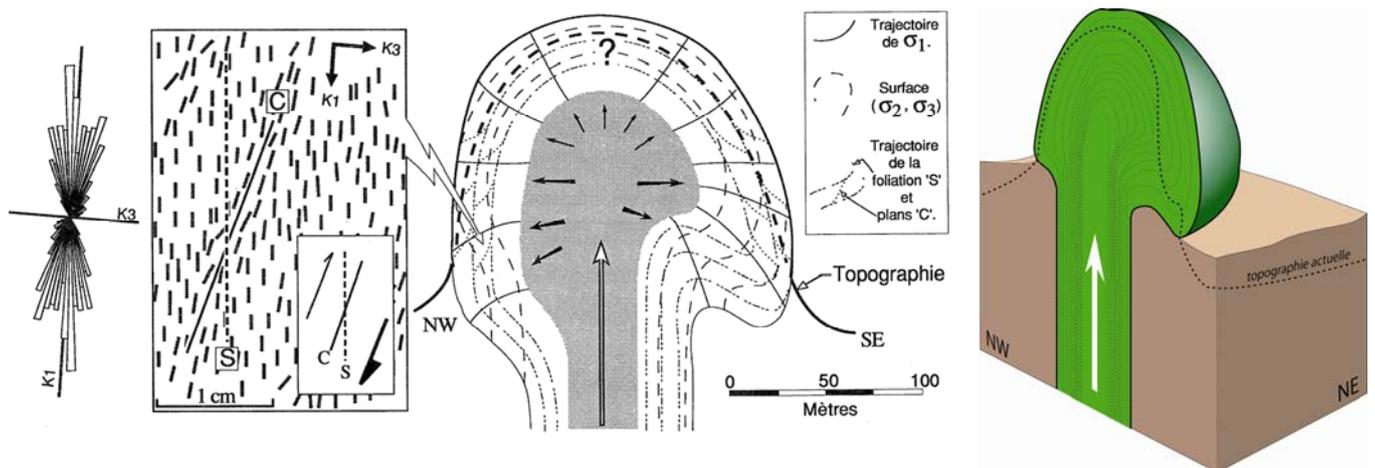


Figure III-28 : A gauche : Réorganisation locale des microphénocristaux de feldspath suivant les plans ‘C’, vue dans le plan [K1,K3] de l’ellipsoïde d’ASM. Au centre : Coupe schématique NO-SE montrant la disposition radiale des microbandes de cisaillement ‘C’ désorganisant la foliation minérale ‘S’ (Arbaret et al., 1993). A droite : Modèle de mise en place de l’extrusion phonolitique du Gouleiou sous la forme d’un dôme à faible extension asymétrique horizontale.

B. Etude de la localisation de la déformation dans les gabbros de la base de l'Arc du Kohistan, Nord du Pakistan, Himalaya.

Contexte Géologique

Au NW du Pakistan, les plaques Asie et Inde sont séparées par le complexe volcanique du Kohistan (Figure III-29). Ce complexe est composé de roches à dominante basique à intermédiaire et représente un paléo-arc développé pendant la fin du mésozoïque à la verticale de la subduction à vergence Nord de la plaque de l'océan Thétis (Tahirkheli et al., 1979; Bard et al., 1980; Bard, 1983; Coward et al., 1986). L'histoire tectonique de ce système de subduction comprend l'accrétion avec la plaque Asie au Nord vers 102 à 75 Ma (Le Fort et al., 1983; Petterson & Windley 1985; Treloar et al., 1989), un rifting intra-arc accompagné de la mise en place des gabbros noritiques du complexe de Chilas datés à 85 Ma (Treloar et al. 1996; Burg et al. 1998). Enfin, au Sud, la fermeture de l'océan Téthys vers 55 Ma est suivie par l'obduction du Complexe du Kohistan sur la plaque indienne (Coward et al. 1987).

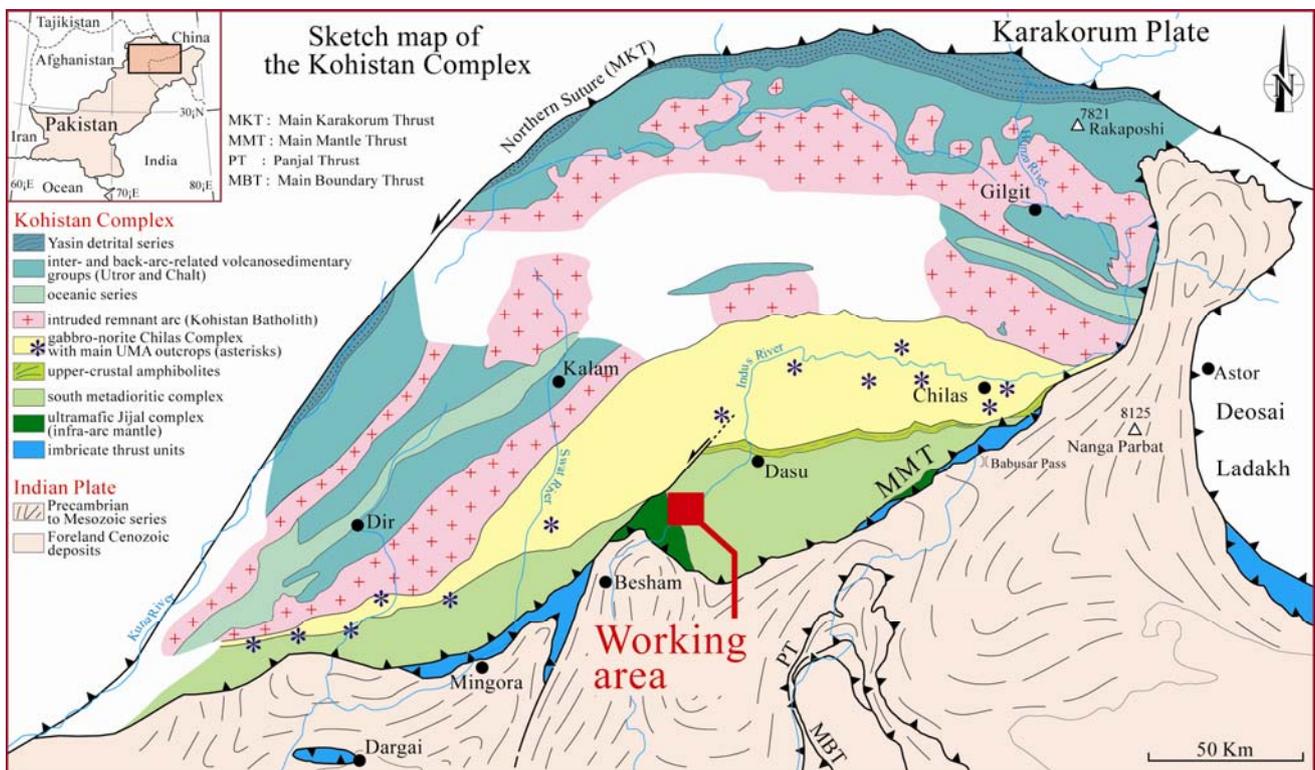


Figure III-29 : Localisation de la zone d'étude au sud du complexe de l'Arc du Kohistan. Carte modifiée d'après Bard (1983) et Burg et al. (1998).

Au Sud, le contact inférieur du Complexe du Kohistan est constitué par le Main Mantle Thrust (MMT), appelé aussi Indus Suture (Figure III-29), le long duquel les roches ultrabasiques, probablement dérivées de la lithosphère océanique thétysienne, sont fortement serpentinisées (e.g. Tahirkheli et al., 1979; Coward et al., 1986). Les structures de déformation liées au MMT ne se développent que sur quelques centaines de mètres au dessus de cette faille (Burg et al., 1998). Juste au nord du MMT, la base de l'arc du Kohistan comprend le complexe ultrabasique de Jijal composé à sa base de péridotites, pyroxénites, grenatites et hornblendites (e.g. Miller et al., 1991; Figure III-30). Le complexe de Jijal inclut le contact croûte-manteau avec les roches mantelliques précitées qui sont surmontées par un gabbro à grenat. Ce métagabbro, qui forme la partie crustale du complexe de Jijal (Yamamoto 1993; Ringuette et al., 1998), est intrusif dans les hornblendites et grenatites de la partie mantellique sous-jacente ; le contact étant interprété comme le Moho 'pétrologique' de l'arc (Burg et al., 1998). Ce gabbro à grenat est lui-même

surmonté par le gabbro de Sarangar (Arbaret et al., 2000), qui constitue la première formation du complexe dit de 'Kamila amphibolites' (Treloar et al., 1990; Khan et al., 1993) interprétés comme la section profonde à moyenne de l'arc sur la base des informations thermobarométriques: les magmas les plus profonds ont cristallisés à 800°C et 0,8-1,1 GPa puis ont été métamorphosés à 550-650°C et 0,9-1,0 GPa avant 83±1 Ma (Bard 1983; Treloar et al., 1990; Yoshino et al., 1998).

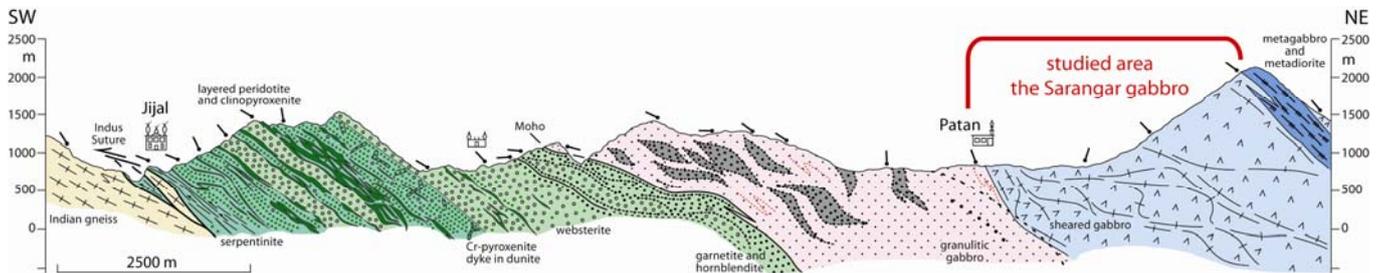


Figure III-30 : Coupe géologique le long de la vallée de l'Indus à travers le complexe de Jijal incluant les roches ultrabasiques du manteau supérieur (en vert) et les gabbros à grenat (en rose) depuis les gneiss de la plaque indienne au Sud-Ouest (en jaune) jusqu'aux premières formations méta-gabbroïques et -dioritiques du complexe de Kamila (en bleu) et dont le gabbro de Sarangar constitue la formation la plus profonde. Modifié d'après Burg et al. (2005).

Le Gabbro de Sarangar (Arbaret et al. 2000; figure III-30) recoupe, à son contact irrégulier et localement digité, les fabriques magmatiques du gabbro à grenat, ce qui établit sa postériorité et la continuité lithologique entre les formations du complexe de Jijal et les intrusions magmatiques de la base de la série de 'Kamila amphibolite'. L'assemblage localement préservé à plagioclase-clinopyroxène indique que le gabbro de Sarangar a cristallisé à environ 800°C and 0.8-1.1 GPa (Yoshino et al. 1998) vers 98.9±0.4 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur zircon; Schaltegger et al. 2002). Ce gabbro a aussi enregistré des conditions du faciès des granulites (Yoshino et al. 1998).

Les formations plutoniques de la base de la série de Kamila amphibolite sont recoupées par un réseau de zones de cisaillement anastomosées, particulièrement développé et exposé dans le gabbro de Sarangar. Dans un premier temps, l'analyse structurale de plus de 250 zones de cisaillement dans ce gabbro a permis d'étudier la géométrie et l'organisation spatiale à toutes les échelles d'observation (décimétrique à kilométrique) de ce réseau. Son histoire de développement, bien que continue, a été divisée en trois principaux stades successifs en lien avec l'histoire de mise en place magmatique et subsolidus du gabbro. Dans un second temps, l'étude de la déformation a été réalisée sur une zone de cisaillement depuis le protolite non déformé jusqu'au centre mylonitique en passant par le gradient de déformation bordier et ayant affectés des filons quartzo-feldspatique et hornblenditiques qui constituent des marqueurs particulièrement adaptés.

Sur la base de ces informations structurales, appuyées par les données tectono-métamorphiques et géochronologiques, un modèle de développement de ces réseaux localisant a été proposé. Intégrant les processus d'initiation et la géométrie de la déformation au travers de celle des anastomoses, il a permis de remonter au moteur tectonique à l'origine des ces structures.

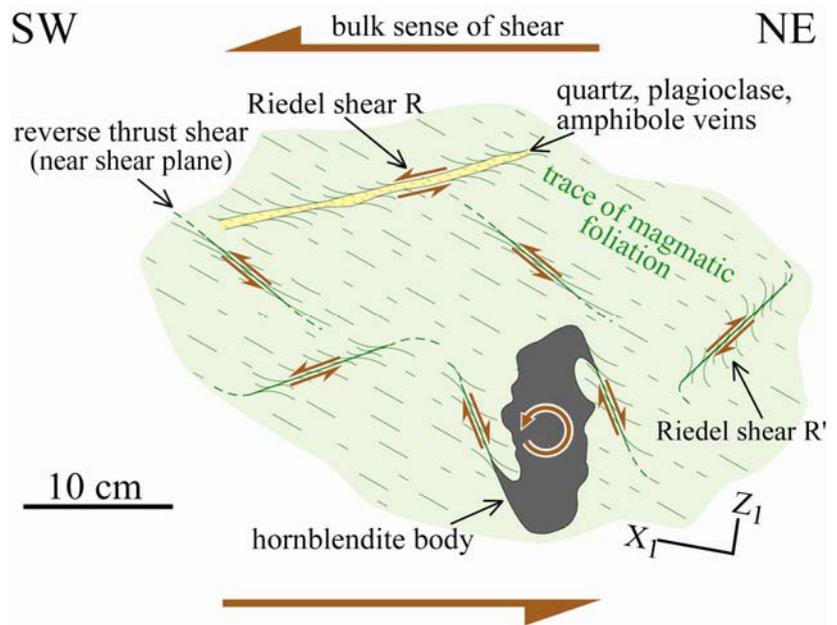
Analyse de la géométrie des zones de cisaillement anastomosées et leur contexte tectono-métamorphique.

Les structures localisantes tardimagmatiques

Les premières structures localisantes tardi-magmatiques sont reconnues comme telles car elles sont intimement associées avec les fabriques magmatiques et les paragenèses magmatiques y sont préservées bien que la déformation intracristalline soit généralisée. La déformation à l'origine de l'initiation de ces structures localisantes documentent les derniers stades d'emplacement du pluton aux conditions proches du solidus (e.g. Nicolas 1992).

Ces zones de cisaillement font généralement moins de 1 mètre de long et quelques centimètres de puissance. La foliation et les rubanements magmatiques sont courbés sans changement notable de la taille de grain et avec une paragenèse qui reste stable même dans les parties les plus intensément déformées. Enfin, des veines tardi-magmatiques riches en feldspath et quartz recourent ces zones de cisaillement. L'ensemble de ces observations confirme qu'elles se sont formées à des conditions proches du solidus. Deux populations à vergence Sud-ouest ont été reconnues (Figure III-31). La première présente un pendage de $40^\circ \pm 10^\circ$ NE, la seconde de $20^\circ \pm 10^\circ$ SO. Elles correspondent géométriquement à des orientations de type Riedel ; systèmes de déformation localisée bien connus dans les zones de déformations fragiles (Riedel, 1929 ; Cobbold & Gapais, 1986). Les zones de cisaillement normales à pendage vers le SO peuvent être comparées aux Zones de Riedel s.s. (Riedel shears, R1) tandis que les zones inverses à pendage vers le NO représentent les zones chevauchantes complémentaires (thrust shears, P ; Tchalenko, 1968).

Figure III-31 : Schéma d'organisation des structures localisantes selon deux directions principales associées : les fractures synthétiques normales et inverses. Elles correspondent respectivement à des orientations R1 et P dans le système cataclastique de Riedel (1929). Les fractures R' sont probablement peu stables pour les grandes déformations et sont rares car elles représentent des accommodations locales au même titre que les fractures normales antithétiques qui sont générées aux abords des blocs semi-rigides de hornblendites.



La géométrie d'ensemble et les sens de cisaillement mesurés indiquent que ces deux orientations associées se sont développées simultanément dans un régime de déformation régional essentiellement cisailant plan horizontal vers le sud-ouest avant le basculement du Complexe du Kohistan pendant la collision Himalayenne (Tahirkheli et al., 1979; Coward et al., 1986).

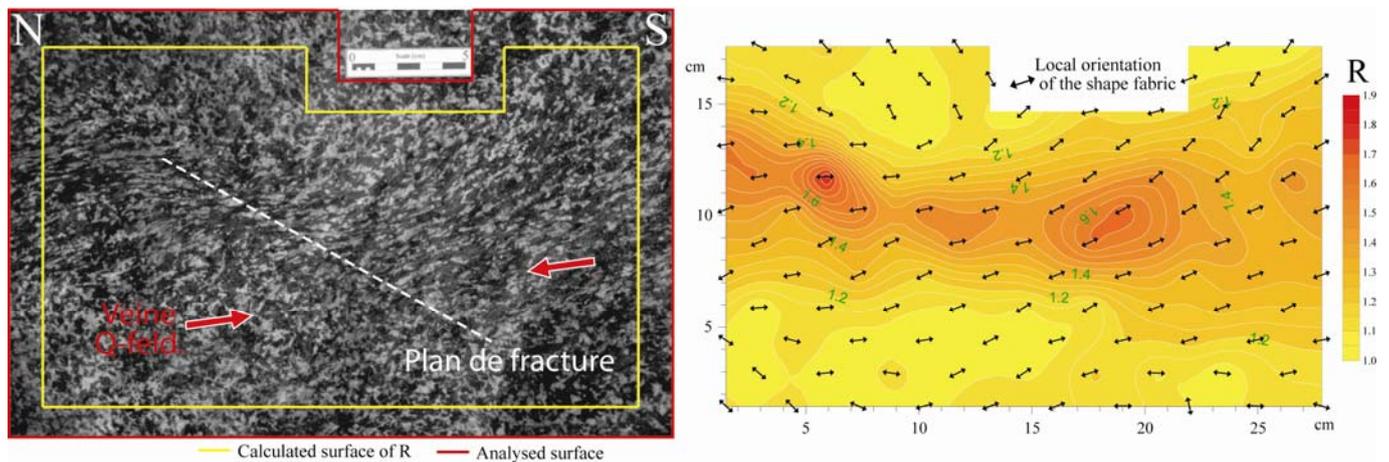


Figure III-32 : Détermination par analyse d'image (section [XZ] à gauche) dans une bande de cisaillement de type R1 de la trace de la foliation et de l'excentricité R de la fabrique de forme de la phase plagioclase (à droite).

L'orientation préférentielle α et l'excentricité R de la fabrique de forme des plagioclases ont été mesurés par analyse d'images sur une section [XZ] d'une bande de cisaillement de type Riedel à vergence sud (Figure III-32). Une excentricité R faible (<1.2) et une orientation α et une proportion de plagioclase ($34.27\% \pm 5.33$) homogènes caractérisent le protolite non déformé. La zone de déformation est définie par une virgation de α , associée à une excentricité forte de la fabrique de la phase plagioclase (1.68 correspondant à $\gamma < 5$; March, 1932; Ramsay, 1980). La zone de cisaillement s'est initiée le long d'un gradient fort en proportion relative de plagioclase, ce qui confirme l'influence des proportions relatives entre phases à comportement rhéologique contrasté sur les phénomènes de localisation de la déformation (Goodwin & Tikoff, 2002).

Les zones de cisaillement anastomosées métamorphiques de haute température

Les zones de cisaillement mylonitiques forment un réseau généralisé dans le massif de Sarangar. Il se compose de zones compressives synthétiques à vergence sud-ouest, plate ou à pendage nord, qui s'anastomosent avec des zones de cisaillement extensives à vergence sud-ouest à pendage ouest (Arbaret et al. 2000; figure III-33 et III-34). Les lentilles de zones non déformées du protolite ont un rapport de forme constant et une forme asymétrique à toutes les échelles d'observation (Figure III-35). Cette forme asymétrique indique que les zones de cisaillement les bordant se sont développées lors d'une déformation régionale non coaxiale (Gapais et al., 1987). Ces zones de cisaillement anastomosées sont constituées d'une zone centrale mylonitique, de puissance décimétrique à métrique, bordée de gradients de déformation dont l'amplitude et la symétrie ne sont pas toujours constantes. Le remplacement progressif du diopside et de l'hypersthène du protolite par de la hornblende pargasitique à tchermakitique dans les gradients de déformation puis la cristallisation de l'assemblage quartz, plagioclase, hornblende, grenat dans la zone centrale mylonitique se sont effectués dans des conditions quasi-anhydres ($<1\%$; Treloar et al., 1990; Arbaret & Burg, 2003). Ces conditions anhydres sont en accord avec la présence de porphyroclastes de pyroxène dans la mylonite. Les conditions thermo-barométriques de formation de ces mylonites ont été estimées à $550-650^\circ\text{C}$ et $0.9-1.0\text{ GPa}$ (Bard, 1983; Treloar et al., 1990). Ces observations montrent que ces zones de cisaillement anastomosées se sont formées alors que le protolite était complètement solidifié donc à des températures plus basses que pour les zones de cisaillements sub-solidus localement préservées dans les lentilles de protolite.

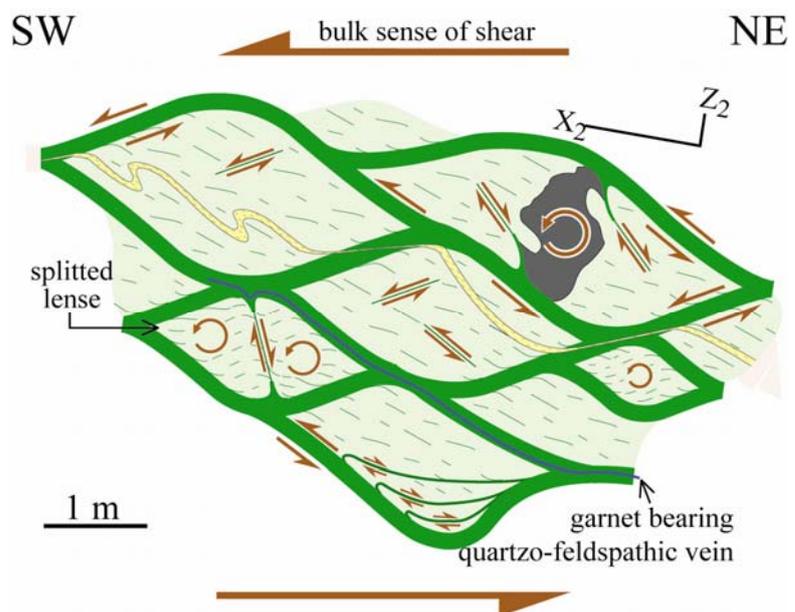


Figure III-33 : Schéma du réseau de zones de cisaillements mylonitiques résultant de l'anastomose de zones discrètes initiées selon les mêmes directions que les structures tardi-magmatiques (localement préservées dans les lentilles de gabbro) puis s'étant propagées et épaissies en contexte ductile du faciès amphibolitique supérieur à granulitique.

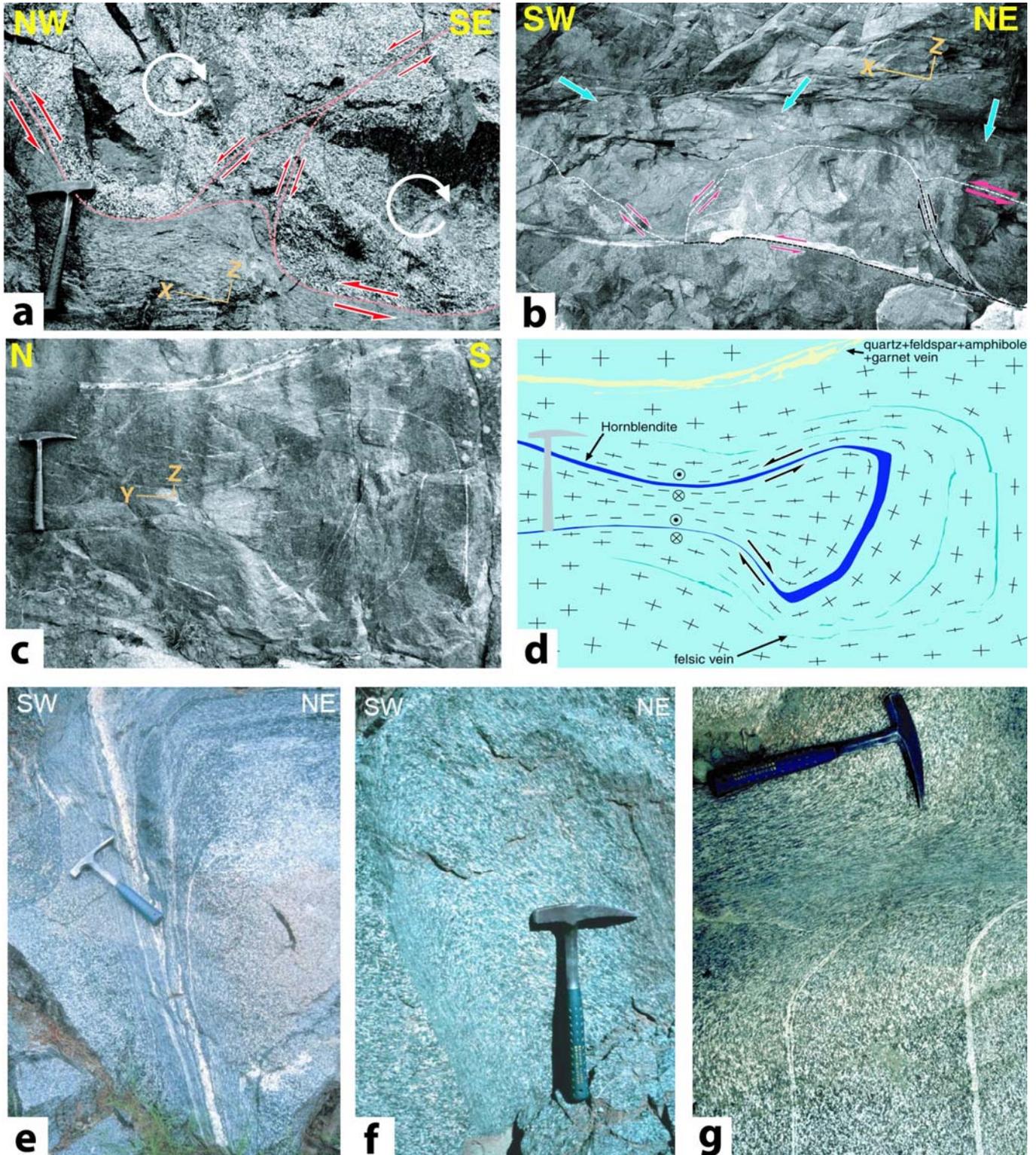


Figure III-34 : a – Zone d’extension dans une zone de cisaillement à vergence NO des bandes antithétiques associées et accommodation de l’extension dans la mylonite par plissement. B – Géométrie complexe de l’écoulement dans une zone de cisaillement mylonitique à vergence SO. Les flèches bleues pointent la trace linéaire d’une veine de quartz et feldspath indiquant que l’écoulement au centre de la mylonite n’est pas affecté par les mouvements d’accommodation le long de sa bordure et liés aux zones de cisaillement antithétiques (flèches noires) coupant les lentilles de gabbro. c et d – respectivement photographie et schéma illustrant l’accommodation d’une déformation locale avec une composante en aplatissement importante par extrusion de matériel gabbroïque perpendiculairement à la direction moyenne de la linéation d’étirement dans la mylonite (Arbaret et al., 2003). e – Mylonite avec une veine de ségrégation à quartz, feldspath et grenats. f – Zone de cisaillement de haute température asymétrique. Noter l’absence de gradient de déformation sur le bord gauche de la mylonite (Burg et al., 2005). g – Gradient de déformation symétrique de part et d’autre d’une zone de cisaillement de haute température.

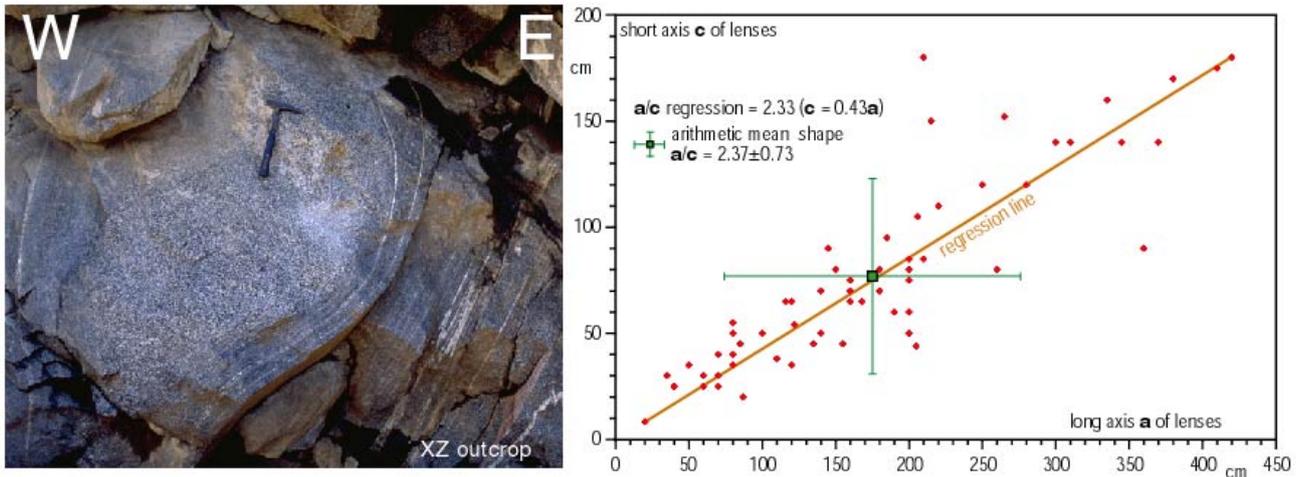


Figure III-35 : Diagramme de l'axe court en fonction de l'axe long des lentilles de gabbro résultantes de l'anastomose des zones mylonitiques ductiles (exemple de lentille à gauche). Le rapport de forme, exprimé par la moyenne arithmétique et par la pente de la droite de régression est indépendant de la taille des lentilles.

Les zones de cisaillement ductiles de basse température

Les zones de cisaillement de basse température ont une épaisseur importante, jusqu'à 4 mètres, et plusieurs dizaines de mètres de long. Elles présentent un pendage généralement faible vers le Nord-est et un espacement d'environ 100 mètres (Figure III-36). L'assemblage mylonitique à forte foliation est constitué de grenats porphyroclastiques, d'amphiboles et plagioclases dérivant des veines désagrégées dans une matrice à grains fins de quartz, plagioclase, amphibole calcique et épidote. Cet assemblage indique des conditions du faciès amphibolite inférieur daté à environ 83-80 Ma (âges des refroidissement $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur amphiboles ; Treloar et al., 1989; Wartho et al., 1996).

La forte réduction de taille de grains et l'importante rotation des porphyroclastes indiquent des déformations finies de $\gamma > 10$; rarement mesurées dans les zones de cisaillement de plus haute température. Sur la base de ces observations, il a été conclu que la déformation se concentre dans des zones moins nombreuses mais plus intenses.

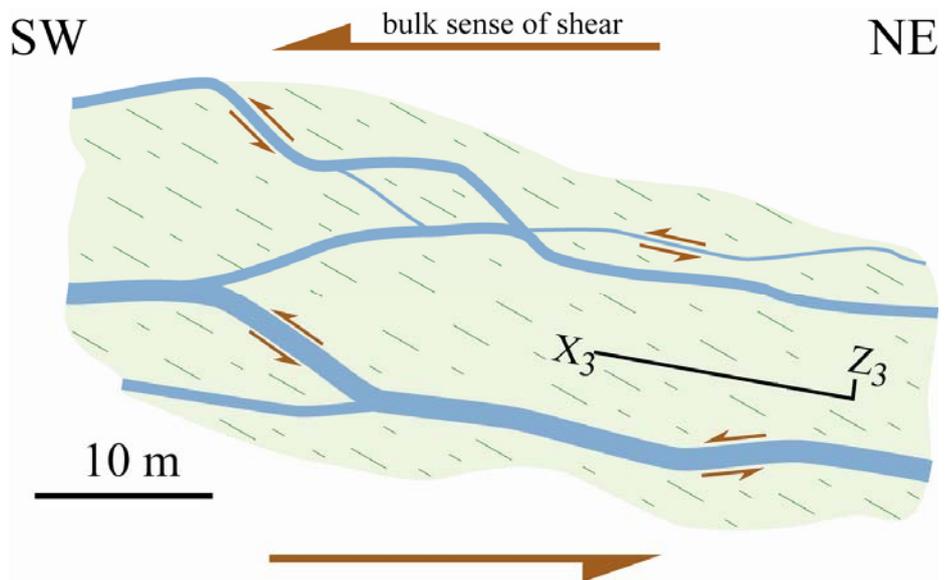


Figure III-36 : Schéma illustrant l'organisation spatiale des zones de cisaillement ductiles formées aux conditions du faciès amphibolite inférieur. Ce réseau suit les mêmes orientations principales que les deux systèmes antérieurs mais l'anastomose est moins développée ; les zones de cisaillement synthétiques sont plus espacées et ont une épaisseur plus importante (4 mètres maximum).

Détermination de la déformation à partir de l'étude des fabriques cristallines et des gradients de déformation bordant les zones de cisaillement mylonitiques.

Les gradients de déformations bordant les zones de cisaillement mylonitiques montrent une variété de morphologies et, contrairement à ce qui est classiquement admis, sont rarement symétriques. De chaque côté d'une zone de cisaillement les gradients peuvent avoir une forme et une épaisseur (de 20 cm à moins de 1 cm) différentes, jusqu'à une absence totale de gradient sur un bord dans les cas extrêmes (Figure III-34e à g). Ces différences en épaisseur et forme des gradients de déformation sont regardés comme l'expression de différences en termes d'exposant des lois de puissance rhéologiques (e.g. Wilkinson, 1960; Turcotte & Schubert, 2002) et/ou de processus d'adoucissement tels que la variation de taille de grains et de teneur en eau (Talbot, 1999; Mulchrone, 2001 et la discussion dans Sonder, 2001 et Talbot, 2001). Dans les mylonites de hautes températures étudiées au Kohistan les différences morphologiques des gradients de déformation sont expliquées par les variations de déformation finie atteinte et par un composant en amincissement dû à l'écoulement complexe autour des lentilles de gabbro (Figure III-34c et d). Les relations angulaires initiales entre le plan de la mylonite et la foliation minéral du protolite joue aussi un rôle important dans l'asymétrie des gradients de déformation (Ghosh & Sengupta, 1987).

Dans le but de quantifier la géométrie de la déformation enregistrée par les zones mylonitiques et leur gradient de déformation bordiers, une zone de cisaillement à pendage régulier vers le sud-ouest et offrant les marqueurs passifs adaptés à été sélectionnée (Figure III-37). Sur cet affleurement correspondant à un plan [XZ], avec X la linéation minérale portée par le plan [XY] de foliation de la mylonite, on observe un gradient de déformation régulier caractérisé par la déflexion progressive de la fabrique cristalline du gabbro, de deux filons quartzo-feldspathiques d'orientation initiale différente et d'une hornblendite. Dans l'hypothèse d'une déformation en cisaillement simple, un profil de la déformation finie en tous points du gradient et de la mylonite a été calculée par la méthode de Ramsay & Graham (1970 ; Ramsay, 1980) à partir de la déflexion locale 1) de la fabrique de forme de la phase plagioclase déterminée par analyse d'images et 2) des trois filons. Dans l'hypothèse d'une composante coaxiale non-nulle, le calcul c'est basé sur la méthode proposé par Ramsay (1980 ; Tikoff and Fossen, 1993) à partir du rapport de déflexion des deux filons à plagioclase-quartz à orientation initiale différente (Arbaret & Burg, 2003 ; Figure III-37).

Dans les gradients l'excentricité de la fabrique atteint un maximum de 1,7 en bordure de la mylonite (Arbaret et al. 2000). Deux sous-zones ont été distinguées dans les gradients. Dans les zones externes, les plus proches du protolite, la déformation est en cisaillement simple. Dans les zones plus internes et dans la mylonite centrale, la réduction de taille des grains, la recristallisation de l'agrégat polycristallin, et notamment des amphiboles pargasitiques et du quartz avec l'apparition de néophases hydratées tels que l'épidote, ont accommodées une composante non rotationnel de la déformation qui reste majoritairement en cisaillement simple (Figure III-38). Toutes les zones de cisaillements observées ont ce composant non rotationnel. Les observations structurales de terrain à partir d'affleurements permettant d'accéder aux trois dimensions confirment à partir des plis dans la mylonite et des variations locales de la direction de la linéation d'étirement l'existence de changements dans la géométrie du déplacement de matière entre les lentilles de gabbro qui se traduisent par l'apparition dans le plan d'observation [XZ] d'une composante de la déformation normale au plan de foliation (Hudleston, 1999).

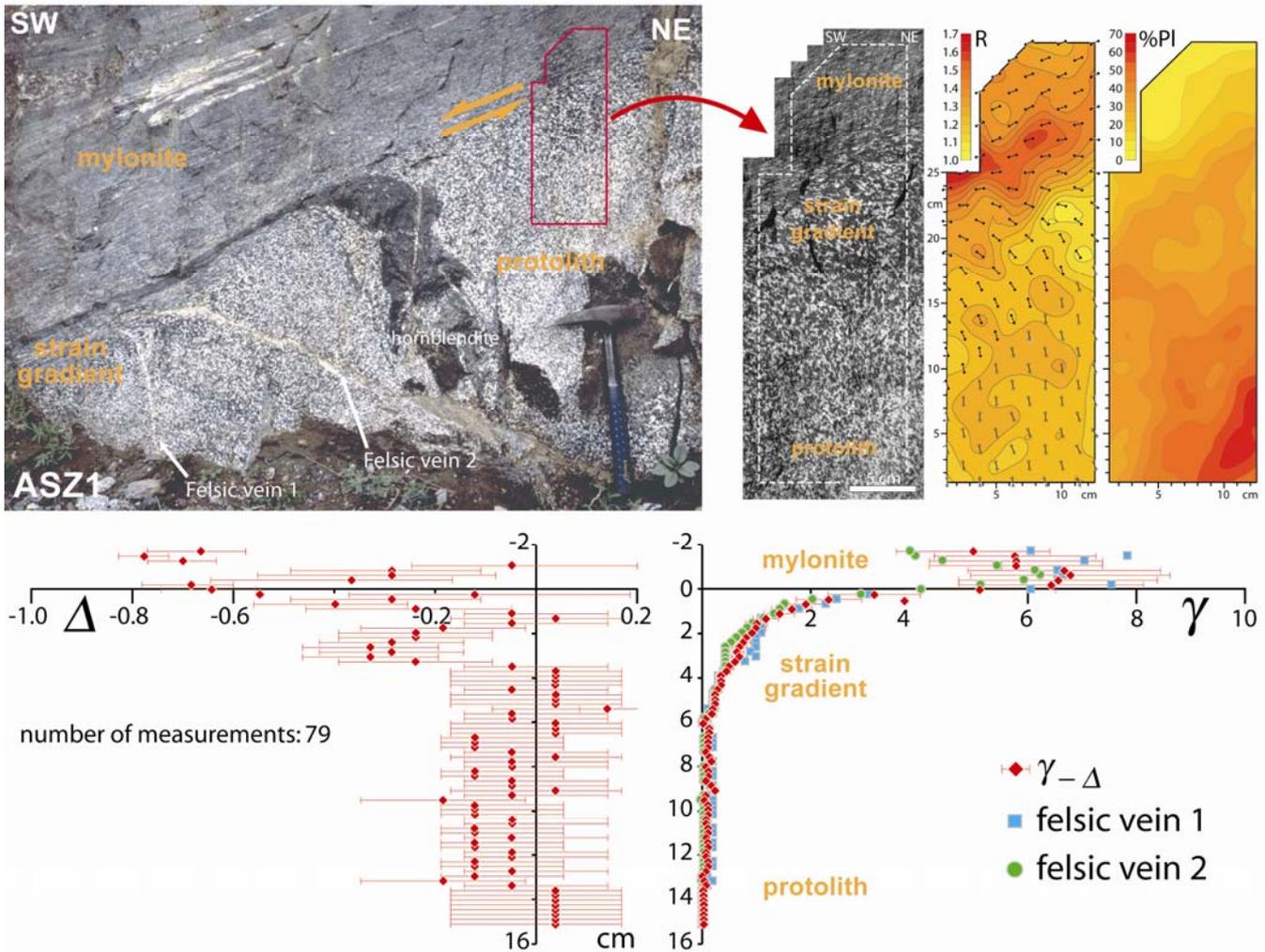


Figure III-37 : En haut : photographie du gradient de déformation bordant une zone de cisaillement mylonitique de haute température. A gauche sont données les valeurs d'orientation et d'excentricité de la fabrique de forme des plagioclases et leur pourcentage local obtenus par analyse d'images dans le gradient de déformation. En bas : Evolution depuis protolithe jusqu'à la mylonite des composants en cisaillement simple γ - Δ et en perte de volume Δ dans la zone de cisaillement ASZ1 calculés en combinant les valeurs de déflexion des deux veines plagioclasiques. Les points vert et bleus correspondent au calcul de la déformation supposée en seul cisaillement simple et calculée indépendamment sur chaque veine.

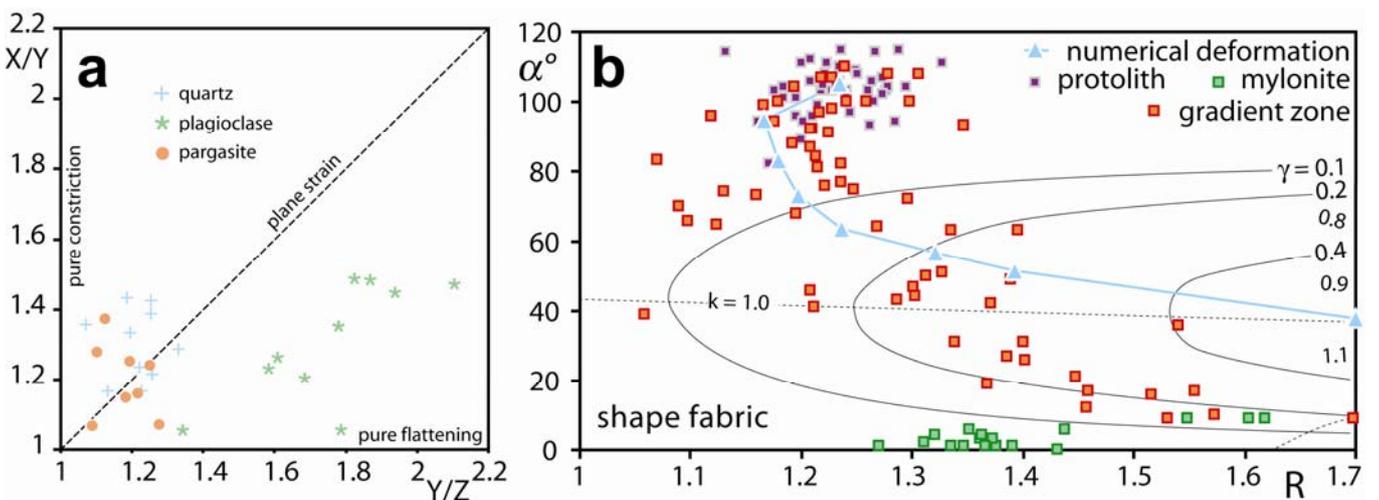


Figure III-38 : A gauche : Diagramme de Flinn (1965) donnant la symétrie de l'ellipsoïde de la fabrique de forme des différentes phases minérales de la mylonite ASZ1. Le quartz et la pargasite sont des néophases alors que le plagioclase est une phase partiellement héritée du protolithe. A droite : Diagramme R/α (Tikoff & Fossen, 1993) montrant la contribution relative de cisaillement simple (γ) et de perte apparente de volume k dans la mylonite ASZ1. En bleu : Evolution théorique en cisaillement simple seul obtenue par la simulation numérique (Arbaret et al., 2003).

Certaines mylonites s'affinent par élongation selon la direction Y du système de référence cinématique. Elles correspondent aux zones de cisaillement en transpression du modèle de Sanderson and Marchini (1984) équivalentes aux zones de cisaillement monocliniques de type ef- X_1 de Passchier (1998) et qui apparaissent à l'amont des lentilles par rapport à la direction d'écoulement général dans la mylonite. Une linéation divergente caractérise ce type d'écoulement. D'autres parties des mylonites s'affinent par déplacement de matière selon la direction X. Ce sont des mylonites équivalente au modèle de Means [1989] et des zones de cisaillement monocliniques ef- Y_1 de Passchier (1998) et qui s'observent en aval des lentilles (Figure III-39). Une organisation convergente des linéations caractérise ce mouvement de matière mylonitique. Ces variations dans l'écoulement sont progressives et dépendent aussi de l'accommodation locale dans la disposition et l'orientation relative des lentilles contiguës de gabbro. Tous ces mouvements de matière hors du plan d'observation [XZ] se traduisent par des pertes apparentes de volume dans ce plan comme cela a été mis en évidence par les mesures basées sur la déformation de marqueurs passifs

Origine de la localisation de la déformation

La quantification de la géométrie de la déformation le long de profils dans les gradients bordant les mylonites appuyée par les observations *in situ* apportent des indications sur les processus qui ont gouvernés la localisation de la déformation et la formation subséquente du réseau anastomosé de mylonites dans les gabbros mis en place à la base de l'arc du Kohistan. Les différentes hypothèses concernant la localisation de la déformation dans des roches texture homogène sont souvent basées sur des modèles de variation de taille de grains (Dutruge et al., 1993) alors que dans les roches hétérogènes, des faiblesses initiales telles que des contacts compositionnels, des minéraux à contraste de rhéologie marqué et des zones enrichies en fluides sont supposés favoriser la localisation (e.g., Sørensen, 1983; Dutruge and Burg, 1997; Rutter, 1999; Goodwin and Tikoff, 2002). Dans les gabbros du Kohistan, nous avons montré que la localisation apparaît en bordure des seules hétérogénéités texturales que sont les domaines plus riches en plagioclase, phase la plus ductile qui semble donc gouverner l'initiation de la localisation de la déformation. La propagation et la coalescence des zones de cisaillement résultantes de cette localisation ont générées le réseau anastomosé de zones de cisaillement mylonitiques de haute température dont la géométrie et la symétrie traduit la déformation régionale moyenne en cisaillement simple (Figure III-39).

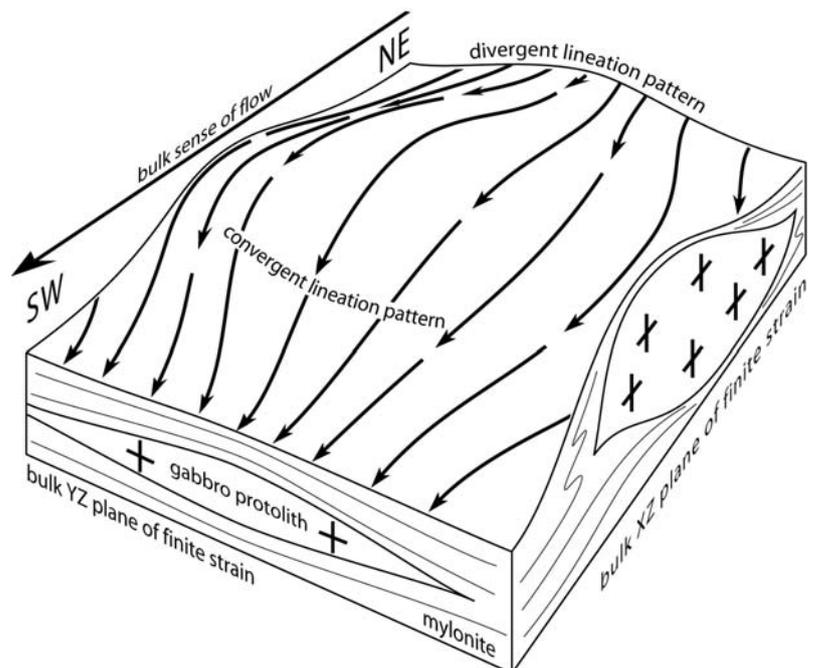


Figure III-39 : Diagramme illustrant le l'organisation des linéations d'étirement dans la mylonite, divergentes en amont et convergentes en aval des lentilles de gabbros.

III.3 Les travaux de recherche en Archéologie (1995-2007)

Publication issue de cette recherche :

Gaime S., Rouger E., **Arbaret L.**, Gauthier F. & Auvity C. (1999). Les occupations successives d'un site médiéval : l'exemple de la motte d'Olby. *Archéologie médiévale*, 29.

Cadre institutionnel

Fouille programmée des occupations successives de la motte castrale d'Olby (Puy de Dôme). Collaboration à la fouille programmée de Brioude (Haute-Loire) au titre de l'expertise sur la détermination des sites de production des sarcophages.

Contrats et Moyens financiers obtenus dans le cadre de cette recherche

Fouille d'Olby : Programme H17 du Ministère de la Culture : « Naissance, évolution et fonctions du château médiéval ».

Problématique

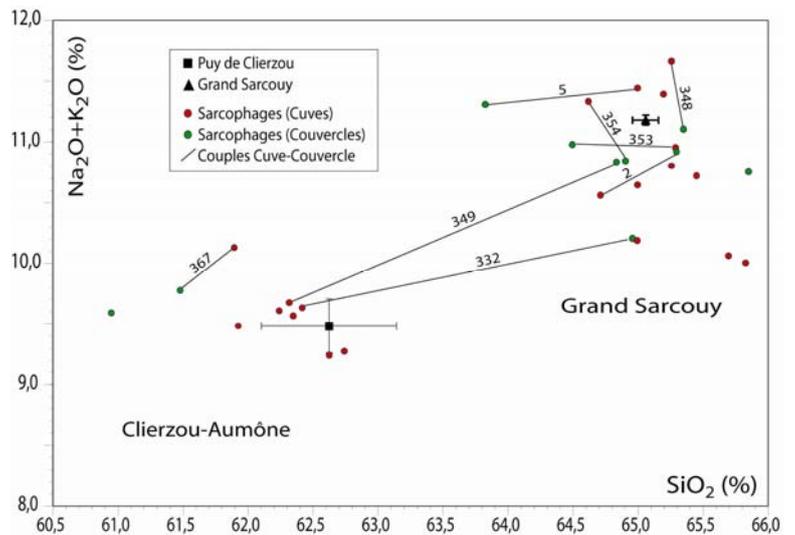
Dans la région clermontoise et plus généralement dans les Limagnes, les pratiques funéraires de l'époque mérovingienne sont caractérisées à la fois par l'utilisation de tombes en fosse, de coffres de bois ou aménagés et de sarcophages en pierre. Ces derniers, qui sont aussi répandus au bas empire, sont très souvent constitués de trachyte et plus rarement de granite (nécropole de la rue Gauthier de Biauzat, Clermont-Ferrand) ; grès et roches pyroclastiques étant aussi utilisés en Limagnes. Les fouilles de sauvetage (AFAN, INRAP) et programmées effectuées sur les sites à nécropoles d'Olby (63) et de Brioude (43) ont permis d'étudier de manière statistique la composition des roches utilisées pour la confection des cuves et couvercles des sarcophages mis au jour. L'objectif est de déterminer les sites d'extractions en évaluant le volume extrait et d'évaluer leur impact géographique (éloignement) par rapport aux nécropoles étudiés mais aussi d'autres nécropoles de la région connues notamment au travers des fouilles de sauvetage.

La nécropole liée à la motte castrale d'Olby (63)

L'étude de la provenance des sarcophages en trachyte de la nécropole mérovingienne du site d'Olby par l'analyse chimique et pétrologique a été réalisée (Gaime *et al.*, 1999). Les sarcophages de la nécropole d'Olby sont exclusivement constitués de trachyte dont les carrières ne sont historiquement connues que sur les dômes du Grand Sarcouy, du Puy de Clierzou et du puy de l'Aumône situés à environ 20 Km du site. 30 analyses chimiques ont été réalisées sur les sarcophages (10 couvercles et 20 cuves) et comparées aux analyses chimiques de référence des échantillons prélevés dans les carrières (Figure III-40). Les résultats montrent que les deux sites d'exploitation (Grand Sarcouy et couple indifférencié Clierzou-Aumône) ont eu un fonctionnement contemporain pendant la période d'activité de la nécropole d'Olby.

En outre, l'homogénéité de provenance des couples cuves-couvercles constituant des sépultures primaires (non réemployés ultérieurement) suggère une extraction et une préparation des sarcophages sur le même site d'exploitation. Des analyses chimiques préliminaires effectuées sur des urnes et des sarcophages gallo-romains (Bas-Empire) en trachyte semblent indiquer que seule la carrière du Grand Sarcouy a été exploitée pour le mobilier funéraire avant la période mérovingienne.

Figure III-40 : Diagramme Alcalins/Silice des 30 analyses chimiques roche totale effectuées sur les sarcophages de la nécropole d'Olby et comparées à l'analyse des trachytes du grand Sarcouy et des dômes jumeaux du Clierzou et de l'Aumône (analyses ICP, Clermont II, 1995). Les couples cuve-couvercle 349 et 332 sont des réemplois.



La nécropole liée au baptistère mérovingien , place Grégoire de Tours, Brioude (43)

Site web : http://www.inrap.fr/site/fr/page.php?id=88&p=fiche-d-un-site&id_chantier=522

La détermination des sites potentiels de provenance à partir de l'analyse de la composition des sarcophages de la nécropole de Brioude a été réalisée en collaboration avec Fabrice Gauthier (INRAP), responsable de la fouille programmée (Figure III-41).



Figure III-41 : A gauche, Vue générale du baptistère paléochrétien: à gauche, salle à destination funéraire ; à droite, salle baptismale avec sa cuve circulaire. A droite, détail des sépultures de l'annexe sud du baptistère (sarcophages et tombes construites). Cl. F. Gauthier/Inrap.

Résultats

Parmi les 110 échantillons analysés, 45 sont de composition trachytique. L'analyse macroscopique et microscopique a montré une très grande homogénéité texturale et pétrologique. Malgré des variations en termes de couleur de la matrice ou de pourcentage de phénocristaux de ferromagnésiens et d'alcalins, tous les échantillons montrent la présence de phénocristaux d'amphibole infracentimétriques, surtout sur les surfaces sciées (l'enrobage quasi-systématique par la matrice rend les phénocristaux difficiles à distinguer sur les cassures naturelles). Quelques échantillons montrent aussi la présence d'enclaves basiques, pluri-millimétriques à clinopyroxènes (Figure III-42, sarcophages 3049 et 1623). Ces observations, confortées par l'analyse au microscope de la paragenèse en phénocristaux et microlites, indique que la totalité des échantillons analysés ont une paragenèse et une texture analogues aux trachytes s.l. (Benmoréites) échantillonnés dans les carrières des puits de Clierzou et de l'Aumône (Chaîne des Puits).

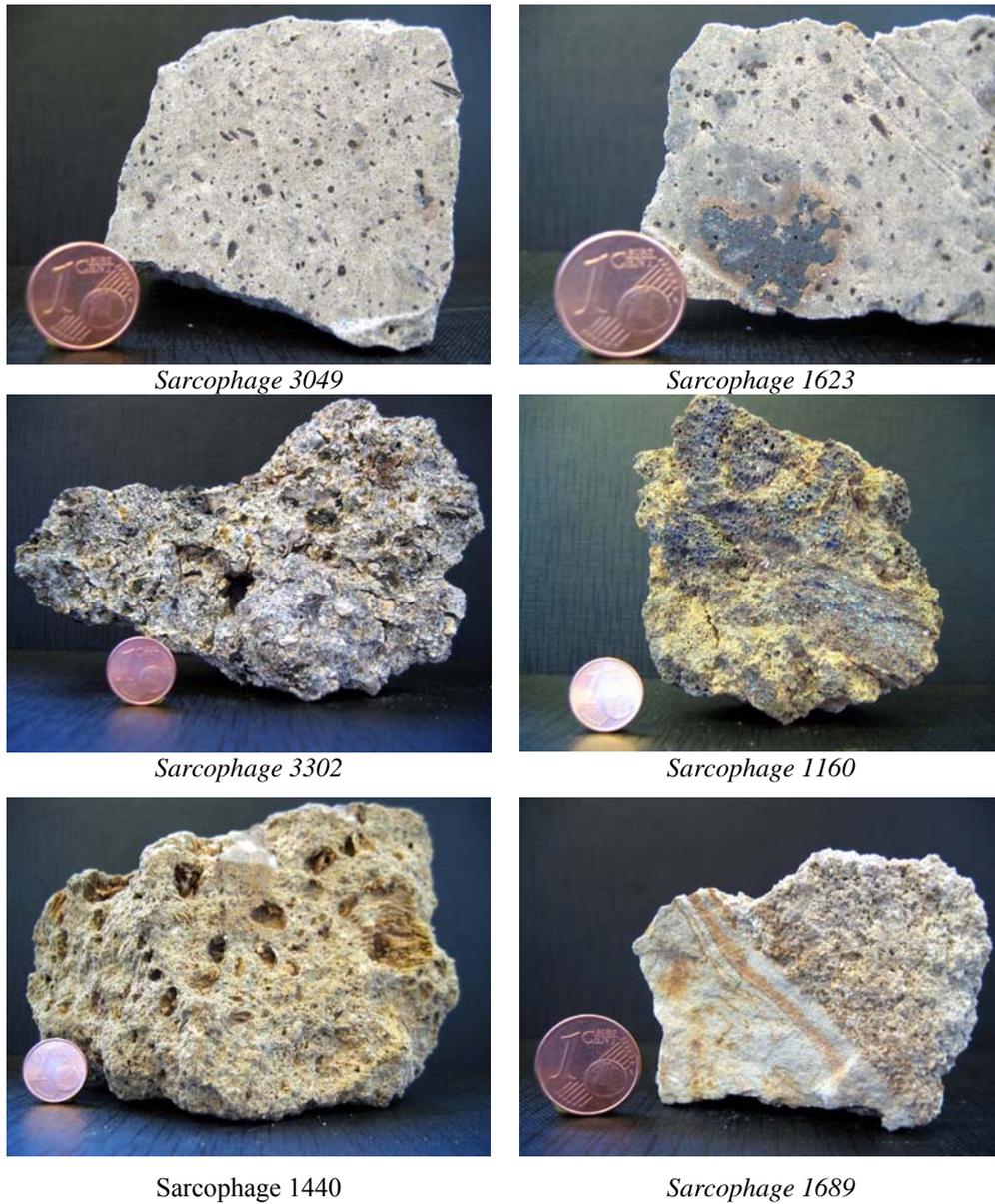


Figure III-42 : Exemples des différentes roches employées pour la fabrication des sarcophages découverts place Grégoire de Tours à Brioude (43). Voir texte pour les compositions.

Figure III-43 : Proportions relatives des différentes compositions de roches (hors trachytes de la chaîne des puy ; 65 échantillons).



Les autres échantillons (65 analyses) sont de nature plus variée (Figure III-43) :

37% sont des produits constitués de ponces fibreuses aphyriques souvent très altérées (nombreux « fantômes » selon les échantillons) dans une matrice indurée à rares cristaux visibles (Figure III-42, sarcophage 1440). Ce faciès est à rattacher aux produits à composition de rhyolite alcaline (Ménard et al., 1980) dont le site d'extraction actuellement privilégié est représenté par les environs des carrières de Sailles près de Saint-Nectaire où des extractions à empreintes de sarcophages sont connues.

5% sont des tuf de maar de couleur brune, probablement de composition basique dont les pointements les plus proches sont les maars d'Alleret et de Senèze (situés respectivement à 12,5 et 10 kilomètres au Sud, Sud-Est de Brioude).

12% sont des brèches de scories basaltiques et rare blocs de socle rubéfié, soudés par un ciment argileux, très peu calcique, très fin (Figure III-42, sarcophages 3302 et 1160). Ce faciès de brèche est présent au neck basaltique de Mongebrou (12 kilomètres Sud, Sud-Est de Brioude, au nord du maar d'Alleret) où une carrière pour sarcophages est indiquée (notice de la carte Géologique 1:50000 ; BRGM, 1982) mais n'a pas été retrouvée. Elles s'apparentent plus probablement aux brèches palagonitiques des volcans surseyens du bassin de Langeac.

11% sont des brèches de scories basaltiques soudées sans ciment argileux ou calcique dont la localisation précise n'est pas connue. Il peut s'agir d'un faciès particulier associé aux brèches précédemment décrites ou bien à des brèches basaltiques de maar (senèze et Alleret ?) correspondant éventuellement à des projections caractéristiques d'une phase à tendance strombolienne lors de l'éruption.

35% sont des grès à éléments de quartz, très rares feldpaths, de taille millimétrique, faiblement émoussés, à matrice incomplète souvent ferrugineuse et faiblement calcique (Figure III-42, sarcophage 1689). Les formations gréseuses sont présentes dans les environs immédiats de Brioude. Un premier niveau d'âge permo-carbonifère ; stéphanien pour les grès correspondant au prolongement sud du bassin houiller de Brassac ou Permien (supposé) pour les grès des formations d'Allevier, à 5 kilomètres au Nord de Brioude. Ce sont des grès souvent à tendance ferrugineuse. Une seconde formation gréseuse est représentée par la fin de la série Oligocène du Bassin de Brioude en association avec un niveau calcaire massif. Cette dernière formation s'étend selon un axe Burnoncle-Saint-Pierre - Beaumont (4 kilomètres Nord-Est de Brioude) où elle forme de petites buttes dans lesquelles l'exploitation en carrières modernes est connue.

Perspectives

Des points clés se dégagent de ces analyses : les sarcophages de la nécropole d'Olby sont constitués à 100% de trachyte ce qui est à mettre en lien avec la proximité des 3 sites d'extractions dans la chaîne des Puys. Par contre, à Brioude le trachyte devient minoritaire et semble plutôt consacré aux tombes de pèlerins liées au baptistère paléochrétien. Les autres inhumations (jusqu'au VIII^e siècle) sont réalisées avec des sarcophages de moindre facture, faits de matériaux locaux (grès, tuf) ou de provenance moins éloignée que les trachytes (GNP, scories soudées). Dans cet ensemble funéraire, le coût du trachyte, en termes de transport et de facture de fabrication, pourrait donc être un élément déterminant qu'il reste à confirmer.

Les travaux en cours s'orientent vers un élargissement régional des données statistiques sur la composition des sarcophages de cette période et surtout vers une étude des sites d'extraction (volume extraits, techniques d'extraction et de taille, ...).

IV. Projets de Recherche

IV.1 Approche expérimentale en presse Paterson de la déformation et de la rhéologie des magmas : le projet ‘suspensions magmatiques’

Publications issues de cette recherche :

Arbaret, L., Three-dimensional grain shape fabric and clustering analysis by synchrotron-based X-ray tomography in a magmatic suspension deformed in torsion, en preparation pour JRL.

Champallier, R., Bystricky M. **Arbaret, L.**, Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: From pure hydrous melt to 75 vol. % of crystals. Soumis à EPSL.

Arbaret, L., Champallier, R. & Bystricky M., Structure and rheology of hydrous synthetic magmatic suspensions deformed in torsion at high pressure. Soumis à JGR.

Cadre institutionnel

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO).

Contrats et Moyens financiers obtenus dans le cadre de cette recherche

Ce projet de recherche basé sur l'acquisition d'une presse de déformation HT-HP 'Paterson' a bénéficié d'une ACI Jeunes Chercheurs (2004-2007 ; co-porteurs L. Arbaret/ C. Martel) . Le financement de l'équipement a été assurée par le Ministère de la Recherche, l'INSU, la région centre et l'Université d'Orléans. Le détail du montage financier et de l'historique de mise en place de la presse est donné au chapitre VIII.

A. objectifs scientifiques

Parmi les suspensions naturelles, les suspensions magmatiques sont directement impliquées dans des processus géologiques d'importance majeure tels que le volcanisme et la dynamique mantellique et crustale. Les suspensions magmatiques peuvent se manifester diversement (ex. réservoirs magmatiques, ascension du magma dans un conduit volcanique, écoulements laviques ou pyroclastiques), toutefois elles ont en commun de faire appel, pour leur description et modélisation, à la physique des milieux polyphasés. L'évolution de la concentration des phases (roches plastiques, magmas, liquides, gaz) résultent alors de la résolution d'équations aux dérivées partielles dépendant d'un ensemble de paramètres fondamentaux qui sont en lien direct avec les équations d'état décrivant l'interaction mécanique entre les phases (lois rhéologiques, tension superficielle, compressibilité et densité des phases). Sur le plan hydrodynamique, la description de la déformation d'un milieu continu polyphasé dépend de la viscosité de chaque phase, de la tension superficielle exercée entre les phases, de la topologie des réseaux percolant d'une phase spécifique, de la présence et du développement dynamique de défauts dans la phase plastique. Au cours des dernières années, des progrès significatifs ont été faits pour décrire par exemple les phénomènes de compaction et de migration de liquide silicaté dans les suspensions biphasées (liquide silicaté-cristaux). La validation et l'affinage des équations d'état des suspensions magmatiques nécessitent l'acquisition de données expérimentales en déformation et sous pression qui doivent être intégrées aux simulations numériques. Cependant, la simulation expérimentale des processus de transport (physique et chimique) des suspensions magmatiques est limitée en grande partie faute d'appareillage adéquat.

L'objectif majeur de ce projet de recherche concerne le rapprochement et la fertilisation mutuelle entre les simulations numériques et de nouvelles données expérimentales acquises au moyen d'une presse de déformation HT-HP inédite, dans le but de modéliser la dynamique des suspensions magmatiques.

Rhéologie des suspensions magmatiques

A l'heure actuelle, on ne dispose que de très peu de données expérimentales sur la rhéologie des suspensions magmatiques notamment pour les hautes teneurs cristallines. La plupart des études ont été réalisées à 1 atm (Stein & Spera, 1992, 2002; Bagdassarov & Dingwell, 1993; Lejeune & Richet, 1995; Lejeune et al., 1999), ce qui n'est pas le cas des systèmes magmatiques naturels. L'effet du paramètre pression sur la viscosité d'un liquide silicaté est pratiquement inconnu, des résultats contradictoires ayant été obtenus récemment (Schulze et al., 1999). De plus, ces données sur la rhéologie des suspensions magmatiques impliquent des systèmes expérimentaux dont les cinétiques sont très lentes, et par conséquent stables du point de vue de la proportion, de la forme et de la composition des cristaux. Aucune étude n'a encore mesuré la variation de viscosité in-situ pendant la cristallisation ou la vésiculation d'une suspension magmatique sous pression, constituant ainsi un des objectifs de ce projet.

Simulations des processus de transport magmatiques en pression non-hydrostatique.

La connaissance de la dynamique de la cristallisation permet de reconstituer le fonctionnement des réservoirs magmatiques et d'interpréter la cristallisation des microlites en termes de vitesse d'écoulement, de taux de décompression et de modalités de dégazage. Lors de la décompression qui accompagne la remontée des magmas, la vésiculation des gaz dissous contrôle directement le style éruptif (plinien, péleén) et le niveau de risque associé au fonctionnement des volcans, andésitiques (cas des Antilles) comme basaltiques. Actuellement, la simulation expérimentale des processus de transport (physique et chimique) des suspensions magmatiques est limitée en grande partie faute d'appareillage adéquat. Des équipements nouveaux ont été récemment développés dans la communauté scientifique, tels que ceux mis au point pour l'étude de la fragmentation magmatique (Alidibirov & Dingwell, 1996; Martel et al., 2000, 2001) ou de l'ascension des magmas dans le conduit (décompressions automatisées sur autoclave à chauffage externe récemment installées à l'ISTO, Orléans). Une des limitations de ces simulations expérimentales est qu'elles sont effectuées dans un champ de pression hydrostatique (Pichavant et al., 2002; Hammer & Rutherford, 2002; Martel & Schmidt, 2003). Or, l'étude des réservoirs magmatiques fossiles (plutons, filons, conduits volcaniques) montre un étroit couplage entre processus de cristallisation, d'écoulement et de déformation magmatiques (eg Abbott, 1989). Par conséquent, un des enjeux majeurs de la simulation expérimentale des processus magmatiques est la prise en compte de l'influence d'un champ de pression non-hydrostatique (i.e. en déformation) sur les mécanismes de cristallisation et vésiculation.

On peut concevoir deux façons symétriques d'aborder l'interaction entre la déformation et les processus de cristallisation et de vésiculation. La déformation peut avoir une influence sur la cristallisation et la vésiculation (mécanismes de nucléation et de croissance des cristaux et des bulles dans les magmas, contrôle des compositions, formes des cristaux et des bulles, développement des textures, mécanismes de déformation des bulles au sein du magma, orientations préférentielles, localisation de la déformation). Réciproquement, la cristallisation et/ou la présence de bulles modifient les propriétés rhéologiques des suspensions magmatiques. Par exemple, l'ascension des magmas dans un conduit volcanique est associée à des contraintes de cisaillement, et le champ de pression résultant peut varier de façon radiale avec génération de surpressions gazeuses liées au régime d'écoulement (Jaupart & Tait, 1990; Massol et al., 2001).

Il n'existe qu'une seule étude expérimentale sur la relation entre déformation et cristallisation des magmas. Kouchi et al. (1986) ont démontré que l'agitation mécanique modifie le taux de nucléation et la morphologie des cristaux dans une composition basaltique à 1 atm. Des différences dans la composition en éléments mineurs des plagioclases et pyroxènes expérimentaux ont été mises en évidence entre les expériences réalisées en conditions statiques et celles avec agitation. Ces résultats obtenus à 1 atm doivent maintenant être étendus à des compositions de liquides plus acides et sous pression. Par ailleurs, aucune étude n'a encore abordé l'influence de la déformation sur les mécanismes de nucléation et de croissance des bulles.

Des études de déformation expérimentale de roches continuent à être effectuées pour déterminer les propriétés mécaniques, les transitions rhéologiques et les lois de fluage des matériaux (Van der Molen & Paterson, 1979; Rushmer, 1995; Rutter & Neumann, 1995; Mei et al. 2002). Ces études portent sur des suspensions avec des proportions de cristaux élevées (de 75 à 100 vol%), l'objectif étant de mettre en évidence les effets liés à l'apparition du liquide. Inversement dans le cas de suspensions magmatiques en contexte éruptif, nous devons surtout nous intéresser aux effets liés à l'apparition des cristaux et des bulles de gaz dans le liquide silicaté.

Mentionnons également les expérimentations analogiques et les modèles théoriques qui permettent l'étude de phénomènes complexes, tels que la simulation d'intrusions laccolithiques, le remplissage d'un réservoir magmatique, la ségrégation des liquides silicatés de leurs zones sources (Dixon & Simpson, 1987; Roman-Berdiel et al., 1995; Snyder & Tait, 1995; Vigneresse et al., 1996; Barraud et al., 2001), et l'identification de lois physiques (ex. mise en orientation de cristaux dans un champ de contraintes; Arbaret et al., 2001). Toutefois, l'impossibilité de dimensionner certaines propriétés du matériau analogue avec celles du matériau naturel (ex. silicone pour les magmas silicatés) limite considérablement l'intérêt ainsi que l'application des simulations analogiques, surtout dans la perspective, centrale dans ce projet, d'un couplage entre les équilibres liquide-cristal et liquide-gaz et le champ de contraintes.

Les expériences sont réalisées sous pression et en présence d'eau, sur des compositions de magmas naturels, et utilisent une presse de déformation de type Paterson HT-HP (1200°C, 5 kbar) configurée de façon spécifique pour la déformation des magmas et installée à Orléans depuis Septembre 2006 (équipe Arbaret, Champallier, Martel, Pichavant). A partir de ces nouvelles données expérimentales, les modèles numériques d'écoulement décrivant les phénomènes de cristallisation-ségrégation et de dégazage-fragmentation seront affinés.

B. La méthodologie

Le projet repose sur la mise en service à Orléans d'une presse de déformation HT-HP de type Paterson conçue pour l'étude des suspensions magmatiques.

Les presses de type Paterson fonctionnent sous pression gazeuse et possèdent des cellules d'imposition de la contrainte appliquée (load cell) internes (Figure IV.1). Elles leur confèrent une grande sensibilité dans la mesure des forces appliquées et du déplacement (et donc de la viscosité). Cette mesure se faisant in-situ, la déformation de l'échantillon peut donc être à tout moment précisément corrélée avec le champ de contraintes appliqué et avec sa rhéologie. Originellement, les presses Paterson sont conçues pour l'étude de la déformation de matériaux solides en domaine ductile, demandant d'imposer des forces importantes correspondant à des pressions différentielles de l'ordre de 100 kN maximum (pressions totales <5 kbar).

Or, les propriétés rhéologiques des magmas sont très différentes de celles des roches en domaine ductile, la viscosité pouvant, par exemple, être inférieure de plusieurs ordres de grandeur.

PRESSE PATERSON : Enceinte haute pression

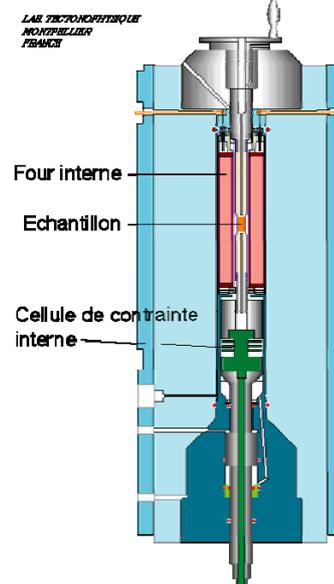


Figure IV.1 : schéma du couple enceinte haute pression (bleu) - four interne (rouge) d'une presse Paterson.

Les tests de faisabilité effectués sur les presses Paterson de Zürich (L. Arbaret) et Bayreuth (C. Martel) en 2001-2002 et sur les prototypes d'appareillage de déformation développé à l'ISTO-Orléans (R. Champallier) ont montré que la déformation des suspensions magmatiques demande à la fois des contraintes appliquées faibles compte tenu de la faible viscosité des échantillons et des vitesses de

déformation lentes, compatibles avec les vitesses de cristallisation et de vésiculation des bulles. Néanmoins, ces vitesses de cristallisation et de vésiculation doivent être de l'ordre des durées d'application de la contrainte, à savoir, une centaine d'heures au maximum.

Ces conditions ne sont remplies que pour des liquides hydratés. L'ensemble du protocole expérimental repose donc sur un compromis entre la viscosité (qui doit rester $>10^7$ Pa.s) et la teneur en eau (qui doit être suffisamment élevée pour accélérer les vitesses de cristallisation, mais qui, en contrepartie, abaisse la viscosité du liquide silicaté de départ). Ces aspects du projet ont été abordés avec M. Paterson depuis juin 2002. Pour atteindre les conditions requises, M. Paterson a mis au point deux modifications techniques essentielles par rapport aux presses "classiques": (1) L'utilisation d'une cellule de mesure de la force appliquée et du déplacement de très haute sensibilité, capable d'appliquer et de mesurer des forces minimales de l'ordre de 0.1-0.2 N (sensibilité de 10 %); (2) L'abandon du confinement des échantillons expérimentaux dans une jaquette métallique (presse Paterson conventionnelle), dont les propriétés mécaniques peuvent interférer de façon importante sur les résultats.

Cet appareil est donc la première presse Paterson spécifiquement configurée pour l'étude des magmas. Néanmoins, cette spécificité n'écarte pas pour autant la possibilité que l'appareil puisse être utilisé pour des études de déformation de roches en configuration conventionnelle (le remplacement de la cellule de mesure haute sensibilité par une cellule conventionnelle ne prend que quelques heures).

C. ACI J.C. « Suspensions magmatiques » 2004-2006 : résultats

Une série d'expériences, portant sur l'étude de l'évolution structurale et rhéologique de suspension de cristaux d'alumine dans un liquide hydraté haplogranitique, a débutée dans la presse Paterson de l'Ecole Polytechnique de Zurich dans le cadre de l'étude de faisabilité du projet « presse Paterson - suspensions magmatiques » soutenu par une ACI Jeunes chercheurs (Porteurs Arbaret/Martel). Ce travail s'est poursuivi dans la presse nouvellement installée à Orléans. Un premier ensemble de résultats, présentés à la communauté scientifique internationale dès mai 2005 (Congrès *Deformation mechanism, rheology and tectonic*, Zurich ; Arbaret et al. 2005a et 2005b), est soumis pour publication.

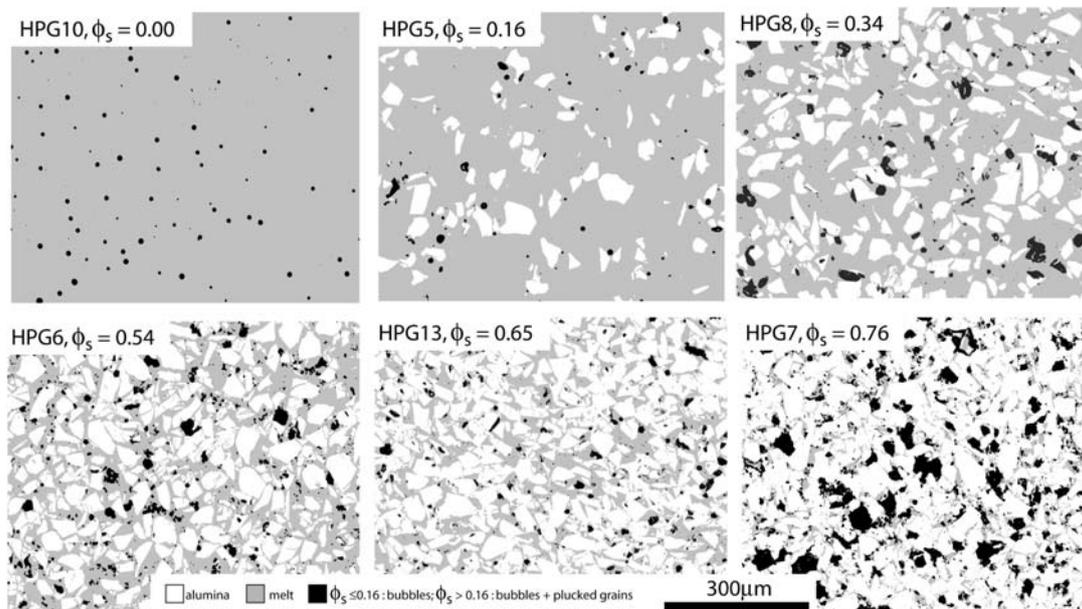


Figure IV-2 : Image seuillées à partir de microphotographies des synthèses de départ.

L'ensemble des expériences ont été réalisées avec un liquide anhydre de composition haplogranitique, synthétisé par la société Schott Company of Germany ($\text{SiO}_2 = 79.23$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.44$, $\text{Na}_2\text{O} = 4.43$ et $\text{K}_2\text{O} = 3.9\%$; analyse microsonde, Champallier, 2005) et proche de la composition de Holtz et al. (1992). Cette composition a été sélectionnée car son comportement rhéologique et la solubilité de l'eau dans nos conditions expérimentales sont bien connus (Holtz et al., 1992; Schulze et al., 1996; Dingwell et

al., 1996). Le verre est broyé et la poudre résultante ($\varnothing < 20 \mu\text{m}$) est mélangée avec la phase solide qui consiste en une fraction broyée et tamisée de grains d'alumine ($45 \mu\text{m} < \varnothing < 90 \mu\text{m}$). L'alumine a été choisie pour éviter tout phénomène de cristallisation/dissolution ; ce qui permet d'assurer un pourcentage d'eau de 2,5% constant dans le liquide pendant les expériences en torsion.

Cinq mélanges ont été préparés avec des fractions cristallines ϕ_s de 0.16, 0.34, 0.54, 0.65 et 0.75. A titre de comparaison une synthèse sans cristaux a aussi été préparée (Figure IV-2). Toutes les expériences en torsion ont été conduites à 300 MPa de pression de confinement. La gamme de température était de 475°C à 900°C et la vitesse de déformation variait de 2.00×10^{-5} à $2.09 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ lors des tests à pas variable de vitesse de déformation.

Verre hydraté pur ($\phi_s = 0,00$)

Pour toutes les températures utilisées, le liquide hydraté, contenant 1% de bulles résiduelles, présente un comportement rhéologique Newtonien avec une viscosité dynamique de $10^{10.3} \text{ Pa.s}$ à 500°C (Figure IV-3). Cette valeur est en bon agrément avec la viscosité de $10^{10.5} \text{ Pa.s}$ obtenue par Dingwell et al. (1996) pour les conditions expérimentales de 1 bar, 2.3Wt % d'eau et une température similaire (Figure IV-3c).

L'orientation préférentielle de forme des bulles originellement sphériques ont été mesurées (Figure IV-4 et IV-5a). Les résultats montrent une fabrique de forme marquée avec une intensité d'orientation $R_f = 7,09$ et une orientation moyenne $\alpha = 8,9^\circ$ par rapport à la direction de cisaillement. Cette dernière valeur est très proche de l'orientation théorique $\alpha = 7,5$ pour la même intensité de déformation et calculée à partir du Modèle de déformation des marqueurs dits « passifs » (i.e. le rapport de viscosité apparent est nul entre les marqueurs –les bulles - et leur matrice –le liquide silicaté ; March (1932).

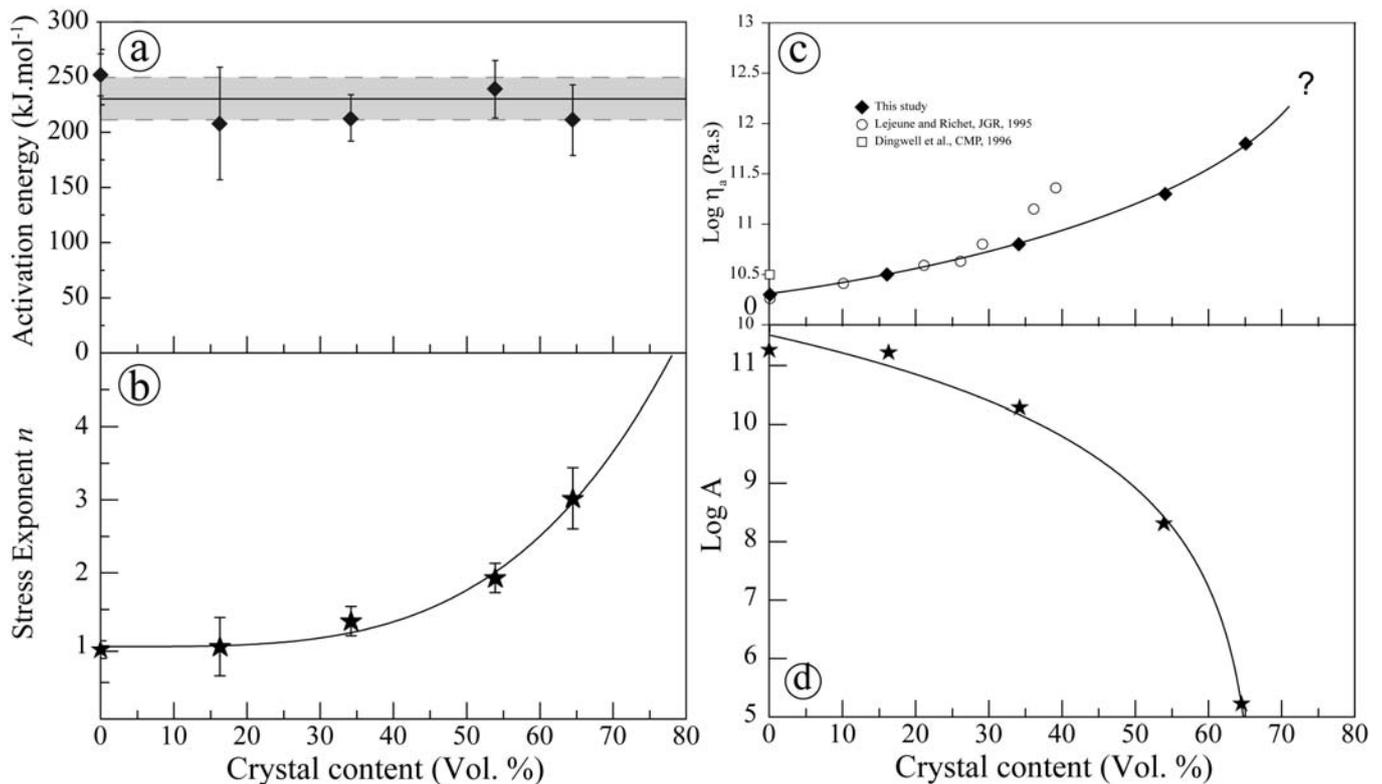


Figure IV-3 : Energie d'activation (a), exposant de contrainte n (b) viscosité apparente η_a à 500°C et $6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (c) et terme pré-exponentiel (d) en fonction de la fraction cristalline. Pour (a), (b) et (d), les lignes continues sont calculées pour $Q = 231 \pm 19 \text{ kJ.mol}^{-1}$ (équations dans Champallier et al., soumis). Dans (c), le carré blanc représente la viscosité mesurée à 502°C par Dingwell et al. (1996) pour un liquide haplogranitique avec 2,3% d'eau ; les cercles blancs sont les viscosités apparentes obtenues par Lejeune and Richet (1995) sur un liquide partiellement cristallisé (composition : $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$). Modifié d'après Champallier et al. (soumis).

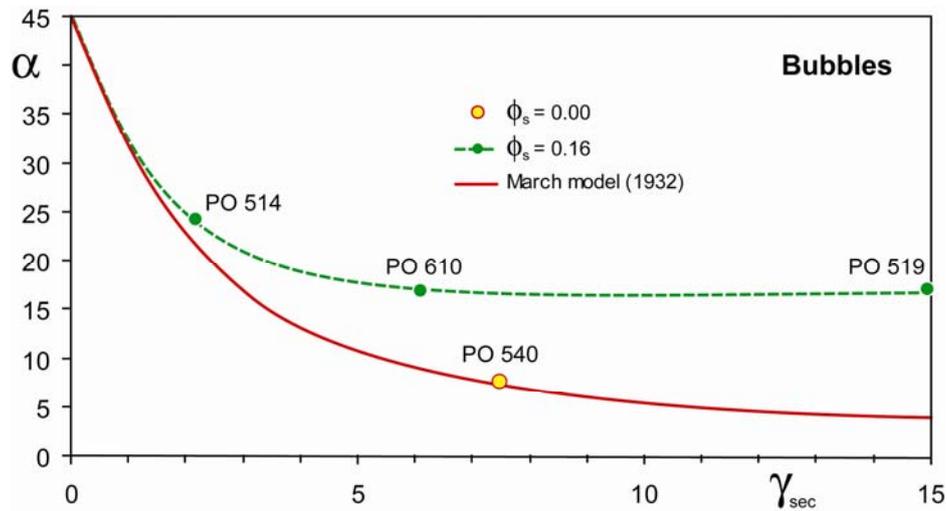


Figure IV-4 : Evolution de l'OPF des bulles résiduelles dans le liquide pur (PO 540) et les suspensions à 16% de cristallinité. Dans le cas de PO 540, l'OPF obtenue est comparable à la valeur théorique prédite par le modèle de March (1932 ; courbe rouge) alors que la présence des cristaux dans les autres expériences induit une déviation importante de l'OPF (courbe en pointillés verte) par rapport à ce même modèle (Arbaret et al., soumis).

Fraction cristalline $\phi_s = 0,16$

Pour une concentration de 16% de solide dans la suspension, le comportement rhéologique est caractérisé par une viscosité qui augmente légèrement par rapport au verre hydraté pur (Figure IV.3c) mais l'exposant de loi de puissance reste proche de 1 (comportement Newtonien, Figure IV.3b).

Les fabriques de forme des cristaux et des bulles ont été mesurées sur sections pour différents taux de déformation finie (Figures IV-4 et IV-5b). Les bulles apparaissent moins intensément déformées avec une orientation moyenne présentant un angle plus important avec la direction de cisaillement par rapport aux bulles déformées dans le liquide pur. Ceci s'explique par la présence des cristaux qui perturbent l'écoulement laminaire du liquide. La déformation des bulles est alors localement affectée avec une intensité qui dépend de la proximité des cristaux d'alumines. Pour ces derniers, les résultats montrent que l'orientation préférentielle de forme des cristaux est constante quelque soit le taux de déformation finie appliqué. Ces résultats confirment expérimentalement les conclusions basées sur les expériences analogiques 2D (Ildefonse et al., 1992 ; Arbaret et al., 1996 ; Arbaret et al., 2000) et les simulations numériques 3D (Jezek et al., 1994 ; Arbaret et al., 2000).

Des mesures de tomographie X sur un échantillon de 700 μm de diamètre environ ont été réalisées sur la ligne à haute résolution (0,7 μm) du synchrotron du Swiss Light Source de l'Institut Paul Scherrer (Suisse). Outre la détermination de la fabrique 3D globale, nous nous sommes concentrés sur les interactions entre particules dont on connaît l'importance vis-à-vis du développement de l'OPF et du comportement rhéologique du magma. L'analyse des images tomographiques a été réalisée avec le logiciel Blob3D (Ketcham, 2005). Les cristaux isolés représentent 60% des alumines et présente une fabrique de forme de faible intensité (Figure IV.6a et (Figure IV.7). 40% des autres particules sont donc en interactions par contact formant des agrégats qui peuvent être classés en deux ensembles par rapport à leur éventuelle influence sur le comportement dynamique de la suspension solide. D'une part on observe des agrégats de 2 (3%, formant des figures dites de tuilage ; (Figure IV.6b) à plus de 5 particules en contact formant des « trains » d'allongement globalement orientés parallèlement à la direction de l'écoulement et ayant donc un impact probablement faible sur la viscosité du magma (Figure IV.6c). Ces trains sont connus sur section sciées (nos observations 2D et Tikoff & Teyssier, 1994). D'autre part, des agrégats lâches de nombreuses particules (47 maximum ; Figure IV.6d) ont été caractérisés avec une forme globuleuse sans allongement formant des masses résistantes à l'écoulement du fluide qui ont un impact probablement fort sur le comportement rhéologique de la suspension solide. Les particules en contact présente une fabrique de forme plus intense avec une linéation et foliation très proches respectivement du plan et de la direction de cisaillement.

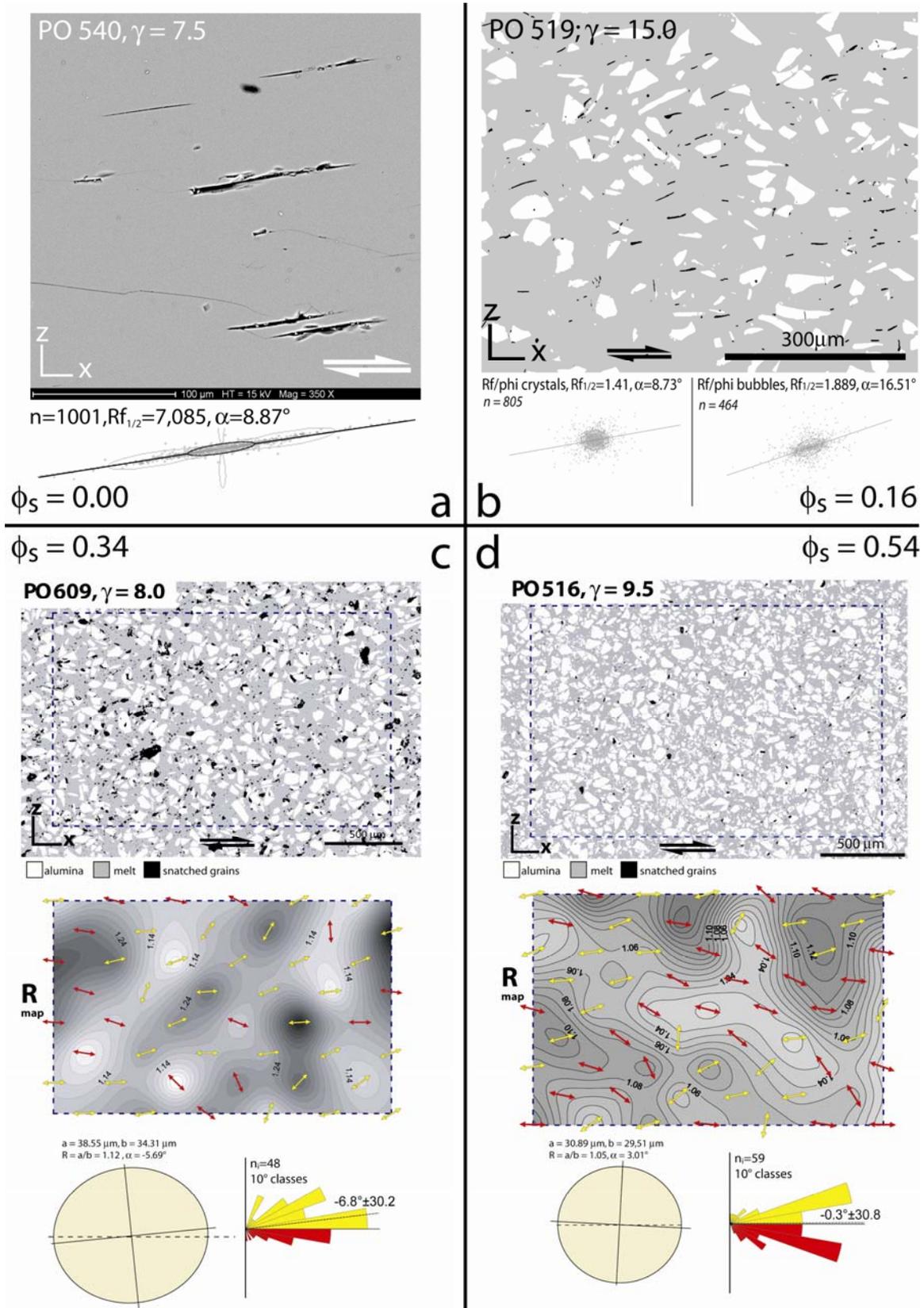


Figure IV.5 : Mesures sur des sections polies XZ – X : direction de cisaillement, Z : pôle du plan de cisaillement – des structures obtenues avec des suspensions de cristaux d’alumine dans un liquide silicaté de composition haplogranitique hydraté à 2,5 % et déformées en torsion (ϕ_s = fraction cristalline, γ = déformation finie). a – orientation α et intensité Rf de la fabrique de la population de bulles résiduelles dans le liquide pur. b – orientations α et intensités Rf des fabriques des bulles résiduelles et des cristaux d’alumine dans une suspension à 16% de cristaux. c et d – orientations α et intensités d’orientation R des fabriques de forme des cristaux d’aluminés développées pour des fractions cristallines respectivement de 0,34 et 0,54 (Arbaret et al., soumis).

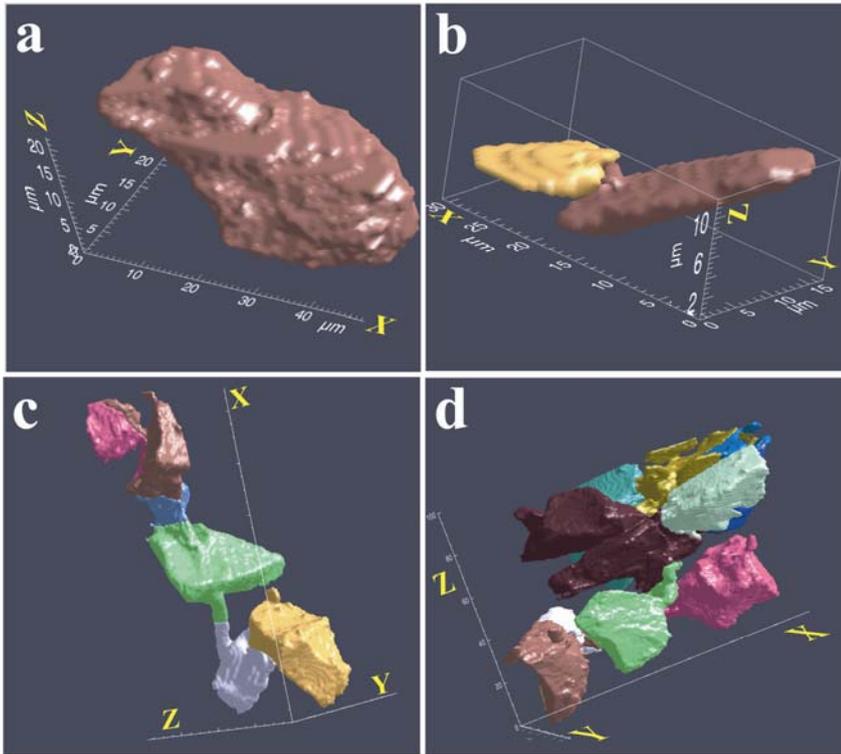


Figure IV.6 : vue perspectives des différentes associations de particules d'alumine observées dans les suspensions à 16% d'alumine et déformée à $\gamma=2,2$; PO514). Images 3D issues du traitement sur Blod3D des images tomographiques obtenues sur le synchrotron du SLS du Paul Scherrer Institut (Suisse). a – particule isolée ; b – particule en configuration de tuilage ; c – train de particules et d – agrégat lâche de particules (Arbaret, en préparation).

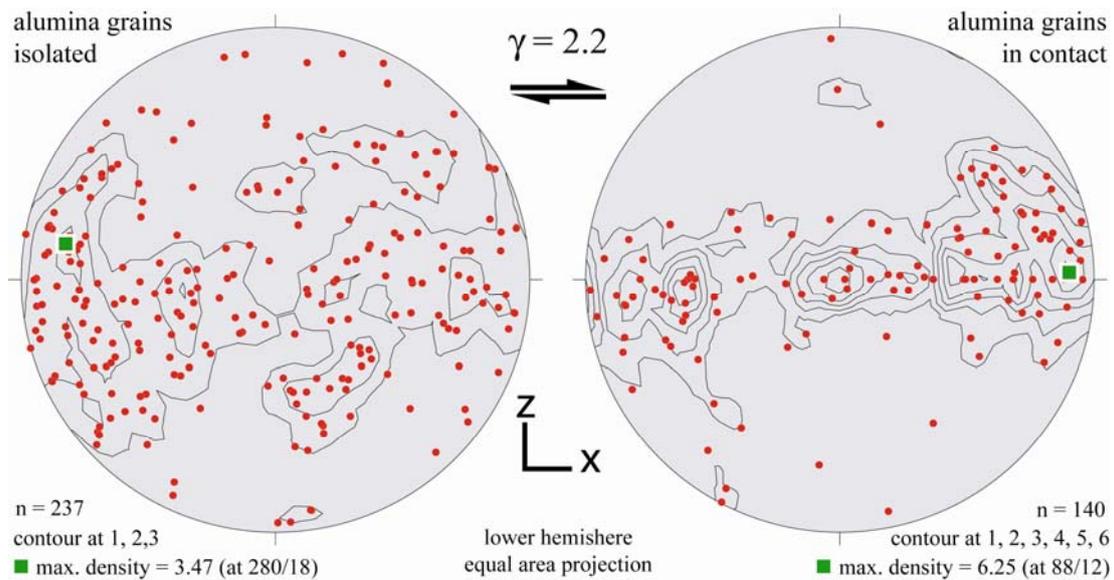


Figure IV.7 : Stéréogramme (Schmidt inférieur) de l'OPF faible de la population formée par les grains isolés d'alumine comparée à l'OPF plano-linéaire marquée avec une linéation très proche de la direction de cisaillement X (Arbaret, en préparation).

Fraction cristalline $\phi_s = 0,34$ à $0,54$

Pour des pourcentages volumiques de cristaux variant de 34% à 54% le matériau évolue vers un comportement rhéologique de type loi de puissance avec un indice n qui croît avec la concentration en solide ($n=1.9$ pour 54% de cristaux ; figure IV.8). La viscosité apparente à 500°C est alors d'un ordre de grandeur supérieure à celle du liquide hydraté seul. La fabrication de forme de la phase solide devient hétérogène (Figure IV.5c et d). A 34%, la distribution de l'orientation préférentielle de forme calculée à partir des cartes d'orientation locale de la fabrication sur les sections [XZ] reste encore unimodale avec une direction moyenne α proche de la direction de cisaillement (Figure IV.5c). Par contre, à 54% de cristaux deux directions privilégiées, symétriques par rapport à la direction de cisaillement, apparaissent. Ces deux directions associées rappellent les systèmes de bandes S/C observés dans les systèmes naturels tels

que les textures trachytiques (Nicolas, 1992, Arbaret et al. 1993). Il y donc à ces fortes teneurs en cristaux localisation de la déformation dont la cinétique et la géométrie reste encore à quantifier.

Fraction cristalline $\phi_s = 0,65$

Pour $\phi_s = 0,65$, les grains d'alumine forment un réseau solide interconnecté qui subit une intense cataclase en réponse à la déformation. Le processus de cataclase inclus une intense fracturation intracristalline, due à des contraintes locales intenses aux contacts entre cristaux, et le développement de fractures de tension qui forment des structures asymétriques géométriquement analogues aux boudins en dominos. Ces structures sont aussi associées à une rhéologie de type loi de puissance avec $n=3.0$ (Figure IV.8 ; Arbaret et al., soumis).

Conclusions

Les expériences en torsions ont été réalisées sur des suspensions magmatiques synthétiques formé de grains d'alumines ($0.00 < \phi_s < 0.76$) baignant dans un liquide de composition haplogranitique avec 2,5% d'eau. Ces suspensions et les conditions expérimentales (températures de 475°C à 600°C et taux de cisaillement de 2.00×10^{-5} to $2.09 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) sont particulièrement représentatives des magmas siliceux mis en place à faible profondeur ou en surface dans les systèmes volcaniques. Le verre hydraté pur ($\phi_s = 0.00$) se comporte comme un liquide newtonien avec une viscosité de $10^{10.3} \text{ Pa.s}$ à 500°C en très bon accord avec les mesures expérimentales de Dingwell et de Lejeune.

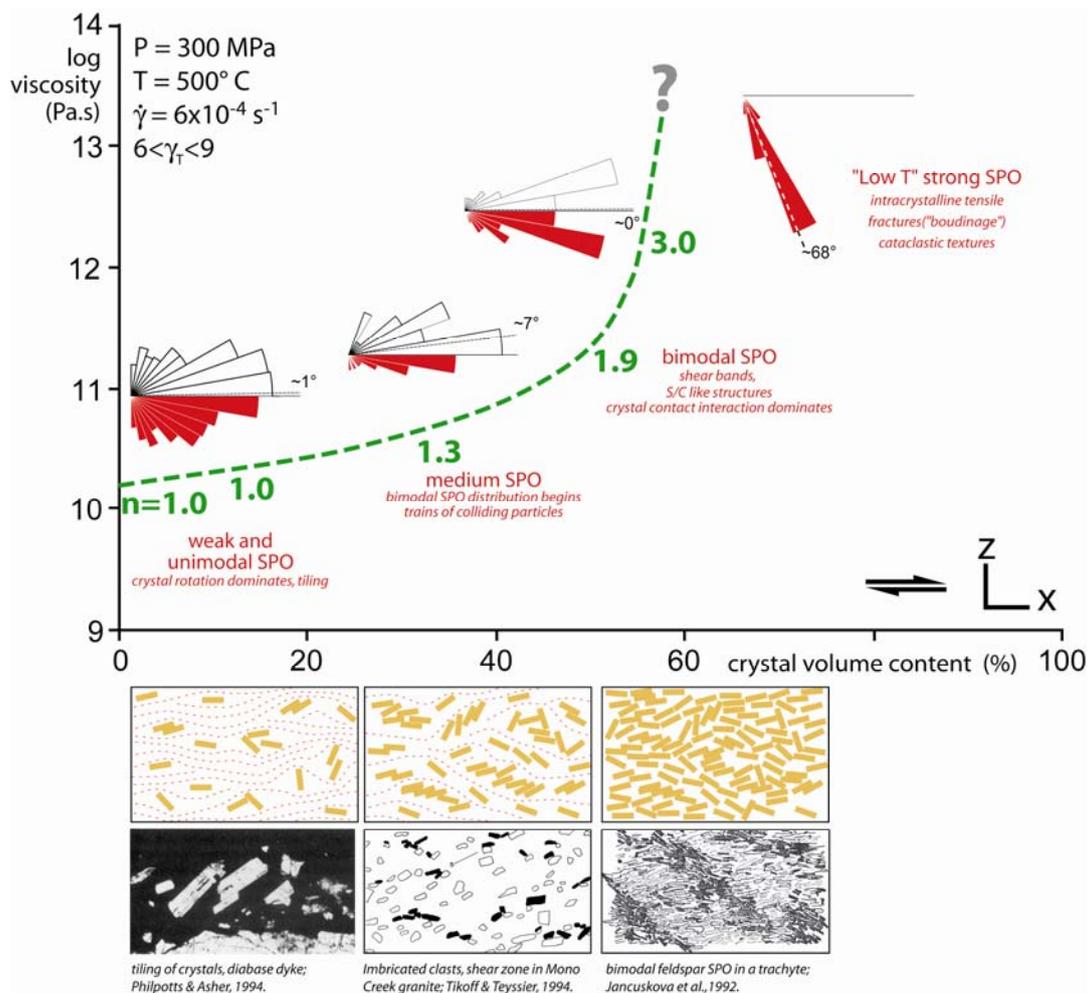


Figure IV-8: Evolution du log de la viscosité en fonction de la teneur en cristaux d'alumine dans un liquide silicaté de composition haplogranitique hydraté à 2,5 %. n correspond à l'indice de la loi de puissance ($n=1$, comportement rhéologique newtonien) ; les différents comportements structuraux observés avec l'augmentation de la charge cristalline sont indiqués (Arbaret et al., soumis).

Les résultats mettent en évidence une relation intime entre évolution rhéologique avec l'augmentation de la fraction cristalline et le développement de structures d'abord pénétratives puis localisantes :

Aux faibles concentrations de solide ($\phi_s < 0.34$), les fabriques de forme sont caractérisées par une distribution unimodale, pénétrative avec maximum de densité d'orientation parallèle à la direction de cisaillement. Ces résultats sont en accord avec les conclusions obtenues dans les modélisations analogiques 2D et 3D : les collisions entre particules contrôlent l'acquisition de l'OPF aux grandes déformations mais ne sont pas en concentration suffisante pour intervenir sur la viscosité apparente qui augmente peu avec la fraction solide et donc sur le comportement rhéologique qui reste dans le domaine newtonien en accord à la fois avec les mesures expérimentales réalisées sur les magmas contenant les mêmes teneurs cristallines et avec le modèle théorique d'Einstein-Roscoe (1952).

Pour les fractions solides intermédiaires ($0.34 < \phi_s < 0.65$), Les fabriques deviennent hétérogènes avec deux directions privilégiées qui s'individualisent très nettement pour les fractions solides fortes. Ces directions conjuguées avec la direction de cisaillement, sont alors recoupées par des bandes discrètes riches en liquides à $T \geq 550^\circ\text{C}$. Pour $T < 550^\circ\text{C}$, la fragmentation intragranulaire devient prépondérante.

Pour $\phi_s = 0.65$, Les grains d'alumine forment une charpente solide continue qui réagit à la déformation par une intense fracturation intragranulaire. Les paramètres physiques qui contrôlent l'évolution de cette structuration qui est associée à une rhéologie de corps rhéofluidifiant, sont encore mal connus.

D. Le projet dans le cadre du contrat quadriennal 2008-2011 de renouvellement de l'ISTO : 'Déformation expérimentale et rhéologie des magmas'

Cadre et Problématique

Le comportement dynamique des liquides silicatés tels que l'écoulement, la déformation, la décompression et le dégazage, sont susceptibles d'influencer la cristallisation des magmas naturels (Dingwell et al., 1993). Or, l'influence de la déformation, notamment sur les mécanismes de cristallisation des liquides silicatés reste un domaine largement inexploré (Petford, 2003). Par ailleurs, Les propriétés rhéologiques d'un magma contenant des volatils dissout, des cristaux et des bulles, sont relativement complexes mais d'un intérêt primordial pour la compréhension du volcanisme explosif. Ce projet de recherche représente la continuité pour la période 2007-2010 du travail de recherche effectué de 2001 à 2006 dans le cadre de l'étude de faisabilité en presse Paterson du projet 'Suspensions magmatiques' et dont il reprend le même cadre et les mêmes problématiques (Chapitre V). Il aborde donc essentiellement les aspects rhéologiques et le comportement à la déformation des magmas par une approche expérimentale basée sur l'utilisation d'une presse Paterson spécifiquement configurée pour la mesure des basses viscosités.

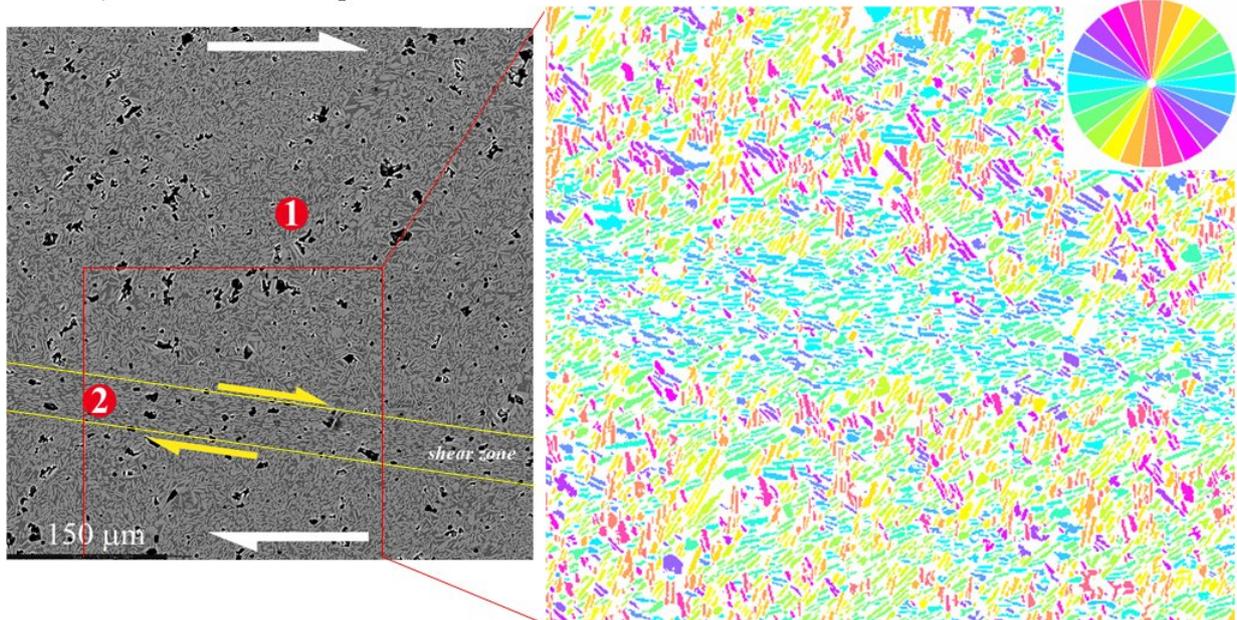
Mise en œuvre du projet

La presse Paterson d'Orléans permet de déformer des cylindres qui peuvent être naturels ou synthétiques, et couvrir une très large gamme de compositions (figure 2). La déformation peut être coaxiale ou en torsion, selon les modules utilisés, à des taux de déformation de 10^{-2} à 10^{-7} s^{-1} . Ce type d'appareillage couvre des gammes de température ($T < 1400^\circ$) et de pression ($P < 5 \text{ kbars}$) représentatives des systèmes volcaniques. En s'appuyant sur les investissements récents autour de la volcanologie expérimentale à Orléans et l'expérience du laboratoire dans le domaine des hautes pressions gazeuses, elle permet pour la première fois d'étudier corrélativement la rhéologie des magmas sous pression, la cristallisation des phases minérales et la structuration du magma sous des régimes de déformation contrôlés. Par ailleurs, l'acquisition en 2006 de deux cellules de mesure de la contrainte appliquée de très haute sensibilité permettra de mesurer la viscosité des laves basiques et intermédiaires et d'en déterminer le comportement rhéologique.

Objectifs scientifiques et premiers résultats

Parmi les différentes thématiques qui seront abordées dans le cadre de ce projet de recherche, je suis plus particulièrement impliqué en tant que porteur dans deux thématiques : La thématique scientifique principale en cours est l'étude des structures et de la rhéologie des suspensions magmatiques sur l'ensemble du domaine de cristallisation (L. Arbaret, R. Champallier & M. Bystricky). Cette thématique fait suite aux travaux préliminaires liés à l'étude de faisabilité du projet de mise en place de la presse Paterson à l'ISTO. Les premiers résultats obtenus sont détaillés au chapitre IV.1C. Une attention particulière est maintenant portée sur la structure et la rhéologie des magmas hapltonaliques à moyenne et hautes cristallinités ($\phi > 0.5$; figure IV.9; Picard et al., 2006), sujet de la Thèse de David Picard (MNERT-ACI JJ depuis octobre 2005 ; directeurs: L. Arbaret, M. Pichavant). La seconde thématique est l'étude des paramètres physiques qui contrôlent la fracturation intra-cristalline aux taux de déformation élevés en conditions tardi-magmatiques et subsolidus (L. Arbaret, M. Forien, B. Scaillet, A. Burgisser et M. Bystricky). Les premiers résultats obtenus dans ces deux thématiques sont résumés ici :

750°C, $\gamma=3.5$, $\Phi \approx 50\%$, 8% H₂O, section XZ



825°C, $\gamma \sim 10$, $\Phi \approx 60\%$, 7,5% H₂O, section XZ

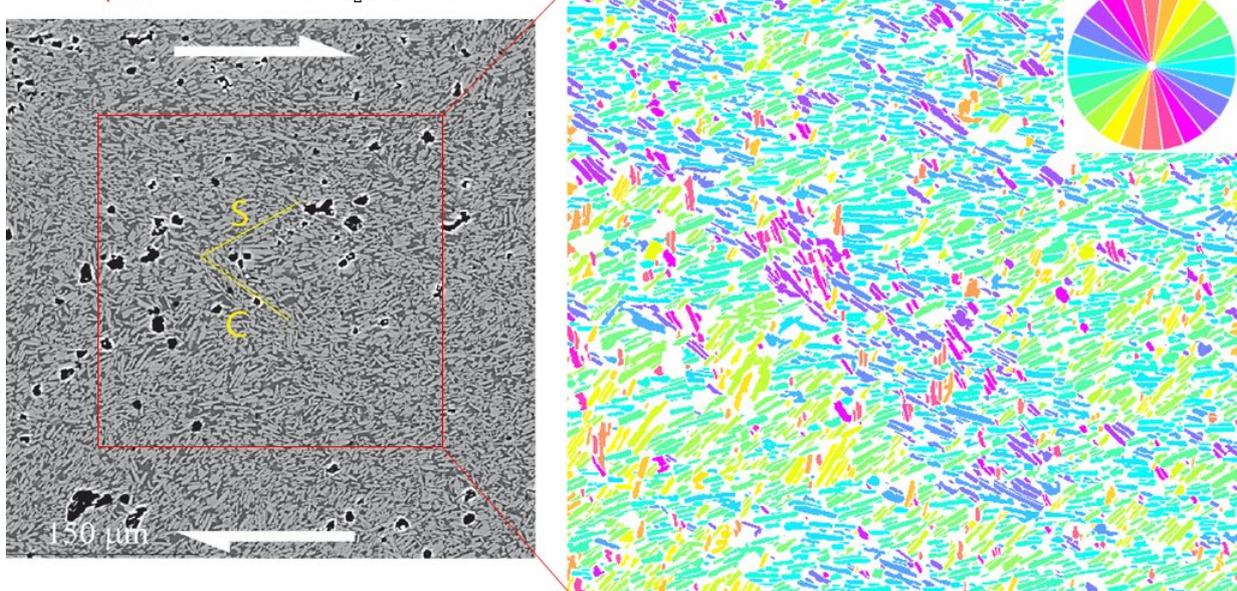


Figure IV.9 : A gauche, deux sections [XZ] réalisées au MEB (e^- rétrodiffusés) illustrant les fabriques minérales obtenues pour deux teneurs cristallines, déformation finies et températures différentes. A droite, orientations préférentielles de cristaux obtenues par le logiciel SPO (Launeau, 1990). Modifié de Picard, non publié.

Structure et la rhéologie des magmas hapltonaliques à moyenne et hautes cristallinités : Premiers résultats (Thèse MNERT 2005-2008 de D. Picard)

Le matériau de départ est constitué des suspensions de cristaux de plagioclase dans un verre silicaté. Ce sont des synthèses qui ont été obtenues en faisant cristalliser un verre hydraté à 3 à 4 % d'eau à $T \leq 850^\circ\text{C}$, 300 MPa pendant une période de 7 Jours précédée d'une homogénéisation initiale à 1000°C . Les cristaux de plagioclase représentent une concentration surfacique de 50 à 60% et sont régulièrement répartis et ne montrent pas d'orientation préférentielle de forme avant les expériences en déformation. Les expériences en torsion ont été réalisées dans la presse Paterson à 300 Mpa, une température variant entre 500°C et 850°C et une vitesse de cisaillement de 3.10^{-4} s^{-1} à $5.8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Dans cette gamme de conditions expérimentales, les structures obtenues sont caractérisés par une OPF intense recoupée par des zones de cisaillement.

Pour de faibles déformations ($\gamma < \sim 4$) et une cristallinité $\Phi \sim 50\%$, l'orientation moyenne antithétique de 47° par rapport à la direction de cisaillement (DC) est recoupé par des bandes de cisaillement d'une épaisseur de $40 \mu\text{m}$, synthétique de 8° par rapport à DC et bordée par des gradients d'orientation des lattes de plagioclases marquant le sens normal de cisaillement. Pour $T=750^\circ\text{C}$ et une vitesse de cisaillement de $3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, la viscosité apparente est de $10^{10.0} \text{ Pa.s}$. La contrainte différentielle n'est pas stable pour $\gamma > \sim 0,5$. Elle décroît avec l'augmentation de la déformation ce qui traduit un adoucissement apparent dont le lien avec les structures observées reste à déterminer.

Pour de plus grandes déformations ($\gamma > \sim 4$) et une cristallinité $\Phi \sim 60\%$, Les structures observées sont caractérisée par une alternance régulière de domaines d'orientation respectivement à $\sim 20^\circ$ au dessus et $\sim 40^\circ$ au dessous de la trace du plan de cisaillement. Cette organisation structurale est géométriquement similaires aux systèmes S/C' dont une expression classique dans les magmas est donnée par les textures dites trachytiques. Pour $T=825^\circ\text{C}$ et une vitesse de cisaillement de $3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, la viscosité apparente est de $10^{10.3} \text{ Pa.s}$. La baisse de la contrainte différentielle avec la déformation est moins importante que précédemment ce qui traduit un affaiblissement moins significatif.

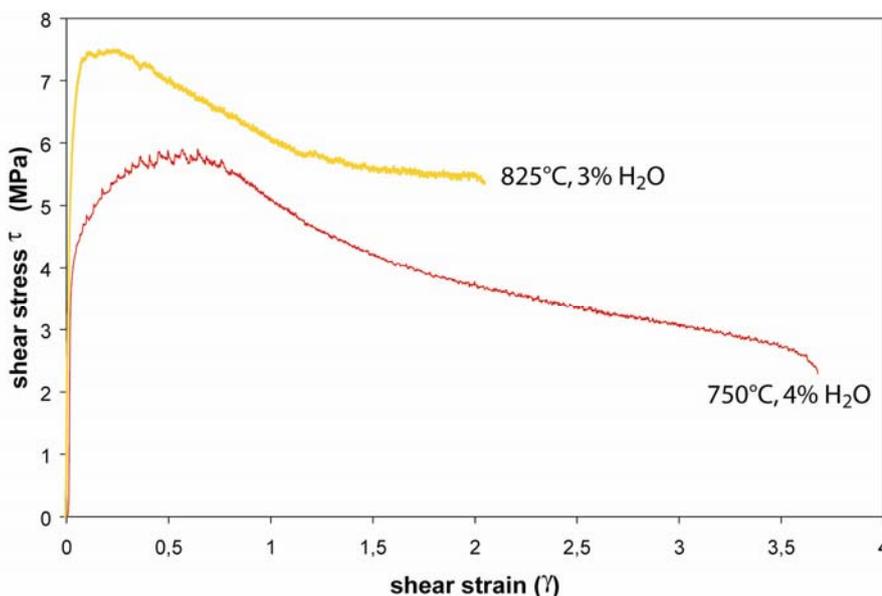


Figure IV.10 : Evolution de la contrainte différentielle τ en fonction de la déformation γ appliquée pour les deux expériences illustrées en figure IV.9.

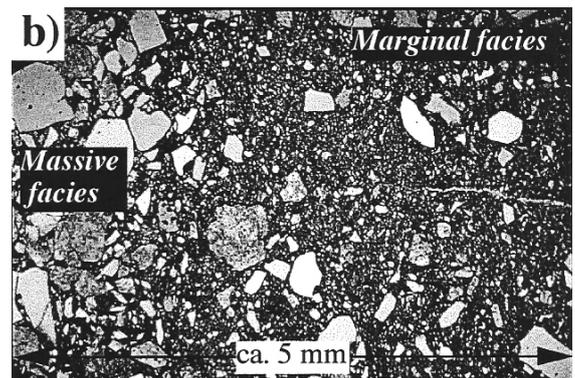
Les travaux en cours visent à quantifier la rhéologie de ces suspensions moyennement concentrées et contraindre le lien avec les structures observées. Cette démarche va être appliquée aux suspensions plus concentrées ($50\% < \Phi < 80\%$) afin de couvrir le domaine encore peu contraint de la transition rhéologique pour proposer un modèle comportemental couplant la rhéologie et les structures/textures des magmas hautement cristallisés. Enfin, les concentrations plus faibles ($30\% < \Phi < 50\%$) seront aussi étudiées pour ajuster ce modèle aux modèles rhéologiques de type Einstein-Roscoe couvrant ce domaine de basse cristallinité.

la fracturation intra-cristalline en conditions tardi-magmatiques et subsolidus : Premiers résultats (M1 2006 et M2 2007 en cours de M. Forien)

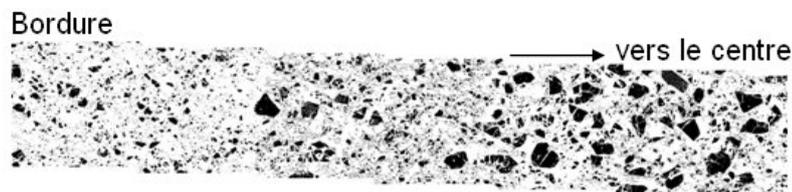
La fragmentation cristalline est un phénomène couramment observé le long des épontes (Pollacci et al. 2005 ; Miura, 1999 ; figure IV.11) mais aussi à la base des coulées et des dômes où les cisaillements sont intenses (Smith, 1996). Le changement de taille de grain est susceptible d'influer sur le comportement rhéologique du magma dans ces zones bordières et donc sur ces capacités de migration (Petford et Koenders, 2001).

Les expériences en torsion dans la presse Paterson ont été réalisées en utilisant des suspensions de 57% de cristaux d'alumine dans un liquide silicaté de composition haplogranitique hydraté à 2,5%. Les expériences ont visé à explorer une gamme de température entre 550° à 700°C et des vitesses de déformation de 3×10^{-4} à $3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ dans le but de déterminer l'influence relative de ces deux paramètres sur la fracturation cristalline.

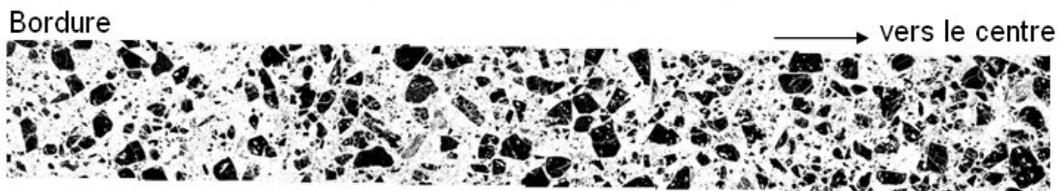
Une analyse statistique de la répartition de taille de grains sur des sections sciées orthogonalement à la direction de cisaillement a été faite sur des expériences antérieures ainsi que sur une expérience faite à 600° C et 3kbar avec une vitesse de cisaillement de 6.10^{-4} s^{-1} (Figure IV.12).



Panorama 524 : $T = 500^\circ\text{C}$, $P = 300 \text{ MPa}$, $\gamma = 8,76$



Panorama 528 : $T = 550^\circ\text{C}$, $P = 300 \text{ MPa}$, $\gamma = 21,26$



Panorama PP-022 : $T = 600^\circ\text{C}$, $P = 300 \text{ MPa}$, $\gamma = 6,06$



Figure IV.12 : Panoramas en section [YZ] dans des suspensions à 57% de cristaux d'alumine déformées en torsion. Dans ces sections la déformation est nulle au centre et maximale en bordure (γ). La fragmentation des cristaux augmente avec la déformation et pour les températures les plus basses (panorama 524).

Nous montrons que pour $\gamma < 10$, la fragmentation cristalline est importante puis elle se stabilise pour $\gamma > 10$. La température n'est mise en évidence comme facteur d'influence qu'au travers de l'observation des images. Le rôle joué par la vitesse de cisaillement, n'a pu être révélé ni par l'analyse, ni par les l'observation directe sur les images. Par ailleurs, les résultats rhéologiques préliminaires indiquent un adoucissement du matériau en corrélation probable avec la réduction de la taille de grain. A l'aide du logiciel CSD Correction 7.31 (Smith, 2006), nous avons montré que la distribution de la taille de grain se faisait de façon linéaire en domaine bi-logarithmique. Une analyse plus fine grâce à cette méthode permettra de déterminer quantitativement l'influence de la température et du taux de déformation sur la fragmentation cristalline dans les suspensions magmatiques concentrées (Forien, M2 en cours).

IV.2 Propriétés rhéologique et mise en place des laves andésitiques

Cadre institutionnel et intervenants

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Les différents intervenants sont L. Arbaret, J.L. Bourdier, A. Burgisser et S. Poussineau avec la collaboration de T. Druitt et T. Giachetti, de Clermont-Ferrand.

Contrats et Moyens financiers obtenus dans le cadre de cette recherche

Ce projet de recherche est financé par l'ANR EXPLANT 'Explosivité des dômes de lave – approche analytique, expérimentale et numérique. Application aux volcans antillais' (Porteur C. Martel). Programme 'Catastrophes Telluriques et Tsunami'.

Problématique :

Dans les systèmes volcaniques (Figure IV.13), Le risque associé à la mise en place des laves andésitiques réside dans la génération d'écoulements pyroclastiques de type 'block and ash flows' qui traduisent l'instabilité gravitaire des dômes (construction par poussée interne : Merapi, de l'Unzen, Montserrat) et 'pumice and ash flows' liés aux phases d'activité explosives intermittentes vulcaniennes et permanentes pliniennes. Les dômes de lave sont aussi capables d'autoexplosivité, par dégazage magmatique superficiel ou par réchauffement d'eau d'origine météorique, avec dans les deux cas fragmentation partielle du dôme et décompression explosive.

Comprendre ce comportement instable et générateur de risque passe nécessairement par une bonne connaissance du comportement dynamique des dômes, de leurs propriétés rhéologiques et de leur mode de dégazage et des paramètres qui contrôlent les phases explosives. Cette connaissance, un des enjeux majeurs actuellement en volcanologie, est loin d'être satisfaisante et ne permet pas une prédiction même à court terme du déclenchement des écoulements pyroclastiques. Les dômes sont soumis à de forts gradients de température et de pression et sont fortement cristallisés (environ 70% de fraction solide en volume), ce qui en fait des milieux rhéologiquement complexes, non newtoniens, proches d'un comportement fragile et atteignant localement cet état. D'autre part, le liquide résiduel, très différencié (dacitique à rhyolitique) et appauvri en eau par dégazage précoce, participe à la viscosité élevée de la lave et par là à un dégazage difficile qui favorise le comportement autoexplosif. Parmi les questions mal résolues actuellement, quelques unes peuvent être rappelées et sont plus ou moins directement adressées dans le présent projet : quelle loi rhéologique suivent les laves de haute cristallinité ?, la déformation en régime d'écoulement est-elle uniforme ou localisée ?, où est située la transition ductile-fragile dans les conduits et dômes (température, taux de contrainte) ?, quelle est l'origine de la microfissuration et son influence sur la résistance mécanique ?

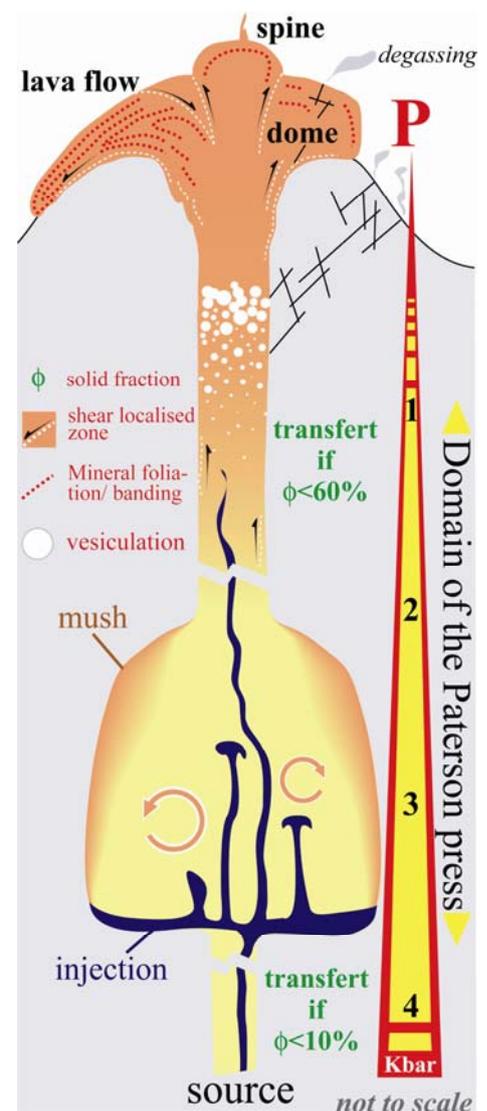


Figure IV.13 : Schéma simplifié d'un système magmatique superficiel avec mise en place effusive en dôme-coulée.

Plan de recherche :

Ce projet vise à caractériser le comportement mécanique des magmas andésitiques au niveau des conduits volcaniques et des dômes à partir de l'empreinte microtexturale observable dans les produits (dômes figés en place, et surtout clastes dans les dépôts des nuées ardentes, qui échantillonnent le dôme à différents stades de son développement, et les produits d'éruptions vulcaniennes qui échantillonnent les différents niveaux dans le conduit). Une documentation détaillée des microtextures (cristallinité, vésicularité, micro-fracturation, fabriques de forme, fabrique magnétique) n'existe pas actuellement. Or les microtextures, acquises au cours de l'écoulement et jusqu'au stade de la fragmentation dans le cas des produits de nuées, peuvent permettre de remonter à différents aspects du comportement rhéologique et de son évolution dans le temps. Les structures qui peuvent être éventuellement reconnues sont, depuis le stade magmatique précoce jusqu'à la fin de la mise en place à l'état sub-solide les fabriques cristallines, les bandes de cisaillement, la fracturation et la fragmentation cristalline.

Cette étude tentera de dégager les spécificités de l'évolution rhéologique et structurale des magmas andésitiques depuis leur transfert dans le conduit jusqu'à la mise en place sous forme de dômes. 2 cibles sont actuellement en cours d'étude. Le volcan Mérapi pour lequel la mission d'exploration 2003 a mis en évidence d'excellentes sections complètes ou partielles parmi lesquelles les dômes de 1888-1909, 1906, 1953 et 1948 et le volcan de la soufrière de Montserrat dont l'activité volcanique permanente depuis 1995 avec des phases cycliques de construction-destruction du dôme terminal, les dépôts associés et les phases d'activité vulcanienne de 1997, sont particulièrement bien suivit. Ce dernier est la cible actuelle étudiée au travers du projet ANR EXPLANT.

Résultats attendus

L'activité éruptive actuelle de la soufrière de Montserrat ne permettant pas d'accéder au dôme, l'étude et le prélèvement des produits ponceux issus des phases vulcaniennes de 1997 ont été privilégiés lors de la campagne d'échantillonnage de Juillet 2006 (Figure IV.14). L'objectif sur site a été d'échantillonner un panel représentatif de toutes les textures présentes dans les produits de cette éruption au niveau des 'pumices and ash flows' et des retombés. Leur observation au microscope et au MEB a montrée une grande variabilité texturale en termes de porosité, de fracturation cristalline, de proportion en microlites et verre résiduel. Les travaux débutés fin 2006 portent sur la caractérisation de ces textures qui seront confrontées aux teneurs en eau sur roche totale obtenues par la méthode Karl Fisher par S. Poussineau afin de déterminer le niveau structurale propre à chaque texture.

On portera une attention particulière aux échantillons présentant des mélanges texturaux sous la forme de rubanements. Ces faciès sont actuellement considérés soit comme des rubanements liés à la déformation cisailante en bordure de conduit (modèle de Kennedy et al., 2005), soit comme des faciès de mélange de niveaux à vésiculation contrastée au centre du conduit (modèle de Platz et al., 2007). La détermination du niveau structural vertical et horizontal dans le système du conduit permettra de fournir un schéma de distribution spatiale et d'évolutivité des paramètres étudiés qui permettra d'affiner les modèles numériques de conduits (A. Burgisser) et ainsi de mieux comprendre les processus physiques à l'origine des phases explosives vulcaniennes.



Figure IV.14 : Blocs de ponces en levée de remaniement par les eaux sur la surface d'une coulée pyroclastique issue de la phase vulcanienne de 1997 (Aéroport, Montserrat Hills)

Pour ce qui concerne l'année 2007, le point fort de l'étude texturale des produits vulcaniens est représenté par la caractérisation 3D par microtomographie X à 0,7 μm sur le synchrotron du Swiss light Source de l'Institut Paul Scherrer (PSI), Suisse. Ce projet est co-financé par le PSI et la CEE (porteur L. Arbaret). Le texte du projet est donné ci-après *in extenso*:

Dynamics of Vulcanian eruptions: Three dimensional characterisation of bubble and crystal fabrics from natural and experimental samples.

proposal ID 20060787

Aim of the project

Explosive volcanism is a serious natural hazard that kills people, impacts local environment and can affect global climate. Explosive eruptions occur because a magma rising from depth exsolves its dissolved gas (mostly water vapour), causing it to foam. If the confining pressure is suddenly released by caprock rupture, the slowly flowing foam can fragment violently, creating Vulcanian explosions that discharge gas and quenched foam droplets (pumice). These short-lived and vertical explosions often produce destructive pyroclastic flows. The rapidly quenched foam droplets form pumice, which rains to the ground or is incorporated into pyroclastic flows. The transfer of gas- and silica-rich magmas through volcanic conduits is thus a complex process, the understanding of which is directly linked to volcanic risk assessment and crisis management.

At the present time, we are unable to estimate or predict the explosive potential associated with these highly viscous and gas-rich magmas. It has been recognised that the size and shape distributions of both crystals fabrics and gas bubbles in pumice can provide quantitative information on the physical processes operating in the volcano conduit during magma ascent, foaming and fragmentation [1]. In order to better constrain the influence of each phase on the rheological behaviour of the magma during the successive flowing and explosive episodes of Vulcanian eruptions, we propose to analyse by High resolution X-ray computed tomography both natural products from Vulcanian eruptions and experimentally deformed synthetic magmas at high pressure and temperature. This application is presented in the context of the ANR project "EXPLANT" to better characterise the mechanisms of explosive eruptions of the Antilles volcanoes.

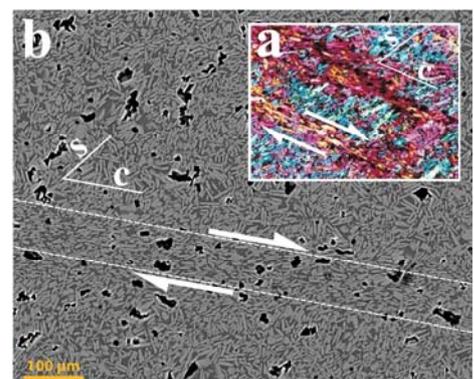
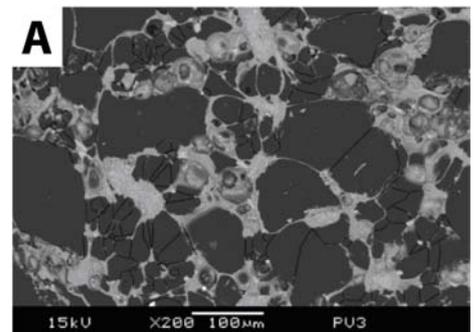
Samples description

Natural samples:

The natural samples are composed of pumice (60 wt% SiO_2 , 20 wt% Al_2O_3 , 7 wt% FeO , 8 wt% CaO , 2 wt% MgO , 3 wt% Na_2O) produced in July 1997 during the Vulcanian activity of the ongoing eruption of the Soufriere Hills, Montserrat Island (Figure 1). These eruptions have been already well characterised through field and video studies, allowing estimation of many of the relevant physical parameters and making these events some of the best understood explosive eruptions in the world [2].

Experimental samples:

The starting material is a suspension of 50-60% volume of randomly distributed and oriented, 3-4 μm large and 20 μm long, crystals of plagioclase obtained by crystallizing a synthetic haplonalite glass. Torsion experiment of this magma was performed using a Paterson HP-HT apparatus, at 300 MPa and temperatures from 500°C to 850°C and low shear strain rates ($\sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). A preliminary 2D analysis in polished thin sections shows that a strong Crystal Preferred Orientation develops at large deformation. This crystal fabric is locally crosscut by a 40 micron thick shear zone bordered by shear gradients indicating normal shear sense (Figure). These structures, which we believe represent well the slow flowing stage of Vulcanian eruptions, are regarded as evidence of shear thickening behaviour [3].



Justifications for using the High Resolution X-ray Computed Tomography (HRXCT)

Measurements of 3D crystal and bubble size and shape distributions are arduous to determine accurately, being classically extrapolated from measurements on 2D sections. Moreover the bubbles in pumice typically range in size from a centimetre down to a few microns, again rendering classical methods rather imprecise. The walls between adjacent bubbles in pumice can be very thin (as little as 1 μm , Figure 1), so that they are susceptible to breakage during the impregnation required in 2D measurements, or by intrusive methods such as mercury porosimetry. In addition, and similarly to crystals in experimentally deformed samples, the tomographic measurements will be carried out on natural samples for which the 3D bubble size distributions have already been estimated from 2D sections, allowing us to compare and contrast results of the two methods (Figure 1).

These difficulties can be overcome by use of tomography, which is a non-intrusive method of determining directly bubble size and shape distributions in 3D [4]. However, owing to the very thin nature of bubble walls in pumice, this can only be done using the highest resolution presently available in tomography. In the case of experimental magmas, the typical size of synthesised crystals is 3-4 μm large (Figure 2). Here again, grain size quantification needs a resolution of less than 1 μm . For these reasons we require access to the X04SA instrument (MS-XTM) with an optic system giving a pixel size of 0.35 μm . This high resolution is only accessible using a synchrotron radiation.

Experimental method

Cylindrical samples, 720 μm in diameter, will be selected in the natural samples that represent the most common texture found in the Vulcanian deposits of July 1997. Primary objects of interest in those samples are bubbles, which are 10 times larger to 1000 times smaller than sample size. Large bubbles are the object of a separate study by low-resolution CT. Similar cylinders will be prepared from the synthetic magmas experimentally deformed at various finite strains, temperature and strain rates illustrating the different conditions of flow and rheology prior the explosive stage of the Vulcanian eruptions. Primary objects of interest in those samples are crystals, which are 50 to 200 times smaller than sample size.

Results expected

Quantification of the 3D textures obtained with the HRXCT in the natural samples will include volume content, size distribution, shape and preferred orientation (BLOB3D, [4]), interconnectivity (3DMA), and pumice permeability (MFI) of the gas bubbles. These parameters will then be compared to predictions of theoretical models on bubble nucleation, growth, coalescence and rupture histories as functions of magma physical properties. The results will be linked to the other parameters we acquired on these pumice and the eruptions that formed them (field observations, magma ascent rate, 2D bubble size, pycnometry, etc.) to extend our knowledge of the most violent phase of Vulcanian eruptions.

Quantification of the 3D textures in the experimentally deformed magmas (for which the rheology has been measured) will include volume content, size distribution, shape and preferred orientation (BLOB3D, [4]). These parameters will bring essential keys to better understand the rheological behaviour of the slow flowing phase that immediately precedes Vulcanian eruptions.

References

1. Kennedy, B., Spieler, O., Scheu, B. Taddeucci, J. and Dingwell, D.B. 2005. Conduit implosion during Vulcanian eruptions. *Geology* 33, 581-584.
2. Formenti, Y., Druitt, T.H., and Kelfoun, K. (2003) Characterization of the 1997 Vulcanian explosions of Soufrière Hills volcano, Montserrat, by video analysis, *Bulletin of Volcanology*, v.65, p. 587-605.
3. Petford, N. and Koenders, M.A. 2001. Consolidation phenomena in sheared granitic magma: effects of grain size and tortuosity. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 281-286.
4. Ketcham, R. A. 2005. Three-dimensional grain fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography. *Journal of Structural Geology* 27, 1217-1228.

VI. Demandes de financements et encadrements de recherche

VIII.1 Demandes de financement depuis 2000

Les demandes de financement pour obtenir des fonds de fonctionnement propres et de l'équipement en appui de la dotation annuelle par le laboratoire constituent une charge quelquefois lourde mais aujourd'hui indissociable de l'activité de recherche. Les deux tableaux ci-dessous retracent l'historique des demandes que j'ai effectué en tant que (co-)porteur ou auxquelles j'ai été associé au sein de l'ISTO. Les montants indiqués sont globaux et ne détaillent pas la quote part allouée à mes travaux de recherche ; dans la plupart des projets la dotation individuelle y étant souvent difficile à extraire. En ce qui concerne les projets d'équipement mi-lourds, j'ai participé au projet d'acquisition de la presse Paterson par l'équipe « magmas et liquides silicatés » de 2001 à 2006 (co-porteurs Arbaret/Martel/Pichavant) et suis impliqué dans la demande d'achat toujours en cours d'un microtomographe 1µm par l'ISTO (co-porteurs Arbaret/Burgisser).

Demandes de financements scientifiques autres que fonds ISTO

Année	Titre du projet	Porteur(s)	Montant demandé	Type de demande, Organisation	Montant obtenu
2001	Fabriques magmatiques et tardi-magmatiques dans les granites	L. Arbaret	9184 Euros	BQR ; Université d'Orléans	5500 Euros
2001	Propriétés rhéologique des dômes andésitiques	L. Arbaret C. Martel	4700 Euros	Centre de Recherches volcanologiques	3500 Euros
2002			5700 Euros		2600 Euros
2003			5700 Euros		3500 Euros
2005	Projet « EXPLANT »	C. Martel (L.Arbaret : 70%)	456000 Euros	ANR thématique	350000 Euros
2007	3F « IFDR »	Y. Branquet (L.Arbaret : 30%)	29158 Euros	Programme national Faille, Fluide, Flux	soumis
2007	Projet « Flow Track »	S. Sizaret (L.Arbaret : 30%)	203253 Euros	ANR Jeune chercheurs	soumis

Demandes spécifiques d'équipement autres que fonds ISTO

Année	Titre du projet	Equipement	Porteur(s)	Montant demandé	Type de demande, Organisation	Montant obtenu
2001	Mesures rhéologiques des magmas silicatés sous pression	PRESSE PATERSON	L. Arbaret C. Martel	80000 Euros	ATIP, CNRS	0 Euros
2002				198185 Euros	ACI Jeunes Chercheurs ; Ministère de la Recherche	0 Euros
2002				198185 Euros	ACI Jeunes Chercheurs ; Ministère de la Recherche	0 Euros
2004				370000 Euros	ACI Jeunes Chercheurs ; Ministère de la Recherche	130000 Euros
2004	Suspensions magmatiques	PRESSE PATERSON	M. Pichavant	60000 Euros	Mi-lourds, INSU	30000 Euros
2003	Propriétés des suspensions magmatiques dans un champ de pression anisotrope			180000 Euros	Région via l'Université, hors CPER	140000 Euros
2004				60000 Euros	Mi-lourds, INSU	30000 Euros
2005				60000 Euros	Mi-lourds, INSU	30000 Euros
2006	Quantification texturale des géomatériaux par microtomographie X à 1µm	Microtomographe NANOTOM	L. Arbaret A. Burgisser	50000 Euros	Mi- lourds, INSU	0 Euros
2006				126 000 Euros	Région via l'Université, hors CPER	0 Euros
2007				40000 Euros	Mi- lourds, INSU	Dossier soumis
2007			20000 Euros	BQR ; Université d'Orléans	20000 Euros	

Acquisition et mise en fonction de la presse Paterson

Au cours de l'année 2004, le plan de financement d'équipement pour l'acquisition d'une presse HP-HT Paterson pour l'ISTO a été finalisé notamment par l'obtention d'une ACI « Jeunes Chercheurs » qui est venue compléter les financements déjà obtenus (financement Université/Région, INSU - équipements mi-lourds, financements propres ISTO). Ce plan avait été originellement établi sur la base de l'achat d'un appareillage neuf auprès de la société australienne seul fabricant de ce type de presse (Société *Australian Scientific Instruments*). Ors, dès le début de 2005, une opportunité nous a été donnée de racheter la Presse Paterson, alors âgée de 5 ans, propriété du Bayerische Institut, Bayreuth, Allemagne ; et ce pour un coût très inférieur à un appareillage neuf. Après une première visite de contrôle de l'état de la presse en Février 2005, et suite aux discussions sur la transaction financière entre le Bayerische Institut et l'ISTO, cette opération a été validée en Mai. Le déménagement de la presse Paterson, suivi par trois membres de l'équipe, a été effectué en Juillet. La presse a été définitivement installée après mise en conformité de son local d'accueil fin Août 2005.

La presse acquise par l'ISTO, a déjà réalisée plusieurs séries d'expériences en déformation lors de ces cinq dernières années d'exploitation au Bayerische Institut. Après son transfert à l'ISTO, cet historique a présenté l'avantage de remettre rapidement en ordre de marche cette presse dès octobre 2005. Ce travail a été aussi grandement facilité par l'expérience acquise par R. Champallier (ingénieur d'étude spécialisé en HP-HT et responsable de la Presse Paterson de l'ISTO) et moi-même au cours de quatre missions réalisées auparavant sur la presse Paterson de l'Ecole l'ETH de Zurich.



torsion

Après les tests de calibration en statique de l'autoclave et du four dans le courant du mois d'octobre, des expériences en torsion ont été réalisées avec succès en Novembre. la presse Paterson est donc opérationnelle depuis octobre 2005 ; date des premières séries d'expériences qui ont été réalisées par D. Picard dans le cadre de sa thèse MNERT.

Déploiement d'un pôle analytique 3D : projet d'équipement de tomographie X à 1 µm

Les différentes techniques que nous utilisons pour l'analyse texturale des produits obtenus dans nos expériences sont l'ASM pour les fabriques magnétiques (mesures à l'ISTO), l'orientation préférentielle de forme des cristaux et des bulles par la méthode de reconstruction tensorielle 3D à partir d'images 2D (collaboration P. Launeau, Nantes) et, en prévision, l'EBSD pour l'orientation cristallographique des phases minérales (collaboration envisagée avec K. Kunze, ETH-Zurich). Ces différentes techniques souffrent cependant d'un manque de versatilité. C'est pourquoi, en complément de ces techniques, un microtomographe X haute résolution est en demande. Le développement récent d'appareillage de laboratoire à haute résolution (1 µm, i.e. 1 pixel représente 1 µm) permet la réalisation de nombreux projets scientifiques pour lesquels la taille des objets et des textures étudiées nécessite une telle résolution. La microtomographie X permet en effet d'obtenir une image 3D directe d'un échantillon et des objets qui le compose (cristaux, verre, vésicules). Au-delà de la visualisation 3D du matériau étudié, on peut définir trois axes analytiques tridimensionnels : la quantification des objets, des textures et du réseau formé par un des objets.

VI. Encadrements de recherche (depuis 1998)

Thèses Universitaires

- **Gerold Zeilinger.** D'avril 1998 à Avril 2001. *Structural and geochronological study of the lowest Kohistan Complex, Indus Kohistan region in Pakistan, NW himalayas.* Directeur de Thèse : J.-P. Burg, Co-encadrement (terrain) : L. Arbaret (20%). Bourse du Swiss National Found, Ecole Polytechnique de Zurich.
- **Stéphane Poussineau.** De septembre 2001 à septembre 2004. *Dynamique des magmas andésitiques dégazés (dômes): approche expérimentale et pétro-structurale, application a la Soufrière de Guadeloupe et a la Montagne Pelée.* Directeur de Thèse : J.L. Bourdier, Co-encadrement : L. Arbaret (20%) et C. Martel. Bourse MRT, Université d'Orléans.
- **David Picard.** Depuis Septembre 2005. Co-encadrant de thèse avec M. Pichavant (Directeur, DR., CNRS). *Déformation HP-HT en torsion des magmas siliceux: contraintes expérimentales sur l'évolution structurale et les transitions rhéologiques aux moyennes et fortes cristallinités.* Bourse MNERT dans le cadre de l'ACI Jeunes Chercheurs 2004-2006 « Suspensions magmatiques » (porteurs : L.Arbaret/C. Martel). Financement des moyens : ANR EXPLANT.

Stages de recherche de Master 1 et 2 :

- **V. Ringuede.** 2002 – M1 : Etude par l'analyse d'images des sous-fabriques de forme dans un gabbro mylonitisé.
- **S. Longuépée.** 2003 – M1 : Microfabrication et structuration des dômes : application au grand Sarcouy.
- **Mélanie Forien.** 2005 - M1 : Etude expérimentale en conditions subsolidus de la fragmentation cristalline dans les magmas.
- **Mélanie Forien.** 2006-2007 – M2 : Etude expérimentale en conditions subsolidus de la fragmentation cristalline dans les magmas déformés en torsion.
- **Queffurus Matthias.** 2007 – M1 : Etude de la pétrologie et de la distribution de forme et de taille des grains des faciès rubanés associés aux éruptions volcaniennes de 1997, Montserrat Hills.
- **Vergoz Thomas.** 2007 – M1 : Etude statistique de la forme des fibres de verre : contraintes sur la rhéologie et le mode de décompression et refroidissement des faciès profonds des dômes andésitiques, Montserrat Hills.

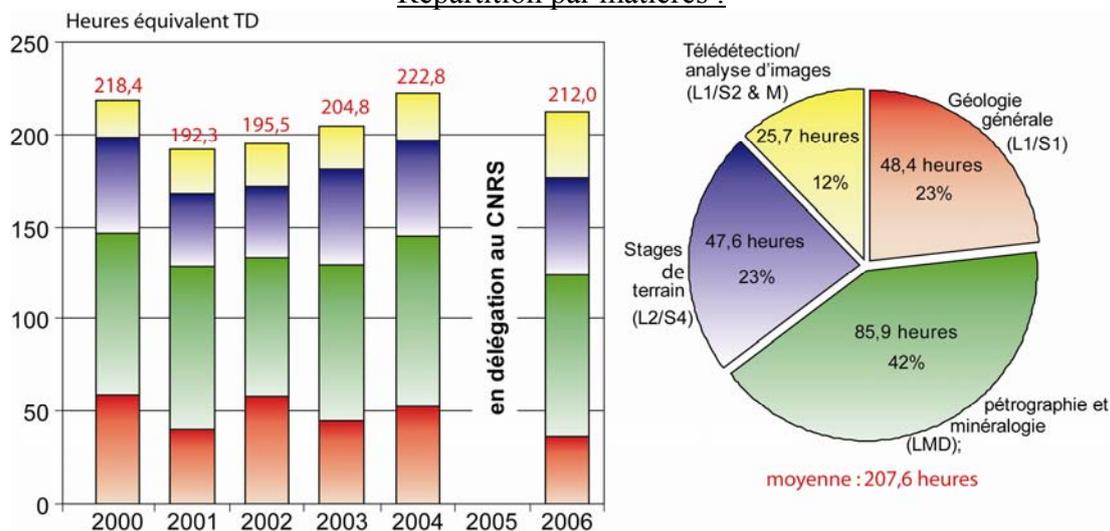
VIII. Autres Activités

L'activité en matière d'enseignement et de création de ressources pédagogiques représente pour moi une activité de formation indissociable du travail de recherche d'un Enseignant-chercheur. C'est particulièrement vrai pour les enseignements liés aux stages de recherche de Master mais c'est aussi le cas pour la Licence qui constitue le socle de connaissances indispensables au travail des futurs chercheurs.

Activités d'enseignement

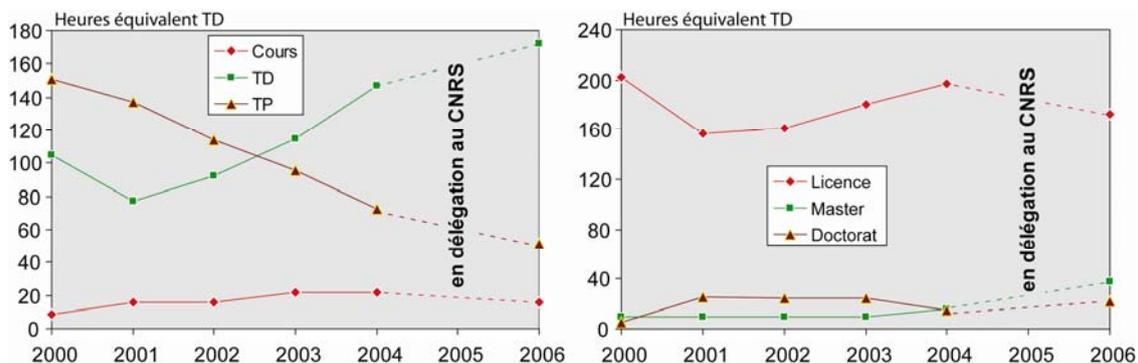
Mon activité d'enseignement a débuté en septembre 1996 dans le cadre d'un contrat à mi temps d'un an sur un poste d'Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche au sein du Département de Géologie de l'Université de Clermont II. Au cours des 4 années suivantes, j'ai effectué essentiellement des encadrements de stage de terrain de Géologie Structurale dans les Alpes, la montagne noire et l'Oman dans le cadre de la formation de l'institut de Géologie de l'ETH de Zurich. Ces enseignements ne sont pas détaillés ici. Depuis Septembre 2000, abstraction faite de l'année universitaire 2005-2006 au cours de laquelle j'ai obtenu une délégation au CNRS, mes charges d'enseignement sont stables, variant entre 192 et 223 heures.

Répartition par matières :



Une part importante de mes enseignements est consacrée à la pétrographie et la minéralogie sur les trois niveaux du LMD. Viennent ensuite les enseignements de première année à part égale avec les différents camps de terrain (camp du Mas D'Azil en L2 depuis 2001 et Stage de Volcanologie en M1 depuis 2005). Enfin, j'interviens à hauteur de 10% de mon enseignement dans un module de Géologie de polytech'Orléans en télédétection; seul enseignement que j'effectue hors de la composante UFR Sciences.

Répartition par type d'enseignement et par Diplôme :

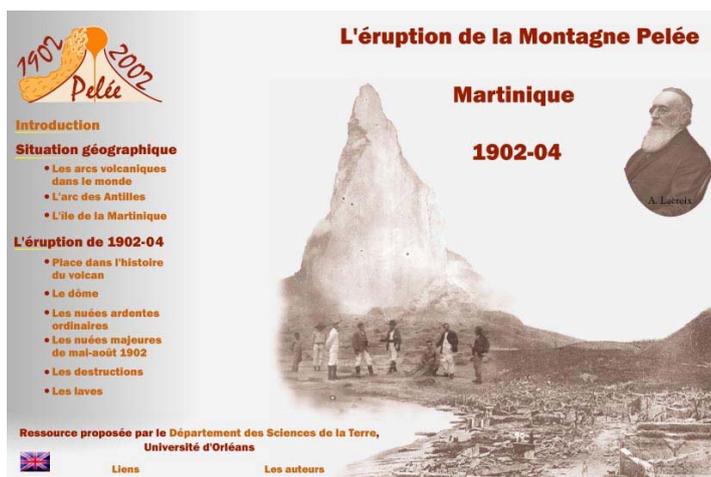


Création de ressources pédagogique et internet

Site internet consacré à l'éruption de la Montagne Pelée, Martinique

L'éruption de la Montagne Pelée en 1902-04 est une éruption volcanique fameuse à divers titres. D'abord, c'est une catastrophe humaine de première importance. Le nombre de victimes est imprécis, de l'ordre de 28000 à 30000, mais en fait l'éruption volcanique la plus meurtrière du 20^{ème} siècle et jusqu'à aujourd'hui. Ensuite, elle a fait découvrir aux scientifiques de l'époque des phénomènes volcaniques alors très mal connus : d'une part, la formation et la croissance d'un dôme de lave ; d'autre part, accompagnant cette croissance, des manifestations plus ou moins explosives qui ont généré des écoulements pyroclastiques.

A l'occasion du centenaire de cette éruption, J.L. Bourdier, professeur à l'Université d'Orléans, et moi-même avons conçus un site consacré à l'histoire de l'éruption de 1902-1904 de la Montagne Pelée, Martinique dans lequel est retracé l'historique de l'éruption, les descriptions du dôme, des coulées pyroclastiques et de leur dépôts ainsi que les destructions. Il s'agit d'un site destiné aux élèves et enseignants des lycées et Universités et dont l'iconographie est largement reprise de Lacroix A. (1904), La Montagne Pelée et ses éruptions ; *Editions Masson*, Paris, 662 p.



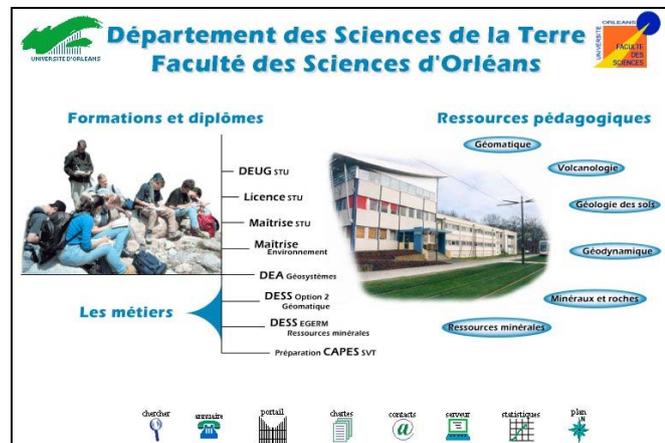
Ce site est hébergé par le site du Département des Sciences de la Terre d'Orléans et est accessible à l'adresse : http://www.univ-orleans.fr/SCIENCES/GEOLOGIE/res_ped/volcano/pelee2002/index.htm

Site internet du Département des Sciences de la Terre d'Orléans

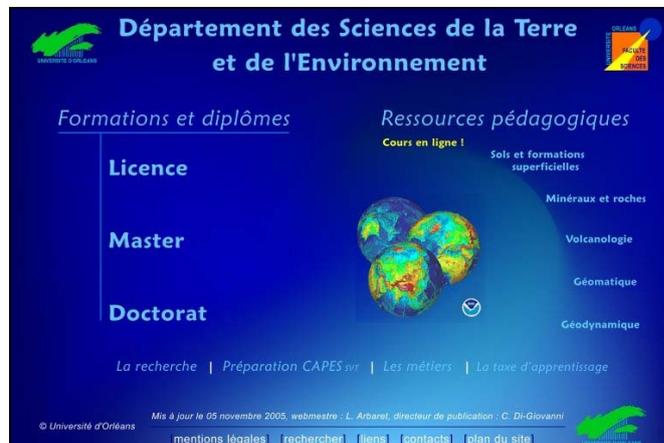
Le besoin de créer un site propre au département des Sciences de la Terre c'est fait ressentir dès 2001 afin, d'une part, de faire connaître les détails de la formation proposée et, d'autre part, d'offrir des ressources pédagogiques en ligne dans les différentes grandes disciplines de la formation.

La première version qui fut mise en ligne en Septembre 2001 a été refondue en contenu et style graphique en Juin 2004 à l'occasion du passage à la structure LMD. J'ai assuré sa création, sa mise en ligne et sa maintenance ; maintenance assurée depuis 2002 en partenariat avec Y. Branquet.

Le site est à l'adresse <http://www.univ-orleans.fr/sciences/GEOLOGIE/>



Première version du site de Septembre 2001 à Juin 2004



Seconde version active depuis Juin 2004

Charges administratives et pédagogiques depuis septembre 2000

Dans le cadre de l'Université d'Orléans, UFR Sciences

- Membre permanent du collège B à la commission de spécialistes d'Orléans, 35^e et 36^e section Sciences de la Terre depuis novembre 2004 (suppléant de José Pons de janvier 2003 à novembre 2004).
- Membre élu du collège des personnels au conseil de l'UFR Sciences de l'Université d'Orléans depuis novembre 2002.
- Représentant du département des Sciences de la Terre à la commission Web de l'UFR Sciences depuis septembre 2001.
- Représentant du conseil des composantes à la commission « hygiène et sécurité » de l'UFR Sciences depuis novembre 2003.

Dans le cadre de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

- Représentant élu du collège chercheurs et enseignants-chercheurs au Conseil De Laboratoire de l'ISTO depuis janvier 2004.
- Secrétaire de la commission informatique de l'ISTO de Septembre 2003 à Janvier 2006.
- Secrétaire de la commission Bibliothèque de l'ISTO de Septembre 2003 à Janvier 2006.

Dans le cadre du Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement d'Orléans

- Webmaster du site Internet du département (création en 2001 et maintenance depuis cette date avec refonte en Juin 2004 dans le cadre de la réforme LMD).
- Membre de l'équipe de formation et de l'équipe pédagogique en temps que responsable du semestre 4 (président de Jury) de la Licence Sciences et Technologie mention Sciences de la Terre et de l'Univers.
- Responsable du module de Licence des Sciences de la Terre ancienne maquette ST 6.03 « Pétrologie Endogène », refondu en module de Master première année MGE1.02A « pétrologie Endogène ».
- Membre du Jury de Licence Sciences et Technologie mention Sciences de la Terre et de l'Univers.

IX. Liste des publications

Type	Nombre
Publications à comités de lecture	13 (8 en 1 ^{er} auteur, 4 en 2 nd auteur) 4 soumises ou en préparation.
Publications sans comités de lecture / vulgarisation	1 (1 ^{er} auteur)
Conférences internationales	34 (dont 16 en 1 ^{er} auteur)
Séminaires, rapports et mémoires	18

Publications à comités de lecture internationaux

- Arbaret L.**, Launeau P. & Diot H. Significance of shape and magnetic fabrics of magnetite particles in analogue three-dimensional simple shear flow. En préparation pour *J. Struct. Geol.*
- Arbaret, L.**, Three-dimensional grain shape fabric and clustering analysis by synchrotron-based X-ray tomography in a magmatic suspension deformed in torsion, en preparation pour *JRL*.
- Champallier, R., Bystricky M. **Arbaret, L.**, Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: From pure hydrous melt to 75 vol. % of crystals. Soumis à *EPSL*.
- Arbaret, L.**, Champallier, R. & Bystricky M., Structure and rheology of hydrous synthetic magmatic suspensions deformed in torsion at high pressure. Soumis à *JGR*.
- Burlini L., **Arbaret L.**, Zeilinger G. & Burg J.P. (2005). High-temperature and pressure seismic properties of a lower crustal prograde shear zone from the Kohistan arc, Pakistan. *High-strain Zones: structure and physical properties* (Bruhn, D. & Burlini L. eds), Geophysical Society, London, Special Publication, 245, 187-202.
- Burg J.P., **Arbaret L.**, Chaudhry N., Dawood H., Hussain S. & Zeilinger G. (2005) Shear strain localisation from the upper mantle to the middle crust of the Kohistan arc (Pakistan). *High-strain Zones: structure and physical properties* (Bruhn, D. & Burlini L. eds), Geophysical Society, London, Special Publication, 245, 25-38.
- Arbaret L.** & Burg J.-P. (2003) Complex flow in lowest crustal, anastomosing mylonites: strain gradient in a Kohistan gabbro, northern Pakistan. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B10, 2467-2484.
- Mancktelow N.S, **Arbaret L.**, Pennacchioni G. (2002) Experimental observations on the effect of interface slip on rotation and stabilisation of rigid particles in simple shear and a comparison with natural mylonites. *Journal of Structural Geology*, 24, 567-585.
- Arbaret L.**, Fernandez A., Jezek J., Ildefonse B., Launeau P. & Diot H. (2001). Analogue and numerical modeling of shape fabrics: consequences for strain and flow determination in magmas. Geophysical Society of America special paper, fourth Hutton symposium on the origin of granites and related rocks (B. Barbarin, W. E. Stephens, B. Bonin, J.-L. Bouchez, D. B. Clarke, M. Cuney, and H. Martin eds), 350, 97-110.
- Arbaret L.**, Mancktelow N.S & Burg J.P. (2001) Shape-preferred orientation and matrix interaction of three-dimensional particles in analogue simple shear flow. *Journal of Structural Geology*, 23, 1, 113-125.
- Arbaret L.**, Fernandez A., Jezek J., Ildefonse B., Launeau P. & Diot H (2000). Analogue and numerical modeling of shape fabrics: consequences for strain and flow determination in magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 90, 97-109.
- Arbaret L.**, Burg J.P., Zeilinger G, Chaudhry N., Hussain S & Dawood H. (2000). Pre-collisional anastomosing shear zones in the Kohistan Complex (NW Pakistan). in Khan, M. A., Treloar, P. J., Searle, M.P. & Jan, M. Q. (eds) Tectonics of Western Himalaya & Karakoram. *Geological Society, London, Special Publications*, 170, 295-311.
- Gaime S., Rouger E., **Arbaret L.**, Gauthier F. & Auvity C. (1999). Les occupations successives d'un site médiéval : l'exemple de la motte d'Olby. *Archéologie médiévale*, 29.

- Arbaret L.**, Diot H., Bouchez J.L., Saint Blanquat M. & Lespinasse P. (1997). Analogue 3D simple-shear experiments of magmatic biotite subfabrics. *in* "Granites : from segregation of melt to emplacement fabric". *J.L. Bouchez et al. (eds)*, 129-143.
- Ildefonse B., **Arbaret L.** & Diot H. (1997). Rigid particles in non-coaxial flow : is their shape preferred orientation periodic or steady-state ? *in* "Granites : from segregation of melt to emplacement fabric". *J.L. Bouchez et al. (eds)*, 177-185.
- Arbaret L.**, Diot H. & Bouchez J.L. (1996). Shape fabrics of particles in low concentration suspensions : analogue experiments and application to tilting in magma. *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 7, 941-950.
- Arbaret L.**, Diot H. & Launeau P. (1993). Le suc phonolitique du Petit Gerbier (Velay, Massif Central); fabriques magnétiques et magmatique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 316, 2, 1603-1610.

Publications de vulgarisation

- Arbaret L.** & Champallier R. (2006). La déformation expérimentale des matériaux géologiques en presse Paterson : application aux suspensions magmatiques. *Microscop* 49, 18-19.

Conférences internationales

- Picard D. **Arbaret L.**, Pichavant M., Champallier R. & Launeau P. (2007). Structure and rheology of crystal-rich silicic magmas deformed in torsion at high pressure – high temperature : experimental constraints. RST Dijon (Oral).
- Poussineau S., **Arbaret L.** and Burgisser A. (2007). Water content of 1997 vulcanian pumices at Soufriere Hills Volcano (Montserrat) and implications on pre-eruptive conduit conditions. AGU Vienne.
- Champallier, R. Bystricky, M. & **Arbaret, L.** (2006) Influence of crystal fraction on the rheological behavior of magmas: an experimental investigation at 300 MPa in the temperature range 475-600°C. EMPG XI, Bristol (communication orale).
- Picard, D., **Arbaret, L.**, Pichavant, M. & Champallier, R. (2006) Structures and rheology of crystal-rich silicic magmas deformed in torsion at high pressure: Experimental constraints. EMPG XI, Bristol (poster).
- Arbaret, L.**, Champallier, R. & Bystricky M. (2005) Torsion experiments on magmatic suspensions. 15th Conference on Deformation mechanism, Rheology and Tectonics. P. 34 (communication orale).
- Arbaret, L.**, Champallier, R. & Bystricky M. (2005) Torsion experiments on magmatic suspensions. 15th Conference on Deformation mechanism, Rheology and Tectonics. P. 34 (poster).
- Burg, J. P. & **Arbaret, L.** (2004) Shear strain localisation in the upper mantle and the lower to middle crust of the Kohistan arc (Pakistan). 32nd IGC Florence, Oral 309-1, p. 1380.
- Arbaret L.** & Burg J.P. (2003) Complex flow in lowest-crustal, anastomosing mylonites: Strain gradients in a Kohistan gabbro, N-Pakistan. Deformation Mechanisms, Rheology and tectonics Conferences, Saint Malo, France (communication orale).
- Burg, J. P. & **Arbaret, L.** (2003) Shear strain localisation in the upper mantle and the lower to middle crust of the Kohistan arc (Pakistan). Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 02230. European Geophysical Society 2003.
- Champallier, R., Scaillet, B., Pichavant, M., **Arbaret, L.**, Peilleron, L. & Pons, J. (2002). Preliminary results on experimental crystallisation under coaxial stress. EMPG IX, Zurich.
- Poussineau S., Martel C., Bourdier J.L., **Arbaret L.**, Pichavant M. (2002) Texture des mésostases des andésites des éruptions de 1902 et 1929 à la Montagne Pelée (Martinique) : contraintes sur le

dégazage dans le dynamisme éruptif "peléen". 19eme Réunion des Sciences de la Terre. Avril 2002, Nantes.

- Poussineau S., Martel C., Navière C., Pichavant M., Bourdier J.L., **Arbaret L.** (2002) Preliminary decompression experiments of 1902 and 1929 andesites from Mount Pelée (Martinique): implications for "pelean style" degassing. Mount Pelee 1902-2002, Explosive volcanism in subduction zones, IAVCEI-IPGP congres, Mai 2002.
- Burlini, L., **Arbaret, L.** & Burg, J. P. (2002) Prograde shearing in the lowest crust: seismic consequences. E.G.S., Nice, France, session TS 4.02: High Strain Zones (communication orale).
- Arbaret, L.** & Burg J.P. (2002) Shape fabric and strain gradients in sheared gabbros of Kohistan (N-Pakistan). TSG 2001: "Transport and flow processes within shear zones", London (poster).
- Arbaret, L.**, Ildefonse, B., Jezek, J., Fernandez, A. N., Launeau, P., Diot, H. & Bouchez, J. L. (1999). Analogue and numerical modeling of shape fabrics: consequences for strain and flow determination in magmas. In Barbarin, B. (ed.) The origin of granites and related rocks, Fourth Hutton symposium, Document du BRGM 290, p. 74 (communication orale).
- Arbaret L.**, Burg J.-P., Zeilinger G. & Launeau P. (2000). Anastomosing Shear Strain Distribution in Arc-related Gabbros of the Kohistan Complex, Western Himalayas, North Pakistan. 17th Swiss Tectonics Studies Group Meeting Geological Institute of the ETH, 31 mars- 1^{er} Avril (poster).
- Mancktelow N.S & **Arbaret L.** (2000). Rotational behaviour and perturbation flow field for monoclinic particles with coherent and non-coherent boundaries. 17th Swiss Tectonics Studies Group Meeting Geological Institute of the ETH, 31 mars- 1^{er} Avril 2000 (poster).
- Zeilinger G, Burg J.-P. & **Arbaret L.** (2000). Petro-structural and tectonic history of the Lower Kohistan Complex. 17th Swiss Tectonics Studies Group Meeting Geological Institute of the ETH, 31 mars- 1^{er} Avril 2000 (poster).
- Arbaret L.**, Burg J.P., Zeilinger G., Chaudry N., Hussain S. & Dawood H. (1999). Pre-collisional deformation in the Kohistan Complex (NW Pakistan). 14th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, Kloster Ettal, Germany (communication orale).
- Zeilinger G., **Arbaret L.**, Burg J.P., Chaudhry N., Dawood H. & Hussain S. (1999). How is the petrography affected by shear zones in the Kohistan Complex, North Pakistan ? 14th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, Kloster Ettal, Germany. (communication orale).
- Arbaret L.**, Burg J.P. & Launeau P. (1999). Anastomosing shear strain distribution in arc-related gabbros of the Kohistan Complex, Western Himalayas, North Pakistan. Deformation Mechanisms, Rheology and Microstructures Workshop, Neustadt an der Weinstrasse, Germany (poster).
- Arbaret, L.**, Mancktelow N.S & Burg J.P. (1999). Shape preferred orientation and matrix interaction of three-dimensional particles in analogue simple shear flow. Eu. Union Geosci., Strasbourg, p. 606 (communication orale).
- Arbaret L.**, Fernandez A., Jezek J., Ildefonse B., Launeau P. & Diot H. (2001). Analogue and numerical modeling of shape fabrics: consequences for strain and flow determination in magmas. Fourth Hutton symposium on the origin of granites and related rocks (B. Barbarin, W. E. Stephens, B. Bonin, J.-L. Bouchez, D. B. Clarke, M. Cuney, and H. Martin eds), Document du BRGM n° 290, p. 74 (oral).
- Launeau P., Cruden A.R., **Arbaret L.**, Robin P.-Y., Rondeau B. & Diot H. (1999). Quantification of flow patterns in magmas by 3D characterisation of fabrics and textures. Eu. Union Geosci., Strasbourg (communication orale).
- Arbaret L.**, Launeau P. & Diot H. (1999). Shape and magnetic fabric evolution of magnetite particles in analogue three-dimensional simple shear flow. Eu. Union Geosci., Strasbourg (poster).

- Arbaret L.**, Burg J.P., Chaudhry N., Dawood H., Hussain S. & Zeilinger G. (1998). Different sets of anastomosing shear zones in the "Kamila Belt", Kohistan. 13th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, Peshawar, Pakistan, *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **31**, 15-17 (poster).
- Zeilinger G., **Arbaret L.**, Burg J.P., Chaudhry N., Dawood H. & Hussain S. (1998). Structures in the lower units of the Kohistan arc (NW Pakistan) : preliminary results. 13th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, Peshawar, Pakistan, *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **31**, 224-227 (poster).
- Bouchez J.L., **Arbaret L.**, Diot H., Ildefonse B. & Nedelec A. (1996). Magmatic fabric development with reference to analogue 2D and 3D experiments. Conférence, Waxenberg, Autriche (communication orale).
- Arbaret L.**, Diot H. & Bouchez J.L. (1996). 3D simple shear experiments of magmatic fabrics development. Eu. G. S., The Hague (communication orale).
- Arbaret L.**, Diot H, Launeau P., Bouchez J.L. & Lespinasse P. (1995). Analogue 3D experiments of magmatic fabric developed in high simple shear flow. Eu. Union Geosci., Strasbourg (communication orale).
- Ildefonse B., **Arbaret L.**, Diot H, Launeau P. & Robin P.Y. (1995). Rigid particles in simple shear flow: is their shape preferred orientation periodic or steady-state ?. Eu. Union Geosci., Strasbourg (communication orale).
- Diot H., **Arbaret L.** & Bouchez J.L. (1995). Experimental magmatic fabrics: apparatus, analogue material and tridimensional analytical techniques. Eu. Union Geosci., Strasbourg (poster).
- Arbaret L.**, Diot H., Bouchez J.L. & Launeau P. (1995). Tridimensional shape preferred orientation of particles in experimental simple shear flow: AMS fabric and image analysis, TMIDSR Conference, Prague (communication orale).
- Arbaret L.**, Diot H., Bouchez J.L. & Launeau P. (1995). Modélisation 3D en cisaillement simple du développement de l'orientation Préférentielle de Forme dans les suspensions solides. Atelier/Workshop "Structure interne et comportement des suspensions concentrées géologiques", Montpellier (communication orale).
- Arbaret L.** & Diot H. (1994). Modélisation analogique 2D de l'interaction de particules en cisaillement simple : cas du tuilage. 15^e Réunion. Sci. Terre, Nancy (poster).

Séminaires et enseignements internationaux

- Arbaret L.** (2007). Structures et rhéologie des suspensions magmatiques: Approche expérimentale HP-HT en presse Paterson. Conférence invitée. Laboratoire de planétologie et géodynamique. Nantes.
- Arbaret L.** (2007). Structures et rhéologie des suspensions magmatiques: Approche expérimentale HP-HT en presse Paterson. Conférence invitée. Laboratoire « Magmas et volcans ». Clermont-Ferrand.
- Arbaret L.** (2005). Rhéologie et structures des suspensions magmatiques déformées en torsion. Conférence invitée, LMTG, Toulouse.
- Arbaret L.** (2003). Complex flow in lowest crustal, anastomosing mylonites: strain gradient in a Kohistan gabbro, northern Pakistan. Conférence invitée, Université Charles de Prague.
- Arbaret L.** (2002). Analogue and numerical modeling of shape fabrics: consequences for strain and flow determination in magmas. Summer School, Université Charles de Prague.
- Arbaret L.** (2000). Pre-collisional deformation in the Kohistan Complex (NW Pakistan). Séminaire interne. Geologisches Institut, ETH Zentrum, Zürich.
- Arbaret L.** (1999). Zones de cisaillement anastomosés pré-collisionnelles dans l'Arc du Kohistan, NW Pakistan. Conférence invitée. Laboratoire de Géologie, Université de la Rochelle.
- Arbaret L.** (1995). Modélisation analogique 3D du développement de l'Orientation préférentielle de forme dans les magmas. Séminaire interne. Laboratoire de Géologie, Clermont-Ferrand.

Arbaret L. (1995). Analogue 3D experiments of magmatic fabric developed in high simple shear flow. Conférence invitée. Geologisches Institut, ETH Zentrum, Zürich.

Arbaret L. (1993). Volcanisme et tectonique des plaques: Dynamisme, évolution et implications sur les risques naturels. Conférence invitée. Association des médecins-Pompiers de Ouest France, Palerme, Italie.

Rapports et Mémoires

Anonyme (2000). Participation au rapport final du projet « Kamila Shear Zone » : Magmatic to solid state shear deformation in volcanic arc systems : The Kamila shear zone, Kohistan, Pakistan. Direction J.-P. Burg. Swiss National Science Foundation Project No. 2000-49372.96.

Anonyme (1999). Participation au second rapport intermédiaire du projet « Kamila Shear Zone » : Magmatic to solid state shear deformation in volcanic arc systems : The Kamila shear zone, Kohistan, Pakistan. Direction J.-P. Burg. Swiss National Science Foundation Project No. 2000-49372.96.

Anonyme (1998). Participation au premier rapport intermédiaire du projet « Kamila Shear Zone » : Magmatic to solid state shear deformation in volcanic arc systems : The Kamila shear zone, Kohistan, Pakistan. Direction J.-P. Burg. Swiss National Science Foundation Project No. 2000-49372.96.

Arbaret L. (1997). Orientation Préférentielle de particules triaxiales en régime de cisaillement simple. Rapport d'activité Post-Doctorale. Bourse Régional de la Région Auvergne. 31 p.

Arbaret L., Auvitty C., Gaime S. & Rouger E. (1996). *Par ordre alphabétique*. Occupations successives sur un site de motte : Olby (Puy de dôme), site n° 63257001 AH. Campagne de fouille programmée, rapport d'intervention 1996. Programme H17 du Ministère de la Culture : Naissance, évolution et fonctions du château médiéval. 79 p.

Arbaret L. (1995). L'Orientation Préférentielle de Forme dans les magmas : modélisation analogique 3D en cisaillement simple. Thèse Univ., Univ. Blaise Pascal Clermont II, 264 p.

Gaime S., Gauthier F., Rouger E., **Arbaret L.** & Urgal A. (1995). Occupations successives sur un site de motte : Olby (Puy de dôme), campagne de fouille programmée, rapport d'intervention 1995. Programme H17 du Ministère de la Culture : Naissance, évolution et fonctions du château médiéval. 61 p.

Arbaret L. (1992). Analyse structurale d'un appareil phonolitique: exemple du "Petit Gerbier" (Velay oriental, Ardèche). Mémoire DEA Volcanologie. Univ. Blaise Pascal Clermont II, 51 p.

Arbaret L. (1992). Analyse structurale d'un appareil phonolitique: exemple du "Petit Gerbier" (Velay oriental, Ardèche). *Résumé du DEA*, Bull. Soc. Vol., Soc. Geol. Fr., n°27, p 14.

X. Références

- Abbassi, M.R., Mancktelow, N.S., 1990. The effect of initial perturbation shape and symmetry on fold development. *Journal of Structural Geology* 12, 273-282.
- Abbott R. N. 1989. Internal structures in part of the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 1493-1506.
- Agterberg, F.P., 1974. *Geomathematics; Mathematical Background and Geo-Science Applications. Developments in Geomathematics 1.* Elsevier Scientific Publishing, Amsterdam, 596 pp.
- Alidibirov M. and Dingwell D. B. 1996. Magma fragmentation by rapid decompression. *Nature*, 380, 146-148.
- Anczkiewicz, R. & Vance, D. 2000. Isotopic constraints on the evolution of metamorphic conditions in the Jijal-Patan complex and the Kamila Belt of the Kohistan arc, Pakistan Himalaya. In: *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya* (edited by Khan, M. A., Treloar, P. J., Searle, M. P. & Jan, M. Q.) 170. Geological Society Special Publication, London, 321-331.
- Arbaret L. Mancktelow N.S and Burg, J.-P. 2001. Shape-preferred orientation and matrix interaction of three-dimensional particles in analogue simple shear flow. *J. Struct. Geol.*, 23, 113-125.
- Arbaret L., Diot H. & Bouchez J.L 1996. Shape fabrics of particles in low concentration suspensions : analogue experiments and application to tiling in magma. *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 7, 941-950.
- Arbaret L., Diot H. & Launeau P. 1993. Le suc phonolitique du Petit Gerbier (Velay, Massif Central); fabriques magnétiques et magmatique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 316, 2, 1603-1610.
- Arbaret L., Fernandez A., Jezek J., Ildefonse B., Launeau P. & Diot H (2000). Analogue and numerical modeling of shape fabrics: consequences for strain and flow determination in magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 90, 97-109.
- Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J.L. & Launeau, P. 1995. Three-dimensional shape preferred orientation of particles in experimental simple shear flow: AMS fabric and image analysis. *Journal of the Czech Geological Society* 40/3, B57.
- Arbaret, L. & Burg, J.-P. 2003. Complex flow in lowest crustal, anastomosing mylonites: Strain gradients in a Kohistan gabbro, northern Pakistan. *Journal of Geophysical Research* 108(-B10), 2467, doi:10.1029/2002JB002295.
- Arbaret, L. 1995. Orientation préférentielle de forme dans les magmas: modélisation analogique 3D en cisaillement simple. Unpublished Thesis, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 264 pp.
- Arbaret, L., Burg, J.-P., Zeilinger, G., Chaudhry, N., Hussain, S. & Dawood, H. 2000. Pre-collisional anastomosing shear zones in the Kohistan arc, NW Pakistan. In: *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya* (edited by Khan, M. A., Treloar, P. J., Searle, M. P. & Jan, M. Q.) 170. Geological Society Special Publications, London, 295-311.
- Arbaret, L., Champallier, R. & Bystricky M. 2005. Torsion experiments on magmatic suspensions. 15th Conference on Deformation mechanism, Rheology and Tectonics. P. 34 (communication oral).
- Arbaret, L., Champallier, R. & Bystricky M. 2005. Torsion experiments on magmatic suspensions. 15th Conference on Deformation mechanism, Rheology and Tectonics. P. 34 (poster).
- Arbaret, L., Diot, H. & Bouchez, J.L. 1996. Shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma. *Journal of Structural Geology* 18, 941-950.
- Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J.L, 1996. Shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma. *Journal of Structural Geology* 18, 941-950.
- Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J.L., de Saint Blanquat, M. & Lespinasse, P. 1997. Analogue 3D simple shear experiments of magmatic biotite subfabric. In Bouchez, J.L. et al. (eds) *Granites : from segregation of melt to emplacement fabric.* Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 129-143.
- Arbaret, L., H. Diot, and J.L. Bouchez, 1996, Shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma. *J. Struct. Geol.*, 18, 941-950.
- Arbaret, L., H. Diot, and P. Launeau, 1993. The phonolitic body of Petit Gerbier (Eastern Velay, French Massif Central, France) – magnetic and magmatic structures. *C. R. Acad. Sci.*, 316, 1603-1610.
- Arbaret, L., H. Diot, J.L. Bouchez, M. Saint Blanquat, and P. Lespinasse, 1997. Analogue 3D simple shear experiments of magmatic biotite subfabric. In: J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton and W. E. Stephens (Editors), *Granites: from segregation of melt to emplacement fabrics.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht., 129-143.
- Arbaret, L., Mancktelow, N.S., Burg, J.-P., 2001. Effect of shape and orientation on rigid particle rotation and matrix deformation in simple shear flow. *Journal of Structural Geology* 23, 113-125.

- Archanjo, C.J., Olivier, P. and Bouchez, J.L. 1992. Plutons granitiques du Serido (NE du Brésil); écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélée par leur anisotropie magnétique. *Bull. Soc. géol. Fr.* 163, 509-520.
- Arzi, A. A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics.*, 44, 173-184.
- Bagdassarov N.S. and Dingwell D.B 1992. A rheological investigation of vesicular rhyolite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 50, 307-322.
- Bagdassarov N.S. and Dingwell D.B 1993. Deformation of foamed rhyolites under internal and external stresses: an experimental investigation. *Bull. Volcanol.*, 55, 147-154.
- Bagdassarov, N., A. and H. Pinkerton 2004. A review and investigation of the Non-Newtonian properties of Lavas based on laboratory experiments with analogue materials. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 132, 115-136.
- Bagdassarov, N., A. Dorfman, and D.B. Dingwell 2000. Effect of alkalis, phosphorus, and water on the surface tension of haplogranite melt. *Am. Mineral.*, 85(1), 33-40.
- Bagdassarov, N.Sh., D.B. Dingwell, and S.L. Webb 1994. viscoelasticity of crystal- and bubble-bearing rhyolite melt. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 83, 83-99.
- Bard, J.-P. 1983. Metamorphism of an obducted island arc: Example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range. *Earth and Planetary Science Letters* 65, 133-144.
- Bard, J.-P., Maluski, H., Matte, P. & Proust, F. 1980. The Kohistan sequence: crust and mantle of an obducted island arc. *Geol. Bull. Univ. Peshawar* 11, 87-94.
- Barnhoorn, A., M. Bystricky, K. Kunze, L. Burlini, and J.-P. Burg 2005. Strain localisation in biminerale rocks: experimental deformation of synthetic calcite-anhydrite aggregates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240, 748-763.
- Barraud J., Gardien V., Allemand P. and Grandjean P. 2001. Analog modelling of melt segregation and migration during deformation. *Phys. Chem. Earth A26*, 317-323.
- Bartok, W. & Mason, S.G. 1957. Particle motions in sheared suspensions. V. Rigid rods and collision doublets of spheres. *Journal of Colloid and Interface Science* 12, 243-262.
- Bauer, P., S. Palm, and M.R. Handy 2000. Strain localisation and fluid pathways in mylonite: inferences from in situ deformation of a water-bearing quartz analogue (norcamphor). *Tectonophysics*, 320, 141-165.
- Behrens, H. and Nowak, M., 2003. Quantification of H₂O speciation in silicate glasses and melts by IR spectroscopy - In situ versus quench techniques. *Phase Transitions*, 76(1-2): 45-61.
- Behrens, H., 1995. Determination of water solubilities in high-viscosity melts: an experimental study on NaAlSi₃O₈ and KAlSi₃O₈ melts. *European Journal of Mineralogy*, 7(4): 905-920.
- Benn, K. & Allard, B. 1989. Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *Journal of Petrology* 30, 925-946.
- Bergantz, G.W. and Breidenthal, R. 2005. Addressing complexity in laboratory experiments: the scaling of dilute multiphase flows in magmatic systems, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 141, p. 245-265.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 1, 31-42.
- Bhattacharyya, D.S. 1966. Orientation of mineral lineation along the flow direction in rocks. *Tectonophysics* 3, 29-33.
- Bhattacharyya, P. and Hudleston, P. 2001. Strain in ductile shear zones in the Caledonides of northern Sweden: a three-dimensional puzzle, *J. Struct. Geol.*, 23, 1549-1565.
- Bindeman, I. N. 2005. Fragmentation phenomena in populations of magmatic crystals. *Am. Mineral.*, 90, 1801-1815.
- Birch, F. 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars (Part I), *J. Geophys. Res.*, 65, 1083-1102.
- Bjørnerud, M., 1989. Mathematical model for folding of layering near rigid objects in shear deformation. *Journal of Structural Geology* 11, 245-254.
- Blanchard, J.P., Boyer, P. & Gagny, C. 1979. Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne: Le "pincement" des minéraux aux épontes. *Tectonophysics* 53, 1-25.
- Blumenfeld, P. & Bouchez, J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology* 4, 361-372.
- Blumenfeld, P. 1983. Le "tuilage des mégacristsaux", un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Séroux (Vosges, France). *Bull. Soc. géol. Fr.* 25, 309-318.

- Bodinier, J.-L. & Godard, M. 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. In: *Treatise on Geochemistry* (edited by Turekian, K., Holland, H. e. & Carlson, R. W. v. e.) Volume 2: *Geochemistry of the Mantle and Core*. Elsevier Science Ltd., Amsterdam, 103-170.
- Bois, C., Lefort, J.-P., Le Gall, B., Sibuet, J.-C., Gariel, O., Pinet, B. & Cazes, M. 1990. Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France. *Tectonophysics* 177(1-3), 15-37.
- Bons, P.D., Barr, T.D., ten Brink, C.E., 1997. The development of σ -clasts in non-linear viscous materials: a numerical approach. *Tectonophysics* 270, 29-41.
- Borradaile, G.J. & Werner, T. 1994. Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics* 235, 223-248.
- Borradaile, G.J., & Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42, 49-93.
- Borradaile, G.J. 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 1-20.
- Bouchez, J. L., D. H. W. Hutton, and W. E. Stephens (eds) 1997. *Granites: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer, Dordrecht, 358 p.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec A. and Cuney, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35-38.
- Bouchez, J.L. & Gleizes, G. 1995. Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *J. geol. Soc. Lond.*, in press.
- Bouchez, J.L. 1997. Granite is never isotropic : an introduction to AMS studies of granitic rocks. Bouchez, J. L., D. H. W. Hutton, and W. E. Stephens (eds). *Granites: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer, Dordrecht, 358 p.
- Boudier, F., Nicolas, A. & Ildefonse, B. 1996. Magma chambers in the Oman ophiolite: fed from the top and the bottom. *Earth and Planetary Science Letters* 144(1-2), 239-250.
- Bouillin, J.P., Bouchez, J.L., Lespinasse, P. and Pêcher, A. 1993. Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of the magmatic structures of Monte Capanne (Elba, Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 118, 263-279.
- Brodie, K.H., 1980. Variations in mineral chemistry across a shear zone in phlogopite peridotite. *Journal of Structural Geology* 2, 265-272.
- Brun, J.-P. & Cobbold, P. R. 1980. Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review. *Journal of Structural Geology* 2(1/2), 149-158.
- Burg J.-P. and Vigneresse J.-L. 2002. Non-linear feedback loops in the rheology of cooling-crystallizing felsic magma and heating-melting felsic rock, in *Deformation mechanisms, rheology and tectonics: current status and future perspectives*, eds. S. De Meer, M.R. Drury, J.H.P. De Bresser, and G.M. Pennock. *Geol. Soc. London Spec. Publi.* 200, 275-292.
- Burg, J.-P. and Laurent, P. 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite, *Tectonophysics*, 47, 15-42.
- Burg, J.-P., Bodinier, J.-L., Chaudhry, M. N., Hussain, S. & Dawood, H. 1998. Infra-arc mantle-crust transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistani Himalaya): petro-structural evidence. *Terra Nova* 10(2), 74-80.
- Burgers, J.M. 1938. On the motion of small elongated form suspended in a viscous fluid. *Kon. Ned. Akad. Wet., Verhand.* 16, 113-184.
- Burnham, C. W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (edited by Barnes, H. L.). Wiley-Interscience Publication, New-York, 71-136.
- Bystricky, M., K. Kunze, L. Burlini, and J.-P. Burg 2000. High shear strain of olivine aggregates: Rheological and seismic consequences. *Science*, 290, 1564-1567.
- Casey, M., K. Kunze, and D. L. Olgaard 1998. Texture of Solnhofen limestone deformed to high strains in torsion. *J. Struct. Geol.*, 20, 255-267.
- Chadwick, W. W.Jr., R. J. Archuleta, and D. A. Swanson 1988. The mechanics of ground deformation precursory to dome-building extrusions at Mount St. Helens 1981-1982, *J. Geophys. Res.*, 93(B5), 4351-4366, 10.1029/88JB01345.
- Champallier R., Scaillet B., Pichavant M., Arbaret L., Peilleron L. and Pons J. 2002. Preliminary results on experimental crystallization under coaxial stress. *J. Conf. Abs* 7, vol. 1, 23-24.
- Champallier R., Scaillet B., Pichavant M., Pons J., Peilleron L., Bellenoue D. and Lefèvre A. 2001. Preliminary results on experimental deformation of partially crystallised magmas. *Abst. EGS XXVI, Nice, France*.

- Champallier, R. 2005. Déformation expérimentale à haute température et haute pression de magmas partiellement cristallisés, Ph.D. Thesis, Université d'Orléans, 191 p.
- Champallier, R., M. Bystricky, and L. Arbaret, Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: From pure hydrous melt to 75 vol. % of crystals. *Soumis à Earth Planet. Sci. Lett.*
- Chong, J.S., Christiansen, E.B. and Baer, A.D., 1971. Rheology of concentrated suspensions. *J. Appl. Polymer Sci.*, 15: 2007-2021.
- Choukroune, P., Gapais, D & Merle, O. 1987. Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.* 9, 525-530.
- Cobbold, P. R. & Gapais, D. 1986. Slip-System domains. I. Plane-strain kinematics of arrays of coherent bands with twinned fibre orientations. *Tectonophysics* 131, 113-132.
- Cobbold, P.R., 1975. Fold propagation in single embedded layers. *Tectonophysics* 27, 333-351.
- Costa, A. 2005. Viscosity of high crystal content melts: Dependence on solid fraction. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22308, doi:10.1029/2005GL24303.
- Coward, M. P., Butler, R. W. H., Khan, M. A. & Knipe, R. J. 1987. The tectonic history of Kohistan and its implications for Himalayan structure. *Journal of the Geological Society of London* 144, 377-391.
- Coward, M. P., Windley, B. F., Broughton, R. D., Luff, I. W., Petterson, M. G., Pudsey, C. J., Rex, D. C. & Khan, M. A. 1986. Collision tectonics in the NW Himalayas. In: *Collision tectonics* (edited by Coward, M. P. & Ries, A. C.) 19. Geological Society Special Publication, London, 203-219.
- Coward, M.P., Broughton, R.D., Luff, I.W., Petterson, M.G., Pudsey, C.J., Rex, D.C. and Khan, M.A. 1986. Collision tectonics in the NW Himalayas, in *Collision Tectonics* edited by M.P. Coward and A.C. Ries, Blackwell Scientific Publications, London, 203-219.
- Cruden, A. 1990. Flow and Fabric development during the diapiric rise of magma. *Journal of Geology* 98, 681-698.
- Curie, P. 1894. Sur la symétrie dans les phénomènes physiques, symétrie d'un champ électrique et d'un champ magnétique. *Journal de Physique*, Paris 3, 393-415.
- Dabak, T. and Yucel, O., 1987. Modeling of the concentration particle size distribution effects on the rheology of highly concentrated suspensions. *Powder Technology*, 52(3): 193-206.
- Daines, M.J. and D.L. Kohlstedt 1997. Influence of deformation on melt topology in peridotites. *J. Geophys. Res.*, 102, 10257-10271.
- Debat, P, Sirieys, P., Deramond, J. & Soula, J.C. 1975. Paléodéformation d'un massif orthogneissique (massif des Cammazes, Montagne Noire Occidentale, France). *Tectonophysics* 28, 159-183.
- Dell'Angelo, L. and J. Tullis 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *J. Metam. Geol.*, 6, 495-515.
- Den Tex, E. 1969. Origin of ultramafic rocks. Their tectonic setting and history. *Tectonophysics* 7, 457-488.
- Dingwell D. B., Bagdassarov N. S., Bussod G. Y. and Webb S. L. 1993. Magma rheology. In: RW Luth (ed), *Short Course Handbook on Experiments at High Pressure and Applications to the Earth's Mantle*, Mineral. Assoc. Canada, 21, 131-196.
- Dingwell, D.B. 1997. The brittle-ductile transition in high-level granitic magmas: material constraints. *J. petrol.*, 38, 1635-1644.
- Dingwell, D.B. 1998. The glass transition in hydrous granitic melts. *Phys. Earth Planet. int.*, 107, 1-8.
- Dingwell, D.B., C. Romano, and K.-U. Hess 1996. The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X conditions relevant to silicic volcanism. *Contrib. mineral. Petrol.*, 124, 19-28.
- Dixon J.M. and Simpson D.G. 1987. Centrifuge modelling of laccolith intrusion. *J. Struct. Geol.*, 9, 87-103.
- Djouadi, M.T. and Bouchez, J.L. 1992. Structure étrange du granite du Tesnou (Hoggar, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 315, 1231-1238.
- Dutruge, G. and Burg, J.-P. 1997. Strain localization in an orthogneiss laccolith (the Pinet Massif, Aveyron, southern France), *Tectonophysics*, 280, 47-60.
- Dutruge, G., Burg, J.-P. and Lapierre, J. 1995. Shear strain analysis and periodicity within shear gradients of metagranite shear zones, *J. Struct. Geol.*, 17, 819-830.
- Dutruge, G., Chéry, J. and Hurtrez, J. E. 1993. Une approche numérique des effets de la taille de grain sur la localisation de la déformation, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317(2), 195-201.

- Einstein, A., 1906. Eine neue bestimmung der molekül-dimensionen. *Ann. Phys.*, 19: 289-306.
- Einstein, A., 1911. Berichtigung zu meiner Arbeit: Eine neue Bestimmung der Moleküldimensionen. *Ann. Phys.*, 34: 591-592.
- Eirich, F. & Mark, H. 1937. Über lösungsmittelbindung durch Immobilisierung. *Papierfabrikant* 27, 251-258.
- Escher, A., Escher, J. C. and Watterson, J. 1975. Reorientation of the Kangâmiut Dyke Swarm, West Greenland, *Can. J. Earth Sci.*, 12, 158-173.
- Ferguson, C.C. 1979. Rotations of elongate rigid particles in slow non-newtonian flows. *Tectonophysics* 60: 247-262.
- Fernandez A. and Laporte, D. 1991. Significance of low symmetry fabrics in magmatic rocks. *J. Struct. Geol.* 13, 337-347.
- Fernandez, A. & Barbarin, B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In Didier, J. and Barbarin, G. (eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 263-275.
- Fernandez, A. & Laboue, M. 1983. Développement de l'orientation préférentielle de marqueurs rigides lors d'une déformation par aplatissement de révolution. Etude théorique et application aux structures de mise en place du granite de la Margeride au voisinage du bassin de Malzieu. *Bulletin de la Société Géologique de France* 25, 327-334.
- Fernandez, A. 1978. Fonction de distribution de l'orientation de marqueurs linéaires lors de la déformation par aplatissement à deux dimensions, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 286, 1857-1860.
- Fernandez, A. 1981. Une Généralisation du modèle de March applicable à l'analyse des orientations préférentielles de forme issues de la déformation coaxiale dans les roches éruptives. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 293, 1091-1094.
- Fernandez, A. 1982. Signification des symétries de fabrique monocliniques dans les roches magmatiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II*, 995-998.
- Fernandez, A. 1983. Strain analysis of a typical granite of the lesser himalayan cordierite granite belt: the Manshera pluton, northern Pakistan. In Shams, F.A. (Ed) *Granites of Himalayas, Karakorum and Hindukush*. Institute of Geology, Punjab University, Lahore Pakistan, 183-199.
- Fernandez, A. 1984. Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Application à l'étude structurale des granitoïdes. Unpublished Thesis, University of Clermont-Ferrand, 238 pp.
- Fernandez, A. 1987. Preferred orientation developed by rigid markers in two-dimensional simple shear strain: a theoretical and experimental study. *Tectonophysics* 136, 151-158.
- Fernandez, A. 1988. Strain analysis from shape preferred orientation of magmatic rocks. In C.J. Talbot (Editor), *Geological Kinematics and Dynamics* (in honour of the 70th birthday of Hans Ramberg). *Bulletin of the Geological Institute, University of Uppsala* 14, 61-67.
- Fernandez, A., and J. Fernandez-Catuxo 1997. 3D biotite shape fabric experiments under simple shear strain. In Bouchez, J.L. et al. (eds) *Granites : from segregation of melt to emplacement fabric*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 145-158.
- Fernandez, A., Febesse, J.L. & Mezure, J.F. 1983. Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two-dimensional simple shear. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 319-326.
- Fernandez, A., Machado da Silva, G. & Fernandez-Catuxo, J. 1995. Modélisation analogique du développement de l'orientation préférentielle 3D dans les roches magmatiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 320, 1051-1054.
- Fernandez, A.N., and D. Gasquet 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 316-326.
- Fernandez, A.N., J.L. Feybesse, and J.F. Mezure 1983. Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two-dimensional simple shear. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXV(3), 319-326.
- Flinn, D. 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geological Magazine*, 102, 36-45.
- Fountain, D. M. 1986. Implications of deep crustal evolution for seismic reflection interpretation. In: *Reflection seismology: The continental crust* (edited by Barazangi, M. & Brown, L.). *Geodynamic Series* 14. American Geophysical Union, Washington D.C., 1-7.
- Fountain, D. M., Salisbury, M. H. & Percival, J. 1990. Seismic structure of the continental crust based on rock velocity measurements from the Kapuskasing uplift. *Journal of Geophysical Research* 95(B2), 1167-1186.
- Freeman, B. 1985. The motion of rigid ellipsoidal particles in slow flows. *Tectonophysics* 113, 163-183.

- Frost, H.J. and Ashby, M.F., 1982. Deformation-mechanism maps: The plasticity and creep of metals and ceramics. Pergamon Press, New York, 167 pp.
- Gapais, D., Balé, P., Choukroune, P., Cobbold, P., Mahjoub, Y. & Marquer, D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns : some field examples. *Journal of Structural Geology* 9(5/6), 635-646.
- Garboczi, E.J., Snyder, K.A., Douglas, J.F. and Thorpe, M.F., 1995. Geometrical percolation threshold of overlapping ellipsoids. *Physical Review E*, 52(1): 819 LP - 828.
- Gay, E.C., Nelson, P.A. and Armstrong, W.P., 1969. Flow properties of suspensions with high solids concentration. *AIChE J.*, 15(6): 815-822.
- Gay, N.C. 1966. Orientation of mineral lineation along the flow direction in rocks: a discussion. *Tectonophysics* 3, 559-564.
- Gay, N.C. 1968a. The motion of rigid particles embedded in a viscous fluid during pure shear deformation of the fluid. *Tectonophysics* 5, 81-88.
- Gay, N.C. 1968b. Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluid. 1. Theory. *Tectonophysics* 5, 211-234.
- Ghosh, S. K. & Sengupta, S. 1987. Progressive development of structures in a ductile shear zone. *Journal of Structural Geology* 9(3), 277-287.
- Ghosh, S.K. & Ramberg, H. 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics* 17, 133-175.
- Ghosh, S.K. & Sengupta, S. 1973. Compression and Simple shear of test models with rigid and deformable inclusions. *Tectonophysics* 17, 133-175.
- Glazner, A. F. and Bartley, J. M. 1991. Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonites from the central Mojave Desert, California, *J. Struct. Geol.*, 13, 587-594.
- Goldsmith, H.L. & Mason, S.G. 1967. The microrheology of dispersions. In Eirich, F.R. (Editor), *Rheology, Theory and applications*, Vol. 4. Academic Press, New York, 85-250.
- Goodwin, L. B. & Tikoff, B. 2002. Competency contrast, kinematics, and the development of foliations and lineations in the crust. *Journal of Structural Geology* 24(6-7), 1065-1085.
- Goscombe, B.D., and C.W. Passchier 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators – an assessment from field data. *J. Struct. Geol.*, 25, 575-589.
- Grant, J. A. 1986. The isocon diagram-a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration, *Econ. Geol.*, 81, 1976-1982.
- Gresens, R. L. 1967. Composition-volume relationships for metasomatism, *Chem. Geol.*, 2, 47-55.
- Grujic, D. & Mancktelow, N. S. 1998. Melt-bearing shear zones: analogue experiments and comparison with examples from southern Madagascar. *Journal of Structural Geology* 20(6), 673-680.
- Gruntfest, I. J. 1963. Thermal feedback in liquid flow: plane shear at constant stress. *Transactions of the Society of Rheology* 7, 195-207.
- Hammer J. E. and Rutherford M. J. 2002. An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melts. *J. Geophys. Res.*, 107, ECV 8.
- Hanmer, S. 1990. Natural rotated inclusions in non-ideal shear. *Tectonophysics* 176, 245-255.
- Hanmer, S., and C. Passchier 1991. Shear-sense indicators: a review. Geological Survey of Canada, paper 90-17, 72 p.
- Harvey, P.K. & Ferguson, C.C. 1978. A computer simulation approach to textural interpretation in crystalline rocks. In Merriam, D.F. (Editor) *Recent Advances in Geomathematics*, Pergamon Oxford, 201-232.
- Harvey, P.K. & Laxton, R.R. 1980. The estimation of finite strain from orientation distribution of passively deformed linear markers: eigenvalue relationship. *Tectonophysics* 70, 285-307.
- Heidelbach, F., I. Stretton, F. Langenhorst, and S. Mackwell 2003. Fabric evolution during high shear strain deformation of magnesiowüstite (Mg_{0.8}Fe_{0.2}O). *J. Geophys. Res.*, 108, 2154, doi:10.1029/2001JB001632.
- Hess, K. U. and Dingwell, D. B. 1996. Viscosities of hydrous leucogranite melts: a non-arrhenian model. *Am. Mineral.*, 81, 1297-1300.
- Hinch, E. G., and A. Acrivos 1980. Long slender drops in a simple shear flow. *J. Fluids Mech.*, 90, 305-328.
- Hinch, E.J. & Leal, L.G. 1979. Rotation of small non-axisymmetric particles in a simple shear flow. *Journal of Fluid Mechanics* 92, 591-608.

- Hirth, G., and D.L. Kohlstedt 1995a. Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle: deformation in the diffusion creep regime. *J. Geophys. Res.*, 100, 1981-2001.
- Hirth, G., and D.L. Kohlstedt 1995b. Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle. 2. Deformation in the dislocation creep regime. *J. Geophys. Res.*, 100, 15441-15449.
- Holtz, F., Pichavant, M., Barbey, P. and Johannes, W. 1992. Effects of H₂O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 2 and 5 kbar. *American Mineralogist* 77, 1223-1241.
- Holtzman, B.K., D.L. Kohlstedt, M.E. Zimmerman, F. Heidelbach, T. Hiraga, and J. Hustoft 2003. Melt segregation and strain partitioning: implications for seismic anisotropy and mantle flow. *Science*, 301, 1227-1230.
- Hoover S.R., Cashman K.V. and Manga M. 2001. The yield strength of subliquidus basalts - experimental results. *J. Volcano. Geotherm. Res.* 107, 1-18.
- Hoover, S.R., Cashman K.V., and Manga M. 2001. The yield strength of subliquidus basalts - experimental results. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 107, 1-18.
- Hrouda, D. & Ježek, J. 1999. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship: effect of triaxial magnetic grains. *Tectonophysics* 301, 183-190.
- Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Survey* 5, 37-82.
- Hudleston, P., Strain compatibility and shear zones: is there a problem?, *J. Struct. Geol.*, 21, 923-932, 1999.
- Hutton, D. 1982. A method for the determination of the initial shapes of deformed xenoliths in granitoids. *Tectonophysics* 85, 45-50.
- Ildefonse, B., L. Arbaret, and H. Diot 1997. Rigid particles in simple shear flow: is their preferred orientation periodic or steady state ? In: J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton, and W. E. Stephens (Editors), *Granites: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 177-185.
- Ildefonse, B., Mancktelow, N.S., 1993. Deformation around rigid particles: the influence of slip at the particle/matrix interface. *Tectonophysics* 221, 345-359.
- Ildefonse, B., Launeau, P., Bouchez, J.L. & Fernandez, A. 1992a. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientations: a two dimensional experimental approach. *Journal of Structural Geology* 14, 73-83.
- Ildefonse, B., Sokoutis, D. & Mancktelow, N.S. 1992b. Mechanical interactions between rigid particles in a deforming ductile matrix. Analogue experiments in simple shear flow. *Journal of Structural Geology* 10, 1253-1266.
- Jan, M. Q. & Howie, R. A. 1981. The mineralogy and geochemistry of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal complex, Kohistan, NW Pakistan. *Journal of Petrology* 22, 85-126.
- Jan, M. Q. & Windley, B. F. 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal Complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology* 31(3), 667-715.
- Janušková, Z., K. Schulmann, and R. Melka 1992. Relation entre fabriques de la sanidine et mise en place des magmas trachytiques (exemple du massif de Hradiš?, Bohême du nord). *Geodin. Acta*, 5, 235-244.
- Jaupart C. and Tait S. 1990. Dynamics of eruptive phenomena. In: J Nicholls, J. K. Russell (eds), *Modern Methods in Igneous Petrology: Understanding Magmatic Processes*, Mineral. Soc. Am., *Reviews in Mineralogy*, 24, 211-238.
- Jefferey, D.J. and Acrivos, A., 1976. The rheological properties of suspensions of rigid particles. *AIChE J.*, 22: 417-432.
- Jeffery, G., 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proceedings of the Royal Society of London A102*, 201-211.
- Jelinek, V. 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika n.p. ed.*, Brno, Tcheque Republic, 88 pp.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magmatic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-67.
- Ježek, J., 1994. Software for modeling the motion of rigid triaxial ellipsoid particles in viscous flow. *Computers & Geosciences* 20, 409-424.
- Ježek, J., Ildefonse, B. & Fernandez, A. 1999. Directional behaviour of suspensions of low concentration. Application and limits of the Jeffery's model. *Journal of Conference Abstracts* 4, 617.
- Ježek, J., Melka, R., Schulmann, K. and Venera, Z., 1994. The behaviour of rigid triaxial particles in viscous flows-modelling of fabric evolution in a multiparticle system. *Tectonophysics* 229, 165-180.
- Ježek, J., Schulmann, K. & Segeth, K. 1996. Fabric evolution of rigid inclusions during mixed coaxial and simple shear flows. *Tectonophysics* 257, 203-221.

- Ji, S., Salisbury, M. H. & Hanmer, S. 1993. Petrofabric, P-wave anisotropy and seismic reflectivity of high-grade tectonites. *Tectonophysics* 222(2), 195-226.
- Jin, D. H., Karato, S. I. & Obata, M. 1998. Mechanisms of shear localization in the continental lithosphere: inference from the deformation microstructures of peridotites from the Ivrea zone, northwestern Italy. *Journal of Structural Geology* 20(2-3), 195-209.
- Jover, O. and Bouchez, J.L. 1986. Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'ouest du Massif central Français. *C. R. Acad. Sci. Paris* 303, 969-974.
- Kausar, A. B., Picard, C., Keller, F. & Zafar, M. 1997. Jijal mafic-ultramafic Complex: Crystallisation story and implications for crustal evolution in the Kohistan Arc, Pakistan. *Journal of Abstract Conference* 3, 383.
- Kenkmann, T., 2000. Processes controlling the shrinkage of porphyroclasts in gabbroic shear zones. *Journal of Structural Geology* 22, 471-487.
- Kenkmann, T., Dresen, G., 1998. Stress gradients around porphyroclasts: palaeopiezometric estimates and numerical modelling. *Journal of Structural Geology* 20, 163-173.
- Kerr, C.K. and Lister, J.R., 1991. The effects of shape on crystal settling and on the rheology of magmas. *Journal of Geology*, 99: 457-467.
- Khan, M. A., Jan, M. Q. & Weaver, B. L. 1993. Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra-arc rift stages. In: *Himalayan tectonics* (edited by Treloar, P. J. & Searle, M. P.) 74. Geological Society Special Publication, London, 123-138.
- Khazanehdari, J., Rutter, E. H. & Brodie, K. H. 2000. High-pressure-high-temperature seismic velocity structure of the midcrustal and lower crustal rocks of the Ivrea-Verbanò zone and Serie dei Laghi, NW Italy. *Journal of Geophysical Research* 105(B6), 13843-13858.
- Knoche, R., Dingwell, D.B. and Webb, S.L., 1995. Melt densities for leucogranites and granitic pegmatites: Partial molar volumes for SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, Li₂O, Rb₂O, Cs₂O, MgO, CaO, SrO, BaO, B₂O₃, P₂O₅, F₂O-1, TiO₂, Nb₂O₅, Ta₂O₅, and WO₃. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(22): 4645-4652.
- Kouchi A., Tsuchiyama A. and Sunagawa I. 1986. Effect of stirring on crystallization kinetics of basalt: texture and element partitioning. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 429-438.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277-279.
- Krieger, I.M., 1972. Rheology of monodispersed latices. *Adv. Colloid Interface Sci.*, 3: 111-136.
- Kruhl, J.H., Voll, G., 1979a. Excursion-guide to the western part of the Finero peridotite-metagabbro-complex of the Ivrea Zone (N-Italy). *Proceedings of the 2nd symposium Ivrea-Verbanò, Istituto de Geologia e Mineralogia, Università di Padova, Italy*, pp. 17-26.
- Kruhl, J.H., Voll, G., 1979b. Deformation and metamorphism of the western Finero Complex. *Proceedings of the 2nd symposium Ivrea-Verbanò, Istituto de Geologia e Mineralogia, Università di Padova, Italy*, pp. 95-109.
- Launeau, P. & Bouchez, J.L. 1992. Mode et orientation préférentielle de forme des granites par analyse d'images numériques. *Bull. Soc. géol. Fr.* 163, 721-732.
- Launeau, P. 2004. Mise en évidence des écoulement magmatiques par analyse d'image 2-D des distributions 3-D d'orientations préférentielles de formes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 175, 331-350.
- Launeau, P., and A.R. Cruden 1998. Magmatic fabric acquisition mechanism in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis method. *J. Geophys. Res.*, 103, 5067-5089.
- Launeau, P., and P.-Y.F Robin 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, 267, 91-119.
- Launeau, P., Bouchez, J.L. & Benn, K. 1990. Shape preferred orientation of object populations: automatic analysis of digitised images. *Tectonophysics* 180, 201-211.
- Le Fort, P., Michard, A., Sonet, J. & Zimmermann, J.-L. 1983. Petrography, geochemistry and geochronology of some samples from the Karakorum batholith (Northern Pakistan). In: *Granites of Himalayas, Karakoram and Hindu Kush* (edited by Shams, F. A.). Punjab University, Lahore, 377-387.
- Lejeune A.-M. and Richet P. 1995. Rheology of crystal-bearing silicate melts : an experimental study at high viscosities. *J. Geophys. Res.* 100, B3, 4215-4229.
- Lejeune A.-M., Bottinga Y., Trull T.W. and Richet P. 1999. Rheology of bubble-bearing magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, 71-84.
- Lisle, R. J. 1985. *Geological Strain Analysis*. Oxford: Pergamon, 99 p.

- Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology* 6, 617-638.
- Liu, D.-M., 2000. Particle packing and rheological property of highly-concentrated ceramic suspensions: η_m determination and viscosity prediction. *Journal of Materials Science*, V35(21): 5503-5507.
- Llewellyn, E. W., and M. Manga 2005. Bubble rheology and implication for conduit flow. *J. volcanol. geotherm. Res.*, 143, 205-217.
- Lofgren, G. 1980. Experimental studies on the dynamic crystallisation of silicate melts. R.B. Hargraves, eds. *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, Princeton, 488-550
- Ludden, J. & Hynes, A. 2000. The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37(2-3), 459-476.
- Mancktelow, N.S., 1991. The analysis of progressive deformation from an inscribed grid. *Journal of Structural Geology* 13, 859-864.
- Manga, M., J. Castro, K. Cashman, and M. Loewenberg 1998. Rheology of bubble-bearing magmas. *J. volcanol. geotherm. Res.*, 87, 15-28.
- Manson, S.G. & Manley, R.S. 1956. Particle motion in sheared suspension: orientations and interactions of rigid rods. *Proceedings of the Royal Society of London* 238, 117-131.
- March, A. 1932. Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. *Z. Kristallogr. Kristallgeom. Kristallphys.*, 81, 285-297.
- Marques, F.O., Coelho, S., in press. Rotation of rigid elliptical cylinders in viscous simple shear flow: analogue experiments. *Journal of Structural Geology*.
- Marques, F.O., R. Taborda, and J. Antunes 2005. Influence of a low-viscosity layer between rigid inclusion and viscous matrix on inclusion rotation and matrix flow: A numerical study. *Tectonophysics*, 407, 101-115.
- Marre, J. 1986. *The Structural Analysis of Granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Marsh, D.B., 1987. Magmatic processes. *Reviews of geophysics*, 25: 1043-1053.
- Martel C. and Schmidt B.C. 2002. Decompression experiments as an insight into ascent rates of silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, sous presse.
- Martel C. and Schmidt B.C. 2003. Decompression experiments as an insight into ascent rates of silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 144, 397-415.
- Martel, C., Dingwell, D.B., Spieler, O., Pichavant, M. and Wilke, M., 2001. Experimental fragmentation of crystal- and vesicle-bearing silicic melts. *Bulletin of Volcanology*, 63(6): 398 - 405.
- Massol H., Jaupart C. and Pepper D.W. 2001. Ascent and decompression of viscous vesicular magma in a volcanic conduit. *J. Geophys. Res.* 106, 16223-16240.
- Masuda, T., Mizuno, N., Kobayashi, M., Nam Tran, N., Otoh, S., 1995. Stress and strain estimates for Newtonian and non-Newtonian materials in a rotational shear zone. *Journal of Structural Geology* 17, 451-454.
- Mauler, A., Burlini, L., Kunze, K., Philippot, P. and Burg, J.-P. 2000. P-wave anisotropy in eclogites and relationship to the Omphacite crystallographic fabric, *Phys. Chem. Earth*, 25, 119-126.
- McBirney, A.R., and T. Murase 1984. Rheological properties of magmas. *A. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12, 337-357.
- Means, W. D. 1995. Shear zones and rock history, *Tectonophysics*, 247, 157-160.
- Means, W. D. 1989. Stretching faults, *Geology*, 17, 893-896.
- Mecklenburgh, J., and E.H. Rutter 2003. On the rheology of partially molten synthetic granite. *J. Struct. Geol.*, 25, 1575-1585.
- Mei S., Bai W., Hiraga T. and Kohlstedt D.L. 2002. Influence of melt on creep behavior of olivine-basalt aggregates under hydrous conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 201, 491-507.
- Melosh, H. J. 1976. Plate motion and thermal instability in the asthenosphere. *Tectonophysics* 35(4), 363-390.
- Mezure, J.F. & Négroni, J.M. 1983. Relations structurales, pétrographiques et géochimiques de deux intrusions magmatiques à potentialité métallogénique: les granites de Gelles et de Meymac (Massif Central français). *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 71-82.
- Michibayashi, K., Togami, S., Takano, M., Kumazawa, M. and Kageyama, T. 1999. Application of scanning X-ray analytical microscope to the petrographic characterization of a ductile shear zone: an alternative method to image microstructures, *Tectonophysics*, 310, 55-67.

- Miller, D. J., Loucks, R. R. & Ashraf, M. 1991. Platinum-group element mineralization in the Jijal layered ultramafic-mafic complex, Pakistani Himalayas. *Economic Geology* 86(5), 1093-1102.
- Miura, D. 1999. Arcuate Pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, southwest Honshu, Japan. *J. volcanol. geotherm. Res.*, 92, 271-294.
- Mourtada-Bonnefoi C. and Laporte D. 2002. Homogeneous bubble nucleation in rhyolitic magmas: an experimental study of the effect of H₂O and CO₂. *J. Geophys. Res.* 107, B4, ECV 2.
- Mulchrone, K. F. 2001. Quantitative estimation of exponents of power-law flow with confidence intervals in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* 23(5), 803-806.
- Müntener, O., Kelemen, P. B. & Grove, T. L. 2001. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141(6), 643-658.
- Murase, T. and A.R. McBirney 1973. Properties of some common igneous rocks and their melt at high temperature. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3563-3592.
- Navon O. and Lyakhovsky V. 1998. Vesiculation processes in silicic magmas. In Gilbert J.S. and Sparks R.S.J. (eds) *The physics of explosive volcanic eruptions*. *Geol. Soc. London Spec. Publi.* 145, 27-50.
- Nédélec, A., Paquette, J.L., Bouchez, J.L., Olivier, P. and Ralison, B. 1994. Stratoid granites of madagascar: structure and position in the Panafrican orogeny. *Geodinamica Acta*, 7, 48-56.
- Nelson, K. D. 1991. A unified view of craton evolution motivated by recent deep seismic reflection and refraction results. *Geophysical Journal International* 105, 25-35.
- Newman, J. and Mitra, G. 1993. Lateral variations in mylonite zone thickness as influenced by fluid-rock interactions, Linville Falls fault, North Carolina, *J. Struct. Geol.*, 15, 849-863.
- Nicolas A. 1992. Kinematics in Magmatic Rocks with Special Reference to Gabbros. *Journal of Petrology*, Vol. 33, Part 4, p. 891-915.
- O'Hara, K. D. 1988. Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A, *Tectonophysics*, 156, 21-36.
- O'Hara, K. D. 1994. Fluid-rock interaction in crustal shear zones: a directed percolation approach, *Geology*, 22, 843-846.
- Odonne, F., 1994. Kinematic behaviour of an interface and competence contrast: analogue models with different degrees of bonding between deformable inclusions and their matrix. *Journal of Structural Geology* 16, 997-1006.
- Pal, R. 2003. Rheological behavior of bubble-bearing magmas. *Earth planet. Sci. Lett.*, 207, 165-179.
- Panozzo, R. 1987. Two-dimensional strain determination by the inverse SURFOR method. *Journal of Structural Geology* 9, 115-119.
- Paquet, J., and P. François 1980. Experimental deformation of partially melted granitic rocks at 600-900°C and 250 MPa confining pressure. *Tectonophysics*, 68, 131-146.
- Passchier, C.W. & Sokoutis, D. 1993. Experimental modelling of mantled porphyroclast. *J. Struct. Geol.* 15, 895-909.
- Passchier, C.W. 1987. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow—a study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 9, 679-690.
- Passchier, C.W. and Simpson, C. 1986. Porphyroclast system as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.* 8, 831-843.
- Passchier, C.W. and Sokoutis, D. 1993. Experimental modelling of mantled porphyroclast. *J. of Struct. Geol.* 15, 895-909.
- Passchier, C.W., 1998. Monoclinic model shear zones. *Journal of Structural Geology* 20, 1121-1137.
- Passchier, C.W., Sokoutis, D., 1993. Experimental modelling of mantled porphyroclasts. *Journal of Structural Geology* 15, 895-909.
- Passchier, C.W., ten Brink, C.E., Bons, P.D. & Sokoutis, D. 1993. -objects as a gauge for the stress sensitivity of strain-rate in mylonite. *Earth and Planetary Science Letter* 120, 239-245.
- Paterson, M.S. & Weiss, L.E. 1961. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72, 841-882.
- Paterson, M.S., and D.L. Olgaard 2000. Rock deformation tests to large shear strain in torsion. *J. Struct. Geol.*, 22, 1341-1358.
- Paterson, S. R., Vernon, R.H. & Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.* 11, 349-363.

- Paterson, S.R., T. Fowler, K.L. Schmidt, A.S. Yoshinobu, E.S. Yuan, and R.B. Miller 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44, 53-82.
- Pennacchioni, G., Cesare, B., 1997. Ductile-brittle transition in pre-Alpine amphibolite facies mylonites during evolution from water-present to water-deficient conditions (Mont Mary Nappe, Italian Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology* 15, 777-791.
- Pennacchioni, G., Di Toro, G., Mancktelow, N.S., in press. Strain-insensitive preferred orientation of porphyroclasts in Mont Mary mylonites. *Journal of Structural Geology*.
- Petford, N. 2003. Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *An. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31, 399-427.
- Petford, N., and M.A. Koenders 2001. Consolidation phenomena in sheared granitic magma: effects of grain size and tortuosity. *Phys. Chem. Earth*, 26, 281-286.
- Petterson, M. G. & Windley, B. F. 1985. Rb-Sr dating of the Kohistan arc-batholith in the Trans-Himalaya of north Pakistan, and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 74(1), 45-57.
- Piazolo, S., P.D. Bons, and C.W. Passchier 2002. The influence of matrix rheology and vorticity on fabric development of populations of rigid objects during plane strain deformation. *Tectonophysics*, 351, 315-329.
- Piazolo, S., ten Grotenhuis, S.M., Passchier Cees, W., in press. A new apparatus for controlled general flow modeling of analog materials. In: H.A. Koyi and N.S. Mancktelow (Editors), *Tectonic Modeling: A Volume in Honor of Hans Ramberg*. GSA Memoir 193.
- Picard, D., Arbaret, L., Pichavant, M. and Champallier, R. 2006. Structures and rheology of crystal-rich silicic magmas deformed in torsion at high pressure: Experimental constraints. *EMPG XI*, Bristol.
- Pichavant M., Martel C., Bourdier J.-L. and Scaillet, B. 2002. Physical conditions, structure and dynamics of a zoned magma chamber: Mt. Pelée (Martinique, Lesser Antilles arc). *J. Geophys. Res.* 107, B5, ECV 1.
- Pinkerton, H., R.J. Stevenson 1992. Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures. *J. volcanol. geotherm. Res.*, 53, 47-66.
- Poirier, J.-P. 1985. *Creep of crystals*. Cambridge University Press, Cambridge. 260 pp.
- Polacci, M., M. Rosi, P. Landi, A. Di Muro, and P. Papale 2005. Novel interpretation for shift between eruptive styles in some volcanoes. *EOS transactions*, 87, 335-336.
- Rabinowicz M. and Vigneresse J.-L. 2004. Melt segregation under compaction and shear channelling: application to granitic magma segregation in a continental crust. *J. Geophys. Res.* 109, 10.1029/2002JB002372.
- Ramberg, H. & Ghosh, S.K. 1977. Rotation and strain of linear and planar structures in three-dimensional progressive deformation. *Tectonophysics* 40, 309-337.
- Ramberg, H. 1975. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics* 28, 1-35.
- Ramsay, J. G. & Graham, R. H. 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7, 786-813.
- Ramsay, J. G. 1980. Shear zone geometry : a review. *Journal of Structural Geology* 2, 83-99.
- Ramsay, J. G. and Allison, I. 1979. Structural analysis of shear zones in a Alpinised Hercynian Granite (Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps), Schweiz. *Miner. Petrogr. Mitt.*, 59, 251-279.
- Ramsay, J.G. & Huber, M.I. 1983. *The techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 1: Strain analysis. Academic Press, London, 308 pp.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York. 568p.
- Reed, L.J., Tryggvason, E., 1974. Preferred orientations of rigid particles in a viscous matrix deformed by pure shear and simple shear. *Tectonophysics* 24, 85-98.
- Rees, A.I. 1968. The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains. *Journal of Geology* 76, 457-465.
- Rees, A.I. 1979. The orientation of grains in a sheared dispersion. *Tectonophysics* 55, 275-287.
- Regenauer-Lieb, K. & Yuen, D. A. 2000. Quasi-adiabatic instabilities associated with necking processes of an elasto-viscoplastic lithosphere. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 118, 89-102.
- Reiner, M., 1960. *Deformation, Strain, and Flow: An Elementary Introduction to Rheology*. Lewis & Co. Ltd, London, 347 pp.
- Rey, P. F., Fountain, D. M. and Clement, W. P. 1994. P wave velocity across a noncoaxial ductile shear zone and its associated strain gradient: Consequences for upper crustal reflectivity, *J. Geophys. Res.*, 99, 4533-4548.

- Richet, P. et al., 2000. Water and the density of silicate glasses. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(4): 337-347.
- Richter, C, Van Der Pluijm, B.A. and Housen, B.A. 1993. The quantification of crystallographic preferred orientation using magnetic anisotropy. *J. Struct. Geol.* 15, 113-116.
- Riedel, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt Mineralogie Abteilung B*, 354-368.
- Ring, U. 1999. Volume loss, fluid flow, and coaxial versus noncoaxial deformation in retrograde, amphibolite facies shear zones, northern Malawi, east-central Africa, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 123-142.
- Ringuette, L., Martignole, J. & Windley, B. F. 1998. Pressure-Temperature evolution of garnet-bearing rocks from the Jijal complex (western Himalayas, northern Pakistan): from high-pressure cooling to decompression and hydration of a magmatic arc. *Geological Bulletin, University of Peshawar* 31, 167-168.
- Robin P.Y.F. 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – theory. *J. Struct. Geol.* 24, 531-544.
- Robin, P. Y. F. and Cruden, A. R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones, *J. Struct. Geol.*, 16, 447-466.
- Rochette, P., Jackson, M. and Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics* 30, 209-226.
- Roman-Berdiel T., Gapais D. and Brun J.-P. 1995. Analogue models of laccolith formation. *J. Struct. Geol.*, 17, 1337-1346.
- Roscoe, R., 1952. The viscosity of suspensions of rigid spheres. *Br. J. Appl. Phys.*, 3: 267-269.
- Roscoe, R., 1953. Suspensions. In: J.J. Hermans (Editor), *Flow Properties of Disperse Systems*. North-Holland, New-York.
- Rosenberg, C.L., and M.R. Handy 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implication for the continental crust. *J. Metam. Geol.*, 23, 19-28.
- Rushmer T. 1995. An experimental deformation study of partially molten amphibolite: application to low-melt fraction segregation. *J. Geophys. Res.* 100, 15681-15695.
- Rutter E.H. and Neumann D.H.K. 1995. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions with implications for extraction of granitic magma. *J. Geophys. Res.* 100, 15697-15715.
- Rutter, E. H., Khazanehdari, J., Brodie, K. H., Blundell, D. J. & Waltham, D. A. 1999. Synthetic seismic reflection profile through the Ivrea zone - Serie dei Laghi continental crustal section, northwestern Italy. *Geology* 27(1), 79-82.
- Rutter, E. H. 1999. On the relationship between the formation of shear zones and the form of the flow law for rocks undergoing dynamic recrystallization, *Tectonophysics*, 303, 147-158.
- Rybacki, E., M.S. Paterson, R. Wirth, and G. Dresen 2003. Rheology of calcite-quartz aggregates deformed to large strain in torsion. *J. Geophys. Res.*, 108, 2089, doi:10.1029/2002JB001833.
- Ryerson, F.J., Weed, H.C. and Piwinski, A.J., 1988. Rheology of subliquidus magmas, I: Picritic compositions. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4): 3421-3436.
- Saar M.O., Manga M., Cashman, K.V., and Fremouw S. 2001. Numerical models of the onset of yield strength in crystal-melt suspensions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187, 367-379.
- Saltikov, S.A. 1958. *Stereometric Metallography*, 2nd ed. Metallurgizdat, Moscow.
- Sanderson, D.J. & Manchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449-458.
- Scaillet B., Pecher A., Rochette P. and Champenois M. 1995. The Gangotri granite (Garhwal Himalaya): laccolithic emplacement in an extending collisional belt. *J. Geophys. Res.*, 100, 585-607.
- Scaillet, B., F. Holtz, A. Whittington, and M. Pichavant 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas 1. Volcanic-plutonic comparison. *J. Geophys. Res.*, 103, 27257-27266.
- Scaillet, B., F. Holtz, and M. Pichavant 1997. Rheological properties of granitic magmas in their crystallisation range. In Bouchez, J.L., Hutton, D. & Stephen, W.E. (eds) *granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, 11-29. Dordrecht: Kluwer.
- Schaltegger, U., Zeilinger, G., Frank, M. & Burg, J.-P. 2002. Multiple mantle sources during island arc magmatism: U-Pb and Hf isotopic evidence from the Kohistan arc complex, Pakistan. *Terra Nova* 14(6), 461-468.
- Schmoeker, M., M. Bystricky, K. Kunze, L. Burlini, H. Stünitz, and J.-P. Burg 2003. Granular flow and Riedel band formation in water-rich quartz aggregates experimentally deformed in torsion. *J. Geophys. Res.*, 108, 2242, doi:10.1029/2002JB001958.

- Schulze F., Behrens H. and Hurkuck W. 1999. Determination of the influence of pressure and dissolved water on the viscosity of highly viscous melts: application of a new parallel-plate viscosimeter. *Am. Mineral.* 84, 1512-1520.
- Schulze, F., H. Behrens, F. Holtz., J. Roux, and W. Johannes 1996. The influence of H₂O on the viscosity of a haplogranitic melt. *Am. Mineral.*, 81, 1155-1165.
- Scott, T. and D.L. Kohlsted 2006. The effect of large melt fraction on the deformation behavior of peridotite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 246, 177-187.
- Shaw H. R. 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. J. Sci.*, 272, 870-893.
- Shimamoto, T. & Ikeda, Y. 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. Basic theory. *Tectonophysics* 36, 315-337.
- Smith, J.E. and Jordan, M.L., 1964. Mathematical and graphical interpretation of the log normal law for particle size distribution analysis. *J. Colloid Sci.*, 19: 549-559.
- Smith, J.V. 1996. Ductile-brittle transition structures in the basal shear zone of a rhyolite lava flow, Eastern Australia. *J. volcanol. geotherm. Res.*, 72, 217-223.
- Smith, J.V. 1997. Shear thickening dilatancy in crystal-rich flows. *J. volcanol. geotherm. Res.*, 79, 1-8.
- Smith, J.V. 2002. Structural analysis of flow-related textures in lavas. *Earth-Science reviews*, 57, 279-297.
- Snyder D. and Tait S. 1995. Replenishment of magma chambers: comparison of fluid-mechanic experiments with field relations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122, 230-240.
- Sonder, L. J. 2001. Ductile shear zones as counterflow boundaries in pseudoplastic fluids: Discussion and theory. *Journal of Structural Geology* 23(1), 149-153.
- Sørensen, K. 1983. Growth and dynamics of the Nordre Strøm-fjord shear zone, *J. Geophys. Res.*, 88, 3419-3437.
- Spera, J., A. Borgia, and J. Strimple 1988. Rheology of melts and magmatic suspensions 1. Design and calibration of concentric cylinder viscometer with application to rhyolitic magma. *J. Geophys. Res.*, 93, 10,273-10,294.
- Srivastava, H. B., Hudleston, P. and Earley, D. 1995. Strain and possible volume loss in a high-grade ductile shear zone, *J. Struct. Geol.*, 17, 1217-1231.
- Stein D.J. and Spera F.J. 1992. Rheology and microstructure of magmatic emulsions: theory and experiments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 49, 157-174.
- Stein D.J. and Spera F.J. 2002. Shear viscosity of rhyolite-vapor emulsions at magmatic temperatures by concentric cylinder rheometry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113, 243-258.
- Tahirkheli, R. A. K., Mattauer, M., Proust, F. & Tapponnier, P. 1979. The India Eurasia Suture Zone in Northern Pakistan: Synthesis and interpretation of recent data at plate scale. In: *Geodynamics of Pakistan* (edited by Farah, A. & De Jong, K. A.). Geological Survey of Pakistan, Quetta, 125-130.
- Talbot, C. J. 1999. Ductile shear zones as counterflow boundaries in pseudoplastic fluids. *Journal of Structural Geology* 21(11), 1535-1551.
- Talbot, C. J. 2001. Ductile shear zones as counterflow boundaries in pseudoplastic fluids: Reply. *Journal of Structural Geology* 23(1), 157-159.
- Tarling, D.H. & Hrouda, F. 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, New York, 217 pp.
- Tchalenko, J. S. 1968. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics* 6(2), 159-174.
- ten Brink, C. E., 1996. Development of porphyroclast geometries during non-coaxial flow. *Geologica Ultrictina* 142, 163 pp.
- ten Brink, C. E., Passchier, C. W., 1995. Modelling of mantle porphyroclasts using non-Newtonian rock analogue materials. *Journal of Structural Geology* 17, 131-146.
- ten Grotenhuis, S.M., Passchier, C.W., 1999. Mica fish and other fish-shaped shear sense indicators. *Terra Abstracts* 11, 828.
- Tarling, D.H. and Hrouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, New York, 217 p.
- Tikoff, B. and Fossen, H. 1993. Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix, *Tectonophysics*, 217, 267-283.
- Tikoff, B., and C. Teyssier 1994. Strain and fabric analyses based on porphyroclast interaction. *J. Struct. Geol.*, 16, 477-491.
- Treloar, P. J., Brodie, K. H., Coward, M. P., Jan, M. Q., Khan, M. A., Knipe, R. J., Rex, D. C. & Williams, M. P. 1990. The evolution of the Kamila Shear Zone, Kohistan, Pakistan. In: *Exposed cross-sections of the continental crust* (edited by Sallisbury, M. H. & Fountain, D. M.). Kluwer Academic Press, Amsterdam, 175-214.

- Treloar, P. J., Petterson, M. G., Qasim Jan, M. & Sullivan, M. A. 1996. A re-evaluation of the stratigraphy and evolution of the Kohistan arc sequence, Pakistan Himalaya: implications for magmatic and tectonic arc-building processes. *Journal of the Geological Society of London* 153, 681-693.
- Treloar, P. J., Rex, D. C., Guise, P. G., Coward, M. P., M.P., S., Windley, B. F., Petterson, M. G., Jan, M. Q. & Luff, I. W. 1989. K/Ar and Ar/Ar geochronology of the Himalayan collision in NW Pakistan: constraints on the timing of suturing, deformation, metamorphism and uplift. *Tectonics* 8(4), 881-909.
- Tullis, T.E. 1976. Experiments on the origin of slaty cleavage and schistosity. *Geological Society of America bulletin* 87, 745-753.
- Turcotte, D. L. & Schubert, G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Van den Driessche, J., Brun, J.-P., 1987. Rolling structures at large shear strain. *Journal of Structural Geology* 9, 691-704.
- Van der Molen, I. & Paterson, M.S. 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 70, 299-318.
- Venables, J. A., Harland, C. J. 1973. Electron back-scattering patterns – a new technique for obtaining crystallographic information in the scanning electron microscope, *Phil. Mag.*, 27, 1193-1200.
- Vernon, R. H.; Etheridge, M. A. & Wall, V. J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos* 22, 1-12.
- Vigneresse J.-L., Barbey P. and Cuney M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *J. Petrol.*, 37, 1579-1600.
- Wang, L.P., Wexler, A.S. & Zhou, Y. 1998. On the collision rate of small particles in isotropic turbulence. 1. Zero-inertia case. *Physic of Fluids* 10, 266-276.
- Ward, S.G. & Whitmore, R.L. 1950. Studies of the viscosity and sedimentation of suspension. Part 1: the viscosity of suspensions of spherical particles. *Br. J., Applied Physics*, 1, 286-290.
- Wartho, J.-A., Rex, D. C. & Guise, P. G. 1996. Excess argon in amphiboles linked to greenschist facies alterations in the Kamila Amphibolite Belt, Kohistan island arc system, northern Pakistan: insights from ⁴⁰Ar/³⁹Ar step-heating and acid leaching experiments. *Geological Magazine* 133, 595-606.
- Webb, S.L., and D.B. Dingwell 1990. The onset of non-Newtonian rheology of silicate melts. A fiber elongation study. *phys. chem. Min.*, 17, 125-132.
- Weijermars, R., 1986. Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics* 124, 325-358.
- West, D. P. & Hubbard, M. S. 1997. Progressive localization of deformation during exhumation of a major strike-slip shear zone: Norumbega fault zone, south-central Maine, USA. *Tectonophysics* 273(3-4), 185-201.
- Wilkinson, W. L. 1960. *Non-Newtonian fluids: fluid mechanics, mixing and heat transfer*. Pergamon Press, London.
- Willis, D. G., 1977. A kinematic model of preferred orientation. *Geological Society of America Bulletin* 88, 883-894.
- Woodcock, N.H. 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1231-1236.
- Yamamoto, H. & Nakamura, E. 1996. Sm-Nd dating of garnet granulites from the Kohistan complex, northern Pakistan. *Journal of the Geological Society of London* 153, 965-969.
- Yamamoto, H. 1993. Contrasting metamorphic P-T-time paths of the Kohistan granulites and tectonics of the western Himalayas. *Journal of the Geological Society of London* 150, 843-856.
- Yoshino, T., Yamamoto, H., Okudaira, T. & Toriumi, M. 1998. Crustal thickening of the lower crust of the Kohistan arc (N. Pakistan) deduced from Al zoning in clinopyroxene and plagioclase. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 729-748.
- Zeilinger, G. 2002. Structural and geochronological study of the lowest Kohistan complex, Indus Kohistan region in Pakistan, NW Himalaya, Dissertation, Naturwissenschaften ETH Zürich, Nr. 14421, 243 p.
- Zimmerman, M.E., and D.L. Kohlstedt 2004. Rheological properties of partially molten lherzolite. *J. Petrol.* 45, 275-298.