



**HAL**  
open science

# Mémoire présenté en vue de l'obtention de l'Habilitation à Diriger des Recherches

Bruno Scaillet

► **To cite this version:**

Bruno Scaillet. Mémoire présenté en vue de l'obtention de l'Habilitation à Diriger des Recherches. Géologie appliquée. Université d'Orléans, 2006. tel-00077395

**HAL Id: tel-00077395**

**<https://theses.hal.science/tel-00077395>**

Submitted on 30 May 2006

**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'Habilitation à Diriger des Recherches**

par

Bruno Scaillet  
Chargé de Recherche  
ISTO - UMR 6113 – UO-CNRS

Soutenu le 4 mai 2006  
devant le jury composé de :

Jean Louis Bourdier, Professeur, Université d'Orléans  
Michel Pichavant, Directeur de Recherche, ISTO, CNRS  
René Maury, Professeur, Université de Bretagne Occidentale, Brest  
Pierre Barbey, Professeur, Université Poincaré, Nancy  
Mike Carroll, Professeur, Université de Camerino, Italie

*A moi même,  
parce que, après tout, c'est moi qui ai  
tout écrit*

## **Partie I**

Résumé des travaux

### **Genèse et évolution des magmas acides**

## **Avant propos**

L'exercice auquel je me livre ici, un peu par obligation académique mais également par nécessité scientifique, est un état des lieux de mes recherches. Idéalement, cet exercice, pour être porteur à la fois pour l'impétrant et pour la communauté scientifique, suppose de ma part un certain recul sur les objets étudiés, recul nécessaire à la présentation d'une vision intégrée ou mieux, à la construction d'un modèle général. Le fait que je sois encore, et pour longtemps je l'espère, la tête dans le guidon pour reprendre une expression populaire, implique que je ne peux livrer ici qu'une vision très parcellaire et imparfaite des problèmes abordés. Ce mémoire peut être vu comme un catalogue de mes travaux de recherche dans le domaine de la pétrologie expérimentale appliquées aux roches acides. Pour des raisons de commodité de présentation, les principaux résultats sont abordés dans l'ordre chronologique de l'acquisition des données, chaque cible géologique étant traitée indépendamment les unes des autres. Ceci permettra au lecteur de découvrir quel a été le cheminement de ma recherche. On peut d'ores et déjà anticiper en disant qu'elle a été largement opportuniste, reposant fondamentalement sur la confrontation systématique entre données de laboratoire et de terrain. Ma recherche a été opportuniste en ce sens qu'elle a évolué au gré de mes rencontres avec d'autres chercheurs, notamment avec les pétrologues d'un certain âge ou d'un âge certain. L'expérience que j'ai acquise au cours de ces quinze dernières années m'a appris qu'il n'y pas de grands ou de petits problèmes en géologie, ou que l'intérêt de l'étude d'un massif ou d'une formation donnée n'est pas directement relié à sa taille. Il y a, en revanche, des problèmes bien posés et ceux qui le sont mal et c'est pourquoi, je pense, l'âge moyen de mes collaborateurs actuels (hors équipe) est assez proche de 60 ans.

L'état d'avancement de chacun des travaux présentés est variable, dépendant entre autres de la date d'initiation du projet mais également de la complexité du problème posé. Il reste cependant que, quelle que soit la quantité ou la qualité des données expérimentales obtenues, ce serait une erreur de considérer les problèmes abordés comme résolus ou les modèles proposés comme définitifs. Les concepts évoluent d'une certaine façon en fonction des techniques accessibles et de leur

développement. Ceci est particulièrement vrai en pétrologie expérimentale ou le dernier bond en avant considérable date de la mise au point de la microsonde électronique, permettant la microanalyse des produits expérimentaux qui étaient jusqu'alors principalement caractérisés de façon optique ou par diffraction des rayons X. Depuis lors, les améliorations instrumentales de cet outil analytique, en particulier dans le domaine de l'imagerie électronique, ont permis des progrès considérables certes, mais moins décisifs que ne l'a été l'avènement de la sonde elle-même. Le lecteur constatera que les éléments chimiques autres que majeurs sont la plupart du temps délibérément ignorés dans les chapitres qui suivent, ce qui traduit avant tout le fait que la microsonde électronique n'est pas performante pour l'analyse des éléments en trace des charges expérimentales en raison notamment de la taille des minéraux produits ou des seuils de détection usuels. D'autres techniques analytiques comme la sonde ionique, l'ICP-MS par ablation laser, ou les sondes protoniques, peuvent prendre avantageusement le relais dans ce domaine, comme cela a du reste été démontré à plusieurs reprises notamment au sein de l'ISTO. Cependant, malgré le fait que ces techniques d'analyse performantes plus modernes le sont de moins en moins, ce qui devrait aller de pair avec une utilisation plus routinière, force est de constater que leur application dans le domaine de la pétrologie expérimentale, en France en tous cas, est encore très exceptionnelle. Les travaux bénéficiant de ces techniques sont encore trop souvent des prouesses technologiques plutôt que des percées scientifiques réelles. Les effectifs déclinants des Sciences de la Terre et le désintérêt général pour la pétrologie dans les cursus académiques au profit notamment des Sciences dites de l'Environnement, indiquent que la pression d'utilisation de ces outils modernes à des fins de pétrologie conventionnelle va inévitablement diminuer. Il y a donc, à mon sens, peu de chances pour que, dans un futur immédiat, la communauté pétrologique bénéficie réellement de ces avancées et, de fait, l'utilisation de ces outils performants reste limitée, ne serait-ce que pour des raisons de temps d'accès qui vont généralement de pair avec des lourdeurs administratives décourageantes. L'application des techniques dites de pointe, notamment celles nucléaires, risque encore pour longtemps d'être sporadique. A ce titre, les résultats qui en découlent peuvent difficilement avoir valeur générale.

Je n'ai donc pas fait d'efforts particuliers dans le cadre de mes recherches pour utiliser les techniques analytiques modernes. Au delà des raisons évoquées ci-dessus,

cela tient principalement au fait que j'ai avant tout cherché à caractériser le plus complètement possible les produits expérimentaux par une utilisation intensive de la microsonde électronique. Ceci demande un temps d'accès à la microsonde important, de l'ordre d'une journée tous les 15 jours en moyenne. Chaque projet représente entre 80 et 200 expériences, étalées sur une durée en général de trois ans. Compte tenu des durées d'expériences de l'ordre de 2-3 semaines nécessaires pour la cristallisation en laboratoire des magmas acides, la durée pendant laquelle la cuisson opère pour un projet donné est en réalité de 3-6 mois, la différence représentant ma vitesse personnelle d'avancée sur une problématique. On peut probablement faire mieux et plus rapide mais également moins bien et plus lentement. Je suis de ceux qui réfléchissent après l'expérience et non avant. Cette attitude, symptôme pour certains d'un manque d'ambition ou de rigueur intellectuelle, a au moins le mérite de faire avancer la réflexion et de produire des données nécessaires à l'élaboration de modèles de calcul réalistes. Les modèles théoriques en pétrologie reposent encore sur un nombre très limité de données expérimentales et leur capacité prédictive déborde rarement le domaine compositionnel sur lequel ils ont été calibrés (compositions basaltiques). Des désaccords importants existent également entre observation expérimentale et calcul à l'intérieur même du domaine ou le modèle est censé être le plus performant. Je n'ai donc pas hésité à multiplier les expériences avec le danger d'être confronté à une masse importante de données parfois difficile à traiter. Quoiqu'il en soit, dans tous les cas de figures abordés, cette approche s'est avérée payante et à chaque fois la solution, ou plutôt une solution, s'est imposée d'elle-même.

Au risque de décevoir par avance le lecteur, je ne propose pas de nouveaux mécanismes de genèse ou d'évolution des magmas. Ceux-ci sont connus depuis le début du vingtième siècle (fusion partielle, cristallisation fractionnée, contamination, mélanges, immiscibilité) et c'est leur quantification ainsi que la définition de leur importance relative qui fait l'objet de la plupart des recherches actuelles. L'enjeu aujourd'hui pour la pétrologie est plus celui de sa ré-intégration dans le domaine des sciences modernes, de façon à ce qu'elle participe pleinement à l'étude des problèmes globaux que ce soit à des fins appliquées, le plus souvent environnementales, ou à des fins de recherches fondamentales. Il s'agit de redonner à cette branche de la Géologie ses lettres de noblesse, de la dépoussiérer des archaïsmes hérités de son passé multiséculaire. En France, la pétrologie court à sa perte si les pétrologues de terrain

persistent à ignorer les données de laboratoire et si, inversement, les pétrologues de laboratoire n'appliquent pas eux-même les premiers leurs résultats aux données de terrain. Ayant commencé par faire du terrain pour travailler ensuite en laboratoire je mesure les difficultés dans l'un et l'autre domaines. Il ne s'agit cependant pas de pratiquer à la fois le terrain et le laboratoire car ce sont deux activités qui ne souffrent pas la demi-mesure, mais il s'agit de collaborer entre ces deux sous-spécialités qui ne peuvent plus se suffire à elles mêmes. J'ai appris également que, de même qu'il est facile pour un géologue de terrain de toujours retourner sur le même secteur, il est tout aussi tentant pour le pétrologue en blouse blanche de se cantonner à l'étude d'un joint chimique sur lequel il exerce un contrôle total voire totalitaire. Si, dans le premier cas, la complexité naturelle du terrain peut être une source d'inspiration continue pour tout géologue sachant garder un esprit ouvert aux nouvelles techniques, dans le deuxième, à ma connaissance, la sclérose scientifique finit toujours par l'emporter.

La pétrologie dans sa pratique quotidienne est avant tout une science d'observation de phénomènes naturels dont l'échelle opérationnelle est le cm ou le dm, c'est à dire la lame mince et l'échantillon en main récolté sur le terrain. On ne peut impunément s'affranchir de cette échelle d'observation et essayer d'expliquer à la fois les processus intimes de fabrication et d'évolution magmatique et les mécanismes d'échelle globale comme la convection mantellique, la subduction océanique ou encore les chaînes de collision. Malheureusement, alors que l'on entre de plein fouet dans un siècle où l'image règne en maitresse incontestée y compris dans la présentation des résultats scientifiques, l'observation et la description des objets naturels sont de plus en plus perçues comme des pratiques dépassées tout juste bonnes à être mise en oeuvre dans les pays dits en voie de développement qui, heureusement pour nous, possèdent encore ce savoir-faire. Un chiffre, aussi faux soit-il, est bien souvent préféré à une description naturaliste. Or l'observation et la description sont des pratiques fondamentales des Sciences de la Terre et de l'Univers et elles doivent le rester si l'on veut que les modèles construits pour expliquer notre environnement et son évolution aient un quelconque rapport avec la réalité. Il suffit pour s'en persuader de voir le poids de l'image brute dans les articles publiés dans les revues *Science* et *Nature* concernant le débat actuel sur la présence ou non de l'eau sur ou sous le sol de la planète Mars. Ce n'est pas le moindre des paradoxes que de

voir l'avenir de la toute puissante et performante technologie spatiale dépendre de pratiques scientifiques par nature observationnelles comme la morpho-géographie souvent jugées obsolètes quand pratiquées sur notre planète. En pétrologie, l'observation a dans une large mesure fait place à la géochimie, cette dernière manipulant des concepts obéissant aux lois de la thermodynamique et de la chimie moderne, et donc plus rigoureuse et objective dans sa démarche que la description naturaliste par essence subjective. Ainsi, après avoir été longtemps pratiquée uniquement comme une science descriptive et taxinomique, la pétrologie a bénéficié des techniques de la géochimie moderne au travers des études des éléments en traces et des isotopes stables et radiogéniques ce qui a pu laisser penser un certain temps à une révolution dans les concepts. Cependant, passée l'euphorie des premiers instants aux acquis scientifiques indéniables, dans la grande majorité des cas, tout au plus a-t-on assisté à la mise en place d'une géochimie de tiroir, où la classification des roches magmatiques à partir de leur position dans des champs géochimiques voulus discriminants était le but avoué ou inavoué du travail, plutôt que la compréhension réelle des mécanismes pétrogénétiques. En cela, la géochimie n'a pas fait mieux que la pétrographie, et la pratique persistante actuelle de privilégier la première au détriment de la seconde n'est pas de nature à inverser cette tendance. Paradoxalement, les modèles géochimiques ne sont que peu ou pas fondés sur des études de laboratoire, je veux dire par là que la géochimie expérimentale reste encore embryonnaire. En conséquence, les imperfections des modèles géochimiques rendant compte du comportement des éléments en trace observés dans une suite magmatique trouvent trop souvent encore une explication plus ou moins plausible dans le choix des coefficients de partage, leur connaissance imparfaite à quelques exceptions près (ex: le grenat ou les minéraux accessoires riches en terres rares), ou dans la nature et les proportions de l'assemblage de phases qui fractionne. A l'inverse, la pétrologie expérimentale peut et doit être directement confrontée aux données de terrain. Il n'existe pas de sanction plus implacable en pétrologie expérimentale que celle de la construction d'un diagramme de phases dans lequel une des phases cardinales de la roche naturelle manque à l'appel. Ce genre de situation douloureuse indique que l'on s'est trompé sur la nature du produit de départ (présence de xénocristaux, roche cumulative et non liquide) ou que les conditions expérimentales adoptées sont inappropriées. En cela la pétrologie est supérieure à la géochimie en termes de



maturité scientifique et doit, ou devrait, être considérée en premier lieu avant d'aborder les traitements et analyses plus sophistiquées.

## Introduction

Les roches plutoniques/volcaniques acides ( $\text{SiO}_2 > 60 \text{ pd}\%$ ) représentent un ensemble magmatique volumétriquement important sur les continents émergés mais mineur lorsque comparé aux basaltes des rides médioocéaniques (MORB pour Mid Ocean Ridge Basalt) qui tapissent l'essentiel du fond des océans et donc à peu près 60-70% de la surface du globe terrestre. Leur variabilité chimique en éléments majeurs est cependant grande, notamment au travers du rapport aluminium/alcalins, contrastant en cela avec la monotonie affichée par la plupart des MORBs pour lesquels les discriminations pétrogénétiques demandent un recours presque systématique à la géochimie d'éléments traces ou à la géochimie isotopique. A première vue cette variabilité des termes siliciques peut paraître surprenante dans la mesure où la plupart des granites sont généralement perçus ou vendus comme les produits ultimes de la différenciation des magmas basaltiques et, à ce titre, on devrait s'attendre à ce que la faible dispersion géochimique des magmas parents, tout au moins en ce qui concerne les éléments majeurs, soit léguée au magma fils, le granite. Ce concept fondateur de la pétrologie magmatique a reçu une base expérimentale solide grâce aux travaux de Norman Lévi Bowen qui est à la pétrologie magmatique ce que Charles Darwin est à la théorie de l'évolution des espèces en biologie. N.L. Bowen a, en effet, le premier proposé un modèle d'évolution cohérent pour la plupart des roches magmatiques reposant à la foi sur les lois de la physique moderne et sur l'observation rigoureuse des phénomènes naturels. L'avènement de cette théorie moderne est remarquablement retracé dans l'ouvrage de Edward Young, dont la lecture est très fortement recommandée à tout jeune chercheur en pétrologie, mais également aux moins jeunes qui pourraient avoir oublié certains aspects historiques, notamment en France où les opposants au modèle magmatique ont sévi au plus haut niveau jusque tard dans le vingtième siècle. La clef de voûte de cette théorie est que la différenciation des magmas basaltiques se fait par cristallisation fractionnée dont l'effet est d'enlever progressivement les éléments réfractaires, le Fe, Mg, Al, Ti et le Ca, du bain silicaté résiduel au profit des constituants plus légers c'est à dire les alcalins et la silice, selon une séquence d'apparition ou de cristallisation des minéraux principaux rigoureusement ordonnée. Tout magma mafique se doit ainsi de terminer son parcours dans le fameux diagramme ternaire Quartz-Nepheline-Kalsilite ou

Petrogeny Residua System, par décantation progressive de ses constituants réfractaires. Selon le caractère alcalin plus ou moins marqué du magma parent basaltique, la ligne d'arrivée est franchie soit dans le domaine saturé en quartz ou silice, celui qui nous intéresse ici, soit dans le domaine sous-saturé, dont le minimum ternaire est représenté dans la nature par les phonolites, domaine qui ne sera que peu abordé dans ce mémoire. Les études pétrologiques et géochimiques ont montré cependant depuis longtemps qu'il existe un certain nombre de roches magmatiques qui n'obéissent pas aveuglément à ce schéma général.

Plusieurs exemples sont notoires. D'une part, il y a la différence fondamentale entre les lignées magmatiques de différenciation calco-alcaline et les lignées de type tholéiitique, la première étant conforme au modèle de Bowen, alors que la seconde est marquée par un enrichissement en fer très conséquent. Cette opposition de style donna naissance à une controverse qui démarra presque en même temps que le modèle pétrogénétique de Bowen vit le jour, en grande partie du fait des observations de terrain de Fenner. Les études de terrain et expérimentales ont montré depuis lors que l'enrichissement en fer observé dans les séries tholéiitiques est principalement la conséquence du caractère réduit du magma qui retarde l'apparition des oxydes de fer dans la course de cristallisation et permet également une solubilité élevée du fer dans le bain silicaté résiduel, ce dernier point tout aussi important étant généralement oublié. De même, sur la base de travaux de laboratoires dans les années 50-60 ainsi qu'à partir de considérations théoriques, Osborn, entre autres, a proposé que c'est le caractère oxidé des magmas d'arc qui permet une apparition précoce des oxydes et une différenciation vers des termes de plus en plus pauvres en fer et donc granitiques. Dans les deux cas cependant, les modalités précises du fractionnement restent encore obscures. Concernant les séries tholéiitiques, si le caractère réduit du magma au cours de son évolution semble admis par tout le monde, les maxima d'enrichissement en fer ainsi que la composition des termes ultimes de différenciation sont encore activement débattus. Pour les magmas d'arc, au delà du mode d'évolution, c'est l'origine de leur état rédox qui reste problématique, bien que la plupart des auteurs attribuent en général à l'eau, abondante dans ces systèmes, un rôle prépondérant. Hormis ces aspects que certains considéreront comme des détails, on pourrait estimer à la lecture de ces lignes que le coupable idéal responsable de cette dichotomie fondamentale dans la différenciation magmatique est la fugacité d'oxygène ( $fO_2$ ). Il faudrait dès lors

que tout magma sec ou pauvre en eau soit réduit et, qu'à l'inverse, tout magma hydraté soit oxydé. Bien que cette classification soit en général respectée, il existe des magmas acides à la fois réduits et fortement hydratés ce qui montre qu'un modèle invoquant uniquement le caractère alcalin et les conditions rédox du magma parent basaltique comme causes principales de la diversité des magmas terrestres est incomplet. Incidemment, on remarquera toutefois qu'il n'existe pas, à ma connaissance, d'exemple établi de magma à la fois sec et oxydé.

Un deuxième exemple concerne les lignées de fractionnement issues de basaltes dits transitionnels (en général aux teneurs en alcalins intermédiaires entre basaltes alcalins et MORBs), dont la mise en place se fait en contexte de déchirure continentale précédant les stades d'océanisation franche. Bien que d'état d'oxydation équivalent à celui des MORBs et donc réduit, ces lignées « produisent » des rhyolites d'abondance extrêmement variable selon les provinces. En réalité, le terme de lignée n'est pas approprié dans la mesure où les associations magmatiques dans ces environnements sont très fréquemment bimodales, du type basalte-rhyolite, les termes intermédiaires étant absents ou exceptionnels. L'originalité principale de ces rhyolites est leur richesse en alcalins et notamment le fait que, dans la plupart des cas, les alcalins sont en excès par rapport à l'aluminium. De ce fait ces rhyolites ne peuvent être projetées dans le système ternaire résiduel qui n'accepte par construction que des compositions métalumineuses. Bien que de nombreuses explications aient été proposées, à commencer par Bowen lui-même, le passage d'un liquide de composition métalumineuse à un liquide peralcalin par un processus magmatique reste énigmatique et n'a en tous cas jamais été reproduit en laboratoire. Initialement considérées comme une aberration pétrologique intellectuellement intéressante mais d'importance très mineure, les rhyolites peralcalines sont à l'heure actuelle reconnues comme étant la manifestation magmatique acide généralement associée au magmatisme basique de type hot-spot et dont le rôle important dans l'évolution et la fabrication de la croûte continentale est aujourd'hui établi. Les volumes mis en jeu par ce type de magmatisme acide sont tout simplement colossaux, de l'ordre de plusieurs dizaines de milliers de km<sup>3</sup>, et si il y a un mécanisme efficace de production de rhyolite, surtout compte tenu des laps de temps impliqués très court, c'est bien celui-là. Le caractère bimodale de ces séries volcaniques ainsi que la chimie peralcaline des rhyolites sont deux particularités encore mal expliquées aujourd'hui.

Ces rhyolites peralcalines ont leur pendant péralumineux dont il sera largement question ici également. Les roches granitiques péralumineuses ne sont pas conformes aux principes établis par Bowen en ce sens qu'il s'agit cette fois de provoquer par un processus magmatique quelconque le caractère péralumineux, alors que l'aluminium dans la séquence théorique de Bowen se doit de diminuer au cours de l'évolution, essentiellement par le fractionnement du plagioclase. Les exemples de ce genre de magmas abondent, notamment dans le Massif Central ou dans la chaîne de l'Himalaya. Ce sont dans l'énorme majorité des cas des roches plutoniques à l'origine crustale indiscutable (c'est à dire sans aucune contribution mantellique). Le seul équivalent volcanique reconnu actuellement est l'ignimbrite de Macusani au Pérou. Au delà du problème de leur mécanisme de fabrication, on remarquera que les plutons péralumineux du Massif Central ou de l'Himalaya et les volcanites de Macusani se sont mis en place dans des contextes géodynamiques que tout oppose, chaîne de collision continentale avec surépaississement crustal dans le premier cas et arc volcanique andin en contexte extensif local dans le deuxième. Ceci montre les dangers de l'utilisation des caractéristiques chimiques des magmas à des fins géodynamiques.

Ces divers exemples illustrent clairement que les raisons de l'écart au modèle de Bowen sont multiples et peuvent être simplement regroupées en deux catégories: (1) celles concernant les aspects de la source et donc la composition de la roche mère solide ou liquide, et (2) celles concernant les conditions de genèse c'est à dire tout paramètre intensif susceptible de modifier ou d'influencer les processus de fabrication. La première catégorie est la plus parlante. Il est en effet depuis longtemps reconnu que les magmas acides peuvent être fabriqués autrement que par cristallisation d'un basalte. En tout premier lieu, un granite peut provenir de la refusion d'un granite, mais cela ne fait beaucoup avancer le débat. Tuttle et Bowen ont démontré l'adéquation qui existe entre les minima ternaires du système haplogranitique et les compositions moyennes des roches granitiques. Mais adéquation des compositions ne signifie pas pour autant compréhension du mécanisme. La projection des compositions naturelles dans le ternaire haplogranitique aurait une signification pétrogénétique d'ensemble en ce qui concerne l'origine de la croûte continentale si celle-ci avait une composition pouvant se réduire aux constituants quartzo-feldspathiques. Or la composition moyenne de la croûte est,

rappelons-le, andésitique avec des concentrations importantes en éléments réfractaires, notamment le fer, le magnésium et le calcium, dont les effets sur les relations de phases du système haplogranitique restent mal contraints. L'information principale que délivre le report des compositions granitiques naturelles dans le système haplogranitique, en dehors des conditions P-T de cristallisation/genèse, est que toute remobilisation de roches granitiques produira des granites/rhyolites et cet argument est d'une certaine façon circulaire. Les modèles géochimiques de la constitution de la croûte ainsi que l'observation des xénolithes crustaux d'origine profonde indiquent que la croûte continentale inférieure est de composition basaltique à andésitique. Dès lors, la fusion partielle de produits magmatiques de composition basaltique à intermédiaire, de type andésite ou dacite, doit être considérée également comme moyen de fabrication des granites. Un autre mécanisme, tout aussi important, est celui de la fusion partielle de roches métasédimentaires. La grande diversité lithologique de la croûte continentale supérieure est cette fois-ci en opposition très nette avec le puit géochimique que représente par comparaison le cortège des roches acides, ce qui montre mieux que tout autre chose que le processus de fusion partielle de la croûte continentale est éminemment sélectif (c'est pourquoi, d'ailleurs, le magmatisme acide est un excellent processus minéralisateur car il a le pouvoir de concentrer de façon très efficace des éléments d'intérêt économique). Enfin, l'origine des rhyolites/granites par fusion partielle de roches mantelliques a également été envisagée très tôt dans l'histoire moderne de la pétrologie. Il a fallu attendre les travaux expérimentaux permettant de simuler les conditions du manteau supérieur (c'est à dire la mise au point des enceintes de type piston cylindre au cours des années soixante) pour montrer que des liquides acides sensu-lato ( $\text{SiO}_2 > 60 \text{ pd}\%$ ) ne sont en général pas en équilibre avec des assemblages mantelliques. Ce débat, très vigoureux dans les années soixante-dix notamment entre les équipes américaine du Carnegie et celle australienne de l'ANU, a resurgi récemment à la suite de nouveaux travaux expérimentaux utilisant des techniques de ségrégation de liquides originales (par agrégats de diamants) et qui suggèrent que les premiers liquides produits par la fusion partielle sèche de péridotite sont de composition andésitique, voire dacitique, et non basaltique. Cette possibilité de fabrication directe de liquides riches en silice par fusion directe du manteau est d'importance pétrogénétique majeure car elle permet d'envisager la fabrication/ségrégation de la croûte continentale, dont la

composition moyenne est andésitique, en une seule étape à partir du manteau, à l'inverse du modèle largement admis aujourd'hui de fabrication crustale par fusion simple ou multiple d'un parent basaltique lui-même issu de la fusion mantellique. La possibilité de fabrication sèche d'andésite est en opposition totale avec le modèle conventionnel « pas d'eau pas de granites, pas d'océans pas de continents » dans lequel la fabrication continentale se fait essentiellement dans les zones de convergence ou l'eau, par le jeu de la subduction, est transportée à de grandes profondeurs où elle induit des processus de fusion partielle permettant de ségréger selon plusieurs mécanismes les constituants mafiques-siliciques (donc la croûte) de ceux ultramafiques (donc le manteau résiduel). Cependant, la signification de ces résultats expérimentaux est équivoque, le protocole expérimental adopté posant encore de nombreux problèmes d'interprétation. Au contraire des autres mécanismes, dans ce mémoire je n'ai abordé que de façon indirecte ce processus de fabrication potentiel de magma acide, et je ne présenterai donc pas d'argument déterminant permettant de trancher en faveur de l'une ou de l'autre des hypothèses.

La deuxième catégorie de facteurs contrôlant la composition des roches magmatiques acides concerne les conditions de leur genèse, c'est à dire les conditions de pression, température, teneur en eau (ou fugacité) ainsi que l'état rédox, pour ne citer que les plus importants. Les études expérimentales menées depuis plus d'un siècle sur des systèmes synthétiques et naturels ont largement démontré l'influence de chacun de ces paramètres sur les processus magmatiques. C'est le rôle premier de la pétrologie expérimentale appliquée aux roches naturelles que de contraindre ces paramètres et, au cours des 15 dernières années, je me suis attaché à caler les conditions de genèse et d'évolution de roches magmatiques plutoniques et volcaniques considérées comme représentatives d'un certain nombre d'environnements géodynamiques.

Les différentes cibles sur lesquelles j'ai travaillé peuvent être regroupées en fonction du contexte géodynamique: collision continentale, subduction océanique et contexte anorogénique.

#### *Collision continentale:*

Les leucogranites peralumineux himalayens. Ils servent de modèle à la compréhension des mécanismes de fusion crustale dans les zones de collision

continentale. On s'intéresse donc ici à la fusion de roches métasédimentaires soumises à des processus de souscharriage continentaux pendant la convergence himalayenne. C'est la seule cible sur laquelle j'ai effectué à la fois le travail de laboratoire et celui de terrain, ce dernier ayant fait l'objet de ma thèse de Doctorat. Dans ce mémoire, j'ai essayé d'intégrer le plus largement possible l'ensemble de données de terrain, pétrologiques, géochimiques et géophysiques disponibles sur les HHL. En conséquence, ce chapitre apparaîtra comme le plus étoffé par rapport aux autres. L'idée est qu'au delà du contexte spécifique de fabrication des leucogranites himalayens, les acquis concernant les mécanismes de mise en place ainsi que d'évolution géochimique de ces massifs permettent de contraindre ceux d'autres magmas acides aux conditions d'affleurement ou de préservation moins favorables.

#### *Subduction océanique et magmatisme d'arc*

Il s'agit d'abord de la dacite du Mont Pinatubo. L'objectif était dans un premier temps de définir les conditions pré-éruptives de cette éruption majeure du siècle dernier, travail effectué avec Bernard Evans de l'Université de Seattle aux Etats Unis. Il s'est avéré qu'au delà de son intérêt volcanologique, la dacite du Pinatubo présentait des caractéristiques pétrologiques géochimiques communes aux magmas d'arc identifiés comme provenant de la fusion partielle de la plaque subductée (adakites). Un programme de recherche a alors fait suite à cette première phase de travaux, visant à la définition des conditions de fabrication de ce genre de dacite dont un autre exemple fameux est celle émise lors de l'éruption du Mont St Helens en 1980. Ce travail expérimental a été réalisé dans le cadre de la thèse de doctorat de Gaelle Prouteau, en collaboration avec René Maury, tous deux de l'Université de Bretagne Occidentale. J'ai par la suite abordé dans le cadre du post doc de Fidel Costa, les conditions de stockage de la dacite du volcan Tatara San Pedro au Chili, ainsi que les aspects de mélanges acide-basique dans les réservoirs des volcans calco-alcalins. Les travaux sur le Vésuve sont également présentés dans cette section, bien que le cadre géodynamique de ce volcan soit complexe.

#### *Magmatisme anorogénique*

Derrière cette appellation sont regroupées quatre études qui témoignent de la diversité géochimique du magmatisme acide en contexte anorogénique. Il s'agit de :



(1) Le granite protérozoïque transamazonien du Jamon au Brésil. La problématique est ici de contraindre la genèse des magmas de type anorogénique métalumineux. Ce travail a été réalisé en étroite collaboration avec Michel Pichavant et Roberto Dall'Agnol, ce dernier de l'Université de Belem au Brésil.

(2) Le massif granodioritique de Lyngdal en Norvège méridionale. Ce massif est étroitement associé spatialement et temporellement au massif d'anorthosite du Rogaland d'âge protérozoïque supérieur. Ce travail a été réalisé dans le cadre de la thèse de Michel Bogaerts de l'Université de Liège, en collaboration avec Jacqueline Vander Auwera et Jean Clair Duschenes.

(3) Les rhyolites peralcalines de Naivasha, dans le rift du Kenya. C'est un autre type de magma rhyolitique fabriqué en contexte anorogénique, en tous cas par opposition aux granites peralumineux. Ce travail a été réalisé avec Ray Macdonald de l'Université de Lancaster en Grande Bretagne

(4) Enfin, les rhyolites de Pantelleria, travail réalisé en collaboration avec Silvio Rotolo de l'Université de Palerme, dans le cadre de la Thèse de Vincenzo Buccheri. Ces rhyolites, semblables à celles du Kenya, sont parmi les plus beaux exemples de roches peralcalines associées à des basaltes transitionnels. Comme pour leurs équivalents du Kenya, leur origine (fusion partielle ou cristallisation fractionnée) reste débattue.

Par ailleurs, deux thématiques transverses ont largement occupé mes activités de recherche : la compréhension des mécanismes rédox dans les magmas, thème qui était à la base de mon projet de recherche d'entrant au CNRS, et la quantification des parcours et comportements rhéologiques des magmas, ce dernier thème étant en prolongation de mes essais dans le domaine de la géologie structurale au cours de ma thèse.

## **1 - Magmatisme de collision continentale**

### *1.1 Cadre géologique*

Les leucogranites de l'Himalaya représentent la seule manifestation magmatique directement associée à la collision Indo-Tibétaine qui a produit la chaîne de l'Himalaya. Ce sont des roches leucocrates à muscovite ± biotite ± tourmaline ±

grenat. Les nombreux travaux de terrain et de laboratoire ont permis de montrer que ce sont des magmas issus de la fusion partielle de roches métasédimentaires de composition pélitique (Le Fort et al., 1987; France Lanord et al., 1988). Il n'y a, en particulier, aucune contribution mantellique que ce soit directe ou indirecte. Ces massifs plutoniques n'ont pas d'équivalent volcanique reconnu dans la chaîne himalayenne, peut être du fait de leur érosion ou du fait de l'absence réelle de volcanisme associé à ce magmatisme.

Les conditions exceptionnelles d'affleurement de ces massifs de granite, leur jeune âge, Miocène pour la plupart, ainsi que l'altitude élevée qui limite les effets de l'altération chimique supergène, font des leucogranites himalayens un laboratoire naturel unique pour la compréhension des processus de fusion crustale. Leur intérêt va bien au delà cependant, car leur histoire pétrogénétique relativement simple fait de ces massifs des témoins potentiellement uniques du fonctionnement des chambres magmatiques acides notamment pour la compréhension de la mécanique des fluides des réservoirs felsiques.

### *1.2 Modèle géologique de fusion crustale*

Grâce en particulier aux travaux de Patrick Le Fort, le schéma général de fabrication de ces granites peut être résumé comme suit:

La collision entre le bloc Tibétain au nord et la péninsule Indienne au sud débute pour la plupart des auteurs vers 55 Ma, étant entre autres marquée par une diminution nette de la vitesse de dérive vers le nord du bloc Indien, vitesse déduite des contraintes de paleomagnétisme (Patriat et Achache, 1984). Entre 55 et 45 Ma, la vitesse de dérive reste constante et puis, vers 45 Ma, une deuxième baisse brutale de la dérive se produit traduisant le début de ce que l'on a coutume d'appeler la collision dure par opposition à la collision molle pendant la période 55-45 Ma. Depuis 45 Ma, le sous-continent Indien n'a cessé d'indenter le continent Asiatique sans baisse significative de régime. C'est le phénomène de tectonique globale majeur s'étant produit au cours des 60 derniers millions d'années. Le contact entre ces deux masses continentales a eu pour premier effet d'arrêter les processus magmatiques associés à la subduction océanique pré-collision, magmatisme d'arc dont les manifestations ultimes datées par géochronologie Ar-Ar se situent vers 40 Ma (Debon et al., 1986; Coulon et al., 1986; Copeland et al., 1995). Ensuite, et sur une durée d'à peu près 20

Ma, rien ne se passe sur le plan magmatique. Ce n'est que vers le Miocène que se mettent en place les leucogranites himalayens. Pendant ces vingt millions d'années, la collision produit du sur-épaississement crustal, par empilement progressif de lambeaux de croûte plurikilométriques selon une séquence de propagation méridionale, au travers de grands accidents crustaux à faible pendage et à vergence nord dont la flèche excède probablement la centaine de kilomètres. Le plus fameux d'entre ces accidents tectoniques est le chevauchement principal central ou MCT pour les anglo-saxons, au dessus duquel affleurent les leucogranites.

Le MCT sépare deux unités: d'une part, structuralement en dessous, les formations du Moyen Pays et, d'autre part, au dessus, la dalle du Tibet qui est le soubassement métamorphique des leucogranites. Le milieu de cette dalle est métamorphisée dans le faciès amphibolite avec production de migmatites plus ou moins abondantes selon les secteurs, alors que sa base montre des textures de course rétrograde dans le faciès schiste vert qui se superposent à l'évènement de plus haut grade marqué par des reliques de disthènes. Le sommet de la dalle, dans lequel sont parfois mis en place les leucogranites, montre cette fois des textures de métamorphisme prograde en température dont la manifestation la plus spectaculaire est le remplacement du disthène par de la sillimanite±cordiérite (Pêcher, 1989). On a donc, lorsque l'on remonte structuralement dans la pile, l'impression que le degré de métamorphisme augmente alors que la pression diminue, bref que la séquence de métamorphisme est inversée. C'est une première manifestation du fameux métamorphisme inverse himalayan. Les formations du Moyen Pays sont des séries sédimentaires dont le degré de métamorphisme augmente régulièrement vers le MCT. Ici aussi, le degré de métamorphisme augmente vers le haut structural de la pile. C'est le deuxième exemple de métamorphisme inverse en Himalaya. Dans la littérature himalayenne actuelle, la confusion est fréquente entre ces deux cas de figures. A la différence du premier exemple, cependant, les séries du Moyen Pays sont affectées par une course prograde unique affectant des séries sédimentaires peu ou pas métamorphisées avant le charriage crustal. Selon le modèle de Le Fort, les séries du Moyen Pays ont subi un effet de fer à repasser, suivant lequel elles ont été métamorphisées pendant le passage de l'unité chaude de la Dalle du Tibet. Celle-ci subit en conséquence un métamorphisme rétrograde à sa base, là où la perte de chaleur par conduction dans le compartiment chevauché a été la plus forte, la dalle

préservant son degré métamorphique initial vers son milieu qui est moins ou pas affecté par la conduction. Ce schéma n'explique cependant pas l'évènement de réchauffement observé au sommet de la Dalle du Tibet. En tout état de cause, seule la séquence de métamorphisme visible dans le Moyen Pays mérite le nom de métamorphisme inverse, car celui observé dans l'unité chevauchante est le résultat d'une histoire polyphasée. Dans les formations du Moyen pays, ce métamorphisme de fer à repasser aurait par des réactions de déshydratation et décarbonatation libéré des fluides H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> vers le compartiment chevauchant, la dalle du Tibet, induisant dans celui-ci la fusion partielle des niveaux métapélitiques à l'origine des jus leucogranitiques. En Himalaya on aurait donc accès à l'observation et à l'échantillonnage à la fois le granite et sa zone source, séparé d'une section d'épaisseur variable au travers de laquelle les jus granitiques auraient migrés, configuration d'ensemble rare sinon unique dans la géologie des granites. On notera que ce modèle dans son principe est rigoureusement identique à celui proposé pour les zones de subduction océanique et le magmatisme attendant, que nous aborderons par la suite.

### *1.3 Modèles thermiques*

Depuis que ce modèle a été élaboré, des variantes ont été proposées, mais il n'a jamais été contesté dans son principe. En effet, tout le monde admet aujourd'hui que les migmatites de la Dalle du Tibet représente l'équivalent exposé des niveaux lithologiques ayant produit par fusion partielle les leucogranites. Les divergences entre les modèles portent avant tout sur le mécanisme de réchauffement. On discute aujourd'hui du rôle de la chaleur dissipée par le jeu du cisaillement crustal (England et al., 1992; Harrison et al., 1998), du rôle des processus de réfraction thermique à l'interface Dalle du Tibet-Sédimentaire Tibétain (Pinet et Jaupart, 1986), celui de la relaxation thermique après épaissement (Thompson et England, 1984), celui de la décompression adiabatique induite par la tectonique gravitaire consécutivement au sur-épaissement (Harris et Massey, 1994), et du couplage fusion-érosion sur l'évolution morphologique de la chaîne (Beaumont et al., 2001). Si l'on admet que le consensus en ce qui concerne les observations de terrain est représentatif d'une réelle compréhension du processus de fabrication, dès lors le problème essentiel qui se pose est celui des conditions de genèse des leucogranites. Caler les conditions P-T-H<sub>2</sub>O de

genèse des ces magmas revient d'une certaine façon à trancher entre les divers modèles d'évolution thermique proposés dans la mesure ou ils diffèrent les uns des autres dans les conditions P-T qu'ils génèrent ainsi que dans l'adéquation entre les temps calculés pour le début de fusion suite à la collision et les données géochronologiques. Rappelons que celles-ci indiquent qu'il a fallu environ 20 Ma à la croûte continentale subduite pour chauffer et fondre. Les modèles invoquant uniquement un mécanisme de relaxation thermique de la croûte après épaissement indiquent que les maxima de température sont atteints environ 40 à 50 Ma après la collision (Thompson et England, 1984), donc beaucoup trop tard. C'est pour cela qu'une source de chaleur autre que la simple relaxation due à la désintégration radioactive dans la croûte ajoutée au flux mantellique doit être envisagée.

Dans le modèle de Le Fort, le fonctionnement du MCT et la production des leucogranites sont intimement reliés et l'on sait depuis longtemps que la déformation transforme une partie du mouvement en chaleur, qui est dissipée de part et d'autre de la zone de cisaillement. Le réchauffement par cisaillement crustal a donc été proposé comme source de chaleur additionnelle. Les modèles prenant en compte cet effet dans l'évolution thermique de la dalle reproduisent en général des températures inférieures à 700°C, c'est à dire compatibles avec les eutectiques du système haplogranitique à saturation en eau pour des pressions supérieures à 1.5 kbar (England et al., 1992). Ces températures impliquent une fusion crustale à saturation en eau, conditions qui vont à l'encontre des données d'inclusions fluides indiquant que le fluide métamorphique était un mélange H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> (Pêcher, 1978) et donc qu'on ne peut déduire les conditions de genèse de ces leucogranites par le report des compositions dans le ternaire haplogranitique-H<sub>2</sub>O. Cet aspect, largement ignoré dans la plupart des modèles actuels, sera repris plus loin. La difficulté des modèles physiques à produire des températures supérieures à 650°C dans le processus de fabrication a très rapidement conduit la plupart des auteurs à considérer le rôle d'autres volatiles. Parmi ceux-ci, le bore a tout de suite été retenu comme le coupable idéal du fait de son abondance relative dans les leucogranites, dont l'expression minéralogique principale est la tourmaline. Si le rôle du bore sur l'abaissement des températures solidus du ternaire haplogranitique est un fait expérimental bien établi (Pichavant, 1981), c'est surtout l'effet qualitatif de cet élément qui est retenu par les auteurs qui en font l'usage. Deux faits s'opposent toutefois à un rôle important du

bore en tant qu'agent d'abaissement des températures. D'une part l'aspect quantitatif: les quantités de bore nécessaires à un abaissement significatif des températures du solidus sont de l'ordre de plusieurs pourcents, environ 1 poids % pour chaque 20°C de chute (Pichavant, 1981). Dans la nature, ces concentrations ne sont atteintes que très exceptionnellement, dans des cas de fractionnement intenses de séries leucogranitiques. Les verres de Macusani sont des produits de fractionnement extrême de magmas leucogranitiques (90% de cristallisation) et ne contiennent qu'à peine plus de 0.6 poid% de bore dissous (Pichavant et al., 1988a,b). Une teneur en bore de 0.5 % ne produit un abaissement que de l'ordre de quelques degrés. D'autre part l'aspect minéralogique: cet effet d'abaissement de la température est maximisé dans le système haplogranitique par l'absence de constituants ferromagnésiens qui interdisent la cristallisation de tourmaline. Les expériences de Benard et al (1985) ont clairement démontré que la présence de tourmaline n'affecte pas significativement les températures de début de fusion, car le bore est tout simplement bloqué dans la tourmaline et non dissout dans le liquide. En conséquence, la production des magmas leucogranitiques à partir de la fusion de métapélite ne peut résulter de températures exceptionnellement basses dues à l'infiltration de fluides riches en bore. Les teneurs élevées en Fe et Mg du protolithe provoqueraient avant tout une cristallisation massive de tourmaline dans la zone infiltrée. C'est ce qui est d'ailleurs observé autour des plutons leucogranitiques, où, selon la lithologie, les niveaux sombres à tourmalinites abondent dans l'auréole de contact.

Un des modèles les plus complets à l'heure actuelle est celui proposé par Harrison et al. (1998) et qui reproduit effectivement l'ensemble des observations de terrain, thermobarométriques et géochronologiques disponibles sur la chaîne himalayenne à l'heure actuelle. Ce modèle intègre un effet de cisaillement également. Il souffre cependant d'une faiblesse congénitale majeure qui, à mon sens, enlève beaucoup de son intérêt. Il part en effet du principe qu'avant le fonctionnement du MCT, la base de la croûte indienne, là où les leucogranites seront produits, connaît déjà des températures proches de la fusion crustale, sans que l'explication en soit donnée. Une fois cela posé, il est en effet beaucoup plus aisé d'arriver à produire les pics de température compatibles avec les observations métamorphiques et expérimentales qui toutes indiquent que des températures de l'ordre de 750°-800°C sont atteintes et nécessaires pour produire les leucogranites (Metcalf, 1993; Scaillet

et al., 1990; 1995a; Patino Douce et Harris, 1998). Si le modèle de Harrison et al. (1998) retrace bien la séquence d'évènements magmatiques propres à la chaîne himalayenne, il évacue complètement le problème fondamental de leur genèse qui est la source de chaleur.

Les modèles thermiques invoquant un processus de réfraction thermique entre Dalle du Tibet et sédimentaire Tibétain, du fait de conductivités thermiques contrastées entre ces deux unités, ont paru répondre à ce problème. Ces modèles reproduisent correctement des pics de température à peu près 20-30 Ma après le début de la collision mais ces maxima thermiques sont atteints là où les granites se mettent en place et non là où ils sont produits, et ils sont donc en conflit direct avec les observations de terrain. Dans nombreux secteurs les leucogranites sont des corps clairement intrusifs dans un encaissant métasédimentaire, provenant de zones sources situées à l'aplomb des massifs (Inger et Harris, 1993; Scaillet et al., 1995b) à des profondeurs supérieures de plusieurs kilomètres à celles régnant lors de leur mise en place (de l'ordre de la dizaine en général voire plus). Les pics de métamorphisme déduits des études thermobarométriques indiquent des pressions de l'ordre de 8-10 kbar pour des températures de 700-850°C (Metcalf, 1990), alors que les leucogranites se sont mis en place vers 4 kbar (Guillot et al., 1995) dans un encaissant dont la température était de 300-400°C (Copeland et al. 1990 ; Annen et al., 2006). Le problème de la source de chaleur reste donc entier.

Les modèles de genèse par décompression adiabatique (Harris et Massey, 1994) n'apportent pas de contraintes à ce sujet. Ils considèrent simplement que la fusion est le résultat d'une remontée rapide du bâti structural qui permet de croiser la courbe de déshydratation-fusion impliquant la muscovite, courbe qui est positive dans un espace P-T. Dans cette hypothèse, plus la décompression est forte plus le degré de fusion partielle est élevé. On notera par ailleurs que la fusion se fait ici en régime de fluide-absent et donc que, dans ce modèle, la percolation de fluides provenant du métamorphisme des séries du Moyen Pays ne joue pas un rôle important dans la fabrication des leucogranites. Un aspect minéralogique important de la réaction de déshydratation-fusion de la muscovite est la production de feldspath alcalin qui doit être une phase résiduelle dominante de la restite produite après extraction du liquide. Le caractère original de ce modèle réside avant tout dans le couplage entre tectonique extensive, à l'origine de la décompression, et la production du magma granitique ainsi

que sa mise en place. Les études structurales détaillées montrent en effet que le régime tectonique général régnant lors de l'injection des leucogranites était un régime en extension (Scaillet et al., 1995b).

Depuis quelques années, une nouvelle catégorie de modèles numériques est apparue, dans lesquels le couplage éventuel entre déformation, fusion et érosion est pris en compte. Les modèles les plus aboutis sont ceux de l'équipe de l'Université de Dalhousie au Canada, développés sous l'impulsion de Chris Beaumont (Beaumont et al., 2001 ; 2004). Sur le plan purement tectonométamorphique je pense que cette catégorie de modèle est celle qui a le plus fait progresser notre compréhension des processus de déformation de la croûte continentale dans les chaînes de collision comme l'Himalaya, mettant notamment en évidence les relations de rétroaction pouvant exister entre déformation-fusion et érosion. Ces modèles illustrent clairement l'énorme sensibilité de l'évolution des événements tectonométamorphiques aux conditions limites imposées. Ils montrent en particulier que le développement original des événements himalayens est très intimement lié à l'érosion active de la haute chaîne (ou prisme d'accrétion frontal) pendant sa construction, avec un développement de processus de fluage horizontaux dans la croûte moyenne, qui permettrait d'accommoder une bonne partie de la convergence tertiaire. La fusion crustale, et donc les leucogranites himalayens, joue un rôle prépondérant dans ces processus car c'est elle qui permet de modifier la rhéologie des roches continentales (abaisse la viscosité d'un ordre de grandeur) qui *in fine* permet le fluage de la croûte moyenne et son extrusion en position frontale où elle est progressivement érodée. La confrontation des données P-T-t calculées par ces modèles avec celles déduites des données thermobarométriques montre une adéquation remarquable, y compris dans le détail de certains événements. L'accord entre modèle et observations est tel que l'on serait tenté d'adhérer sans aucune restriction à cette vision qui unifie la géologie himalayenne à celle Tibétaine. Cela étant, ces modèles, tout comme ceux développés par Harrison et al (1998), supposent que les leucogranites himalayens, que ce soit en tant que corps intrusifs ou non ségrégués, subissent de plein fouet, tout au long de leur histoire magmatique, les effets de la déformation de la croûte. Ici encore, j'insiste sur le fait que la majorité des leucogranites sont peu ou pas déformés, ce qui me semble être une incompatibilité de premier ordre avec les modèles de type « channel flow ».



Le dernier modèle, que j'ose à peine mentionner du fait de son caractère hérétique aux yeux de la plupart des géologues de terrain, est la fabrication des leucogranites en dessous du niveau de décollement du MCT, modèle proposé par Peter Molnar sur la base d'arguments théoriques, notamment thermiques, et qui indiquent qu'il est plus facile de chauffer en dessous qu'au dessus du MCT. En dehors de cet aspect physique, à peu près tous les arguments, qu'ils soient de terrain ou géochimiques, s'opposent en première approximation à cette conception. Néanmoins, s'il est vrai qu'il existe une corrélation spatiale de premier ordre entre migmatites et leucogranites sus-jacents, celle-ci n'est pas toujours respectée. En Himalaya du Garwhal par exemple, la Dalle du Tibet située à l'aplomb des leucogranites les plus occidentaux (Gangotri) est remarquablement pauvre, voire dépourvue, en manifestations pétrologiques de la fusion partielle. Si la multitude de travaux géochimiques réalisés sur le granite du Manaslu et ses environs l'avaient été, en lieu et place, en Himalaya du Garwhal, il n'est pas sur que le lien génétique entre migmatites et leucogranites se serait imposé avec la même force qu'il l'a été suite aux travaux au Népal central. Les raisons géopolitiques en ont décidé autrement et aujourd'hui c'est le granite du Manaslu qui a valeur de référence, et non le Gangotri.

#### *1.4 Conditions de genèse et de mise en place*

Les expériences ont porté sur deux compositions de leucogranites, représentatives de l'ensemble du spectre de composition des plutons himalayens. Un leucogranite à biotite-muscovite (DK, massif du Manaslu, Népal central) et un leucogranite à tourmaline-muscovite (GB, massif du Gangotri, Himalaya du Garwhal, Inde), le premier étant moins fractionné (moins riche en fer, magnésium et calcium) que le second (Tableau 1).

*Tableau 1. Compositions des deux échantillons utilisés dans les expériences*

	DK	GB
SiO <sub>2</sub>	73.04	72.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.32	15.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.52

FeO	0.74	0.27
MnO	0.01	0.01
MgO	0.2	0.14
CaO	0.85	0.57
Na <sub>2</sub> O	3.85	4.56
K <sub>2</sub> O	4.96	4.14
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.19
CO <sub>2</sub>	0.05	0.06
H <sub>2</sub> O <sub>t</sub>	0.65	0.64
F	0.09	0.11
<u>Total</u>	<u>100.2</u>	<u>99.73</u>

Tout deux sont fortement peralumineux avec de la muscovite aux caractères texturaux indubitablement magmatiques (Scaillet et al., 1990). Les relations de phases ont été réalisées à 4 kbar, pression de mise en place contrainte d'après des arguments de terrain et thermobarométriques (Guillot et al., 1995). Les variables principales sont donc la température et la teneur en eau du bain silicaté, les conditions rédox étant fixées aux alentours du tampon QFM. Certaines expériences ont cependant été réalisées sous des conditions plus oxidantes, en raison de techniques de contrôle des conditions rédox défaillantes (double capsule).

Les deux diagrammes de phases (Annexe 1), montrent les faits principaux suivants: le plagioclase (pl) est, dans les deux compositions, la phase tectosilicate au liquidus, suivi par le quartz (qz) et le feldspath potassique (fk) à température, et/ou teneur en eau, décroissantes. Une inversion apparaît cependant entre le fk et le pl près des conditions de saturation en eau pour la composition la plus potassique, celle à biotite-muscovite. En ce qui concerne les phases ferromagnésiennes, la biotite (bt) est au liquidus pour les fortes teneurs en eau, son domaine de stabilité étant peu dépendant des teneurs en eau. A 800°C, et pour les basses teneurs en eau, la biotite est remplacée par un assemblage à cordiérite-hercynite. Elle est présente dans les deux compositions alors qu'elle ne fait pas partie du cortège minéralogique dominant du granite à tourmaline. A l'inverse, la tourmaline (tr) n'est stable que dans la composition plus évoluée. Son domaine de stabilité est comparable à celui du plagioclase, avec une stabilité largement supérieure à 700°C. Pour les deux compositions, le domaine de stabilité de la muscovite (ms) est réduit, dans ces conditions rédox, à des températures inférieures à 700°C, et montre une dépendance

négative à la teneur en eau, c'est à dire que son maximum thermique est atteint pour les faibles teneurs en eau. La présence de la muscovite dans les leucogranites ne signe donc pas obligatoirement des conditions de saturation en eau.

La confrontation des données expérimentales avec les observations texturales (ordre de cristallisation d'après les relations d'inclusions) ainsi que les données compositionnelles montrent que la variété de leucogranite DK s'est mise en place à des températures de l'ordre de 750-800°C et des teneurs en eau de l'ordre de 4-5 poids%. La variété GB s'est mise en place dans un intervalle de température de 700-750°C avec des teneurs en eau du liquide silicaté de l'ordre de 7 poids% (la saturation étant atteinte vers 9.5 poids%), ces conditions plus froides et plus hydratées étant en accord avec le caractère plus évolué des leucogranites à tourmaline par rapport à ceux à biotite. Dans les deux cas, ces conditions précoces sont proches du liquidus des magmas et montrent une mise en place avec une charge en cristaux faible à très faible. Les observations texturales ainsi que les données de composition (zonation normale des plagioclases) n'indiquent pas, en effet, une histoire de cristallisation polybarique.

Par rapport aux modèles de genèse proposés, notamment sur la base de critères géochimiques, deux aspects méritent d'être soulignés. D'une part, le fait que les leucogranites à tourmaline soient plus froids que ceux à biotite s'oppose à ce que les premiers soient des résultats d'un processus de fusion-déshydratation alors que les seconds proviendraient d'une fusion en présence de fluide aqueux comme proposé par Inger et Harris (1993) et Guillot et Le Fort (1995). Cela s'accorde bien en revanche avec une origine des faciès à tourmaline par fractionnement des faciès à biotite (Scaillet et al., 1990). Un deuxième aspect, plus critique, est l'absence de feldspath potassique au liquidus des magmas leucogranitiques. En toute rigueur, le magma devrait être saturé au liquidus avec l'assemblage de phases résiduelles produit par la réaction de fusion. L'absence de fk indique donc soit l'absence de cette phase comme minéral résiduel dans la zone source et a des conséquences importantes pour les modèles géochimiques utilisant massivement cette phase (Harris et Inger, 1992), soit une dépendance forte à la pression du domaine de stabilité des tectosilicates dans les systèmes granitiques. Celle-ci est bien établie pour le quartz, dont le volume primaire augmente avec la pression mais pas pour le fk, en tous cas dans les systèmes synthétiques analogues aux leucogranites (Whitney, 1975). Tous les diagrammes de phases établis sur des compositions granitiques peralumineuses à métalumineuses à

des pressions inférieures à 5 kbar ne montrent pas de fk au liquidus (Clemens et Wall, 1981). Seul un petit domaine proche de la saturation en eau cristallise le fk avant le pl dans la composition DK, mais ce domaine ne permet pas de reproduire les compositions les plus calciques des pl analysés dans la roche naturelle et rend mal compte de l'habitus interstitiel du fk. Cet habitus suggère, comme le reste du diagramme de phase, que le fk est relativement tardif dans la séquence de cristallisation naturelle. Les expériences de fusion partielle réalisées par Patino Douce et Harris (1998) sur des métapélites himalayennes montrent également que le fk n'est pas une phase stable pendant la fusion, étant presque systématiquement dissoute dans le bain silicaté formé ou en très faible proportion modale dans le résidu. Enfin des expériences préliminaires réalisées à 8 kbar et 750°C sur les deux leucogranites GB et DK, montrent que le pl est au liquidus et non le fk (Scaillet, non publié). L'ensemble de ces considérations indiquent dès lors que les réactions de fusion impliquant la production de fk, comme dans la réaction de déshydratation-fusion de la muscovite conventionnelle, sont inappropriées pour modéliser les comportements de certains éléments en traces des magmas leucogranitiques.

Les expériences de Patino Douce et Harris (1998) reproduisent remarquablement les conditions de genèse déduites des équilibres de phases des leucogranites. Ces auteurs obtiennent en effet des compositions de verre identiques aux leucogranites himalayens pour des conditions T-H<sub>2</sub>O également identiques à celles obtenues pour les conditions de mise en place. Cet accord mérite d'être souligné car il est, à ma connaissance, unique. Il n'y a pas en effet d'autre exemple connu où les approches directe (expérience sur le protolithe supposé du magma) et inverse (expérience sur le magma) aient pu être menées avec un égal succès (par deux groupes indépendants, l'un francophone l'autre anglo-saxon, et donc peu suspects de complaisance scientifique réciproque, soulignons-le également). On remarquera cependant que la métapélite MS de Patino Douce et Harris (1998), à partir de laquelle l'essentiel de leurs données ont été acquises, a une composition se rapprochant facheusement, pour ne pas dire dangeureusement, de celle d'un leucogranite himalayen et les dangers de raisonnements circulaires existent (cette métapélite provient toutefois de la base de la Dalle du Tibet). Enfin, l'honnêteté intellectuelle demande que mention soit faite du rôle du grenat. Nos expériences montrent que celui-ci n'est pas stable dans les leucogranites à 4 kbar. Il est en revanche abondant

dans les métasédiments de la Dalle du Tibet et participe clairement à la réaction de fusion comme phase résiduelle, ainsi que les expériences de Patino Douce et Harris le démontrent. Malgré cela les spectres de terre rares des leucogranites ne montrent aucune trace du rôle du grenat, en particulier aucun appauvrissement significatif en terres rares lourdes. Soit le grenat ne fractionne pas les terres rares lourdes ce qui peut s'expliquer par l'absence d'équilibre entre grenat et liquide (Inger et Harris, 1993), soit l'accord « direct-inverse » célébré ci-dessus est fortuit, ce qui revient à dire que les migmatites ne sont pas des équivalents non ségrévés des leucogranites. Ces deux hypothèses sont des casus belli avec une bonne partie, sinon l'ensemble, des communautés de géochimistes et de géologues himalayens et sont, de ce fait, difficile à envisager paisiblement. Ce problème, le rôle du grenat, doit encore être résolu.

Si l'on résume l'ensemble des contraintes expérimentales et pétrologiques disponibles on voit que les leucogranites sont des magmas fabriqués à partir de la fusion partielle de roches métapélitiques, à des températures de l'ordre de 750-800°C et des pressions supérieures à 6 kbar. Leur teneur en eau initiale est de l'ordre de 4-5 poid%, au minimum. Ce ne sont donc ni des magmas froids ni des magmas outrageusement riches en eau. Les températures élevées excluent donc la fusion en conditions de saturation en eau, telle que proposée dans le modèle d'England et al. (1992). La différence de pression entre source et mise en place exclu également tout modèle thermique conduisant à la fabrication *in situ* des leucogranites (Pinet et Jaupart, 1985). Par ailleurs, le fait que la gamme de température soit relativement restreinte milite en faveur de conditions de fabrication stables en terme de pression, qui ne s'accorde pas avec le modèle de fusion par décompression proposé par Harris et Singer (1992). En effet, si la fusion était le résultat d'un processus de décompression, on devrait s'attendre à ce que les températures de mise en place soient plus dispersées, du fait de la pente  $dP/dT$  positive de la réaction de fusion de la muscovite: ainsi à 4-5 kb, la température de fusion de la muscovite se situe dans l'intervalle 650-700°C. En définitive, seuls les modèles de proposés par Harrison et al. (1999) et par Beaumont et al. (2001, 2004) sont en accord avec les conditions expérimentales, bien qu'ils ne répondent pas à toutes les questions soulevées par les études de terrain, comme souligné dans le paragraphe suivant. D'une façon plus générale, les données expérimentales sur les leucogranites himalayens sont en parfait accord avec celles déduites de l'étude des formations volcaniques apparentées

(Pichavant et al., 1988a,b), soulignant un point important, à savoir qu'il n'y a pas de différence fondamentale opposant les roches plutoniques aux roches volcaniques en ce qui concerne leurs conditions T-H<sub>2</sub>O de fabrication. Les données indiquent toutes la mise en place de magmas leucogranitiques proches de leur liquidus et dans l'évolution chimique desquels le rôle des minéraux restitiques a du être mineur voire inexistant. L'accord entre réaction de déshydratation-fusion et équilibre de phase pourrait indiquer que la fusion se fait effectivement en régime de fluide-absent. Cependant, il faut souligner que seul deux cas extrêmes ont dument été testés en laboratoire. Celui de la déshydratation-fusion et celui de la fusion à saturation en eau de métapélites, ce dernier cas de figure produisant des liquides thondjemitiques, ou granites sodiques, du fait de la destabilisation accrue du plagioclase par rapport au régime fluide-absent (Patino Douce et Harris, 1998). Il existe tous les cas de figures intermédiaires où la fusion se fait en présence de phase fluide mais où celle-ci est constituée d'un mélange de H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> et donc d'activité en eau inférieure à 1. Sur la base des résultats disponibles on ne peut donc pour l'instant exclure, comme l'ont fait Patino Douce et Harris (1998), la possibilité d'une fusion partielle déclenchée par l'infiltration d'un fluide H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>, ceci d'autant plus que les analyses d'inclusions fluides des exsudats de quartz syn-métamorphique dans la Dalle du Tibet en suggèrent fortement la présence (Pêcher, 1978). Ce travail expérimental reste à faire.

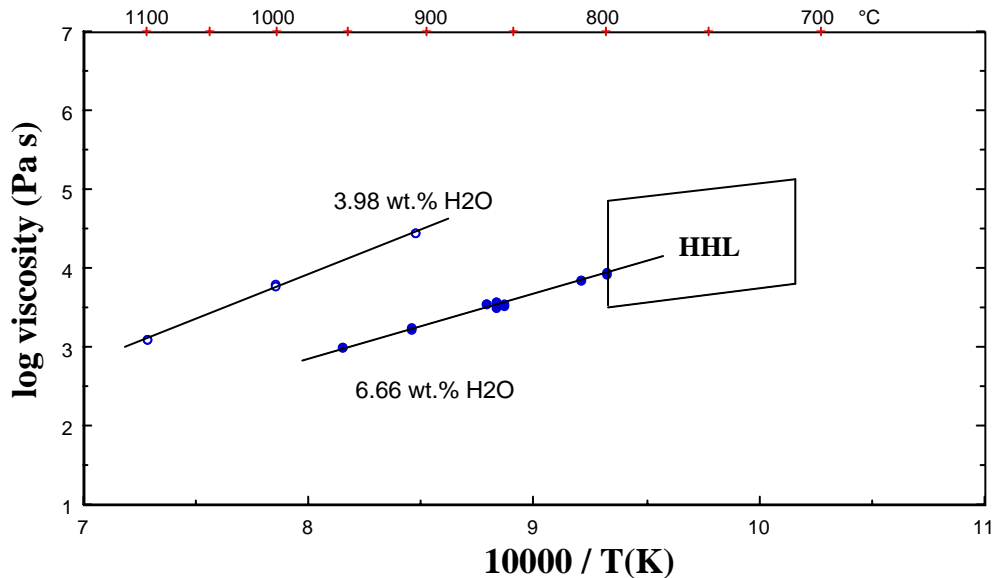
### *1.5 Mécanismes de mise en place*

Les mécanismes de remontée et de mise en place des magmas granitiques ont longtemps fasciné les géologues de terrain, et continuent de le faire. Les géométries en générale circulaires de la plupart des intrusions ont, pendant longtemps également, favorisé le modèle de remontée diapirique des magmas siliciques au travers de la croûte, le processus étant initié par de l'instabilité gravitaire généralisée en base de croûte là où la fusion se produit. Les modèles numériques sur les aspects thermomécaniques de ce mécanisme d'ascension ont montré que les vitesses de propagation des magmas sont relativement lentes (Mahon et al., 1988), dépendant entre autres du contraste de viscosité entre encaissant et magma, la viscosité de ce dernier étant souvent perçue comme très élevée, ce qui va de pair avec l'idée que les magmas granitiques ont des charges en cristaux élevées dont la séparation progressive guide les lignées évolutives (le modèle de restite des auteurs Australiens). L'idée

générale du magmatisme granitique diapirique était donc celui d'un processus évolutif long et lent, s'opposant en cela au magmatisme basaltique, dont la remontée crustale se fait par voie de fracture et dont la viscosité, mesurable sur le terrain à l'inverse de celle des magmas granitiques, est de plusieurs ordres de grandeur plus basse à celle supposée des granites, favorisant ainsi une accélération des processus pétrogénétiques. Cette opinion qui contrastait commodément le magmatisme acide au magmatisme basique, a été vigoureusement contestée au début des années 90 par John Clemens et Chris Mawer, pour qui les mécanismes de remontée de magmas siliciques ainsi que les temps impliqués sont en tous points comparables à ceux des magmas basaltiques. Ces deux auteurs montrent en effet que les remontées par voie de fracture des magmas granitiques sont probablement plus la règle que l'exception, utilisant pour leur démonstration nombre d'arguments de terrain et de thermomécanique.

Les observations de terrain ainsi que les données expérimentales recueillies sur les leucogranites himalayens s'accordent avec ce modèle et en sont même la démonstration exemplaire. Les éléments disponibles sont l'existence du réseau d'alimentation filonien sous-jacent au corps des lentilles de granite ainsi que la mise en place du magma à ce niveau dans des conditions proches du liquidus. Cependant, pour que la démonstration soit complète, il manquait des données sur le paramètre rhéologique clef qui contrôle l'essentiel du processus, à savoir la viscosité.

Ces données de viscosité ont donc été acquises sur la base des contraintes d'équilibres de phase résumées ci-dessus, en utilisant la méthode dite de la bille tombante (Scaillet et al., 1996). Les résultats des mesures de viscosité sont montrés en figure 1.



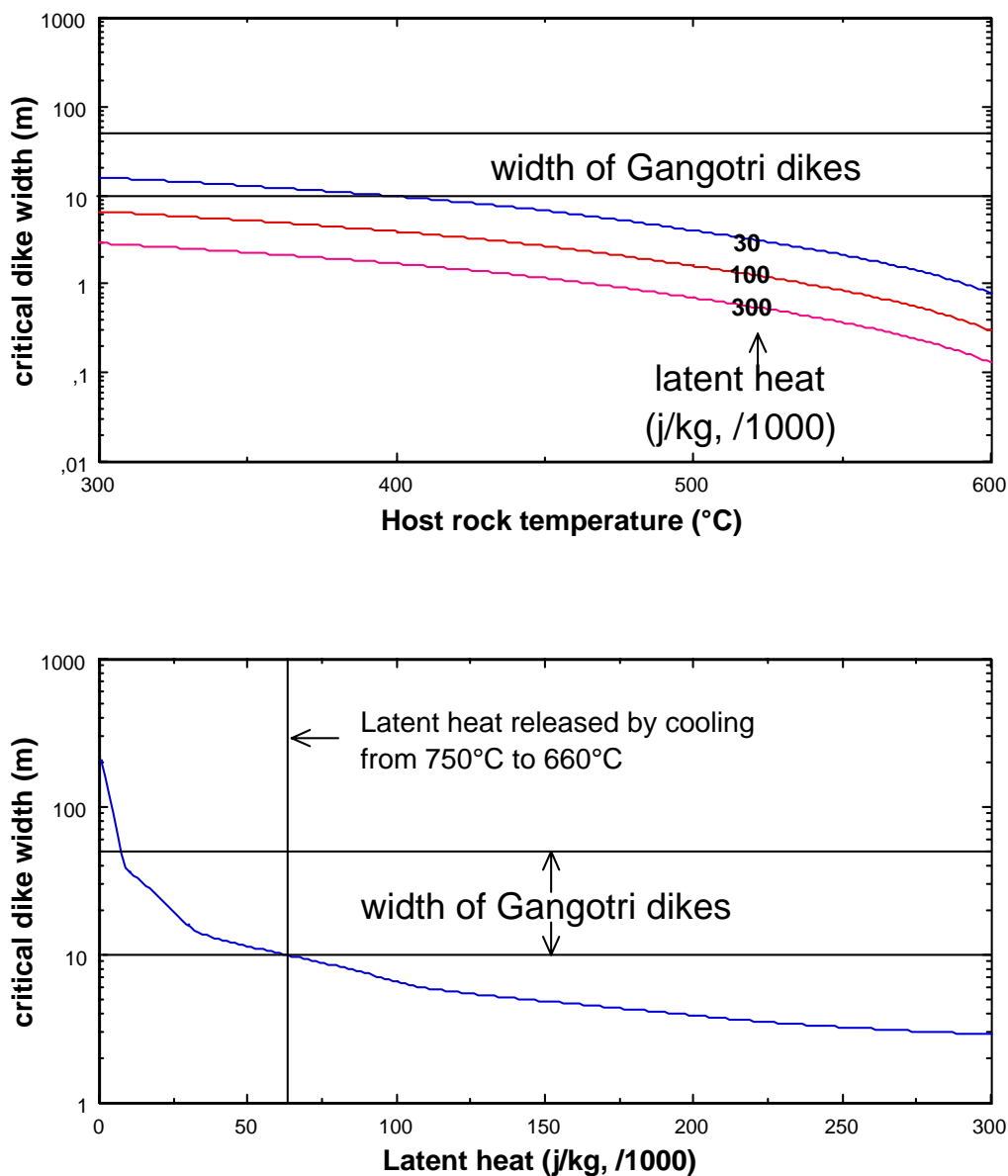
**Figure 1.** Viscosités de liquides leucogranitiques hydratés déterminées par la méthode la chute de bille. Deux teneurs en eau ont été étudiées. Le sigle HHL montre la position moyenne T-H<sub>2</sub>O des leucogranites himalayens telle que contrainte par les équilibres de phase.

Les résultats ont permis de montrer que les magmas leucogranitiques, bien qu'étant le résultat de perturbations thermiques crustales d'amplitude modérée c'est à dire froides, sont relativement peu visqueux, avec des viscosités de l'ordre de  $10^4$ - $10^5$  Pa s, c'est à dire tout au plus de 3 à 4 ordres de grandeur plus élevées que celles des basaltes au liquidus, et non pas de 10 ordres de grandeur supérieures comme couramment admis et encore enseigné dans nombre de manuels de pétrologie. C'est là un résultat important, que nous avons généralisé à l'ensemble des magmas felsiques (Scaillet et al., 1998), et dont les implications en termes de dynamique des fluides des réservoirs magmatiques et d'extraction des liquides anatectiques de leur zone source doivent encore être évaluées rigoureusement.

Un aspect intéressant en Himalaya est la possibilité de tester les modèles thermomécaniques de remontée par fracture. Ces modèles, remis au goût granitique par Clemens et Mawer (1992), ont été formalisé par Petford et al. (1993, 1994) sur la base de travaux théoriques effectués sur les systèmes basaltiques. L'équation proposée relie, entre autres paramètres, viscosité du liquide, température de l'encaissant et du magma, chaleur latente de cristallisation à l'épaisseur du filon, tous ces paramètres étant directement accessibles, à l'exception de la température pré-intrusion de l'encaissant. L'application de ce modèle montre une adéquation



remarquable entre les diverses sources de données tant que la température de l'encaissant reste inférieure à 400°C (Fig.2)



**Figure 2.** Relation entre température de l'encaissant et épaisseur du filon pour différentes valeurs de chaleur latente. La dispersion en épaisseur des filons nourisseurs du granite de Gangotri observés sur le terrain est indiqué. Dans le diagramme du bas, la chaleur latente cumulée d'un leucogranite cristallisant entre 750 et 660°C est indiquée par la flèche (55 j/kg, /1000). La largeur des filons (10-50 m) est compatible avec un magma pauvre en cristaux lors de sa mise en place ainsi qu'avec un encaissant dont la température n'excédait pas 400°C.

et tant que la chaleur latente de cristallisation du magma reste faible (le calcul de cette variable étant fait à partir des équilibres de phase) ou, en d'autres termes pour ce dernier point, tant que le magma est proche de son liquidus (Fig 2). Ces deux contraintes sont conformes aux conclusions énumérées auparavant.

Les vitesses de remontée du magma dans les filons calculées sur la base des contraintes d'équilibres de phase et de viscosité, sont de l'ordre du m/s et donc extrêmement rapide. Ceci a une conséquence pétrologique importante: la vitesse du transfert vertical est telle qu'elle interdit toute contamination par les différents types d'encaissant traversés, ce qui explique entre autres la bonne adéquation entre approche directe et inverse: les roches leucogranitiques ont donc de bonnes chances de préserver la signature chimique de leur zone source et, pour peu que le magma soit refroidit rapidement une fois mis en place (comme dans un petit sill), il représentera une composition de liquide (à l'exclusion des volatils). De même, une remontée rapide se fera sans échange de chaleur notable vers l'encaissant et peu, en première approximation, être considérée comme adiabatique. Le refroidissement consécutif à la chute de pression est faible dans les systèmes granitiques, de l'ordre de quelques degrés par kbar, inférieure à la pente des liquidus pour une teneur en eau donnée (à l'exception notable du cas à saturation en eau). En conséquence, lors de leur remontée, les magmas ne peuvent cristalliser mais ils vont au contraire fondre les éventuels minéraux entraînés. On peut voir là une explication possible de la présence assez fréquente d'inclusions de quartz arrondi dans les plagioclases des leucogranites (du Gangotri en tous cas), le quartz étant plus stable à haute qu'à basse pression (Whitney, 1975).

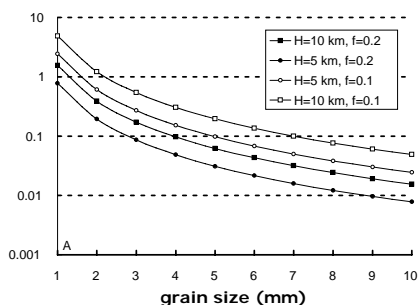
Les arguments développés ci-dessus ne prennent en compte que les aspects de la mécanique des fluides et ignorent les contraintes géochronologiques. Celles-ci, notamment pour le Manaslu (Harrison et al., 1999), indiquent que la mise en place s'est effectué au cours de plusieurs millions d'années et non pas instantanément. De même, les simulations numériques thermiques réalisées en collaboration avec Catherine Annen et Steve Sparks (Annen et al., 2006) indiquent que pour mettre en place une lame de 5 km d'épaisseur sans déclencher de processus convectif à l'échelle du massif il faut un processus d'intrusion s'étalant sur à peu près 5 Ma (ou 1 km par Ma). Pour le Manaslu tout au moins, les données de géochronologie et les contraintes thermiques s'accordent avec un modèle d'intrusion par voie filonienne étalé sur

plusieurs millions d'années, tel que proposé initialement d'ailleurs par Patrick Le Fort et collaborateurs. Dans ce schéma, le facteur limitant essentiel pour la construction de batholithe du type Manaslu apparaît être le taux de production de liquides anatectiques dans la zone source qui est lui contrôlé par la vitesse de diffusion de la chaleur dans les roches. A l'inverse, les observations de terrain faites sur le massif de Gangotri (Scaillet et al., 1995b), si elles ont confirmé le modèle de mise place (par filons), ont abouti à l'idée que l'intrusion avait dû se faire probablement en un temps très court, notamment du fait de la remarquable configuration géométrique en lentilles aux bords francs. Les données concernant la viscosité du magma lors de sa mise en place montrent qu'il est possible, sur le plan de la mécanique des fluides, de mettre en place des corps intrusifs volumineux (allant de plusieurs centaines à plusieurs milliers de km<sup>3</sup> de magma) en des temps brefs, de l'ordre de quelques centaines d'années. Il n'existe malheureusement pas à l'heure actuelle de données géochronologiques assez détaillées sur ce massif, ou sur des massifs himalayens autres que le Manaslu, permettant de savoir si ce modèle d'intrusion rapide est compatible avec les âges de cristallisation.

Malgré l'exceptionnelle qualité des affleurements en Himalaya, une partie importante du processus de migration/collection des jus granitiques reste encore obscure, celle reliant le stade migmatitique au stade plutonique. On sait que ce dernier stade s'est fait au travers de filons sub-verticaux, mais ce que l'on ignore en revanche c'est l'extension verticale réelle de ces filons connectés à la base des plutons. Les observations de terrain indiquent une dimension verticale d'au moins 1000 m. Qu'en est-il au delà ? Est ce que les filons observés plongent tels quels en profondeur, en orientation et en épaisseur, ou est ce qu'ils se ramifient progressivement pour atteindre la, ou les, zone(s) de concentration/production de liquide anatectique de façon plus diffuse ou ramifiée ? Pour tenter de répondre à cette question, il est utile de considérer les aspects théoriques sur la migration des fluides dans les milieux poreux ainsi que dans les milieux soumis à une déformation non-coaxiale. En particulier, les travaux théoriques de Rabinowicz et Vigneresse (2004) ont jeté une lumière nouvelle sur certains aspects concernant les mécanismes de ségrégations des liquides acides dans la croûte continentale en voie de déformation. Avec Mike Searle, je me suis attaché à appliquer les résultats de ces modèles numériques au contexte himalayen ainsi qu'à ré-évaluer la faisabilité du mécanisme de ségrégation par compaction, tel

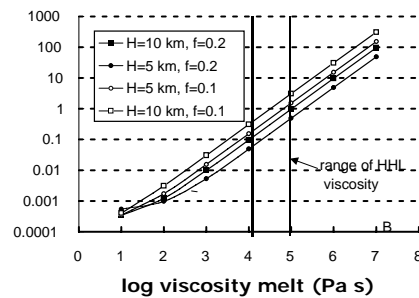
qu'établi par McKenzie (1984). Dans ce travail, nous nous sommes donc limité à distinguer deux cas limites de ségrégation de liquide : soit par compaction pure (modèle de McKenzie, 1984) soit par cisaillement simple (modèle de Rabinowicz et Vigneresse, 2004).

Les résultats montrent que, contrairement aux idées couramment admises, la ségrégation par compaction pure a probablement joué un rôle important en Himalaya, du fait notamment de critères texturaux et modaux favorables (taille de grain et abondance de muscovite dans le protolithe notamment) qui tous deux ont augmenté la perméabilité du milieu partiellement fondu et, ce faisant, permis une accélération notable de la vitesse de séparation du liquide de sa matrice par compaction, rendant ce processus compatible avec les échelles de temps nécessaires à la fusion de la croûte continentale par épaissement crustal. Les résultats de calculs sont montrés en figures 3 et 4, où il est évident que les temps nécessaires à la ségrégation par compaction dans la croûte himalayenne partiellement fondue peuvent être aussi courts que 100 000 ans et donc tout à fait compatibles avec les données géochronologiques disponibles sur les leucogranites.



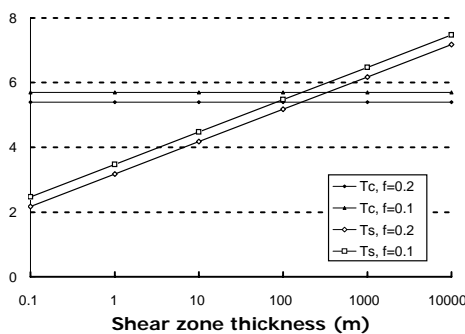
**Figure 3.** Temps caractéristique pour l'extraction par compaction de liquide anatectique en fonction de la taille de grain du protolithe et pour différentes épaisseurs de croûte fondue (H) et de taux de fusion partielle (f). (Scaillet et Searle, 2006). Calculs faits pour une viscosité de liquide de  $10^{4.5}$  Pa s.

Ces calculs montrent ainsi qu'il est possible de ségréger par compaction des épaisseurs considérables de liquides anatectiques au sommet de la pile migmatitique, épaisseur allant jusqu'à plusieurs centaines de mètres pour des valeurs raisonnables des paramètres clefs (taille de grain du protolithe, viscosité du liquide notamment).



**Figure 4.** Temps caractéristique pour l'extraction par compaction de liquide anatectique en fonction de la viscosité du liquide et pour différentes épaisseurs de croûte fondue ( $H$ ) et de taux de fusion partielle ( $f$ ). (Scaillet et Searle, 2006). La taille de grain retenue est 4 mm, en accord avec les observations de terrain sur la Dalle du Tibet

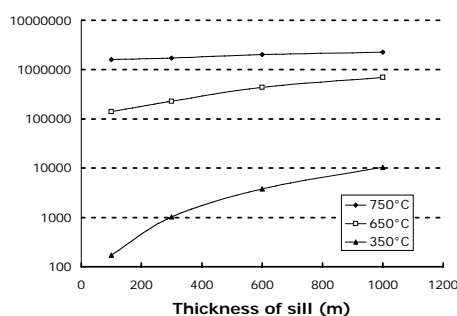
De même, l'application du modèle de Rabinowicz et Vigneresse au cas himalayen montre que la ségrégation par cisaillement simple, au sein de l'unité partiellement fondue, peut aboutir à la formation de filons métriques à plurihectométriques en des temps relativement courts, de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années (Fig 5).



**Figure 5.** Temps caractéristique pour la ségrégation de liquides anatectiques par cisaillement simple ( $T_s$ ) et par compaction ( $T_c$ ) en fonction de l'épaisseur de la zone de cisaillement (Scaillet et Searle, 2006).

Par exemple, une zone de cisaillement épaisse de 100 m, peut ségréger en son sein des filons épais de 10-30 m en 100 000 ans (Fig. 5, Scaillet et Searle, 2006). L'orientation finale de ces filons peut être plus ou moins sécante sur les structures de déformation régionales, en fonction du taux de cisaillement d'ensemble subit par la pile partiellement fondue. Dans le cas extrême de forts taux de cisaillement, associés à des liquides à faible viscosité ( $10^4$  Pa s au lieu de  $10^{4.5}$  Pa s), on peut produire des sills kilométriques sub-parallèles à la schistosité régionale.

La compaction et le cisaillement simple peuvent donc être à l'origine de la formation de sillons hectométriques localisés soit au sein (cisaillement) soit au sommet (compaction) d'une unité partiellement fondue. La particularité de cette disposition géométrique est qu'elle permet au corps magmatique ségrégué d'être localisé à proximité relative de sa source et donc de rester liquide pendant plus longtemps que lorsqu'il est intrudé à des niveaux structuraux supérieurs. Des simulations numériques 1D montrent que, dans ces conditions, un sillon hectométrique peut rester partiellement liquide pendant des périodes de plusieurs millions d'années (Fig. 6).



**Figure 6.** Temps nécessaire pour la cristallisation complète d'un sillon en fonction de son épaisseur pour plusieurs températures de l'encaissant au moment de l'intrusion (Scaillet et Searle, 2006).

A l'inverse, le même sillon mis en place dans un environnement plus froid, cristallise en quelques dizaines de milliers d'années (Fig. 6). Il va de soit que ce contrôle de l'encaissant sur les temps de refroidissement des intrusions magmatiques, déjà mis en évidence par Davidson et al (1992, 1994), est capital pour l'interprétation des données géochronologiques. On remarquera en particulier qu'il est possible d'avoir un décalage sensible (2-4 millions d'années selon le temps d'incubation du niveau intermédiaire) entre les âges de fusion crustale *stricto sensu* et ceux de mise en place des granites (âges de cristallisation).

Cependant, quel que soit le mécanisme de ségrégation envisagé, aucun ne peut à lui seul produire des unités intrusives dont l'épaisseur dépasse largement le kilomètre. Le Manaslu a une épaisseur qui varie selon les auteurs de 5 km à 10 km (Le Fort et al., 1987 ; Searle et Godin, 2003). Les lentilles intrusives de Gangotri ont des épaisseurs variables pouvant aller jusqu'à deux kilomètres. Il est donc indispensable d'avoir un mécanisme secondaire permettant de produire de telles épaisseurs. La solution retenue est illustrée en Annexe 2.

J'envisage la production des sillons leucogranitiques les plus épais en deux étapes. Une première, au cours de laquelle des niveaux épais de 100-300 m sont produits par compaction pure au sommet d'une pile migmatitique. Ce niveau ségrégué, qui du fait de son environnement chaud peut rester fondu pendant plusieurs millions d'années, est à son tour vidangé, de façon récurrente ou plus ou moins continue, par des filons qui alimentent un pluton localisé plus haut dans la croûte : c'est la deuxième étape du processus de fabrication des gros plutons. L'origine des dykes peut être due au passage de la pile sur-charriée sur une rampe tectonique, qui provoque une extension localisée de la structure à son extradors, comme illustré sur la figure, et donc à de la fracturation en échelon. Les filons visibles à la base des plutons sur le terrain comme au Gangotri correspondent bien sur à cette génération de dykes. Cette possibilité de rampe tectonique reste hypothétique toutefois.

Ce dispositif a plusieurs avantages ou particularités qui méritent d'être soulignés. Il permet tout d'abord d'alimenter sur de longues périodes des gros massifs tels le Manaslu. Ensuite, le modèle à deux temps réconcilie des observations apparemment contradictoires, à savoir l'épaisseur importante des plutons, et le faible taux de fusion partielle de la pile sous jacente au pluton ainsi que son épaisseur. En effet, un taux de fusion partielle de 10% établi sur une pile de 10 km, l'épaisseur moyenne de la Dalle du Tibet, produirait tout au plus un pluton de 1 km d'épaisseur, si la zone source vidangée provenait essentiellement de niveaux immédiatement sous jacents au pluton. Dans le cas du Manaslu, dont l'épaisseur minimum est estimée à 4-5 km, la profondeur de vidange de la croûte partiellement fondue serait au moins de 40 km, et une telle dispersion en pression de genèse aurait des conséquences détectables sur la chimie en éléments majeurs des liquides produits, sans parler du fait que l'on serait obligé d'entrer dans le no man's land des leucogranites himalayens, c'est à dire en dessous du MCT. Cette observation, fondamentale, indique qu'il faut un mécanisme de collection latérale. C'est ce qui est autorisé par le schéma en deux étapes illustré en Annexe 2. Une fois le sill premier mis en place, il sert de niveau nourricier et autorise un drainage latéral important. La zone affectée par la fracturation n'a pas besoin d'être très étendue latéralement, pouvant même se réduire à un point source. Les observations de terrain montrent en effet que les filons verticaux nourriciers des gros plutons ont en général une extension latérale restreinte (e.g., Scaillet et al., 1995). D'une certaine façon, par analogie avec le phénomène

volcanique, ce schéma est celui d'une éruption intra-tellurique, où le niveau de collection premier serait l'équivalent du réservoir du volcan, et la croûte supérieure l'équivalent de l'atmosphère. Enfin, ce modèle de mise en place des gros plutons implique que l'hétérogénéité géochimique des dits plutons ne doit pas nécessairement refléter celle de leur zone source immédiatement à l'aplomb. Au contraire, un pluton peut porter des signatures géochimiques de sources latérales relativement éloignées du pluton lui-même. De ce point de vue, la méthode qui consisterait à identifier les zones sources des plutons sur la base de critères géochimiques peut s'avérer un exercice dangereux, s'il se cantonne à l'examen des formations uniquement sous-jacentes au massif étudié. Un calcul simple montre que la zone de drainage latérale nécessaire à la construction des plus gros massifs est de l'ordre de 50-100 km (pour une épaisseur du sill nourricier de 100-300 m), comme indiqué sur la Annexe 2. C'est effectivement l'espacement moyen observé entre les plutons dans la haute chaîne. En d'autres termes, un pluton peut porter la signature géochimique d'une source latérale distante du massif de 100 km.

La discussion précédente montre en définitive que, en Himalaya tout au moins mais probablement ailleurs également, il y a plusieurs chemins pour aboutir à la création de corps intrusifs assez volumineux que pour être cartographiables. Si le schéma ci-dessus a un quelconque rapport avec la réalité, il indique entre autres que les corps de leucogranites sont susceptibles de se retrouver à différents niveaux structuraux du bâti métamorphique, en fonction du, ou des, mécanisme(s) prédominant(s) de ségrégation. Il peut y avoir ainsi des unités hectométriques individualisées au sein de l'unité migmatitique mais présentant des textures de déformation prononcées: ces unités pourraient correspondre à des ségrégations par cisaillement simple au sein même de la pile partiellement fondue. Il peut y avoir des unités plus épaisses (100-300 m), situées au sommet de la pile métamorphique, mais avec des zones de transition diffuses, notamment à leur base, et ne présentant pas de déformation apparente prononcée. Cette deuxième catégorie, correspondant bien évidemment au niveau nourricier des plus gros plutons, serait les témoins de portions de la croûte himalayenne où la compaction a joué un rôle dominant. Ces unités, selon l'endroit où on les observe, peuvent apparaître soit franchement autochtones (base) soit partiellement allochtones (sommet). Enfin, il y a les gros plutons qui à priori nécessitent deux étapes de fabrication. L'absence de déformation



prononcée dans ces plutons suggère qu'ils correspondent à des portions de la croûte himalayenne relativement préservées de la déformation cisailante associée à la convergence. Cette diversité de localisation peut expliquer pourquoi, pour certains auteurs, les leucogranites himalayens sont autochtones alors que pour d'autres il s'agit de massifs clairement allochtones. On peut penser que cela reflète le fait que, selon la section étudiée, l'un ou l'autre mécanisme de ségrégation a joué un rôle prédominant.

### *1.6 Evolution magmatique*

Du fait de leur source unique et bien identifiée, les leucogranites himalayens sont des magmas dont l'histoire magmatique devrait être relativement simple. En effet, la plupart des sources de complication pétrogénétiques habituelles sont absentes, comme la contribution mantellique, les interactions acides-mafiques ou encore les contaminations crustales. Malgré cela, les nombreuses études géochimiques menées un peu partout en Himalaya ont toutes conclu à l'absence de différenciation magmatique prononcée au sein de ces granites, privilégiant en général l'idée que la variabilité géochimique observée est largement issue de leurs roches sources métasédimentaires. Dans la plupart des massifs, les diagrammes binaires oxides-oxides sont en effet désespérant par leur dispersion et l'absence de tendance marquée, y compris pour les massifs abondamment échantillonnés comme le Manaslu. Pour celui-ci, les seules organisations géochimiques décelées sont le fait de regroupement en deux familles, l'une à biotite-muscovite dominante, l'autre à tourmaline dominante, dont l'origine serait à rechercher avant tout dans les conditions de fusion partielle différentes entre les deux groupes (Inger et Harris, 1993; Guillot et Le Fort, 1995). Les premières tentatives de datation par la méthode Rb/Sr ont conclu à un étalement du magmatisme sur plusieurs millions d'années (Deniel et al., 1987). Cet étalement, bien que revu à la baisse par les dernières données géochronologiques, est toujours d'actualité, pour le Manaslu tout au moins (Harrison et al., 1999), et est confirmé par les résultats de simulations thermiques déjà évoqués plus haut (Annen et al., 2006). Par ailleurs, le caractère très hétérogène en isotopes du Sr, y compris sur de petites distances, a très rapidement imposé l'idée que les massifs plurikilométriques résultent de la juxtaposition de petites unités décamétriques à hectométriques, ne se

mélangeant pas, ou très mal, les unes aux autres, préservant de ce fait chacune leurs particularités géochimiques. L'hétérogénéité en isotopes stables de l'oxygène des massifs renforce ce point de vue (France Lanord et al., 1988). La démonstration que la dispersion en Sr et en O observée dans les leucogranites est identique à celle observée dans les formations métamorphiques de la dalle du Tibet sous jacentes au granite du Manaslu, offre un argument de plus, définitif pour la plupart des géochimistes, à l'hypothèse que, d'une part, la source est bien celle accusée et que, d'autre part, le magma, une fois mis en place, se contente de cristalliser in situ paisiblement, étant au pire affecté par quelques processus deutériques jugés responsables des quelques rares tendances géochimiques alors décelées (Vidal et al., 1982). La longévité des périodes d'injection, l'absence de différenciation nette, l'idée que les magmas leucogranitiques étaient froids et riches en cristaux tout au long de leur histoire et donc visqueux, sont tous des éléments qui s'accordent avec les concepts de magmatisme acide lents et longs évoqués ci-dessus, les corps magmatiques ayant une dynamique de fluide pratiquement inexistante à tel point que la notion même de chambre magmatique pour les massifs leucogranitiques semble inappropriée à certains chercheurs. Dans cet esprit, et à l'inverse de la conclusion énumérée précédemment, les plutons leucogranitiques ne sont donc pas des équivalents fossilisés des réservoirs magmatiques alimentant les appareils volcaniques actifs. Le fait que cette conception soit particulièrement populaire en France tient peut être à l'absence de volcanisme actif dans ce pays et à la profusion des massifs leucogranitiques dans la chaîne Hercynienne, massifs qui ont absorbés les efforts de générations de géologues de terrain, dès lors imprégnés de plutonisme où le liquide n'a plus sa place dans les interprétations pétrogénétiques.

Si les arguments géochronologiques et thermiques disponibles pour le granite du Manaslu s'accordent globalement avec le concept évoqué ci-dessus, les études géochimiques menées sur le granite de Gangotri ont remis en question un certain nombre de ces conclusions. Il est en effet apparu que des tendances géochimiques claires, semblables à celles observées dans les séries volcaniques, pouvaient exister dans certains leucogranites himalayens et donc que des processus de différenciation magmatique pouvaient se produire dans les magmas précurseurs des granites (Scaillet et al., 1990). La différenciation est marquée par un appauvrissement en Fe, Mg, Ca, Ti et K et par un enrichissement en Na, le rapport Na/K augmentant régulièrement au

cours de l'évolution. Cette évolution géochimique s'accompagne d'une évolution minéralogique marquée avant tout par le remplacement progressif de la biotite par la tourmaline, une diminution des proportions modales des phyllosilicates, et l'apparition in fine du grenat (de type spessartine du à l'enrichissement en Mn, et non almandin) à la place de la tourmaline, les termes les plus fractionnés étant même à muscovite seule. Sur le plan isotopique, le granite du Gangotri est très fortement hétérogène en Sr, avec une dispersion comparable à celle observée sur les autres massifs. En revanche, il est remarquablement homogène en isotopes de l'oxygène, alors que sa source présumée, la dalle du Tibet sous-jacente, ne l'est pas du tout. Ce dernier point suggère que, à l'inverse du Manaslu, le granite du Gangotri a subi un processus d'homogénéisation en isotopes de l'oxygène vigoureux. On a ici une démonstration des limites d'une approche purement géochimique dans la compréhension des mécanismes pétrogénétiques des roches magmatiques. La similitude des rapports isotopiques entre protolithe supposé et magma (Sr dans le cas présent) ne peut être considérée comme une preuve irréfutable du lien de parenté, tout au plus autorise-t-elle cette hypothèse.

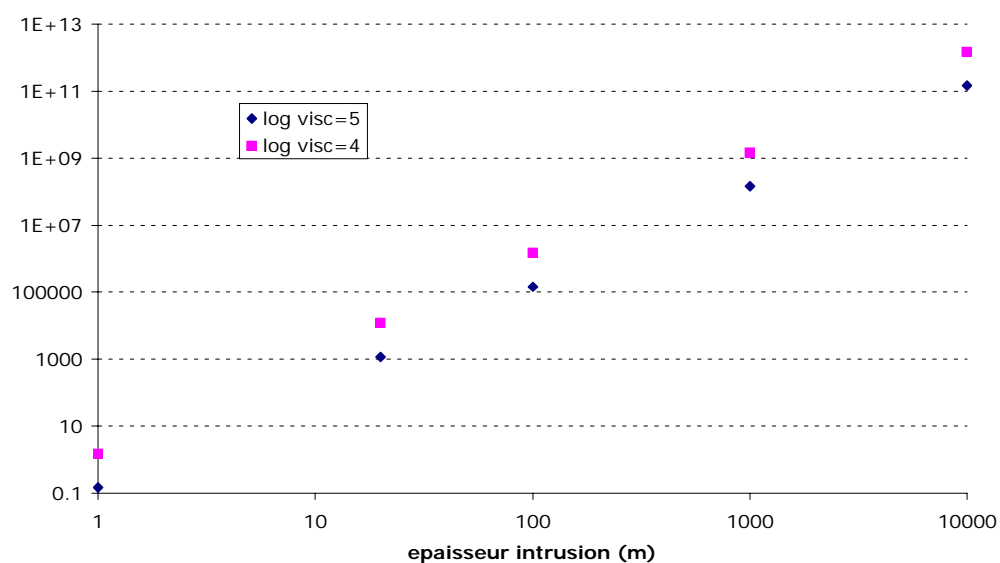
Les tendances évolutives observées sur le Gangotri, si on les interprète en termes de fractionnement magmatique, posent toutefois un problème majeur. En effet, selon le modèle de mise en place déduit des contraintes structurales (Scaillet et al., 1995b), l'injection s'est essentiellement produit en un seul épisode, au cours duquel le massif a été construit à la façon d'un laccolithe en un laps de temps suffisamment court pour préserver l'état initial largement liquide du magma de façon à assurer un comportement rhéologique homogène nécessaire à la croissance laccolithique. Une fois la croissance terminée, le laccolithe refroidit et se différencie, par exemple, par le jeu de la cristallisation fractionnée au travers de laquelle les phases précoces de type plagioclase, biotite sont séparées du liquide résiduel qui s'appauvrit progressivement en éléments Ca, Fe, Mg, Ti comme observé (Scaillet et al. 1990). Ce schéma simple de différenciation se heurte cependant au fait qu'il faut créer une entité magmatique liquide et préserver son hétérogénéité isotopique en strontium. L'application des équations de la mécanique des fluides aux systèmes magmatiques rend en première approximation cette hypothèse difficile, comme expliqué ci-dessous.

Selon les expériences analogiques, il est bien établi que tout corps liquide soumis à un gradient de température peut refroidir soit en régime conductif simple

soit en régime convectif. Dans le premier cas, la chaleur est dissipée uniquement par diffusion au travers du liquide et vers l'encaissant alors que dans le deuxième il y a transport advectif de matière, au sein du liquide et donc mouvement. Le passage d'un régime à l'autre dépend, entre autres, du gradient de température au travers de la couche de liquide, de son épaisseur, de la densité du liquide et de sa viscosité. Le mécanisme fondamental est l'expansion thermique du liquide qui par réchauffement basal se dilate et devient moins dense que les couches sus-jacentes et crée donc un gradient de densité inverse et donc une instabilité gravitaire. Le déclenchement du processus convectif dépendra de la viscosité: plus celle-ci est élevée, plus le liquide résistera à l'instabilité. La détermination du régime de refroidissement dans les corps lenticulaires est appréciée au travers du fameux nombre de Rayleigh, nombre sans dimension qui met en jeu l'ensemble des paramètres critiques, opposant les forces de gravité à la résistance visqueuse du liquide. L'expression classique est:

$$Ra = \frac{\rho g \alpha_v \Delta T w_m^3}{\mu \kappa}$$

$\rho$  est la densité,  $\alpha_v$  est le coefficient volumétrique d'expansion thermique,  $\Delta T$  la différence de température entre le toit et la base de l'intrusion,  $w_m$  l'épaisseur de l'intrusion, et  $\mu$  la viscosité du magma. L'application brute de cette équation aux leucogranites himalayens, et notamment aux lentilles de Gangotri fourni des nombres de Rayleigh largement supérieurs à  $10^3$ , seuil qui sépare le régime de convection simple de celui de la turbulence (Fig ).



**Figure 7.** Evolution du nombre de Rayleigh en fonction de l'épaisseur de l'intrusion, calculé pour deux valeurs de viscosité ( $10^4$  et  $10^5$  Pa s). Le calcul est fait pour un  $dT$  de  $2^\circ\text{C}$ , avec un  $c_p$  de  $1600$  J/kg, et une diffusivité thermique de  $6.25 \cdot 10^{-7}$   $\text{m}^2/\text{s}$ , un coefficient d'expansion thermique  $\alpha = 2 \cdot 10^{-6}$ , et une densité de  $2300$   $\text{kg}/\text{m}^3$

Bref, d'après les principes de la mécanique des fluides, le régime dynamique des laccolithes de Gangotri pendant leur refroidissement s'apparenterait plus à celui d'une machine à laver en fin de cycle d'essorage qu'à celui d'un lac stagnant en cours d'évaporation. Dans ces conditions il est virtuellement impossible de préserver une quelconque hétérogénéité au sein du liquide. Or il faut qu'elles le soient. Les considérations qui suivent suggèrent que l'équation de Rayleigh peut ne pas être applicable au cas présent c'est à dire celui d'une intrusion lenticulaire dans un corps plus froid.

La détermination du nombre de Rayleigh correspond à un cadre physique strict qui ne reflète pas forcément la réalité des intrusions acides évoquées ici. En effet, le seuil critique au delà duquel la convection démarre dans un fluide est déterminé dans le cas précis d'une couche de fluide refroidie par le haut mais également, et toute la différence est là, chauffée par le bas. Les lentilles de granite de Gangotri se refroidissent par le haut et par le bas. La phase d'intrusion étant courte, et la zone d'injection spatialement restreinte par rapport à l'étalement latéral de chaque lentille, la source de chaleur basale dans cette configuration est très limitée. Ainsi, si le concept de Rayleigh peut trouver des applications dans le cas de chambres magmatiques basaltiques régulièrement alimentées par des injections successives ou dans celui de chambres felsiques sous plaquées par des basaltes, il n'est pas certain qu'il s'applique tel quel aux intrusions acides lentiformes du type des leucogranites himalayens. Par ailleurs, ce concept est défini pour un liquide seul qui refroidit sans cristalliser. C'est là un deuxième problème majeur, à savoir le rôle de la cristallisation sur les processus convectifs dans les chambres magmatiques. Cet aspect a fait l'objet de débats très vigoureux entre les spécialistes de la mécanique des fluides appliquée aux magmas (Sparks, 1990; Marsh, 1990). A l'heure actuelle l'ensemble des données obtenues soit sur la base de simulations numériques (Brandeis et Jaupart, 1986) soit à partir d'expériences analogiques (e.g., Brandeis et Marsh, 1990), suggèrent que la cristallisation a un rôle inhibiteur très important sur les processus convectifs et plus particulièrement dans les systèmes felsiques. D'une façon générale il apparaît que la

cristallisation en bordure produit rapidement une couche limite (boundary layer) dont la viscosité est trop élevée pour pouvoir participer au processus convectif plus interne. La vigueur de celui-ci, de son côté, est grandement diminuée par le fait que la couche limite atténue très fortement le gradient thermique entre la partie de magma mécaniquement mobile et son encaissant. Dans cette configuration, le gradient thermique est donc réduit à la différence existant entre les liquides des couches limites basale (qui remonte avec le refroidissement) et sommitale (qui descend), différence qui à son tour dépend de l'épaisseur de la lame de liquide. Si la lame de magma mise en place est homogène en composition, l'effet proviendra essentiellement des variations de pression sur l'activité des constituants oxydes du liquide qui contrôlent in fine la nature et la température d'apparition des phases au liquidus. Des épaisseurs de 1-2 km sont équivalentes à des  $\Delta P$  de 300-600 bars et, pour les magmas hydratés, on peut espérer un effet sensible sur les activités en eau entre la base et le sommet de la lame et donc des températures liquides légèrement différentes, mais qui n'excèdent pas quelques degrés (on remarquera au passage que des épaisseurs importantes vont également affecter les températures de solidus entre la base et le sommet de l'intrusion, dans la mesure où la solubilité en eau des liquides silicatés augmente avec la pression de façon marquée, les liquides résiduels produits au solidus basal seront plus riches en eau que ceux en position apicale. Cet effet accentuera d'autant les gradients de densité au travers de la lame de granite et favorisera les processus de convection solutale dont il est question plus loin. C'est là une différence majeure avec les processus de solidification des intrusions basiques sèches ou la température du solidus est toujours plus élevée à la base par rapport au sommet). Si l'effet des cristaux sur les processus de convection est avéré, il offre la possibilité de mettre en place une lame relativement épaisse sans provoquer, lors du refroidissement, un brassage vigoureux. Cela préservera les hétérogénéités isotopiques mais n'explique pas par quel mécanisme le magma se différencie.

Il y a essentiellement trois mécanismes possibles. La sédimentation gravitaire, la compaction et la convection solutale. Le premier, le plus simple et connu depuis longtemps, est celui d'une séparation des cristaux précoces du au contraste de densité entre liquide résiduel et phénocristaux (ou même xenocristaux). Pour les magmas felsiques ce contraste est presque toujours en faveur du liquide, à savoir le liquide est toujours la phase condensée la moins dense. Le potentiel d'un tel mécanisme peut se

tester rigoureusement par l'application de la loi de Stokes qui permet de calculer la vitesse de chute  $V$  d'une particule au travers d'un liquide si l'on connaît les densités et la viscosité du solide et du liquide. L'équation est la suivante:

$$V = (2 (\rho_{liq} - \rho_{ctx}) g r^2) / 9 \eta$$

$g$  la constante de gravitation (9.8 m/s),  $\rho_{liq}$  la densité du liquide (kg/m<sup>3</sup>),  $\rho_{ctx}$  la densité du cristal (kg/m<sup>3</sup>),  $r$  le rayon du cristal (m) et  $\eta$  la viscosité du liquide (Pa s). On remarquera que cette vitesse de chute dépend fortement de la taille de la particule, augmentant avec le carré du rayon pour une particule sphérique. L'application de cette équation en utilisant les contraintes concernant la viscosité du liquide discutées auparavant montre que les vitesses de chute sont de l'ordre du mètre à quelques dizaines de mètre par an pour les phases les plus lourdes comme le grenat ou l'ilménite (Tableau 2), en prenant une valeur moyenne de taille de 2 mm, ce qui correspond aux observations texturales.

Tableau 2 : Vitesse et distance de chute/remontée des cristaux et bulle(2 mm) dans un liquide leucogranitique

bulle	albite	orthose	quartz	biotite	muscovite	tourmaline	grenat	andalousite	sillimanite	ilménite	apatite	monazite	zircon
densité en kg/m <sup>3</sup>													
500	2620	2550	2650	3000	2830	3100	4200	3100	3550	4750	3200	5100	4650
vitesse m/an pour une viscosité de 10 <sup>5</sup> Pa s													
-0.05	1.2	1.0	1.2	2.2	1.7	2.5	5.5	2.5	3.7	7.0	2.7	8.0	6.7
vitesse m/an pour une viscosité de 10 <sup>4</sup> Pa s													
-0.5	11.5	9.6	12.4	22.0	17.3	24.7	55.0	24.7	37.1	70.1	27.5	79.7	67.3
distance en 10 000 ans													
-467	11543	9619	12367	21986	17314	24735	54966	24735	37102	70082	27483	79701	67333
-4672	115419	96182	123663	219846	173128	247326	549614	247326	370990	700758	274807	796941	673277

Pour une épaisseur moyenne de 1000 m, il faut donc de l'ordre de 1000 ans pour qu'un cristal au sommet de la lame atteigne le fond, ce qui est substantiellement inférieur aux temps de refroidissement d'une lame de granite plurikilométrique injectée en croûte moyenne, c'est à dire dans un encaissant vers 300-400°C. Les simulations numériques (e.g., Davidson et al., 1993, Fig. 6) indiquent en effet qu'il faut quelques dizaines de milliers d'années pour franchir le solidus dans ce cas de

figure. Cette conclusion est bien sur hâtive et le calcul grossier, mais celui-ci montre le potentiel d'un tel mécanisme pour les magmas granitiques. La principale limitation de ce résultat est qu'il ne prend pas en compte le fait que la taille des cristaux mesurés dans la roche est un état final, qui ne renseigne pas sur l'évolution de ce paramètre au cours du refroidissement, en d'autres termes, sur la vitesse de croissance des minéraux. Dans le cas des leucogranites himalayens, cette taille a de fortes chances de varier significativement au cours du refroidissement vu que le magma est proche de son liquidus lorsque mis en place. En conséquence, la taille des minéraux varie du micron aux quelques mm qu'ils atteignent en fin de parcours. Ainsi au liquidus, les minéraux seront nettement plus petits et donc sédimenteront beaucoup plus lentement. En 10 000 ans, temps que l'on peut considérer comme typique pour la cristallisation d'une intrusion de 1000 m dans un encaissant à 350°C (Fig. 6), un cristal de 200 microns sédimente de quelques dizaines de mètres pour une viscosité de  $10^5$  Pa s, ou de ca 1000 m pour  $10^4$  Pa s dans le cas des tectosilicates (Tableau 3).

Tableau 3 : Vitesse et distance de chute/remontée des cristaux et bulle (200 microns) dans un liquide leucogranitique

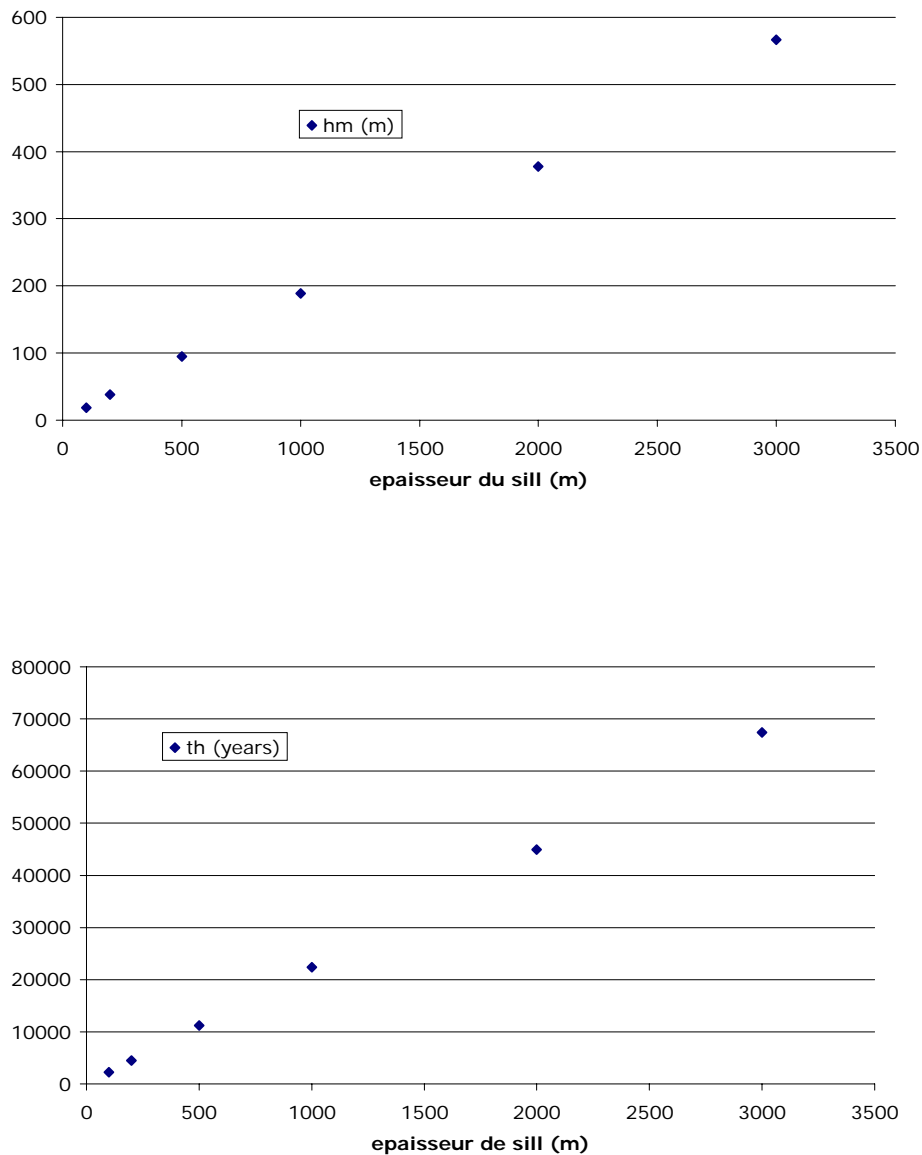
bulle	albite	orthose	quartz	biotite	muscovite	tourmaline	grenat	andalousite	sillimanite	ilmenite	apatite	monazite	zircon
<i>densité kg/m<sup>3</sup></i>													
500	2620	2550	2650	3000	2830	3100	4200	3100	3550	4750	3200	5100	4650
<i>vitesse m/an pour une viscosité de 10<sup>5</sup> Pa s</i>													
-0.0467	0.0115	0.0096	0.0124	0.0220	0.0173	0.0247	0.0550	0.0247	0.0371	0.0701	0.0275	0.0797	0.0673
<i>vitesse m/an pour une viscosité de 10<sup>4</sup> Pa s</i>													
-0.4672	0.1154	0.0962	0.1237	0.2198	0.1731	0.2473	0.5496	0.2473	0.3710	0.7008	0.2748	0.7969	0.6733
<i>distance en 10 000 ans</i>													
-467	115	96	124	220	173	247	550	247	371	701	275	797	673
-4672	1154	962	1237	2198	1731	2473	5496	2473	3710	7008	2748	7969	6733

Dans ces conditions il semble difficile pour les minéraux du toit de la lame d'échapper au front de progression des liquidus/solidus car ils sédimentent plus lentement que ceux-ci avancent (sans compter le fait qu'une fois au delà du liquidus, les dits minéraux ont toutes les chances de se re-dissoudre, ou le devoir de le faire par définition). La situation est donc assez complexe puisqu'il faut prendre en compte l'évolution de la taille du cristal avec le temps et donc disposer des lois de croissance des minéraux dans les systèmes magmatiques, ce que l'on connaît assez mal.



Cependant, les observations de terrain montrent que le rôle de la sédimentation gravitaire a dû être limité. En effet, dans chaque intrusion de leucogranite les faciès proches du bord sont les plus mafiques, à la base comme au sommet, alors que les faciès résiduels sont majoritairement au cœur des lentilles. Ces observations vont clairement à l'encontre d'un rôle majeur d'un fractionnement par sédimentation dans les leucogranites himalayens qui aurait dû produire une évolution continue de la base mafique vers un sommet de plus en plus leucocrate (à l'exception des faciès de bordure trempée).

La compaction est dans son principe capable de faire migrer des liquides en base de pile cristallisée vers le haut ou le cœur de l'intrusion (McKenzie, 1984, 1985), comme illustré auparavant pour les premiers stades de ségrégation de liquides anatectiques au sein de la croûte himalayenne. Les paramètres contrôlant le processus sont nombreux, mais on peut pour la plupart en cerner les valeurs avec une certaine précision, notamment la viscosité, le contraste de densité, et la taille de grain. Pour ce dernier, la valeur limite est celle donnée par la texture des granites, qui ont un grain moyen de l'ordre de 2 mm. J'ai donc appliqué les équations de McKenzie, afin d'évaluer les temps caractéristiques propres à la compaction, en adoptant une viscosité constante de  $10^4$  Pa s et un taux de cristallisation de 70%, simulant ainsi l'état rhéologique d'un magma leucogranitique très fortement cristallisé, avec un liquide interstitiel riche en eau et donc ayant une viscosité basse (Scaillet et al., 1997, voir ci bas). La figure 8 montre les résultats du calcul effectué pour des sills d'épaisseur variant de 100 à 3000 m. Deux paramètres sont montrés, l'un dénomé *th* correspond au temps nécessaire pour diminuer d'un facteur *e* la proportion de liquide au sein du cumulat compacté. L'autre, *hm*, est l'épaisseur de liquide ségrégué au bout du temps *th*.



**Figure 8.** Temps ( $th$ ) nécessaire pour diminuer d'un facteur  $e$  la proportion de liquide au sein du cumulat compacté et épaisseur ( $hm$ ) de liquide ségrégué, en fonction de l'épaisseur du sill.

On constate que les valeurs de  $hm$  sont de l'ordre de 10% de l'épaisseur de la pile compactée. En ce qui concerne les temps  $th$ , on remarque qu'ils varient de quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années. Ces temps sont à comparer à ceux nécessaires à la cristallisation totale des sills, qui dépendent de la température initiale de l'encaissant. Ainsi des sills intrudés dans un encaissant à 350°C refroidissent en 10000-20000 ans (Fig. 6): pour ce cas de figure, les constantes de temps de la

compaction sont du même ordre de grandeur, voire supérieures, à celles de la cristallisation. On peut conclure de ce calcul que le mécanisme de différenciation par compaction au sein de sills intrudés dans des niveaux structuraux supérieurs froids est probablement de peu d'importance. En revanche, la compaction peut jouer un rôle de premier ordre au sein d'intrusions plus profondes, du fait de leur temps de cristallisation supérieurs à la centaine de milliers d'années. Ceci indique que le niveau ségrégué localisé au sommet de la pile migmatitique (Annexe 2) peut à son tour subir des phénomènes de différenciation par compaction au cours de son refroidissement. Si ce niveau sert de réservoir à un pluton construit plus haut, il peut induire une variabilité chimique au sein du pluton terminal qui doit se traduire par le fait que les intrusions tardives doivent être plus différenciées que celles précoces. On remarquera que, si certains sills ont subi ce processus de fractionnement, cela doit se traduire par une zonation chimique et minéralogique de premier ordre, dans laquelle les termes évolués sont disposés au sommet de l'intrusion, ce qui n'est pas le cas pour les massifs de Gangotri. A ma connaissance, une telle disposition n'a d'ailleurs jamais été décrite en Himalaya, mais il faut garder à l'esprit les difficultés d'échantillonnage et d'études de détail des intrusions dans les pays à fort relief qui n'autorisent que rarement la possibilité d'effectuer des coupes verticales complètes des plutons. Cependant, il n'en reste pas moins que, pour les lentilles de type Gangotri, si elles se sont mis en place rapidement, il faut envisager un autre mécanisme de différenciation.

Ce dernier est le processus de convection solutale. Ce mécanisme à également fait l'objet de nombreuses études de laboratoire notamment dans le domaine analogique (e.g., Tait et Jaupart, 1992, 1996), mais il est de reconnaissance plus récente que la sédimentation pure, en tous cas dans le domaine de la physique des magmas. Le principe de la convection solutale est très simple: elle résulte du fait que la cristallisation fractionnée ou à l'équilibre produit des liquides résiduels plus légers que le magma initial. Si l'on est dans une configuration de type laccolithe l'essentiel de la cristallisation se fera au toit et à la base de l'intrusion, les phénomènes de bordure verticale étant limités. En base de couche, le liquide résiduel moins dense aura tendance à migrer vers le haut et donc vers le cœur non-différencié de l'intrusion. Un circuit convectif peut ainsi s'établir dans lequel il y a échange permanent entre le cœur et la bordure basale de l'intrusion qui peut ainsi fractionner. Les temps nécessaires à la mise en route de ces circuits ainsi que les géométries des

conduits d'échange ont été plus particulièrement étudiés par Tait et Jaupart (1989; 1992a, b) au travers de modèles analogiques. Ces deux auteurs ont mis en évidence que la convection solutale dans des systèmes simples produit des sortes de cheminées par lesquelles le liquide résiduel s'échappe préférentiellement vers le haut, la réinjection de liquide ne se faisant donc pas de façon diffuse au sein de la pile partiellement cristallisée du magma. Ces cheminées sont organisées spatialement et des analogues de terrain ont été proposés par Tait et Jaupart (1992) sur l'exemple du massif stratifié de Bushveld. A l'heure où j'ai fait le terrain, il va sans dire que ce genre de considérations n'assiégeaient pas mon esprit, plus occupé à ramasser le bon échantillon géochimique de 3-4 kg et à ne pas tomber dans toutes les crevasses béantes qui m'attendaient à chaque pas, qu'à entrevoir les traces fossiles de la mécanique des fluides ayant affecté un massif maintenant totalement solide. Je n'ai pas cherché si ce genre de cheminée ou de texture existent dans les leucogranites de Gangotri et je ne les ai donc pas trouvées. Mais je pense que si il y a un massif dans lequel on doit rechercher des évidences de ce genre c'est bien le massif de Gangotri car il répond à toutes les conditions pour que la convection solutale se soit produite.

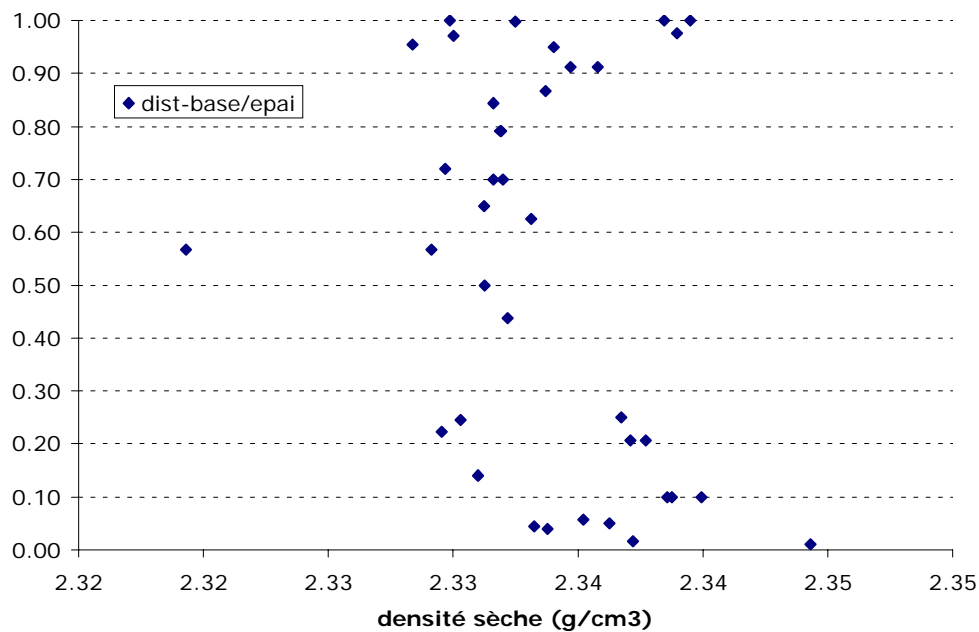
Les résultats analogiques prédisent que la convection solutale démarre lorsque la pile de cumulat basal atteint une épaisseur critique donnée par la relation suivante:

$$h_c = 25 \kappa / (g \delta\rho_m \Pi) \eta$$

ou  $\kappa$  est la diffusivité thermique ( $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ ),  $g$  la constante de gravitation ( $9.8 \text{ m/s}^2$ ),  $\delta\rho_m$  la différence de densité du liquide au travers de la couche cristallisante,  $\Pi$  la perméabilité et  $\eta$  la viscosité du liquide. Ces paramètres sont contraints en première approximation par les résultats des équilibres de phases et de mesure de viscosité. L'application stricte est rendue difficile par le fait que la perméabilité varie en fonction de la porosité (ou taux de cristallisation) qui elle dépend de la température. Par ailleurs les expressions reliant la porosité à la perméabilité sont nombreuses et l'on ne sait avec certitude laquelle est la plus adaptée aux magmas acides. Pour une expression donnée, le résultat dépendra de la taille moyenne des cristaux dans la couche limite. Pour un liquide de viscosité moyenne de  $10^{4.1} \text{ Pa s}$ , en utilisant l'expression de Kozeny-Carman retenue par Tait et Jaupart (1992), l'équation ci-dessus donne des épaisseurs critiques de 400 m pour une porosité de 64% (et donc une perméabilité de  $1.5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2$ ) et une taille moyenne de cristaux de 2 mm (pour  $\delta\rho_m$

=  $58 \text{ kg/m}^3$ , correspondant à la différence de densité entre un liquide leucogranitique avec 5% d'eau et un à saturation, contenant 9 % d'eau). Cette épaisseur chute à 100 m pour une taille de 4 mm, et à 16 m pour des cristaux de 1 cm. Les variables étant nombreuses et leur interdépendance mal contrainte (notamment la taille des cristaux), il est difficile de tester correctement la validité de cette approche. Néanmoins, les épaisseurs calculées de  $h_c$  sont compatibles avec la faisabilité de la convection solutale dans les laccolithes leucogranitiques d'épaisseur plurikilométrique en ce sens qu'elles sont nettement inférieures aux épaisseurs des gros massifs.

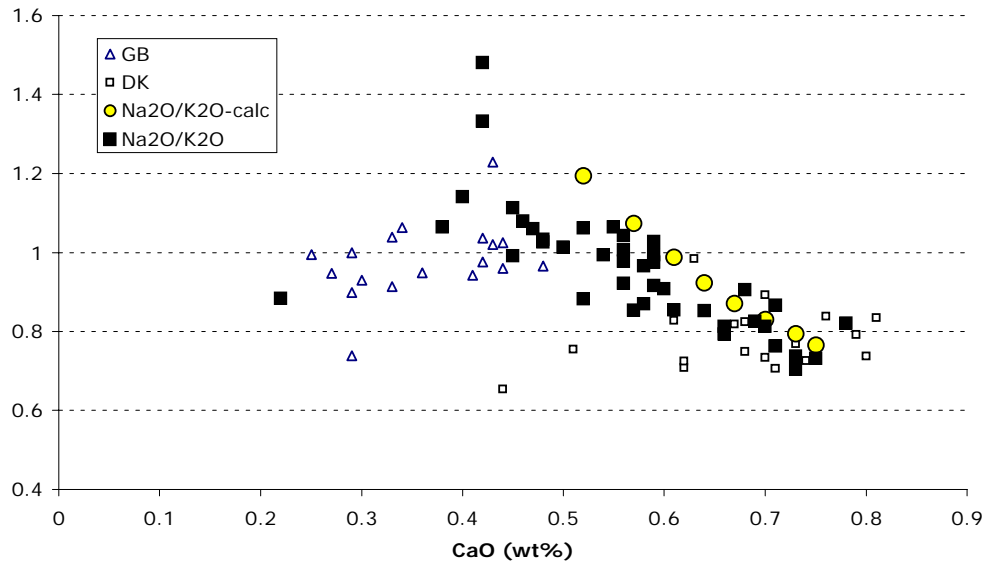
Il y a essentiellement deux arguments principaux qui vont dans le sens de la convection solutale comme mécanisme de différenciation. D'une part, la zonation minéralogique déjà citée et d'autre part les tendances géochimiques. La zonation minéralogique peut être appréciée également au travers de la chimie en élément majeurs de chaque échantillon. Celle-ci peut à son tour être utilisée pour calculer la densité « sèche » du granite, dans la mesure où elle ne peut pas prendre en compte les volatils, notamment l'eau. Un diagramme opposant les densités sèches à la position de chaque échantillon au sein de chaque lentille ne montre pas de corrélation nette. En revanche, si la distance par rapport à la base de la lentille à l'aplomb de chaque échantillon est normalisée à l'épaisseur de la lentille au même point, on obtient une corrélation entre distance normalisée et densité sèche avec un minimum en densité au centre de l'intrusion (**Fig. 9**).



**Figure 9.** Evolution de la densité sèche du granite de Gangotri en fonction de la position de l'échantillon au sein de l'intrusion, normalisée à l'épaisseur de l'intrusion.

Ceci suggère fortement que la différenciation s'est faite par concentration de liquides résiduels plus légers vers le coeur de l'intrusion et non strictement à son toit comme généralement accepté.

Les tendances géochimiques roche totale illustrées par l'évolution du rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{CaO}$  ne sont pas reproduites par les résultats des cristallisations à l'équilibre (Fig. 10).



**Figure 10.** Evolution du rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  en fonction de la teneur en  $\text{CaO}$  pour les échantillons du granite de Gangotri (carrés noirs). Les triangles bleu et carrés blancs représentent la composition des liquides expérimentaux obtenus par une cristallisation à l'équilibre de deux échantillons de leucogranites himalayens, l'un à biotite (DK, massif du Manaslu), l'autre à tourmaline (GB, massif du Gangotri). Les cercles jaunes représentent la composition des liquides calculés à partir du modèle de Langmuir (1989) en utilisant les contraintes expérimentales de Scaillet et al. (1995).

Dans ce diagramme, la cristallisation à l'équilibre produit des liquides (symboles GB et DK) de plus en plus pauvre en  $\text{CaO}$ , conséquence du fractionnement du plagioclase, mais dont le rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  ne varie que très peu (on remarquera cependant que certains échantillons du granite ont un rapport compatible avec une cristallisation in-situ sans mouvement de liquide). Ainsi la cristallisation d'un liquide de composition DK ne produit pas directement un liquide de composition GB. En revanche, si un processus de cristallisation en bordure avec réinjection de liquide vers l'intérieur de l'intrusion est simulé, la relation obtenue reproduit de façon très convaincante, sinon remarquable, celle observée (Fig. 10). Cette simulation utilise le modèle de Langmuir (1989), qui permet de calculer les effets chimiques de la cristallisation en couche limite et dont l'équation fondamentale s'écrit:

$$C_1/C_0 = (M_1/M_0)^{(f_a(E-1))/(f_a-1)}$$

ou  $C_0$  et  $C_1$  sont les concentrations d'un élément donné dans le liquide initial et dans le liquide résiduel du magma cristallisant dans la couche limite (en bordure de chambre),  $M_0$  et  $M_1$ , les masses de liquide initial et celle restant après création de la couche limite,  $E$  le rapport entre la concentration de l'élément dans la chambre et celle dans le liquide résiduel réinjecté dans celle-ci, et  $f_a$  la fraction de liquide résiduel du magma cristallisant en couche limite qui est réinjecté dans la chambre (si  $f_a = 0$ , il n'y a pas de convection solutale, alors que si  $f_a = 1$ , tout le liquide résiduel en couche limite est réintroduit dans la chambre interne). Cette équation ne s'applique qu'au cas limite où pendant la différenciation les variables  $E$  et  $f_a$  sont constantes, ce qui est une approximation permettant d'esquisser les contours du modèle. Pour la simulation j'ai pris comme composition de départ d'ensemble la composition DK89 roche totale ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  de 0.76, Tableau 1), supposée injectée à 800°C, avec 5 poids% d'eau dissoute. Cela fixe tous les termes en  $C_0$ . Pour les termes en  $C_1$ , j'ai pris la composition du verre expérimental de la charge obtenue à 663°C (DK46,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  de 0.98, Scaillet et al., 1995), conditions qui sont à même de simuler la cristallisation en couche limite. Je fais enfin l'hypothèse que 60% d'un liquide résiduel de composition DK46 ( $f_a = 0.6$ ), liquide obtenu à 40% de cristallisation de DK89, est réinjecté dans le coeur de la chambre pendant tout le processus.

Dans ces conditions, le magma à l'intérieur atteint la saturation en eau après 40 % ( $M_1/M_0 = 0.6$ ) de cristallisation totale avec un rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  de 0.92 ( $\text{Na}_2\text{O} = 4.07$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 4.41$ ), et donc inférieur aux maximum observé de l'ordre de 1.3. La différence de densité du liquide étant essentiellement le fait des variations en concentration en eau, on devrait donc arrêter le processus de convection solutale à ce stade. Cependant, pour la raison déjà évoquée, à savoir la dépendance à la pression de la solubilité en eau des liquide silicatés, il existera toujours un gradient de densité inverse même si la totalité de la colonne magmatique est saturée en eau. C'est une raison possible, en plus de celles sous jacente aux approximations faites dans le calcul ( $E$  et  $f_i$  constantes), qui peut expliquer des évolutions plus accentuées que celles calculées à pression constante. Une autre raison est bien évidemment le fait que la saturation en eau se marque par l'apparition de bulles qui vont considérablement diminuer la densité en base de chambre et contribuer à la convection. La sensibilité du modèle à chacune des variables impliquées dans l'équation est importante. Si l'on diminue le terme  $f_i$  à 0.2 (donc seulement 20% de liquide résiduel retourne vers



l'intérieur), on ralentit évidemment le processus de fractionnement et, dans ces conditions, il faudra cristalliser 95 % du magma initial pour atteindre la saturation en eau et produire un liquide au coeur de l'intrusion avec un rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  de 0.92, rapport au delà duquel on ne pourra que difficilement aller. Cela suggère que, dans le cas du granite de Gangotri, une portion importante de liquide résiduel est impliquée. L'autre facteur est la composition du liquide. Si, au lieu de DK46, on prend un liquide de composition égale à DK45 qui est moins fractionné ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  de 0.82), après 40% de cristallisation totale (avec  $f_t$  de 0.6), le liquide au coeur de l'intrusion atteint un rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  de 0.81.

La démonstration précédente n'est pas implacable en ce sens qu'on ne peut exclure d'autres mécanismes de différenciation de façon définitive. Elle offre simplement un modèle d'évolution cohérent qui reproduit les tendances géochimiques observées tout en obéissant aux contraintes d'équilibres de phases (même si cela peut paraître bizarre quand on modélise un processus hors équilibre mais ce sont les seules données disponibles en ce qui concerne les liquides fractionnés pour les leucogranites himalayens), aux lois de la mécanique des fluides et aux contraintes de temps, ces deux derniers aspects étant eux même dépendants des observations de terrain (ex: épaisseur des lames..). Le fait que la convection solutale ne soit ni instantanée ni systématique explique également que l'on préserve des hétérogénéités isotopiques dans nombre d'intrusions leucogranitiques si ce n'est dans toutes. Tant que l'épaisseur critique n'est pas atteinte la couche limite cristallisante sera statique et ne pourra s'homogénéiser que via la diffusion chimique soit au sein du liquide soit entre liquide et cristaux. Dans les deux cas la cinétique de diffusion est beaucoup trop lente que pour espérer, compte tenu des temps de cristallisation impliqués, éliminer les hétérogénéités. A titre d'exemple, on pourra prendre le cas de l'eau qui est l'espèce dissoute la plus mobile dans les liquides silicatés, exception faite de l'hydrogène sur lequel nous reviendrons dans le paragraphe suivant. A 700°C, pour une teneur en eau dissoute de 5 poids %, la diffusivité de l'eau,  $D$ , est de  $10^{-12} \text{ m}^2/\text{s}$  (Watson, 1994). La distance caractéristique de diffusion de l'eau,  $X$ , au sein du liquide pour un temps  $t$  moyen de cristallisation de 30 000 ans peut être estimée au travers de l'équation simple suivante:

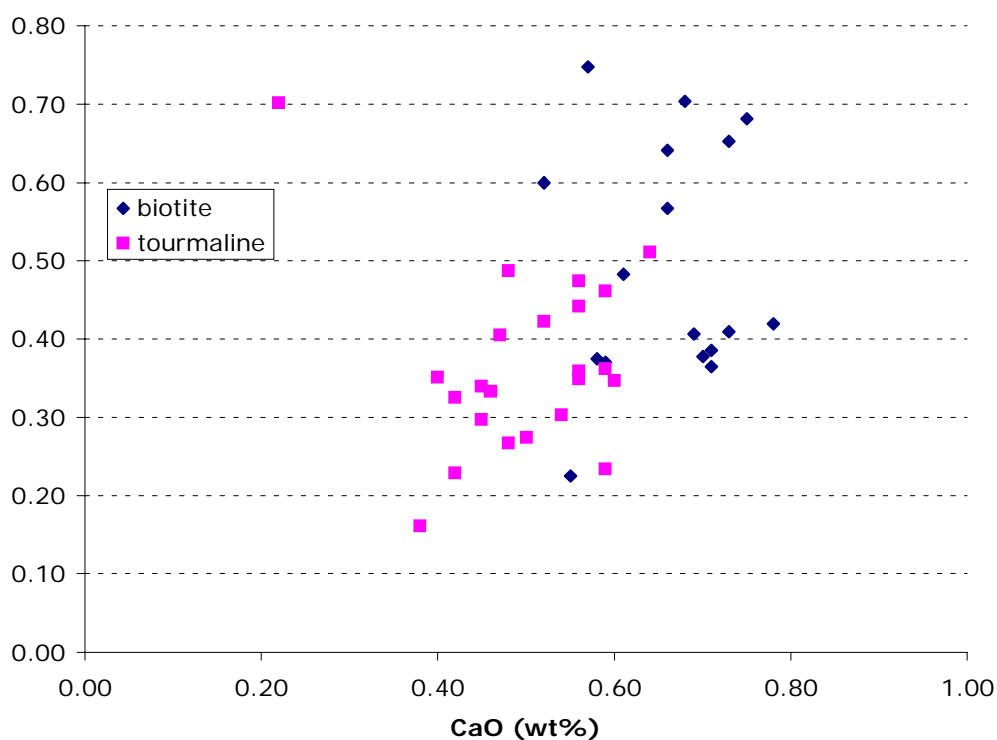
$$X = (D t)^{1/2}$$

ce qui donne 1 m (3 m à 800°C). Il n'y a donc aucune chance pour qu'on arrive à produire un magma homogène, y compris à l'échelle de l'affleurement. Pour les mêmes raisons, une fois le processus convectif déclenché, la fraction cristallisée dans la couche limite ainsi que la fraction de liquide non réinjectée n'ont aucune chance de se rééquilibrer mutuellement. Seul le coeur de l'intrusion peut arriver à un état homogène et encore faut-il que les zones de réinjection de liquide ne soient pas trop espacées les unes des autres. Il n'y a donc pas d'incompatibilité majeure entre le fait qu'un processus de fractionnement vigoureux et efficace ait eu lieu et le fait que l'on ait pu préserver des hétérogénéités isotopiques même à petite échelle. En réalité, compte tenu du mode d'injection par plusieurs fractures, chacune pouvant provenir d'une source métapélitique aux caractéristiques isotopiques différentes, et de l'aspect discontinu dans le temps et dans l'espace de la convection solutale, les plutons leucogranitiques homogènes en isotopes de Sr sont probablement exceptionnels (on notera cependant que le problème de l'homogénéité remarquable en isotopes de l'oxygène des leucogranites reste entier, si leur source est réellement la dalle du Tibet).

### 1.7 Evolution rédox

L'état rédox des magmas ainsi que les facteurs le contrôllant, restent tous deux des aspects mal compris de l'évolution des magmas terrestres. Les leucogranites n'échappent pas à cette règle. L'absence d'oxydes ferro-titanés interdit l'utilisation des géobaromètres conventionnels pour estimer leur  $fO_2$ . Cela étant, les conditions de genèse ainsi que la roche mère, métapélite avec du graphite, suggèrent des  $fO_2$  relativement basses pour ce genre de magmatisme, comme l'atteste du reste l'état rédox des Macusanites, leurs équivalents volcaniques (Pichavant et al., 1988). Les équilibres de phases réalisés en condition réduites reproduisent remarquablement les assemblages minéralogiques des leucogranites, et autorisent la reproduction de la séquence de cristallisation, ce qui confirme le caractère réduit des leucogranites. Cela étant, certaines observations texturales et géochimiques sont en conflit avec l'idée que l'état rédox du magma est resté constant (par rapport à un tampon solide de type NNO) tout au long de la cristallisation. En particulier, les leucogranites riches en muscovite et en tourmaline présentent fréquemment des muscovites possédant un coeur de biotite, minéral par ailleurs absent en tant que phase automorphe dans la

roche. Les expériences d'équilibre de phases menées en conditions oxidantes montrent que la muscovite est plus stable que la biotite à haute  $fO_2$  (Scaillet et Pichavant, non publié). Dès lors, il est tentant d'interpréter les cœurs de biotite au sein de muscovite comme les témoins d'un épisode d'oxidation du magma. Ces textures de blindage consécutives à un changement d'état rédox lors de la cristallisation d'un leucogranite ont d'ailleurs été reproduites en laboratoire par Mohammed Lahlafi, dans le cadre de sa thèse. Le fait que les faciès à muscovite à coeur de biotite ne présentent aucun caractère d'altération deutérique par rapport aux faciès à biotite, suggère que le passage de l'un à l'autre faciès se fait au stade magmatique. De même, la détermination du rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  sur roche totale effectué sur l'ensemble des échantillons du granite de Gangotri, fait apparaître une corrélation nette entre  $Fe^{2+}$  et degré d'évolution magmatique, ici la concentration en CaO de la roche totale (Fig. 11).

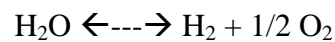


**Figure 11.** Variation du rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  en fonction de la teneur totale de CaO pour le granite de Gangotri. L'échantillon hors tendance générale correspond à un filon d'aplite dans l'encaissant.

La différenciation se traduit ainsi par une oxydation progressive du magma, les faciès à tourmaline étant en général plus oxydés que les faciès à biotite (Fig. 11). Dans le détail, on note l'existence possible de deux familles, toutes deux convergeant vers un minimum en  $Fe^{2+}$ , ce qui suggère qu'il y a eu peut être deux batchs de magma d'état rédox initial sensiblement différent. Il est difficile de quantifier en valeur absolue quelle est la variation en  $fO_2$  nécessaire pour oxyder la biotite en muscovite. Les expériences de M. Lahlafi ont reproduit ces textures par augmentation de la  $fO_2$  de FMQ à NNO+3, et donc une augmentation de 4 ordres de grandeur. C'est là probablement un maximum, car une oxydation aussi forte devrait se traduire par l'apparition d'oxydes de type magnétite au stade magmatique (Benard et al., 1985), ce qui n'est pas observé. Toutefois, l'application brute des modèles empiriques de calcul de la  $fO_2$  à partir du rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  de la roche totale, modèle de type Kilinc et al (1983) ou sa version moderne Kress et Carmichael (1991), fournit des variations de  $fO_2$  qui sont d'amplitude comparable (Pichavant et al., 1996).

Se pose maintenant la question du mécanisme à l'origine des variations en  $fO_2$ . Bien que l'on ne puisse tout à fait l'exclure, une altération du rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  originel suite à des circulations tardives de fluides, apparaît être une hypothèse peu plausible en regard de l'absence de marques texturales de tels processus. Une variation de l'état rédox de la zone source semble également improbable car il rendrait mal compte du caractère évolutif de la  $fO_2$  au sein d'un échantillon, comme en témoigne le blindage de la biotite par la muscovite. Il en ressort que l'origine de la variation de la  $fO_2$  est à rechercher dans les processus de cristallisation lors du refroidissement du magma à son niveau ultime de mise en place (cf. Pichavant et al., 1996). J'ai déjà évoqué ci-dessus les mécanismes physiques potentiellement à l'origine des variations géochimiques observées dans le massif de Gangotri. Bien qu'elle ne soit pas à l'œuvre comme mécanisme de différenciation chimique principal, la sédimentation gravitaire doit être considérée comme un mécanisme pouvant affecter l'état rédox du fait des faibles teneurs en Fe du magma. En effet, les minéraux lourds (ilménite), la biotite et la tourmaline ont des concentrations élevées en  $Fe_{tot}$ , et leur fractionnement peut, en théorie, induire des variations significatives du rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  du liquide résiduel si les phases qui fractionnent ont un rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  très différent de celui du liquide (Carmichael, 1991). Cependant, dans le cas des magmas leucogranitiques, les faibles teneurs en  $Fe_{tot}$  sont largement compensées

par les teneurs élevées en H<sub>2</sub>O, qui, avec le fer, forme l'autre couple rédox important des magmas (H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O et FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Un calcul simple montre que, sur une base molaire, l'H<sub>2</sub>O est 10-20 fois plus abondante que le fer et que ce dernier n'a aucune chance de tamponner la  $fO_2$  du magma, tout au plus peut-il en enregistrer ses variations. Reste le rôle de l'eau et de la réaction de dissociation qui produit de l'H<sub>2</sub> et de l'O<sub>2</sub> selon l'équilibre fondamental :



dont la constante s'écrit :

$$K_w = f_{H_2} f_{O_2}^{1/2} / f_{H_2O}$$

où les termes en  $f_i$  sont les fugacités des espèces  $i$ . L'écriture de la constante d'équilibre illustre clairement que, à P et T constants, si le rapport  $f_{H_2}/f_{H_2O}$  est constant, la  $f_{O_2}$  est également constante. En d'autres termes, tout mécanisme susceptible d'affecter le rapport  $f_{H_2}/f_{H_2O}$  peut induire des variations de  $f_{O_2}$ . C'est donc principalement aux facteurs pouvant affecter soit la  $f_{H_2}$  soit la  $f_{H_2O}$ , ou les deux, qu'il faut s'intéresser. Quels sont-ils ? On peut distinguer les processus par diffusion de ceux par advection de matière, comme dans le cas de la convection solutale. Concernant la diffusion, comme illustré auparavant pour les aspects isotopiques, les vitesses de transport d'H<sub>2</sub>O dans les liquides silicatés sont beaucoup trop faibles que pour pouvoir affecter l'état rédox pendant la cristallisation d'un magma sur des distances considérables (perte d'eau vers, ou gain depuis, l'encaissant par exemple). Le cas de l'hydrogène est différent puisque c'est l'élément le plus mobile dans les magmas, avec une vitesse de diffusion peut être proche, sinon égale, à celle de la chaleur dans les milieux condensés, bien que les données à ce sujet ne soient pas encore décisives. Ainsi, les travaux de Gaillard et al. (2002) concluaient à la possibilité d'une diffusivité pour l'H<sub>2</sub> de l'ordre de  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s. Pour cette valeur, l'hydrogène peut diffuser sur une distance de 1000 m en l'espace de 3100 ans, ce qui est compatible avec les temps de cristallisation envisagés. Cependant, des travaux plus récents (l'année suivante) ont conclu à une diffusivité de l'ordre de  $10^{-7.8}$  m<sup>2</sup>/s à 800°C, ou  $10^{-8.1}$  m<sup>2</sup>/s à 650°C (Gaillard et al., 2003), ce qui exclu une oxidation par perte d'H<sub>2</sub> car il faudrait, en effet, environ 2 millions d'années pour oxider une lame de 1000 m d'épaisseur. De plus, au delà de cet aspect physique, il ne faut pas oublier les contraintes chimiques. L'hydrogène ne diffusera vers l'extérieur que s'il existe un

gradient en potentiel chimique adéquat, c'est à dire un encaissant dans lequel la  $fH_2$  est significativement plus faible que celle du magma. De même, afin qu'une réaction d'oxydation puisse avoir lieu sur le long terme, il faut que les vitesses de diffusion dans l'encaissant soit également élevées, afin d'éviter des effets de concentration locale et de maintenir le puit de potentiel : ce dernier aspect est, c'est un euphémisme, très mal contraint. C'est à ce stade qu'il est intéressant de coupler ce raisonnement avec ce que la mécanique des fluides des intrusions stratiformes nous renseigne sur les processus d'advection de matière.

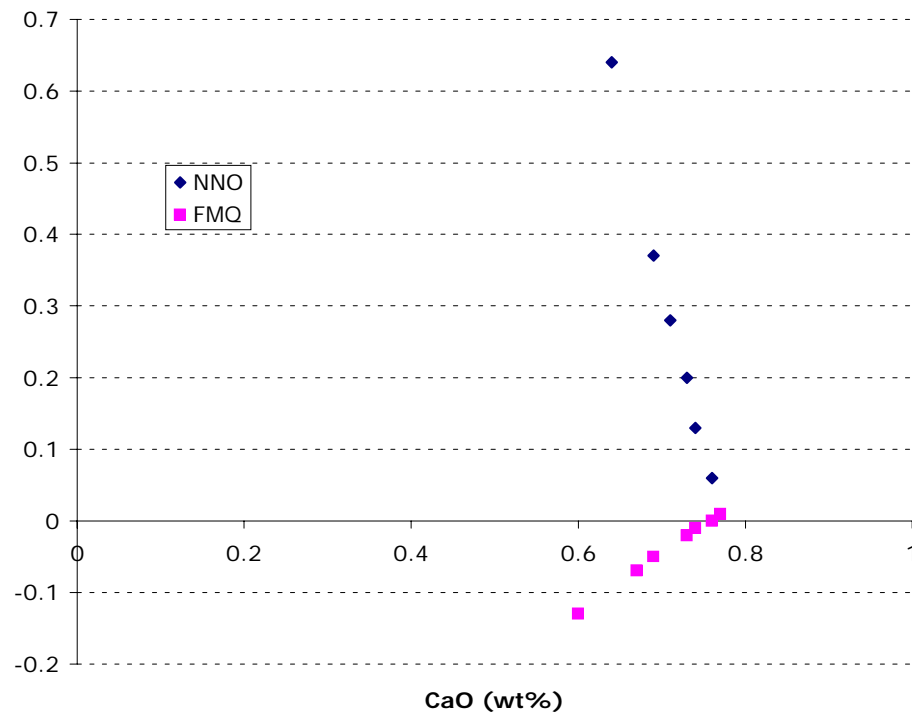
On peut en premier lieu considérer les effets de migration de bulles. Si le magma en couche limite arrive à saturation, il y aura nucléation d'une phase gazeuse. Les calculs de densité de fluide C-O-H à 4 kb et 800-650°C montrent que la densité des bulles sera d'environ 500 kg/m<sup>3</sup>. La loi de Stokes montre que, pour de telles densités, les bulles ont une capacité migratoire très supérieures à celles des cristaux. Une bulle de 200 microns de diamètre migrera de 467 m sur 10 000 ans pour un liquide de viscosité de 10<sup>5</sup> Pa s, ou de 10 fois plus pour une viscosité de 10<sup>4</sup> Pa s (Tableau 3). Dans ces conditions, il est difficile d'éviter la migration de fluides vers les portions apicales. Cependant est ce suffisant pour provoquer un changement d'état rédox ? Comme souligné plus haut, celui-ci ne peut avoir lieu que par modification du rapport  $fH_2/fH_2O$ . Le mécanisme envisagé est celui de la percolation de bulles ayant un rapport  $H_2/H_2O$  fixé par les conditions rédox régnant là où la bulle est créée, au travers d'un milieu d'état rédox équivalent (parallèle à FMQ) mais plus chaud. Il y a deux cas de figures : soit ce milieu est lui même saturé en gas soit il ne l'est pas. Dans le premier cas, il y aura équilibre rédox entre milieu résidant et flux de bulles entrant. Dans le deuxième cas, le milieu sous-saturé va, par définition, dissoudre les bulles jusqu'à ce qu'il ait atteint lui même la saturation. Si il est difficile d'anticiper l'évolution rédox du second cas, pour le premier on peut proposer un schéma qualitatif. Pour cela je fait l'hypothèse que tant que le processus advectif n'est pas déclenché, le magma cristallise le long d'une courbe redox parallèle au tampon QFM, comme souvent observé dans les séries volcaniques. Cette cristallisation se produit bien sur par chute de température. Dans le cas du Gangotri, on peut concevoir qu'au centre de l'intrusion, la température sera proche du liquidus, c'est à dire 800°C, alors que vers les bordures elle atteint des valeurs proches du solidus, de l'ordre de 650°C. A 4 kb, et FMQ, la fraction molaire de  $H_2$  d'un fluide  $H_2-H_2O-O_2$  est de 0.0017 à

800°C et de 0.0008 à 650°C. Ainsi, la simple chute de température provoque une chute sensible de la teneur en  $H_2$  de la phase fluide à  $fO_2$  relative constante. Par ailleurs, la cristallisation provoque une augmentation de la teneur en eau du liquide résiduel et donc de la  $fH_2O$ . Ainsi et la chute de température et le jeu de la cristallisation vont induire une variation du rapport  $fH_2/fH_2O$  de la phase fluide vers des plus faibles valeurs que celles du magma initial. Si cette phase fluide est réinjectée vers le cœur de l'intrusion au travers de migration de bulles, elle peut en modifier le rapport  $H_2/H_2O$  et donc la  $fO_2$ . La  $fO_2$  finale va dépendre du flux intégré de bulles qui traverse le magma au cœur de l'intrusion. Ce dernier paramètre est pour l'instant inaccessible. Dans le cas de Gangotri, si le mécanisme de migration de bulles a opéré, on ne peut que supposer que le flux reçu a été suffisamment important que pour provoquer une augmentation de la  $fO_2$ . L'intérêt de ce schéma est qu'il montre qu'une intrusion donnée peut en quelque sorte s'auto oxider, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à des échanges avec l'encaissant immédiat, échanges dont la nature physique est en général inconnue ou, quant elle est suggérée (perte par diffusion), improbable en termes de faisabilité.

Jusqu'à présent, je me suis limité aux bulles. Il ne faut cependant pas oublier que, via le mécanisme de convection solutale, le système réinjecte du liquide résiduel au cœur de l'intrusion. Comme souligné auparavant, ce liquide sera, entre autres, enrichi en eau du fait du comportement largement incompatible de ce dernier. La réinjection de ce liquide riche en eau va également contribuer à une augmentation de la teneur en eau du liquide au cœur de l'intrusion et donc, potentiellement, à une oxidation progressive du magma. On remarquera que cela se fera qu'il y ait ou non de phase fluide présente au cœur de l'intrusion. Afin de quantifier ce phénomène, on peut utiliser l'équation dérivée par Langmuir (1989) pour évaluer les effets de réinjection de liquide en termes de conditions rédox. Selon l'importance accordée à l'un ou l'autre des deux principaux couples rédox, il y a deux approches : soit on considère l'évolution du rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  en faisant l'hypothèse que c'est cet équilibre qui contrôle la  $fO_2$  ; soit on suit l'évolution en concentration des espèces volatiles dissoutes ( $H_2O$  et  $H_2$ ) dont le rapport au cœur de l'intrusion va contrôler la  $fO_2$  via l'équilibre décrit ci-dessus.

Comme précédemment, on suppose qu'avant le déclenchement de la convection, le magma refroidit selon une courbe redox parallèle à celle du tampon

QFM, utilisant les compositions de liquides de DK89 à 800°C et DK46 à 650°C, et en calculant les rapports  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  avec l'équation empirique de Kilinc et al (1983).



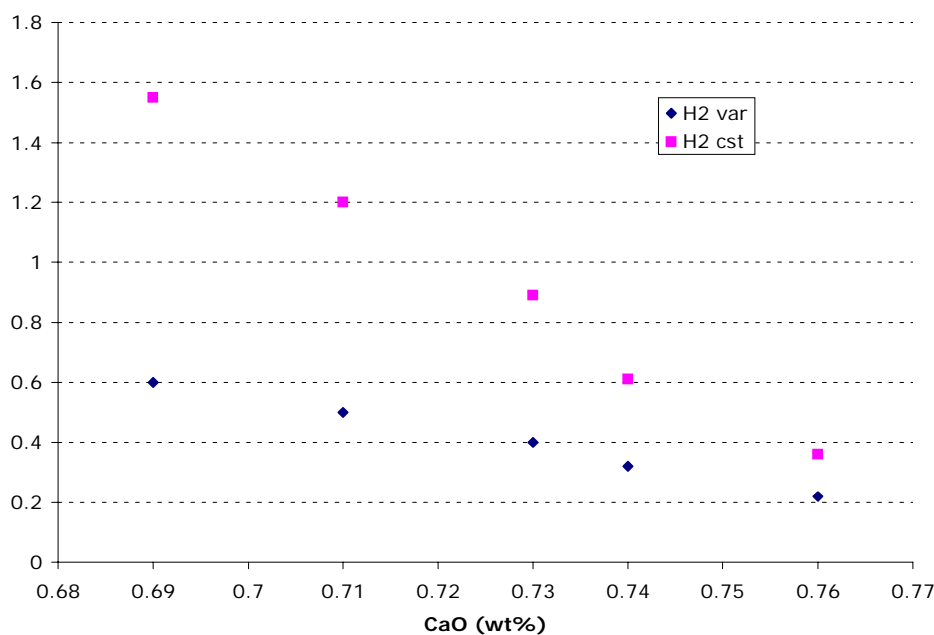
**Figure 12.** Evolution de la  $f\text{O}_2$  au cours de la convection solutale avec réinjection de liquide ayant des concentrations en  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Fe}^{3+}$  différentes de celles du cœur de l'intrusion. FMQ: calcul dans le cas où le magma cristallise initialement selon le tampon. NNO: cas où la  $f\text{H}_2$  en bordure est égale à celle du tampon NNO.

Dans ces conditions, l'application du modèle de Langmuir (1989) montre que quand le paramètre  $F$  atteint la valeur de 0.3 (CaO du liquide résiduel de 0.6), le liquide au cœur n'a pratiquement pas évolué en terme de rapport  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ , avec un  $\Delta\text{QFM}$  de  $-0.14$  (Fig. 12). En revanche, si le liquide en couche limite basale est très légèrement oxydé, suite par exemple à une interaction avec l'encaissant proche lui-même oxydé (diminuant ainsi considérablement les distances nécessaires à la diffusion de l' $\text{H}_2$ ), alors l'état redox du liquide au cœur évolue vers des conditions plus franchement oxydantes. A  $F = 0.3$ , par exemple, le liquide au cœur atteint une  $f\text{O}_2$  de l'ordre de  $\Delta\text{QFM} = +0.65$ , c'est à dire équivalente à celle du tampon NNO (Fig. 12).

Considérons maintenant l'hypothèse plus réaliste qui fait intervenir le rôle de l'eau et de l'hydrogène dissous. En utilisant la même approche, on suit cette fois l'évolution des concentrations de  $\text{H}_2\text{O}$  et de  $\text{H}_2$  dans le liquide au cœur de l'intrusion.



Pour calculer les concentrations de ces deux espèces j'ai utilisé les lois de solubilité de Zhang (1999) pour l'eau et de Gaillard et al (2003) pour l'hydrogène. Dans ce calcul, je fait donc l'approximation simple que le rapport final  $H_2O/H_2$  du liquide au cœur de l'intrusion dépend du rapport initial au moment de l'intrusion et de celui du liquide réinjecté produit en couche limite basale. J'ai considéré deux cas de figure : d'une part le cas d'une cristallisation avant déclenchement de convection le long d'une courbe  $T-fO_2$  parallèle à FMQ (ce qui engendre un gradient de  $fH_2$  entre 10 bar au cœur et 20 bar en bordure, pour une  $P_{tot}$  de 4000 bar): d'autre part le cas où la  $fH_2$  reste constante le long de la colonne magmatique cristallisante, pour les raisons cinétiques évoquées plus haut. Dans le premier cas, la réinjection de liquide provoque une oxidation sensible du liquide au cœur de l'intrusion, de l'ordre de  $\Delta QFM = +0.4$  pour  $CaO = 0.7$  wt% ( $F=0.63$ ) (Fig. 13).



**Figure 13.** Evolution de la  $fO_2$  au cours de la convection solutale avec réinjection de liquide ayant des concentrations en  $H_2$  et  $H_2O$  différentes de celles du cœur de l'intrusion. *H2 var* : calcul dans le cas où le magma cristallise initialement selon le tampon *QFM*. *H2 cst* : cas où la  $fH_2$  en bordure est égale à celle au cœur de l'intrusion.

Dans le deuxième cas, si la  $fH_2$  en bordure d'intrusion reste égale à celle de l'ensemble de l'intrusion au départ (ce qui revient à imposer une  $fO_2$  de  $\Delta QFM = +0.7$  en bordure, ou une  $fH_2$  de 10 bars), on assiste cette fois à une augmentation franche du degré d'oxidation du cœur de l'intrusion lors du processus convectif, avec un

$\Delta QFM$  de +1.4 quand  $CaO = 0.7$  ( $F=0.63$ , les valeurs supérieures provoquent l'atteinte de la saturation en eau et le calcul n'est plus valable) (Fig. 13).

Les éléments précédents montrent donc qu'il est possible de produire une oxydation importante suite à un déclenchement du processus convectif, et s'accordent avec l'idée qu'il n'y pas forcément besoin d'un agent extérieur pour produire une modification substantielle de l'état rédox d'un magma, notamment si celui-ci est pauvre en fer et riche en  $H_2O$ , comme les leucogranites. Les deux mécanismes les plus probables impliquent la migration d'espèces hydrogénées, soit dans les bulles de gas, soit dissoutes dans le liquide silicaté. Ces deux mécanismes ne sont pas exclusifs, l'un et l'autre pouvant au contraire s'amplifier mutuellement. En particulier, l'atteinte de la saturation en eau au cœur de l'intrusion peut provoquer une perte d'hydrogène du magma par migration de bulles. Il est encore difficile de modéliser ce processus mais on peut concevoir que, localement tout au moins, des excursions du magma vers des conditions rédox extrêmes soient possibles.

Si j'ai longuement insisté sur la pétrogénèse des leucogranites c'est parce qu'il me semble nécessaire, si ce n'est indispensable, d'utiliser les informations pétrologiques des intrusions plutoniques afin de mieux comprendre les mécanismes à l'oeuvre en profondeur dans les systèmes magmatiques. En effet, on pourrait être tenté de délaisser les plutons au profit de l'étude des systèmes volcaniques, dans la mesure où ceux-ci nous donnent accès au constituant liquide, constituant à jamais perdu lorsque le magma cristallise totalement. L'exemple himalayen illustre, qu'à l'inverse, il est des informations accessibles uniquement dans ces corps cristallisés. C'est bien évidemment la mise en commun de ces deux sources de données qui nous permettra de reconstituer ou de mieux comprendre les phénomènes magmatiques en général.

### *1.8 Collision et leucogranites*

La chaîne himalayenne étant une chaîne récente et encore active, elle a bénéficié et bénéficie encore de nombreuses études de terrain et de laboratoire. Le rôle des reliefs Himalayens et du haut plateau Tibétain dans l'évolution du climat global a récemment ajouté une dimension environnementale aux études himalayennes (England et Molnar, 1990; Raymo et Ruddiman, 1992; Molnar et al., 1993) qui permet, si besoin était, de justifier à posteriori les investissements des 30 dernières

années ainsi que ceux à venir étant donné le contexte de psychose généralisée quant à l'évolution future du climat mondial. Compte tenu de la complexité des phénomènes géologiques attendant à la création des chaînes de montagne, la compréhension de ces dits phénomènes en Himalaya et au Tibet a abouti à l'élaboration de modèles dont on voudrait qu'ils aient valeur d'ensemble. De ce fait, la séquence d'évènements s'étant déroulés depuis la collision himalayenne est en général activement recherchée dans l'étude des chaînes de collision anciennes, par application du principe d'uniformitarisme qui veut que les mêmes causes produisent les mêmes effets. Cette démarche est légitime dans la mesure où l'étude des chaînes anciennes est confrontée à l'inévitable filtre des processus d'érosion, filtre d'autant plus sévère et efficace que l'on remonte dans le temps. La question qui se pose est donc celle de la signification géodynamique des leucogranites: dans quelle mesure les leucogranites himalayens sont-ils des marqueurs de la collision continentale et si oui, quel est leur place exacte au sein de ce processus?

Pour tenter de répondre à cette question, il est utile de considérer les aspects cinétiques, en particulier les constantes de temps impliquées par les mécanismes de remontée discutés ci-dessus. Un flux ascendant rapide nécessite une alimentation rapide et donc une extraction efficace et tout aussi rapide du liquide de la zone source. Ce problème est exacerbé dans le cas de massifs plutoniques comme le Gangotri où, à l'inverse du Manaslu, les évidences de terrain de plusieurs épisodes d'alimentation étalés dans le temps pour la construction du pluton sont absentes. Ainsi au Gangotri, les données de terrain, quelle que soit l'échelle d'observation, suggèrent la mise en place des lentilles au cours d'une seule phase majeure d'injection de magma (Scaillet et al., 1995b). Les calculs de remplissage des plutons de Gangotri montrent des temps ridiculement courts, de l'ordre de quelques centaines à quelques milliers d'années tout au plus (Scaillet et al., 1996 ; Scaillet et Searle, 2006). Par ailleurs, les données de solubilité d'éléments en trace contrôlés par les minéraux accessoires de type zircon et monazite suggèrent que les liquides anatectiques une fois produit ne restent au contact de leur source que quelques centaines d'années (Harris et al., 2000). Comme souligné plus haut, au vu des faibles taux de fusion partielle envisagés en général dans la Dalle du Tibet (inférieur à 10%, Patino Douce et Harris, 1998), il faut un mécanisme de ségrégation-collection de liquide opérant sur de larges distances horizontales. Si le bloc diagramme en Annexe 2 propose une solution, il n'indique pas

dans le détail le ou les mécanismes permettant un drainage latéral aussi efficace, qui restent largement énigmatiques, même si l'on a coutume d'appeler à la rescousse la déformation comme solution à ce problème (de la même façon que l'on invoque les fluides dans les processus d'évolution magmatique mal compris). On remarquera au passage que si la déformation est responsable de ce processus de drainage latéral il faut envisager alors des vitesses de déplacement rapides. En tout état de cause, le mécanisme par lequel l'on passe d'un état de roche partiellement fondue, dont l'expression superficielle serait les migmatites, aux filons nourissiers du granite, reste à découvrir. Pour ma part, je reste convaincu, d'après mes observations de terrain, qu'il existe un découplage important entre le fonctionnement du MCT et l'ascension et la mise en place des gros plutons de leucogranites. Les différentes analyses structurales réalisées sur le leucogranite de Gangotri montrent clairement que la fabrique, la géométrie laccolithique des plutons et la disposition du système de filons nourissiers requiert toutes un contexte régional extensif pendant la mise en place du magma. Celui-ci recoupe de façon franche toutes les structures métamorphiques existantes et notamment celles liées à la phase principale syn-MCT. Ce sont là des faits d'observation incontournables qu'il s'agit d'intégrer dans tout modèle de genèse. C'est pour cela que je pense que la mise en place finale des gros plutons a été largement contrôlée, mais également peut être déclenchée, par la phase de tectonique gravitaire qui affecte tout le haut de la pile métamorphique du prisme d'accrétion continentale. En aucun cas, la remontée du magma jusqu'à son niveau ultime de mise en place n'a été assistée ou facilitée par le jeu des grands cisaillements vers le sud, comme souvent proposé. Le modèle de Harrison et al. (1998), aussi étoffé soit-il dans le domaine de la simulation numérique, ignore totalement ces contraintes de terrain, privilégiant largement les données géochronologiques sur les autres observations. Dans ce modèle, les magmas crustaux sont des vrais granites syntectoniques alors que la fabrique des leucogranites himalayens quand elle est apparente est faible, magmatique et elle recoupe les structures syn-MCT, on ne le répétera jamais assez. C'est là une deuxième faiblesse majeure de ce modèle. La même critique peut être énoncée à l'encontre du modèle de Beaumont et al (2001), en ce qui concerne les relations entre la déformation régionale et la cristallisation des leucogranites. Dans cette catégorie de modèle, il est admis implicitement que les jus granitiques créés restent en place tout au long du processus de convergence de façon à permettre

l'affaiblissement rhéologique de la croûte et donc son extrusion. Ceci devrait se traduire par des courbes de refroidissement des leucogranites beaucoup plus lentes que celles observées. En effet, les ages de refroidissement des gros leucogranites sont en général proches des ages de cristallisation ce qui indique un refroidissement rapide, compatible uniquement avec la mise en place dans un encaissant froid, et donc une extraction de leur zone source.

On est dès lors confronté à l'image suivante: la fusion crustale en régime de collision continentale est un évènement thermique dont la constante de temps est de l'ordre de plusieurs millions voire dizaines de millions d'années, puisque qu'elle dépend in fine de la diffusivité thermique des roches, mais qui abouti à une manifestation magmatique dont l'existence est si courte qu'elle peut être considérée à l'échelle des temps géologiques comme instantanée dans certains cas. Le magmatisme crustal dans son développement terminal peut être un phénomène catastrophique. Cette manifestation est également unique le long d'un transect donné de la chaîne himalayenne en ce sens qu'il n'y a qu'une ceinture de leucogranites d'extension spatiale très réduite au regard de l'ensemble de la chaîne, en tous cas à son niveau d'érosion actuel. La ceinture des granites du Nord Himalaya est perçue comme une deuxième manifestation de ce magmatisme crustal, décalé dans le temps et dans l'espace, correspondant à des températures et des taux de fusion plus élevés. L'âge globalement identique le long de la chaîne des granites au sein de chaque ceinture, du Haut et du Nord Himalaya, est un autre fait marquant de ces ceintures.

La production de ceintures leucogranitiques en régime de collision continentale suppose donc la conjonction de plusieurs facteurs favorables. Tout d'abord la présence tout au long de la chaîne de lithologies favorables à la production de liquides péralumineux. Ensuite un fonctionnement globalement synchrone du MCT sur plus de 2600 km si celui-ci est à l'origine des magmas précurseurs des leucogranites ou tout au moins le facteur déclenchant. Il faut, par ailleurs, qu'une fois la fusion déclenchée, elle soit de courte durée ou alors qu'un régime d'extension se produise au moment de la production du liquide de façon à permettre sa ségrégation, son ascension et sa cristallisation dans un intervalle de temps court. Parmi ces éléments, le plus important est, me semble-t-il, le premier. En effet, je pense que la ceinture de leucogranites du Haut Himalaya n'est que le fidèle reflet d'un niveau profond de métapélite de la croûte indienne, plus ou moins continu le long de l'arc

continental, et qui a eu le bon goût d'être à la bonne place lors de la collision. J'envisage la présence d'un niveau fertile, coincé entre deux niveaux non fertiles ou l'étant beaucoup moins, situé structuralement à la même position le long du futur prisme d'accrétion de façon à minimiser les variations en température et en pression verticalement, permettant ainsi l'extraordinaire homogénéité chimique et pétrologique de ces massifs observée le long des deux milles kilomètres de l'arc continental Himalayen. La tectonique extensive apparaît comme étant le facteur permettant la ségrégation et l'individualisation de massifs plurikilométriques à des niveaux structuraux supérieurs de la croûte. Le moteur de cette tectonique réside dans les aspects cinématiques et cinétiques de la convergence, qui contrôlent les vitesses de rapprochement, ainsi que dans les aspects géométriques de l'empilement crustal comme le pendage du plan de chevauchement, le nombre d'unités imbriquées etc... C'est le jeu simultané de ces facteurs qui va dicter l'instant à partir duquel les reliefs construits seront instables gravitairement et provoqueront l'extension. Il n'y a aucune raison pour que ces éléments se retrouvent ordonné dans toutes les chaînes de collision, comme ils l'ont été en Himalaya. Par ailleurs, compte tenu de la diversité lithologique de la croûte continentale ainsi que de la complexité des arrangements géométriques entre les différentes unités, surtout dans les vieux socles, il n'y a également aucune raison pour qu'une géométrie simple du niveau fertile soit respectée systématiquement dans les zones de collisions continentales passées et à venir. En particulier, les niveaux métapélitiques peuvent être récurrents le long d'une section de croûte ou, à l'inverse, absents.

En définitive, les leucogranites himalayens apparaissent plutôt comme des accidents de la collision que comme une conséquence inéluctable de celle-ci. Il faut donc en conclure que les observations faites en Himalaya, si elles renseignent sur les mécanismes physiques et chimiques de production et d'évolution des magmas crustaux, ne peuvent probablement pas servir de base à l'établissement d'un modèle de genèse des leucogranites valable pour toutes les chaînes. Les analogies faites, par exemple, entre chaîne hercynienne et chaîne himalayenne ne sont donc probablement pas sans danger, surtout si l'on tient compte du fait que les niveaux structuraux d'observations dans les deux chaînes sont très différents. Le meilleur exemple du contrôle lithologique est sans conteste la présence des ignimbrites de Macusani dans la chaîne andine au Pérou où, malgré les efforts désespérés de Michel Pichavant sur le

terrain, le MCT incaïque reste encore à découvrir. La présence de ces dépôts ignimbritiques au volume équivalent ou proche de ceux des plus gros massifs himalayens, montrent que là aussi les conditions ont été très favorables à la fusion crustale alors que le cadre géodynamique d'ensemble, si ce n'est le contexte extensif local, est radicalement différent de celui de la chaîne himalayenne. Sans nul doute, les équivalents plutoniques des ignimbrites de Macusani, c'est à dire des leucogranites, cristallisent actuellement dans les profondeurs de l'altiplano. Dans quelques millions d'années, l'érosion mettra à l'affleurement des plutons leucogranitiques jouxtant les témoins du magmatisme calco-alcalin, au rôle prépondérant dans la construction de la chaîne andine, mais dont l'absence est patente dans la haute chaîne himalayenne. L'absence de ce genre d'ignimbrite peralumineuse dans d'autres secteurs de la cordillère Andine ou Nord Américaine souligne encore la nécessité de formations lithologiques particulières pour la fabrication de ce genre de magma. En conclusion, le seul point vraiment commun à ces occurrences de leucogranites ou ignimbrites peralumineuses semble être l'existence d'une croûte continentale sur-épaissie. Les rares témoins de magmatisme peralumineux sur le plateau Tibétain (Burchfiel et al., 1989; McKenna et Walker, 1990) confirmeraient cette constante.

## **2. Magmatisme anorogénique**

Dans sa définition première le magmatisme anorogénique acide regroupait des ensembles plutoniques et volcaniques se distinguant des autres séries par leur caractère riche en alcalins (Alcalins), leur teneur réduite en eau (Anhydre), et le contexte anorogénique (Anorogénique) de mise en place. Les trois A ont ainsi donné lieu au terme granite de type A, par référence aux granites de type S (protolithe métasédimentaire) et aux granites de types I (protolithe de type roche ignée) tous deux fréquents dans les zones de convergences. Le caractère généralement supposé anhydre va de pair avec une conception chaude du magmatisme anorogénique. De nombreux travaux ont depuis lors montré la grande variabilité chimique des magmas de type A, à tel point que la pertinence de la définition peut être remise en question. J'ai mené des travaux expérimentaux sur un certain nombre de cibles afin d'affiner le

cadre physico-chimique de genèse et d'évolution des magmas acides en contexte anorogénique.

Mes travaux ont tout d'abord porté sur le granite métalumineux du Jamon au Brésil d'âge Protérozoïque (Dall'Agnol, Scaillet et Pichavant, 1999). Les résultats montrent que ce genre de granite provient de magmas relativement chauds (ca 850°C) mais avec des teneurs relativement élevées en eau dissoute dans les stades précoces (ca 5 %) et surtout ont un caractère relativement oxidé, avec des  $fO_2$  aux alentours de NNO+0.5 (1/2 unité log au dessus du tampon Ni-NiO). Les phases au liquidus ainsi que les contraintes d'éléments en traces, montrent par ailleurs que la source du Jamon était une granodiorite Archéenne, c'est à dire une roche ignée. Ainsi, du point de vue des paramètres intensifs et de leur zone source, rien ne distingue ce genre de granite de ceux produits en contexte d'arc, si ce n'est le cadre géodynamique. En revanche, ils s'opposent très clairement aux séries anorogéniques réduites fréquentes en Amérique du Nord.

Par la suite j'ai travaillé en collaboration avec Michel Bogaerts et Jacqueline Vander Auwera (Université de Liège) sur la granodiorite de Lyngdal en Norvège méridionale, qui a la particularité d'être étroitement associée, spatialement et temporellement, à un massif d'anorthosite d'âge Protérozoïque supérieur. Cette association permettait de penser à un lien génétique entre les deux ensembles comme il est souvent proposé pour d'autres provinces anorogéniques (province du Nain en Amérique du Nord). Les équilibres de phase montrent que cette filiation est difficile à envisager, une fois les paramètres intensifs respectifs des deux ensembles connus (Bogaerts, Scaillet et Vander Auwera, soumis à J Pet). Ainsi la granodiorite de Lyngdal est caractérisée par des teneurs en eau très élevées, de l'ordre de 5-6 poids %, des températures relativement élevées, aux alentours de 900°-950°C et des conditions rédox également élevées, estimées vers NNO+0.5, c'est à dire proches de celles obtenues pour le granite du Jamon. A l'inverse, le massif anorthositique voisin est caractérisé par des conditions sèches, des conditions redox réduites (NNO-1 à NNO-2) et des températures plus élevées (>1000°C). L'intérêt de cette étude, outre ses implications régionales, est qu'elle montre clairement que l'on peut produire des magmas différenciés de compositions très proches par des mécanismes pétrogénétiques très différents. En effet, les produits de différenciation des anorthosites sont remarquablement identiques sur le plan de leur chimie, aux massifs



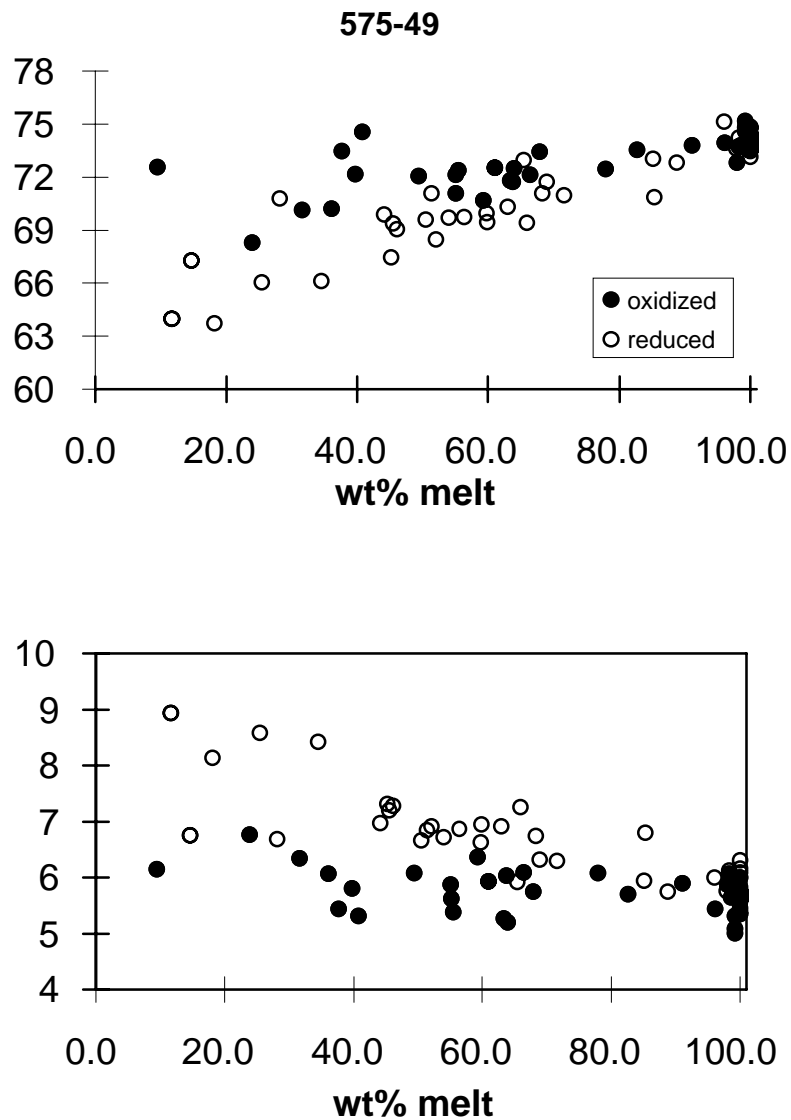
granodioritiques. En réalité, les données géochimiques indiquent que les granodiorites sont issues d'un processus de fractionnement d'un magma basaltique hydraté, de façon contemporaine aux magmas précurseurs anhydres des anorthosites et leurs produits dérivés. Sur la base de cet exemple seul on peut d'ores et déjà conclure que les provinces anorogéniques sont caractérisées par une grande variabilité des conditions d'évolution des magmas, et donc, très probablement, des conditions de fabrication. D'une façon plus générale, les travaux menés sur les ensembles plutoniques du Jamon et de Lyngdal montrent clairement que les magmas anorogéniques peuvent provenir de la fusion partielle (ou cristallisation) de sources oxydées. Rien n'indique en effet que leur état élevé d'oxydation soit un phénomène tardif, acquis suite à des processus de contamination crustale, comme il est généralement admis, ou lors de leur cristallisation comme pour les leucogranites himalayens. Au contraire, les équilibres de phase mais également leurs compositions vont dans le sens d'une signature rédox élevée acquise précocement lors de la fabrication et donc peut être reflet de leur zone source.

Les données acquises sur le massif de Lyngdal ont un champ d'application plus vaste que le seul cadre régional Norvégien ou temporel du Protérozoïque supérieur. Je citerai deux exemples. Tout d'abord, les granodiorites de type Lyngdal sont remarquablement identiques, du point de vue de leur composition en éléments majeurs, aux trapps siliciques associés à certains épanchements basaltiques continentaux en particulier à ceux de la province Parana-Etendeka, liés aux processus de déchirure continentale pré-figurant l'océanisation. Nos données expérimentales fournissent un cadre expérimental pour interpréter ces épanchements acides volumineux. Elles montrent en particulier que les trapps siliciques de type Etendeka-Parana ont des magmas précurseurs probablement à la fois très chauds (1000-1050°C) et très secs (<2 % H<sub>2</sub>O), en accord avec les éléments thermobarométriques dont on dispose sur ces séries, dont la géochimie indique par ailleurs une origine par fusion crustale. Ici encore, on peut voir la grande variabilité des processus à l'origine des séries acides en contexte anorogénique. Enfin, les liquides expérimentaux obtenus par cristallisation de la granodiorite de Lyngdal, ainsi que l'assemblage de phases attendant, reproduisent de façon remarquable certaines rhyolites métalumineuses produites en contexte extensif, notamment dans l'ouest des USA, et dont l'origine reste très débattue. Parmi ces rhyolites citons celle du Bishop Tuff. Nos données

offrent un mécanisme de production de ces rhyolites que l'on peut tester par ailleurs en réalisant des expériences inverses sur le Bishop (Scaillet et Hildreth, en préparation). On notera au passage que ce genre de rhyolite est fréquente en contexte d'arc, et qu'il est donc illusoire d'utiliser ce genre de magma à des fins de discrimination géodynamique.

Les deux dernières cibles concernent les magmas peralcalins qui sont, à mon avis, les seuls réellement caractéristiques, de par leur chimie, des contextes anorogéniques dans la mesure où on ne les trouve jamais en zone de convergence. En collaboration avec Ray Macdonald (Université de Lancaster) j'ai travaillé sur les rhyolites peralcalines du rift du Kenya central, pour lesquelles une origine par fusion crustale a été proposée sur la base d'arguments géochimiques. Les équilibres de phases réalisés sur trois échantillons représentatifs montrent que les conditions d'équilibration des magmas dans le réservoir pré-éruptif étaient caractérisées par des températures inférieures à 800°C, allant jusqu'à 660°C, des teneurs en eau variables mais élevées, entre 3 et 5 poids %, et des conditions redox basses, probablement en dessous de celles définies par le tampon QFM (Scaillet et Macdonald, 2001). A l'exception de la  $fO_2$ , les valeurs des deux autres variables s'inscrivent à l'opposé de ce qui est généralement admis pour ce genre particulier de magmas (chaud et sec). Comme souligné en introduction, on remarquera également qu'on a là un exemple de magma à la fois riche en eau et réduit, et donc que l'idée que le degré d'oxydation d'un magma va de pair avec son degré d'hydratation, idée largement répandue dans la littérature, n'est pas toujours respectée.

Les données expérimentales fournissent par ailleurs des contraintes quant aux mécanismes d'évolution des séries alcalines dans la mesure où on peut rigoureusement définir les trajectoires de fractionnement à l'équilibre. Dans le cas des roches du Kenya, il apparaît que la différenciation est marquée par un appauvrissement progressif en  $SiO_2$ , et un enrichissement très marqué en  $Na_2O$  et  $FeO$ , et donc du degré de peralcalinité du liquide résiduel (Fig. 14).

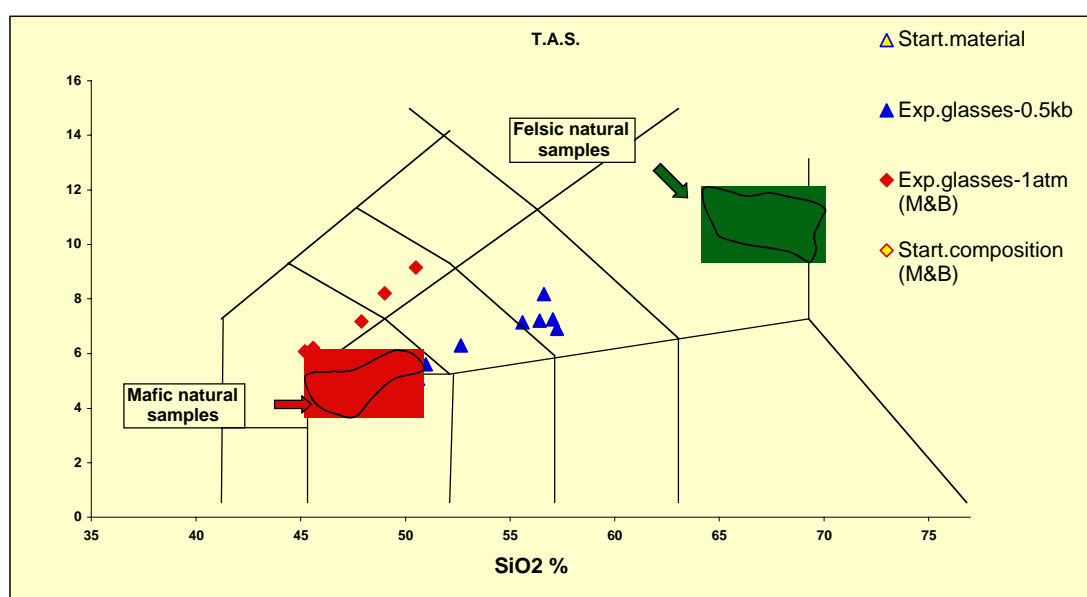


**Figure 14.** Evolution de la concentration en SiO<sub>2</sub> et en Na<sub>2</sub>O lors de la cristallisation à l'équilibre de rhyolites peralkalines (comendites) (Scaillet et Macdonald, 2003). On remarquera l'effet de la  $fO_2$ .

Toutefois, ceci n'est possible que si la  $fO_2$  est relativement faible (aux alentours de NNO-1), assez basse pour que le clinopyroxène calcique ne soit plus stable. Cette instabilité du clinopyroxène libère une quantité de sodium qui permet au liquide résiduel de devenir légèrement plus peralkalin que le feldspath coexistant. Le fractionnement massif du feldspath permet dès lors au liquide résiduel d'acquies un caractère franchement peralkalin, allant jusqu'à des termes pantelleritiques. L'origine du caractère peralkalin des magmas est débattue depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle et ce débat reste largement ouvert. Nos données offrent pour la première fois un mécanisme possible de production des rhyolites peralkalines à partir d'un protholite

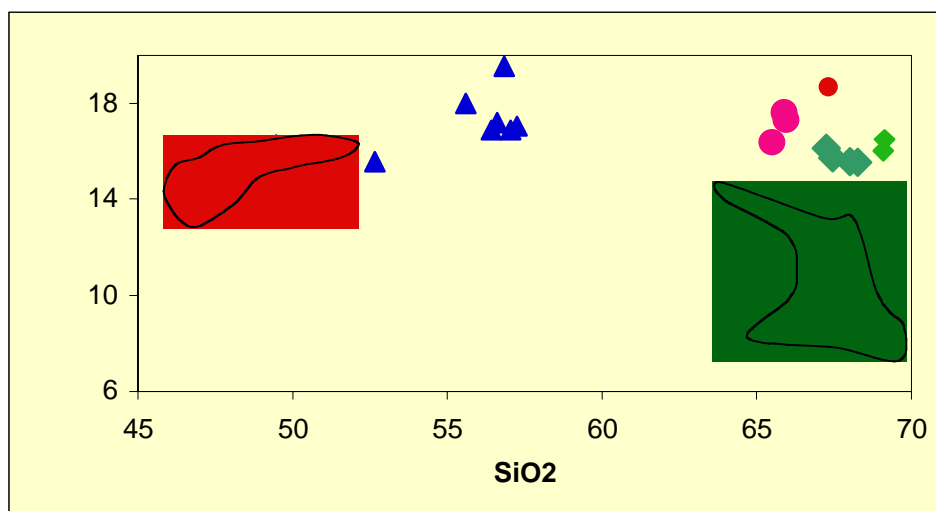
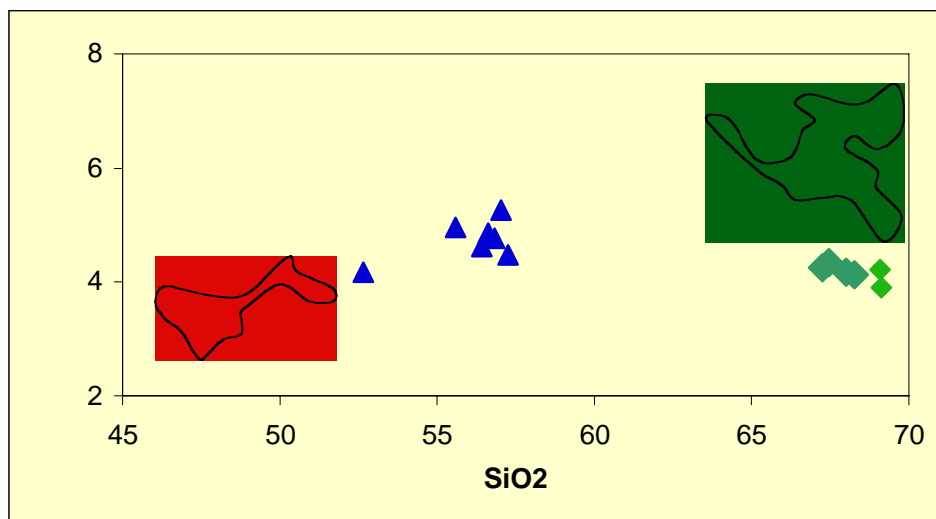
métalumineux, mécanisme qui repose sur la stabilité du clinopyroxène (Scaillet et Macdonald, 2003).

Le schéma de production de rhyolites peralcalines discuté ci-dessus n'est cependant certainement pas unique. En général, la filiation envisagée pour ce genre de magma est celle d'un magma parent basaltique de caractère transitionnel (enrichissement modéré en alcalins), qui est fréquemment associé aux rhyolites peralcalines. L'hypothèse la plus courante pour l'origine du caractère peralcalin des termes felsiques, hypothèse proposée par Bowen, est qu'il résulte de la cristallisation de plagioclase calcique, et donc alumineux, qui appauvri de ce fait le liquide résiduel en aluminium. Bien qu'il existe des séries magmatiques où l'effet plagioclase semble clair (série de Boina en Ethiopie), cette hypothèse n'a jamais reçu de confirmation expérimentale. L'exemple type d'association bimodale ou le terme felsique est peralcalin est l'île de Pantelleria, où les deux types de magmas coexistent sans aucun terme intermédiaire reconnu (association bimodale connue également sous l'appellation du gap de Daly). J'ai donc engagé une collaboration avec Silvio Rotolo (Université de Palerme; thèse Vincenzo Buccheri) afin de tester cette hypothèse par expérimentation directe sur des échantillons représentatifs à la fois de basalte et de pantellerite, provenant de Pantelleria. Les travaux sur ce sujet sont en cours et je ne présenterai qu'un état des lieux. Les expériences menées sur le basalte montrent qu'après 80% de cristallisation en conditions hydratées, les liquides résiduels ont des compositions andésitiques *lato sensu* et métalumineuses.



**Figure 15.** Liquides expérimentaux (triangles bleus) produits par cristallisation à l'équilibre d'un basalte transitionnel de Pantelleria. Les champs définis par les roches naturelles sont indiqués. On remarquera aussi la tendance chimique obtenue par cristallisation à sec d'un basalte équivalent (triangles rouges) d'après les expériences de Mahood et Baker (1986).

Des expériences de cristallisation menées sur un équivalent synthétique d'un liquide andésitique produisent, après 50% de cristallisation, des liquides rhyodacitiques, mais non peralcalins (Fig 16).



**Figure 16.** Compositions des liquides expérimentaux obtenus par cristallisation à basse pression (0.5-1.5 kb) d'un basalte transitionnel de Pantelleria (triangles bleus) et ceux (cercles et losanges) à partir

*d'un équivalent synthétique du liquide le plus évolué produits par la cristallisation en laboratoire du basalte. Si cette cristallisation en deux étapes permet aux liquides expérimentaux de rejoindre le champs des rhyolites, ces liquides sont beaucoup trop alumineux par rapport à leurs équivalents naturels (Buccheri et al in prep).*

Ces expériences ne permettent donc pas en l'état d'invalider ou de valider l'hypothèse du rôle du plagioclase. Cependant, elles montrent que l'incorporation de l'eau permet d'arriver à des termes felsiques par fractionnement d'un basalte beaucoup plus efficacement que lorsque celui-ci fractionne en condition anhydre. A sec, les liquides résiduels produits par la cristallisation d'un basalte transitionnel restent basaltiques même après 80% de fractionnement (Fig. 15, Mahood et Baker, 1986). Ceci suggère que l'eau joue un rôle prépondérant dans les séries alcalines, en tous cas dans celles où des termes différenciés existent. Il faut remarquer que, au delà de l'intérêt académique concernant l'origine des séries peralcalines, les travaux menés sur Pantelleria répondent également à un besoin actuel de meilleure définition du risque volcanique sur cette île touristique, où les dernières manifestations volcaniques datent de la fin du 19<sup>e</sup> siècle.

Pour résumer, les travaux menés sur les magmas anorogéniques de type A confirment que la diversité géochimique observée dans ce clan reflète à la fois la diversité des zones sources impliquées mais également celles des paramètres intensifs régnant lors de la fabrication des magmas. Tous les schémas de production sont envisageables, allant du fractionnement de basalte, à la fusion de la croûte continentale par sous-plaquage de basalte, avec tous les cas intermédiaires possibles, selon le degré de contamination/interaction crustale. A l'exception du caractère peralcalin, il n'y a pas, à mon sens, de trait géochimique récurrent qui permette de discriminer aisément ces magmas d'autres de type S ou I produits en zone de convergence. De ce point de vue, en l'état actuel de nos connaissances, l'appellation de type A n'est d'aucune utilité, si ce n'est celle de refléter le contexte anorogénique.

### **3. Magmatisme d'arc**

Mes travaux sur le magmatisme d'arc ont commencé par une étude sur l'éruption du Mt Pinatubo aux Philippines en 1991. Cette éruption, une des plus

importantes s'étant produite au siècle dernier, a éjecté environ  $5 \text{ km}^3$  de magma. En collaboration avec Bernard Evans (Université de Seattle), j'ai établi les équilibres de phases de la dacite du Pinatubo (Annexe 3) afin d'en contraindre les conditions pré-éruptives. La définition des conditions pré-éruptives se situe en amont de la chaîne d'évaluation du risque volcanique, dans la mesure où elle fournit les conditions de départ du phénomène volcanique que l'on utilise dans les modèles numériques actuels (température, teneur en volatiles, pression de stockage). Nos travaux ont abouti ainsi à une estimation précise de ces différents paramètres (Scaillet et Evans, 1999). Ils ont également permis de démontrer que les conditions rédox déduites de l'application des géobaromètres fondés sur les équilibres entre oxydes de FeTi étaient sur-évaluées d'environ 1.5 unité log (Evans et Scaillet, 1997), de même que les températures. Je reviendrai sur cet aspect plus tard. Au delà de son intérêt volcanologique, l'éruption du Pinatubo est largement reconnue dans la communauté climatologique dans la mesure où elle est l'éruption clef qui a permis de comprendre et de quantifier l'effet des volatils d'origine volcanique sur la chimie atmosphérique et stratosphérique. Plus particulièrement, cette éruption a injecté de l'ordre de 20 millions de tonnes de  $\text{SO}_2$ , dont le parcours dans les hautes couches de l'atmosphère a pu être suivi avec précision par les spectromètres embarqués sur satellite (TOMS). Cet événement volcanique a, entre autres, permis de tester les modèles de circulation atmosphérique générale. Il est maintenant bien établi que cette éruption a produit un refroidissement de l'ordre de  $0.4\text{-}0.5^\circ\text{C}$  sur une période de 3-4 ans après l'éruption, ce qui illustre parfaitement le rôle du volcanisme en tant qu'agent forçant du climat à l'échelle du globe. Les importantes quantités de soufre émises lors de cette éruption, nous ont incité à prendre en compte les éventuels effets de ce volatil sur les équilibres de phases des magmas d'arc. Nous avons ainsi pu montrer que le soufre affecte de manière sensible les dits équilibres, en particulier la stabilité des phases ferromagnésiennes silicatées ou non (Scaillet et Evans, 1999). Cette découverte est d'importance capitale pour la compréhension de la pétrogénèse des magmas d'arc. Elle a été le point de départ de mes travaux sur le soufre. Elle offre de nouvelles perspectives dans l'approche expérimentale qui jusqu'à présent s'est bornée à contrôler au mieux les paramètres  $P\text{-}T\text{-}f\text{H}_2\text{O}\text{-}f\text{O}_2$ . D'une façon générale, mes travaux remettent en question les contraintes issues d'études expérimentales dans lesquelles le rôle de soufre n'a pas été correctement évalué.

La dacite du Pinatubo est remarquable par les quantités de soufre qui lui sont associées, mais également par sa chimie en éléments en traces. Elle se caractérise entre autres par des appauvrissements très marqués en terres rares lourdes, et un enrichissement en Sr (par rapport aux magmas d'arc conventionnels). Ces deux traits en font une adakite ou, en d'autres termes, un magma d'arc sensé provenir de la fusion partielle de la plaque subductée, alors que la plupart des magmas d'arc sont issus de la fusion partielle du manteau en coin ou de la différenciation de ces magmas. Compte tenu de l'acquis expérimental sur les conditions de stockage, nous avons entrepris un programme expérimental visant à tester l'hypothèse d'une origine de cette dacite par fusion de la plaque océanique, dans la mesure où cette hypothèse reste très largement débattue, du fait de ses implications géodynamiques et thermiques (une fusion de la plaque suppose un gradient géothermique élevé et donc la subduction d'une plaque relativement jeune). Ce programme de recherche a été mené dans le cadre de la thèse de Gaelle Prouteau, en collaboration avec René Maury (Université de Brest). Les expériences ont été réalisées à la fois sur la dacite elle-même à haute pression et sur un basalte océanique typique. Les résultats montrent que la fusion d'un basalte océanique dans des conditions de subduction (aux alentours de 20-30 kb), ne produit pas des liquides de type dacite du Pinatubo, mais des liquides trondhjémiques dont des équivalents naturels ont été identifiés dans certains complexes ophiolitiques (Prouteau, Scaillet, Pichavant et Maury, 2001). La simulation expérimentale d'interaction entre liquides trondhjémiques et minéraux mantelliques, ne permet pas de reproduire la chimie en éléments majeurs des adakites Cénozoïques au sens large. Par ailleurs, les équilibres de phase à haute pression de la dacite du Pinatubo ne sont pas compatibles avec une équilibration de ce magma avec un assemblage mantellique (Prouteau et Scaillet, 2003). Tous les éléments expérimentaux vont donc à l'encontre d'une origine de la dacite par fusion de la plaque. Ils s'accordent en revanche avec une origine par cristallisation fractionnée d'un basalte hydraté se produisant à l'interface croûte-manteau (Prouteau et Scaillet, 2003). Ainsi, plutôt que marqueurs de la fusion de la plaque océanique, les adakites modernes semblent être des produits de fractionnement de basaltes particulièrement hydratés fractionnant à haute pression. Elles signent de ce fait des conditions relativement humides du manteau sous-jacent. Il est à noter que cette interprétation a des implications pour la signification géodynamique des séries TTG Archéennes, séries supposées être proches, dans leur



mode de fabrication en tous cas, des adakites tertiaires. Ces implications restent encore à explorer toutefois.

Les travaux initiés sur le Pinatubo indiquaient un effet important du soufre sur les équilibres de phase, mais les données expérimentales ne permettaient pas de le quantifier rigoureusement. Ceci a été entrepris dans le cadre du post doc de Fidel Costa (bourse Marie Curie sous ma direction) qui a porté, entre autres, sur la définition des conditions pré-éruptives du volcan San Pedro au Chili. Les travaux ont confirmé l'effet important du soufre sur la stabilité de phases comme la biotite et l'amphibole qui, bien qu'en général en proportions plus faibles par rapport aux autres minéraux, sont considérées comme diagnostiques de la présence d'eau dans le magma. Plus précisément, l'introduction du soufre augmente d'environ 80°C la stabilité thermique de la biotite, alors qu'elle diminue de façon drastique celle de l'amphibole calcique. Il est important de noter que cet effet intervient alors que la quantité de soufre introduite dans le système reste très faible, largement inférieure au pourcent poids. Ceci indique que le soufre a un effet sur les relations de phase qui est, à teneur égale, bien plus fort que ne l'est celui du CO<sub>2</sub>, voire peut être même celui de l'eau. Les raisons mêmes de cet effet restent encore à comprendre, mais en tout état de cause, le soufre est susceptible de modifier profondément les équilibres chimiques des magmas, et très probablement certaines propriétés physiques (en particulier densité et viscosité). La définition correcte de ces effets, tant chimiques que physiques, est un axe de recherche futur que j'entend mener à bien.

Mes travaux sur le Vésuve ont absorbé une partie importante de mes activités de recherche au cours de ces 5 dernières années. J'ai classé le Vésuve dans la catégorie des magmas arc, même si le contexte géodynamique local est complexe. En collaboration avec Raffaello Cioni (Université de Calgliari) et Alessandro Sbrana (Université de Pise), nous avons engagé un programme d'expérimentation portant sur l'activité de ce volcan au cours des dix milles ans passés (programme financé par le GNV-Italie). Les objectifs principaux étaient la définition des conditions pré-éruptives des événements majeurs passés (événements Pliniens) qui ont ponctué l'activité éruptive de cet édifice, ainsi que d'apporter des contraintes sur l'activité explosive d'intensité moindre qui a caractérisé l'activité post-Pompéi de ce volcan jusqu'à sa dernière éruption de 1944. Les travaux ont donc porté à la fois sur les magmas phonolitiques (événements Pliniens de type Pompei), phonotéphritiques

(événements sub-Pliniens de type Pollena) et téphritiques (activité effusive lavique à Strombolienne, éruptions de 1906 et 1944). Les équilibres de phases sur les phonolites montrent que le niveau de stockage a migré au cours du temps. Les magmas phonolitiques émis au cours d'éruptions Pliniennes (jusqu'à l'évènement de Pompéi) enregistrent tous des pressions de stockage stables aux alentours de 2 kb. Depuis l'évènement de Pompéi, le niveau de stockage s'est rapproché de la surface, avec des pressions enregistrées de l'ordre de 1 kb. C'est là un résultat important pour la compréhension du fonctionnement passé du volcan qui de plus est en accord les données géophysiques. Celles-ci indiquent en effet plusieurs niveaux d'atténuation de la vitesse de propagation des ondes sismiques, dont le plus superficiel se situe à environ 8-10 km sous le cône principal. En revanche, aucune atténuation n'est détectable à plus faible profondeur. Ceci suggère en première approximation que le niveau de stockage des réservoirs phonolitiques est encore actif, alors que celui correspondant aux émissions plus récentes de type sub-Pliniens à Stromboliens, serait vide de poche de magma de dimension importante. Parmi les autres résultats importants, il y a la confirmation que les modèles de solubilité des espèces  $H_2O$  et  $CO_2$  sous-estiment très largement la solubilité de ces espèces dans les téphrites. En conséquence, les estimations barométriques utilisant les contraintes d'inclusions vitreuses sont aujourd'hui largement sur-estimées. Malgré ces avancées importantes, plusieurs questions restent en suspens. D'un part quelle est la nature du magma stocké en profondeur (phonolite ou basalte?). D'autre part, la raison de la migration du réservoir de même que son caractère irréversible ou non doivent être déterminés.

En conclusion, mes travaux sur le magmatisme d'arc ont largement été guidés par des considérations volcanologiques, ainsi que, de façon plus opportune, climatologiques. Compte tenu de la complexité des processus dans ce contexte géodynamique, je ne peux pas prétendre à ce stade de ma carrière à une description des phénomènes étudiés aussi complète que celle concernant le magmatisme collisionnel. Les travaux portant sur les effets du soufre montrent qu'il reste beaucoup à faire dans le domaine de la pétrogénèse du magmatisme d'arc. Il serait illusoire de penser que les efforts réalisés dans le domaine des équilibres de phases ces dix dernières années, à l'ISTO et ailleurs, sont suffisants pour que dans un avenir proche on puisse s'affranchir de l'approche expérimentale. Chaque volcan ou massif

plutonique peut receler des particularités pétrologiques et/ou géochimiques qu'il est nécessaire d'aborder en laboratoire. Bien entendu, les données expérimentales doivent servir, à terme, à la construction de modèles thermodynamiques de plus en plus complets dans leur description chimique et leurs domaines P-T-X de calcul des phénomènes magmatiques. Les comparaisons entre équilibres de phase obtenus en laboratoire et ceux calculés par des modèles de type MELTs, montrent que ceux-ci sont encore beaucoup trop imprécis que pour être utiles à des fins de prévision du risque associé à l'activité volcanique, pour ne citer que cet exemple d'application. La construction de modèles ou l'affinement de ceux disponibles (MELTs) est une des voies de recherche long terme dans laquelle l'équipe magma de l'ISTO est engagée depuis plusieurs années, et qu'il faut poursuivre. Par ailleurs, il est important de noter que l'essentiel des travaux de laboratoire s'est concentré sur l'évaluation du degré d'équilibre atteint par les magmas d'arc (ou autres). Les diagrammes d'équilibres de phases rendent difficile, par construction, l'étude des phénomènes de mélange très fréquents en contexte d'arc. De façon évidente, l'approche expérimentale de processus de différenciation chimique autre que par cristallisation à l'équilibre doit être encore menée à bien.

#### **4. Etat rédox et volatils dans les magmas**

L'état rédox des magmas est un paramètre clef de leur évolution, comme l'illustre l'effet de la  $fO_2$  sur les lignées de différenciation alcalines discuté ci-dessus et dans l'introduction. De même, il est reconnu depuis longtemps que les teneurs en volatils dissous ou exsolvés sont intimement liées aux conditions rédox ambiantes, comme illustré pour les leucogranites himalayens. Si les travaux d'équilibres de phase détaillés dans les paragraphes précédents renseignent sur la concentration en volatils dissous ainsi que sur l'état rédox de cibles particulières, ces renseignements restent cependant ponctuels et ne procurent pas d'informations sur le détail des mécanismes rédox et leur couplage éventuel avec les éléments volatils. La détermination des dits mécanismes suppose par ailleurs que l'on a à disposition les modèles de solubilité des volatils adéquats, modèles qui relient les concentrations aux fugacités ou activités d'éléments. Au cours de mes travaux de recherche je me suis donc attaché à établir des modèles de solubilité d'espèces volatiles clefs, en particulier l'hydrogène (thèses

Burkhard Schmidt et Fabrice Gaillard) et le soufre (thèses Béatrice Clemente, Duncan Moncrieff), mais également à identifier les mécanismes contrôlant le comportement rédox des magmas (thèse Fabrice Gaillard).

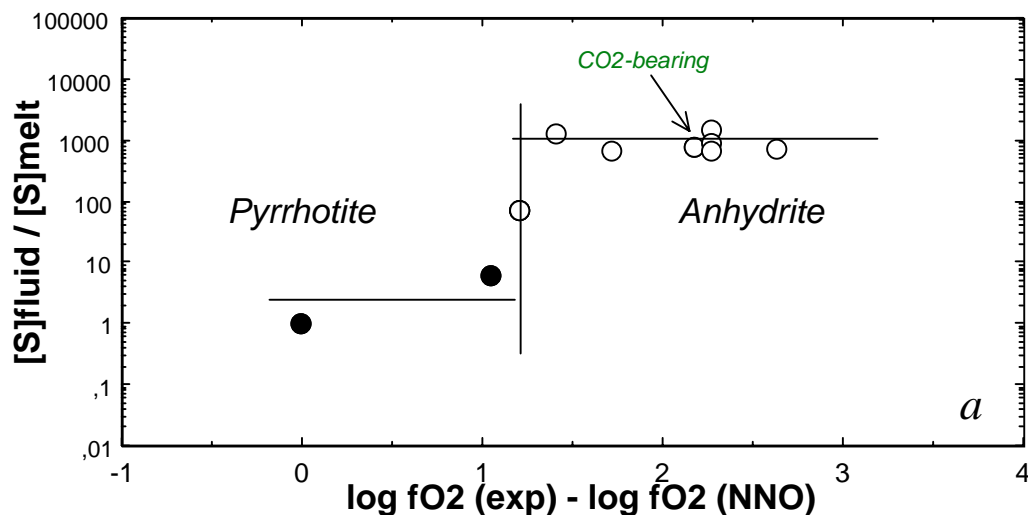
Mes travaux ont donc porté sur l'hydrogène, en particulier sur l'effet de cet élément sur l'état rédox des liquides silicatés. Les travaux (thèses Burkhard Schmidt et Fabrice Gaillard, co-encadrées avec Michel Pichavant (ainsi que François Holtz pour BS)) ont permis de définir à la fois la solubilité et la diffusivité de l'hydrogène dans les magmas. Les données montrent que la solubilité de l' $H_2$  est d'une part limitée et d'autre part de nature essentiellement physique (Schmidt, Holtz, Scaillet et Pichavant, 1996), donc semblable à celle des gaz rares, alors que sa diffusivité est très rapide (Gaillard, Scaillet et Pichavant, 2002), peut être comparable à celle de la chaleur dans les milieux condensés. La très forte mobilité de l' $H_2$  implique que, dans les magmas hydratés, ce sont les variations en  $fH_2$  qui vont affecter l'état rédox du système (rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ ), alors que les effets induits par les fluctuations de la  $fH_2O$  et de la  $fO_2$  sont de deuxième ordre. C'est là une différence fondamentale par rapport aux systèmes secs, dans lesquels les variations rédox sont étroitement associées aux alcalins et alcalino terreux, et donc contrôlées par ces éléments. De ce point de vue, on notera que comparer l'état rédox des systèmes secs à celui des systèmes hydratés, n'a pas beaucoup de sens si la variable  $fO_2$  est utilisée sans spécifier la valeur correspondante en  $fH_2O$  (ou  $fH_2$ ).

Les travaux portant sur l'état rédox ont également consisté en une calibration des propriétés thermodynamiques du fer en solution dans les liquides silicaté hydratés (thèse Fabrice Gaillard). Les données acquises ont permis pour la première fois d'établir les relations activité-composition du fer ferreux et du fer ferrique dans les magmas hydratés siliciques (Gaillard, Pichavant et Scaillet, 2003). Entre autres applications importantes, ces relations permettent de calculer les courbes liquidi des oxydes et de certains silicates ferro-magnésiens d'importance pétrogénétique (olivine, orthopyroxène) dans les magmas naturels, ce qui ouvre la possibilité dans un futur proche de simuler rigoureusement les trajets d'évolution T- $fO_2$  des magmas naturels. Si ces trajets sont relativement bien documentés, leur origine reste encore énigmatique.

La caractérisation de l'état rédox des magmas naturels ainsi que les trajets T- $fO_2$  suivis au cours de la différenciation, reposent largement sur l'utilisation des

équilibres solide-solide tels ceux impliquant les oxydes de FeTi. Les travaux menés sur la dacite du Pinatubo ont montrés clairement que ces équilibres surestimaient largement les conditions  $T$ - $fO_2$  lorsqu'utilisés vers les basses température ( $<900^\circ\text{C}$ ) et haute  $fO_2$  ( $>NNO+1$ ), qui sont des conditions pré-éruptives fréquentes en contexte d'arc. Afin d'améliorer notre connaissance dans ce domaine, j'ai engagé un projet de calibration des oxydes FeTi en collaboration avec Bernard Evans (Université de Seattle). Les données obtenues permettent maintenant d'affiner considérablement les estimations thermobarométriques des magmas acides (Evans, Scaillet et Kruenher, soumis). Ceci a bien sur des conséquences immédiates pour ce qui est de la simulation numérique du processus volcanique (meilleure connaissance de la température initiale) mais également pour la connaissance de la chimie de la phase fluide (dont la spéciation dépend fortement des conditions de  $fO_2$ ), pour ne citer que ces aspects là.

En plus de l'hydrogène, mes efforts ont porté sur le soufre. Les travaux sur le Pinatubo ont permis de montrer l'effet de cet élément sur les propriétés chimiques. En particulier, nous avons établi le contrôle prépondérant exercé par la  $fO_2$  sur le partage du soufre entre liquide silicaté et phase fluide (Fig. 17),



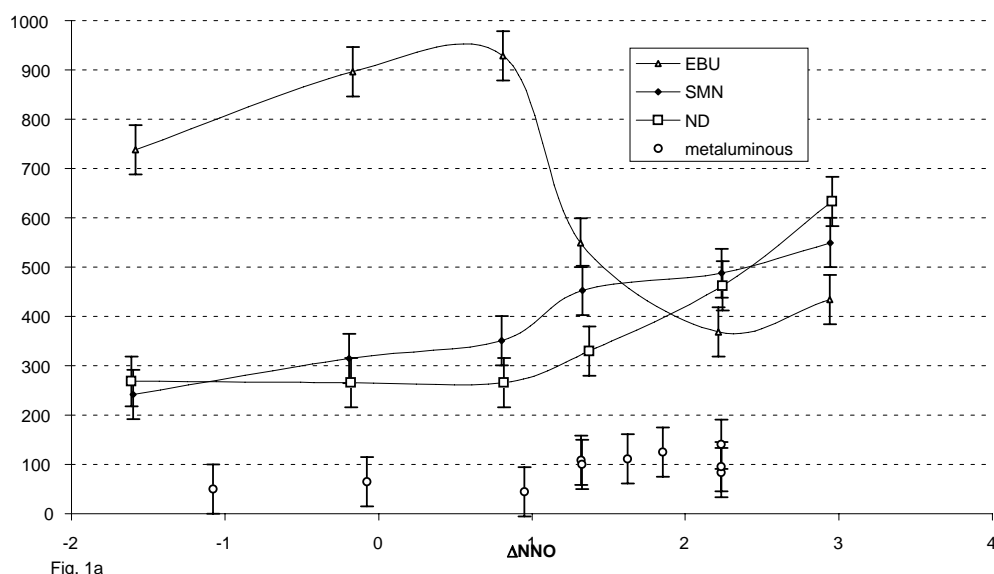
**Figure 17.** Effet de la  $fO_2$  sur le partage du soufre entre liquide silicaté et phase vapeur pour la dacite du Mt Pinatubo (éruption de Juin 1991)(Scaillet et al, 1998).

et les conséquences qui en découlent en termes de quantité de soufre potentiellement injectables dans l'atmosphère par l'activité (Scaillet, Clemente, Evans et Pichavant, 1998). Les éruptions explosives des magmas réduits d'arc intermédiaires à acides sont

ainsi beaucoup moins susceptibles d'altérer la chimie de l'atmosphère que ceux oxydés (en ce qui concerne les injections de soufre tout au moins). Les travaux sur le Pinatubo ont été à l'origine du lancement d'une thèse portant explicitement sur la solubilité du soufre dans les liquides acides hydratés (thèse Béatrice Clemente, co-direction avec Michel Pichavant). Cette thèse a débouché sur un modèle thermodynamique de la solubilité du soufre dans les liquides rhyolitiques hydratés (Clemente, Scaillet et Pichavant, 2004) qui établit entre autres la dépendance de la solubilité en soufre totale aux variations des fugacités en  $H_2S$  et en  $SO_2$ , et donc, au travers du rapport de ces deux espèces qui est régi par la  $fO_2$ , la dépendance de la solubilité du soufre à la  $fO_2$ . Ce travail représente une avancée conceptuelle importante dans la mesure où il fait intervenir explicitement le couplage entre les espèces hydrogénées et les espèces soufrées. Jusqu'alors, les travaux et modèles disponibles sur les systèmes secs ne permettaient pas d'envisager une telle possibilité. L'étape obligée suivante est la calibration sur des compositions plus mafiques également hydratées. Pour l'instant, les données expérimentales disponibles nous ont permis d'élaborer un modèle empirique de la solubilité du soufre dans les magmas hydratés à partir duquel la composition de la phase fluide en équilibre avec les basaltes d'arc peut être calculée en première approximation (Scaillet et Pichavant, 2005).

Mes travaux sur le soufre ne se sont pas limités aux magmas d'arc, mais également à ceux en contexte anorogénique. Il y avait deux raisons à cela. D'une part, il s'agissait d'étendre le champ de connaissance à des termes rhyolitiques autres que métalumineux. D'autre part, la présence dans certaines provinces de trapps basaltiques, comme ceux d'Ethiopie ou du Parana Etendeka, d'une composante rhyolitique volumétriquement importante implique qu'une détermination correcte des effets climatiques induits par ce genre de magmatisme suppose la quantification des émissions de volatiles associés à la fois aux émissions basaltiques mais également aux émissions acides. Comme dans certaines provinces la composante acide a une tendance peralcaline marquée (Ethiopie), une détermination expérimentale des solubilités du soufre des magmas peralcalins acides était nécessaire. J'ai donc, en collaboration avec Ray Macdonald (Université de Lancaster), entrepris ce travail. Les résultats montrent que les rhyolites peralcalines (ND, SMN et EBU par degré de

peralcalinité croissant) ont une solubilité en soufre de 5 à 20 fois supérieure à celle de leurs équivalents métalumineux (Scaillet et Macdonal, 2006).



**Figure 18.** Effet du caractère peralcalin sur la solubilité du soufre dans les liquides rhyolitiques à 1.5 kb et 800°C et en conditions hydratées. Le degré de peralcalinité augmente de ND (comendite) à EBU (pantellerite). On remarquera que les rhyolites métalumineuses ont une solubilité plus faible que leurs équivalents peralcalins (Scaillet et Macdonald, 2006).

A partir de ces données, nous avons pu calculer les proportions de soufre associées à la composante acide du magmatisme de type trapp en considérant deux cas extrêmes: soit le magmatisme acide provient du fractionnement des basaltes contemporains, comme cela est proposé pour les rhyolites Ethiopiennes, soit il provient de la fusion de la croûte continentale, comme c'est le cas pour les rhyolites de Parana-Etendeka. Les calculs montrent que, dans le premier cas, du fait de son caractère peralcalin, la composante acide peut transporter, et donc potentiellement injecter dans l'atmosphère, une quantité de soufre équivalente à celle émise par les basaltes associés, ce qui augmente considérablement les effets climatiques attendants. En revanche, dans le deuxième cas, les quantités de soufre sont inférieures d'un à deux ordres de grandeur à celles associées à la composante basaltique. Les raisons de ce contraste tiennent bien sûr à la chimie de la composante acide, peralcalin dans un cas métalumineux dans l'autre, mais également à son mode de production. En particulier, le faible rendement en soufre des rhyolites de Parana-Etendeka est dû à ce qu'elles

proviennent de la fusion d'une croûte continentale ayant déjà subi un épisode de déshydratation/fusion et donc d'une source intrinsèquement pauvre en soufre. Ce contraste en émission de soufre est en accord avec les effets climatiques et/ou sur le biotope attribués par certains aux évènements volcaniques: effets avérés dans le cas des rhyolites Ethiopiennes et effets faibles voire absents pour celles de Parana-Etendeka. Si nos données ne permettent pas de prouver la relation de causalité proposée entre volcanisme et climat, elles montrent clairement que l'évaluation de ce lien causal repose avant tout sur une compréhension approfondie de la pétrogenèse des magmas. De ce point vue, il faut souligner que les travaux portant sur la contribution volcanique à la composition de l'atmosphère (Scaillet, Luhr et Carroll, 2003) sont étroitement liés aux travaux de pétrologie conventionnelle menés tout au long de ma carrière.

J'ai également réalisé des travaux sur la solubilité en soufre des magmas sous-saturés de type phonolite. Ceci a été fait dans le cadre de la thèse de Duncan Moncrieff (Université de Bristol, co-direction avec Mike Carroll) et du programme d'expérimentation portant sur la définition des conditions pré-éruptives du Vésuve. Les résultats expérimentaux confirment pleinement la tendance des magmas riches en alcalins à avoir des solubilités en soufre beaucoup plus élevées que celles de leurs équivalents saturés en silice et métallumineux. Les éruptions volcaniques de ce genre de magma sont donc particulièrement susceptibles d'avoir un impact climatique marqué, comme par exemple celle du Tambora en 1815.

Au cours de l'année 2005, j'ai engagé une étude sur l'effet du soufre sur l'état rédox des basaltes océaniques (sujet de recherche master Y. Graz). Cette étude expérimentale montre clairement que l'introduction du soufre affecte considérablement le rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  des liquides basaltiques: l'incorporation du soufre à  $fO_2$  constante abaisse considérablement la teneur en  $Fe^{3+}$  des liquides basaltiques. En conséquence, l'estimation de l'état rédox des MORBs par l'utilisation de leur rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  sans prendre en compte l'effet du soufre fournit des données erronées. Les données expérimentales montrent que la  $fO_2$  des MORBs telle que déduite de l'analyse de leur rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  est sous-estimée d'à peu près un ordre de grandeur.

Par ailleurs, j'ai appliqué les modèles de solubilités, ainsi que ceux existants dans la littérature, aux magmas naturels, afin de contraindre la composition ainsi que



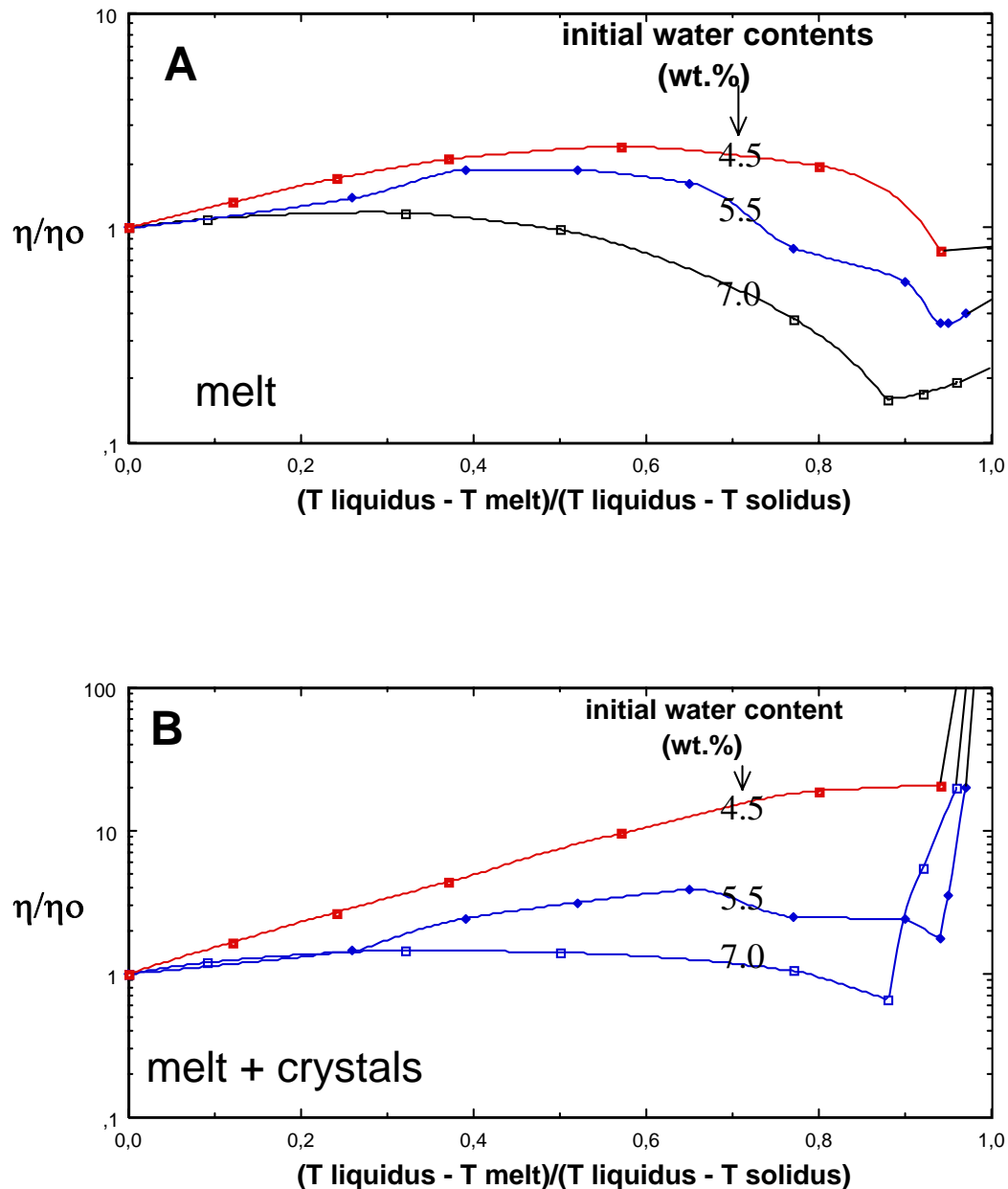
l'abondance de la phase fluide coexistante dans le réservoir (Scaillet et Pichavant, 2003; 2005). Une bonne connaissance de ces deux paramètres est fondamentale pour plusieurs raisons. Tout d'abord elle permet de relier en première approximation la chimie des fluides magmatiques profonds à celle mesurée en surface sur des appareils volcanics actifs. Que ce soit pour les magmas acides ou basiques, la comparaison entre la chimie de la phase fluide calculée en profondeur à celle mesurée en surface suggère fortement que pour reproduire ces dernières, les magmas doivent être effectivement saturés en une phase fluide, dans des proportions variables mais allant jusqu'à 5 % poids, y compris pour certains basaltes. A ce titre, bien qu'encore très incomplète, cette approche permet une meilleure compréhension des processus de dégazage et donc participe à une meilleure évaluation du risque volcanique. Ensuite, elle permet de contraindre les bilans en termes de volatiles transportés par les magmas, surtout dans les zones de convergence. Ceci permet une meilleure évaluation de la part jouée par l'activité volcanique sur l'évolution séculaire du climat terrestre ou dans les cycles géochimiques globaux des espèces volatiles.

Enfin, en collaboration avec Alain Burgisser, nous avons engagé un programme de simulation numérique portant sur l'évolution de la  $fO_2$  des magmas lors du dégazage pendant leur ascension (Burgisser et Scaillet, soumis). A. Burgisser possède le savoir faire concernant la simulation des aspects physiques du dégazage, et dispose des codes numériques sources. Pour ma part, au cours de ces dernières années j'ai été amené à développer toute une série de codes permettant le calcul de l'équilibre chimique de la phase fluide magmatique ainsi que les relations activité-composition des espèces volatiles dans les liquides silicatés. Nous avons donc mis en commun les codes concernant les aspects physiques et chimiques de façon à effectuer des calculs couplants à la fois la chimie et la physique associés au dégazage magmatique. Les résultats montrent que la  $fO_2$  des magmas est très étroitement contrôlée par la quantité de phase fluide libre initialement présente, la présence de soufre dans le réservoir, et les conditions rédox initiales, c'est à dire avant éruption. Ces résultats, encore préliminaires puisqu'ils ne considèrent que les magmas acides pauvres en fer et le système H-O-S, sont toutefois d'importance fondamentale car ils suggèrent fortement que l'état rédox des magmas peut différer dramatiquement de celle de leur zone source (ou de stockage).

## 5. Rhéologie

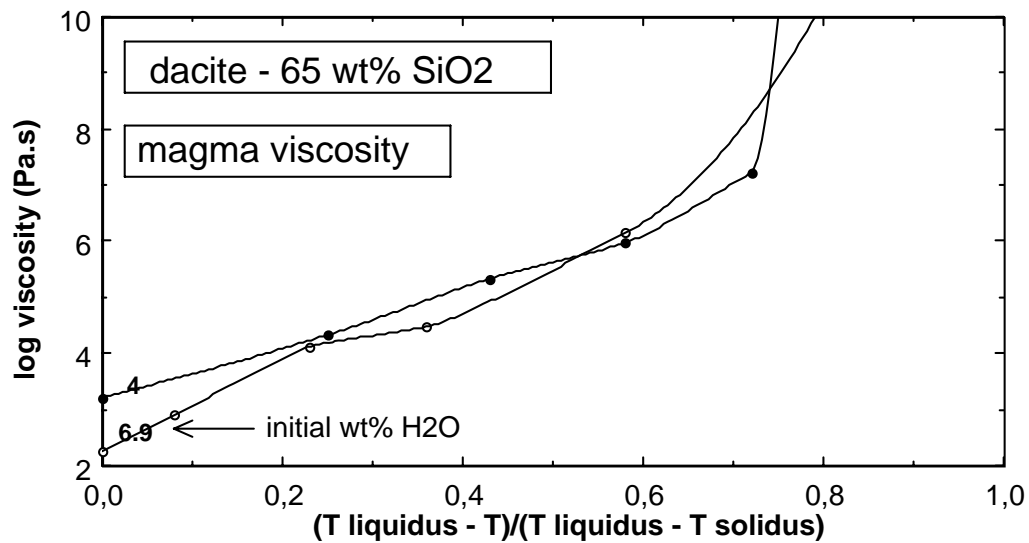
Si l'étude de la rhéologie des magmas n'a pas été le but premier de mes activités, je me suis efforcé autant que faire se peut de tirer parti des contraintes d'équilibres de phase que j'avais établi par ailleurs pour améliorer notre compréhension de la dynamique magmatique. Pour les leucogranites himalayens, j'ai également bénéficié des contraintes issues des observations de terrain qui, couplés aux travaux de laboratoires, permettent d'évaluer et tester les modèles d'ascension de liquides granitiques par voie filonienne. Ainsi, les mesures de viscosité que j'ai effectué sur des leucogranites (Scaillet, Holtz, Pichavant et Schmidt, 1996) ont permis de montrer que ces modèles étaient compatibles avec l'ensemble des données disponibles en Himalaya. Les viscosités mesurées montrent que la vitesse d'ascension des magmas par voie filonienne est très rapide, de l'ordre du m/s, et donc comparable à celle de magmas plus basiques. En conséquence, l'ascension du magma vers des niveaux structuraux plus élevés n'est pas le facteur limitant, ou celui contrôlant, les temps de mise en place ou d'assemblage des plutons granitiques crustaux.

Les équilibres de phases obtenus sur les leucogranites himalayens mais également sur le Jamon, permettent de calculer les trajets de cristallisation des magmas granitiques naturels en faisant l'hypothèse d'un système fermé (Scaillet, Holtz et Pichavant, 1997). A partir de ces trajets qui fixent à la fois les conditions température, teneur en eau du liquide, chimie du liquide et proportion de cristaux, on peut calculer précisément l'évolution rhéologique d'un magma granitique au cours de sa cristallisation. Les calculs montrent que ces trajets rhéologiques sont non linéaires en ce sens que la viscosité n'évolue pas de façon simple lors du refroidissement du magma (Fig. 19). Le trait fondamental est que l'effet de l'eau sur la viscosité compense largement les effets combinés de la température et de la charge en cristaux sur la viscosité, voire peut même dominer dans certains cas favorables. Ainsi, la plupart des magmas granitiques ont une viscosité qui varie de moins d'un ordre de grandeur sur leur intervalle de cristallisation: elle peut même diminuer si le magma est au départ riche en eau et cristallise à des pressions de l'ordre de 4 kb (cas des leucogranites himalayens).



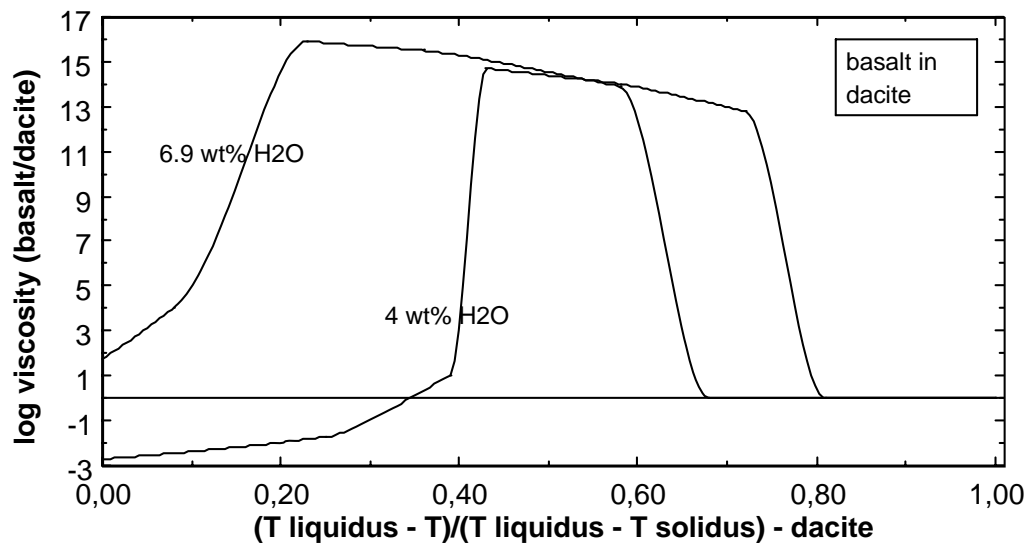
**Figure 19.** Evolution de la viscosité du liquide et du magma en fonction de la cristallisation, pour trois teneurs en eau différentes au départ, déduite des contraintes d'équilibre de phase (Scaillet et al., 1997)

Ceci va à l'encontre des modèles stipulant une augmentation régulière de ce paramètre rhéologique lors de la cristallisation, comportement qui est la référence dans la simulation numérique de la dynamique des réservoirs acides. A l'inverse, pour les magmas de composition intermédiaire (dacite-andésite), la même approche montre que la viscosité du magma augmente régulièrement lors de la cristallisation (Scaillet et al., 2000) (Fig. 20).



**Figure 20.** Evolution de la viscosité du liquide et d'un magma dacitique en fonction de la cristallisation, pour deux teneurs en eau différentes au départ, déduite des contraintes d'équilibre de phase (Scaillet et al., 2000)

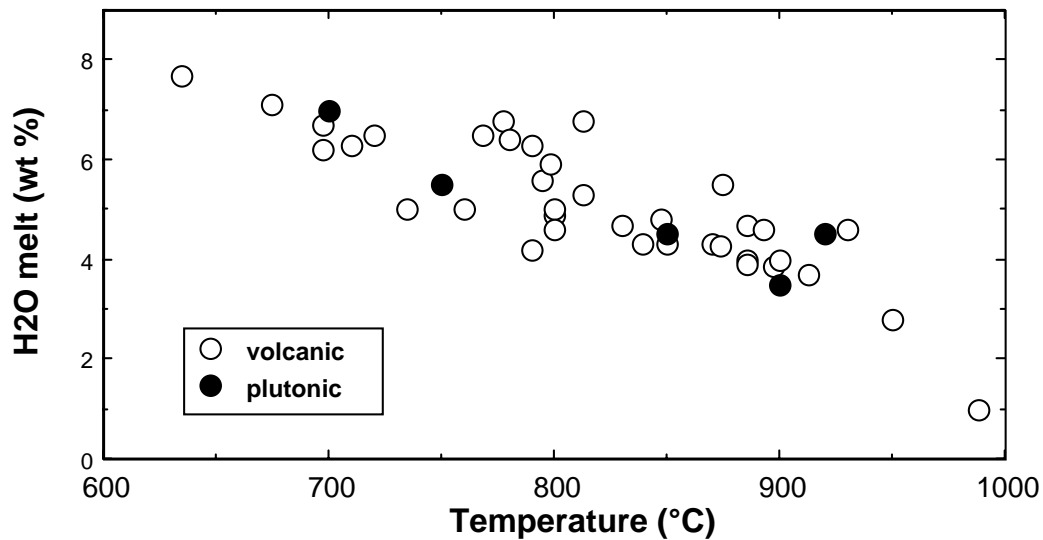
La connaissance des trajets rhéologiques de différents magmas permet également d'évaluer les contrastes rhéologiques dans le cas de mélanges magmatiques (Scaillet et al., 2000). Les calculs montrent clairement que, dans la plupart des cas, les enclaves de magma mafiques ne sont capables d'enregistrer la déformation du milieu ambiant (magma acide) que vers les tous derniers stades de la cristallisation, lorsque les contrastes de viscosité diminuent fortement du fait de la cristallisation du magma acide hôte (Fig. 21).



**Figure 21.** Evolution du rapport de entre enclave de basalte et magma granitique hôte en fonction de la cristallisation du magma hôte, pour deux teneurs en eau différentes au départ, déduite des contraintes d'équilibre de phase (Scaillet et al., 2000)

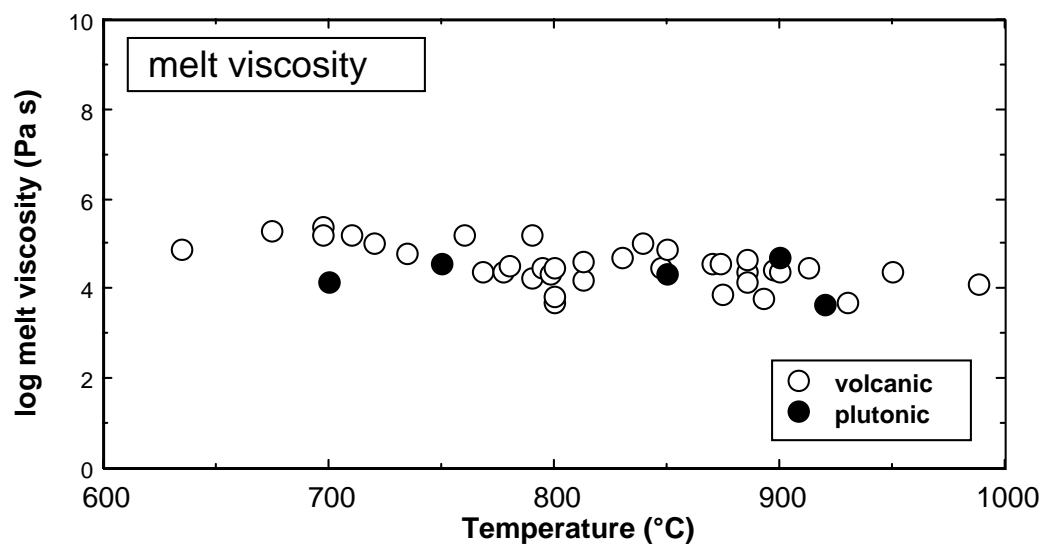
L'implication principale de ce calcul est qu'il montre que la forme des enclaves mafiques présentes dans nombres d'intrusions acides, ne peut être utilisée pour reconstituer le régime ou le taux de déformation des magmas aux stades précoces du mélange.

La définition des conditions expérimentales des granites permet le calcul de leur viscosité au moment de leur mise en place. Par ailleurs, le nombre croissant d'études expérimentales portant sur les conditions pré-éruptives des magmas dans des contextes tectoniques variés autorise également ce genre de calcul dans les contextes volcaniques. Les données importantes sont l'eau et la température (Fig. 22) en plus de la composition du liquide et de la proportion des cristaux.



**Figure 22.** *Corrélation négative entre teneur en eau et température pré-éruptives (roches volcaniques) ou lors de la mise en place (roches plutoniques) (Scaillet et al. 1998)*

J'ai donc effectué un travail de compilation en vue de comparer les propriétés rhéologiques des magmas acides à intermédiaires qu'ils soient intrusifs ou extrusifs (Scaillet, Holtz et Pichavant, 1998). Les résultats montrent clairement qu'il n'y a pas de différence fondamentale, en ce qui concerne les propriétés rhéologiques en tous cas, entre les magmas cristallisant en profondeur et ceux émis en surface (Fig. 23).



**Figure 23.** *Viscosité du liquide silicaté pour des roches volcaniques en conditions pré-éruptives ou lors de la mise en place de roches plutoniques (Scaillet et al. 1998 (Scaillet et al., 1997))*

L'idée selon laquelle les magmas extrusifs sont moins visqueux que ceux intrusifs n'apparaît donc pas valable. Par ailleurs, les données montrent qu'il existe une anticorrélation très nette entre température de mise en place/extrusion et teneur en eau du magma, de telle sorte que la viscosité reste remarquablement constante, autour de  $10^{4.5}$  Pa s, sur une gamme de température d'au moins 300°C. Cette anticorrélation s'explique en grande partie par le fait que les réactions de fusion partielle ont lieu en conditions de fluide absent: en d'autres termes par le fait que le réservoir d'eau dans la croûte inférieure est essentiellement contrôlé par la proportion des phases hydroxylées.

J'ai enfin entrepris des travaux portant sur la relation entre cristallisation et déformation dans le cadre de la thèse de Rémi Champallier. Il s'agissait de mettre au point des protocoles expérimentaux permettant de tester l'éventuel effet d'un champ de contraintes anisotrope sur les processus de nucléation, ainsi que de simuler les fabriques de forme observées dans la plupart des magmas naturels, fabriques qui sont utilisées en général pour leurs données directionnelles (direction d'écoulement) mais également en vue d'une quantification de la déformation. La mise en oeuvre expérimentale de cette thématique s'est avérée difficile. Les difficultés rencontrées ont été, en partie tout au moins, à l'origine du projet d'équipement de la presse Paterson, projet en cours d'achèvement à l'ISTO. Je n'ai donc pas de résultats définitifs à proposer mais je mentionne l'existence de ce dernier volet dans la mesure où, à terme, l'approche expérimentale des processus magmatiques se doit d'intégrer dans la mesure du possible, la dynamique des écoulements, que ce soit lors de phénomènes aussi bien volcaniques que plutoniques.

## **6. Conclusion**

L'outil expérimental, bien que complexe à mettre en oeuvre, permet d'affiner considérablement l'approche quantitative des processus magmatiques. Il participe de ce point de vue à une description physico-chimique des phénomènes naturels et donc à leur modélisation rigoureuse. Les applications récentes couplant mesures de paramètre physique (conductivité électrique des leucogranites) aux données d'équilibre de phase montrent en outre l'apport important que constitue la pétrologie

expérimentale pour l'interprétation de données géophysiques et indiquent une des voies à suivre à l'ISTO au sein de notre équipe dans les années à venir. Sur un plan plus personnel, je pense avoir contribué, en tous cas à l'échelle nationale, à une revalorisation de l'approche expérimentale dans le domaine de la magmatologie ceci au travers de mes propres travaux mais également au travers de l'encadrement tant technique que scientifique d'étudiants effectuant leur thèse soit à l'ISTO (Mohamed Lahlafi, Burkhard Schmidt, Béatrice Clemente, Fabrice Gaillard, Rémi Champallier, Stéphane Poussineau), soit dans d'autres centres de recherche en France (Gaelle Prouteau) ou encore dans des laboratoires étrangers (Michel Bogaerts, Duncan Moncrieff, Ida Di Carlo, Vincenzo Buccheri, Alessandro Fabrizio, Ben Mason).

## **7. Enseignement**

Au cours des 15 dernières années, ma participation à l'enseignement a été variable, évoluant en fonction du contour thématique des DEA et Masters proposés à l'Université d'Orléans. En moyenne, je donne de l'ordre de 15-20 heures de cours par an au niveau Master 2 (DEA) ainsi que, depuis la rentrée 2005, en Master 1. Les cours portent sur les propriétés physiques et chimiques des magmas, la rhéologie des magmas, et la composition des fluides magmatiques déduite soit de l'observation des gas volcaniques soit du calcul thermodynamique. Se rajoute à cela une proportion d'heures portant sur des travaux pratiques concernant les techniques expérimentales. Ces séances de travaux pratiques étaient notamment en vigueur dans le cadre du DEA interrégional entre Orléans et Poitiers jusqu'en 1999, remplacé depuis par un DEA puis un Master entre Orléans et Tours. Le contenu de ce nouveau DEA-Master n'a pas permis de maintenir ces travaux pratiques. Ceux-ci se déroulaient sur deux semaines complètes environ, et consistaient en la mise en œuvre complète d'une expérience haute pression haute température, allant de la préparation du produit de départ, à la confection de la charge expérimentale, la mise en route de l'autoclave, l'arrêt de l'expérience, l'ouverture et l'analyse des produits expérimentaux.

## **8. Encadrement**

La liste des étudiants en thèse et DEA ainsi que des post-docs dont j'ai assuré une partie de l'encadrement scientifique et ou technique (ce dernier marqué par le signe\*) est donnée ci-après:



### 8.1 DEA-Master deuxième année

*F. Gaillard* - 80 % (effet de H<sub>2</sub>O sur le rapport Fe<sub>2</sub>/Fe<sub>3</sub> des liquides silicatés, 1997)

*F. Gillot* (synthèse et stabilité de l'annite, juin 1995) – 100%

*N. Lainey* (déformation in-situ de magma granitique partiellement cristallisé, juin 1996) – 50%

*Y. Graz* (effet du soufre sur le rapport Fe<sub>2</sub>/Fe<sub>3</sub> des MORBs, juin 2006) -100%

### 8.2 Thèses

*M. Lahlaifi\** – 1997 (rôle des micas dans la concentration des éléments légers (Li, Be, et F) dans les granites crustaux, direction M. Pichavant et J.L. Robert) – 20%

*B. Schmidt* – 1998 (l'H<sub>2</sub> dans le système haplogranitique: effet sur les points de fusion, solubilité, mécanismes d'incorporation, co-dirigée avec M. Pichavant et F. Holtz) – 30 %

*B. Clemente* –1998 (solubilité du soufre dans les magmas hydratés, application aux magmas d'arc, co-dirigée avec M. Pichavant) – 80%

*G. Prouteau* - 1999 (origine des adakites, co-dirigée R. Maury, Brest) – 50 %

*F. Gaillard* - (mesure in-situ des activités des constituants oxides FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, co-dirigée avec M. Pichavant) – 70 %

*D. Moncrieff* - (solubilité, spéciation du soufre dans les magmas phonolitiques, co-dirigée avec M. Carroll, Bristol, GB) – 50 %

*M. Bogaerts* – 2003 (Origine des granites associés aux anorthosites, co-dirigée avec J. Vander Auwera, Liège) – 50 %

*R. Champallier* – 2005 (déformation expérimentale des magmas, co-dirigée avec M. Pichavant) - 70%

*S. Poussineau\** – 2005 (conditions pré-éruptives de la Soufrière, soutenance début 2005) – 20%

*I. Di Carlo* (conditions pré-éruptives du Stromboli, co-dirigée avec M. Pichavant et S. Rotolo, Palerme, 2004) – 30%

*V. Buccheri* – 2005 (conditions pré-éruptives Pantelleria, origine des rhyolites peralcalines, co-dirigée avec S. Rotolo, Palerme, soutenance Janvier 2006) – 50%

*A. Fabrizio* – 2005 (équilibre biotite-fk-magnétite dans les trachytes des champs Phlégréens, dirigée par M. Carroll, Camerino, soutenance Juillet 2005) – 30%. Participation pour la réalisation d'expérience en  $\text{PH}_2$  contrôlée effectuées à l'occasion d'un stage de 3 mois à l'ISTO sous ma direction.

*B. Mason* – 2004 (PhD à l'Université de Cambridge avec David Pyle, dont un volet expérimental portant sur les rhyolites de Yellowstone pendant 1 mois a été réalisé à l'ISTO sous ma responsabilité) – 10 %

*P. Lesne* (solubilité S- $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  et dégazage dans les basaltes, thèse commencée en septembre 2004, co-dirigée avec M. Pichavant)

*M. Alletti* (solubilité du F et Cl dans les basaltes hydratés, co-direction Alessandro Aiuppa, Univ de Palerme-INGV, départ janvier 2006)

*E.* (décompression des phonolites et croissance de la leucite: Implications pour les régimes éruptifs au Vésuve, co-direction R. Cioni Univ. Cagliari, départ Janvier 2006, financement INGV)

### 8.3 Post-docs et visiteurs

*D. Moncrieff* – 2000-2001 (solubilité et dégazage du soufre des magmas alcalins de la province Italienne, financement CEE, bourse Marie Curie) - 80 %

*F. Costa* – 2001-2002 (simulation expérimentale des interactions magmatiques, financement CEE, bourse Marie Curie) - 80%

*J. Mavrogenes* – 2004 (solubilité de l'Au dans les magmas, financement région centre et Australie, mars 2004-Aout 2004)- 50%

*G. Iacono Marziano* – 2005-2006 (solubilité de l'Ar, Ne et N dans les basaltes, financement INGV-Palerme)

*A..Burgisser* – 2005-2006 (simulation numérique du dégazage magmatique: couplage physique-chimique, financement FNRS)

*I. Di Carlo* – 2005-2006 (équilibre de phases et solubilité  $\text{H}_2\text{O}$  des Pantellerites de Pantelleria, Financement INGV- Palerme)

## 9. Participation aux jury de thèse

Rapporteur extérieur de M. Wilke (Hannover, 1999)  
 Rapporteur extérieur de S. Marshall (Lancaster, 1999)  
 Rapporteur extérieur de D. Moncrieff (Bristol, 1999)  
 Examineur de B. Clemente (Orléans, 1998)  
 Examineur de F. Parat (Genève, 2000)  
 Examineur de G. Prouteau (Brest, 1999)  
 Examineur de F. Gaillard (Orléans, 2001)  
 Rapporteur extérieur de M. Bogaerts (Liège, 2003)  
 Rapporteur extérieur de I. Di Carlo (Palerme, 2004)  
 Examineur de R. Champallier (Orléans, 2005)  
 Examineur d'A. Fabrizio (Camerino, 2005)  
 Rapporteur extérieur de V. Buccheri (Palerme, 2006)

## 10. Conférencier invité

- Scaillet, B., Whittington A., Martel C., Pichavant M. and Holtz F., Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas: implications for mafic-silicic mixing processes (Hutton symposium, Clermont-Ferrand, septembre 1999)
- Scaillet, B. Contraintes expérimentales et naturelles sur la rhéologie des magmas (Liège, novembre 1999)
- Scaillet, B. Le soufre dans les magmas intermédiaires à acides: solubilité, partage, et effet sur les relations de phases (Genève, mars 2000)
- Scaillet, B. Field and experimental constraints on the rheology of felsic magmas. The example of the High Himalayan Leucogranites (Bochum, février 2001)
- Scaillet, B., Les magmas au laboratoire: de la prévision des éruptions volcaniques aux effets climatiques attendant en passant par la formation de la croûte continentale (Liège mars 2002, remise de la médaille A. Dumont)
- Scaillet, B. & Costa, F. Petrological methods for evaluating the sulfur yield of past eruptions (Chapman conference on Volcanism and the Earth's climate, Santorin, juin 2002)
- Scaillet, B. & Hildreth, W. Experimental constraints on the origin and evolution of the Bishop Tuff. *Penrose conference, Mammoth, CA*, (juin 2001)
- Scaillet, B. & Pichavant, M. Experimental constraints on H<sub>2</sub>O and S abundances in arc magmas: implications for degassing processes, *Origins, emissions and impacts of volcanic gases*, Londres, octobre 2001

-Scaillet, B. Experimental investigations on the role of sulfur in magmas, ESF LESC exploratory workshop on « *Gases in magmatic evolution : from depth to atmosphere, from micro to macro-scale, from calculation to observation* », Roma, May 2003.

-Scaillet B., Pichavant, M., Cioni, R., Sbrana, A., Marianelli, P. (2003). Experimental constraints on pre-eruption conditions of Vesuvius phonolites, *Annual meeting of GNV*, Roma, June 2003.

-Scaillet B., Searle, M. (2004) Consequences of partial melting and leucogranite emplacement on channel flow processes in the Himalaya, *Channel flow, ductile extrusion and exhumation of lower-mid crust in continental collision zones*, Londres, Novembre 2004

-Scaillet B. (2005). Phase equilibrium constraints on the production and storage of peralkaline silicic magmas: insights from Kenya and Pantelleria. *Peralkaline rocks: sources, economic potential and evolution of alkaline melts*, Tuebingen, March 2005.

-Scaillet B (2005). Forecasting the next eruptive event at Mount Vesuvius using experimental constraints, Bristol, October 2005

-Scaillet B (2006) Apport de la pétrologie expérimentale à la définition du risque volcanique au Vésuve, Genève, Janvier 2006

## **11. Animation scientifique**

Organisateur de la session VGP20 “*Generation and evolution of magmas at convergent plate margins: petrologic, geochemical and experimental constraints*” à l’EUG 2004 de Nice. (co-organisée avec Peter Ulmer de l’ETH)

Organisateur de la session V02 “*Origin, behavior, and role of magmatic sulfur in terrestrial planets: theoretical, experimental, and observational constraints*” en collaboration avec John Mavrogènes, pour l’AGU 2006 Joint Assembly, 23-26 May 2006, Baltimore, MD, USA

## **12. Activité de coordination scientifique**

Coordinateur en France du programme de recherche financé (2000-2003) par le GNV (Italie): “*Explosive Eruptions of Italian Active Volcanoes - Eruptive scenarios, Hazard and Risk Maps: Vesuvio, Vulcano, Lipari*”

Coordinateur en France du programme de recherche financé (2005-2007) par l’INGV (Italie) portant sur l’évaluation des conditions de stockages au Vésuve ainsi que sur les solubilités H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-S dans les basaltes Italiens

## **13. Administration de la recherche**

- Membre titulaire de la Commission de Spécialistes de l’Université de Clermont Ferrand (35)
- Membre suppléant la Commission de Spécialistes de l’Université d’Orléans (35-36)

- Membre élu du Conseil de Laboratoire de l'ISTO (1999-2003)
- Membre nommé du bureau du Conseil de Laboratoire de l'ISTO(1999-2003)
- Responsable de la gestion de l'atelier haute pression de l'ISTO(1999-2003)
- Directeur adjoint de l'ISTO depuis janvier 2006

#### **14. Participation à des revues scientifiques et évaluation de projets**

- Membre du comité de lecture de la revue *Journal of Volcanology and Geothermal Research*
- Reviewer sollicité par les revues GRL, GCA, CMP, Geology, J of Petrology: 15-20/an
- Reviewer extérieur sollicité par la NSF (1-2/an), la Fondation Nationale pour la Recherche Suisse (1/an) et le NERC (1-2/an), les programmes INSU (Eclipse), ainsi que d'équipements mi-lourds

#### **15. Distinctions**

Lauréat de la médaille A. Dumont en 2002, décerné par la société Géologique de Belgique

#### **16. Principales collaborations extérieures**

Aiuppa, A. (INGV, Palerme, Italie)  
 Allard, P. (LCSE, Saclay)  
 Annen, C. (Univ. Genève, Suisse)  
 Carroll, M. (Univ. Camerino, Italie)  
 Cioni, R. (Univ. Cagliari, Italie)  
 Costa, F. (Univ. Bochum, Allemagne)  
 Dall'Agnol, R. (Univ. Belem, Brésil)  
 Deloule, E. (CRPG, Nancy)  
 Hildreth, W. (USGS-Menlo Park, USA)  
 Luhr, J. (Smith. Inst., Washington, USA)  
 Macdonald, R. (Univ. Lancaster, GB)  
 Mavrogenes, J (ANU, Canberra, Aus)  
 Métrich, N. (Pierre Sue, Saclay)  
 Moretti, R. (INGV, Naples, Italie)  
 Oppenheimer, C. (Univ. Cambridge, GB)  
 Papale, P. (INGV, Pise, Italie)  
 Paonita, A. (INGV, Palerme, Italie)  
 Prouteau, G. (Univ. Paris 6)  
 Sbrana, A. (Univ. Pise, Italie)  
 Searle, M. (Univ. Oxford, GB)  
 Sparks, S. (Univ. Bristol, GB)  
 Rotolo, S. (Univ. Palerme, Italie)  
 Vander Auwera J. (Univ. Liège, Belgique)  
 Wallace, P. (Univ. Oregon, USA)

#### **17. Participations aux programmes nationaux**

Au cours de ma carrière, j'ai sollicité directement et/ou participé aux programmes nationaux suivants:

- PNRN: Antilles (conditions pré-éruptives Mt Pelée)
- IDHYL: Himalaya, mesures viscosité des leucogranites
- GDR-TRANSMET: solubilité Au dans les magmas (collaboration M Pichavant)
- DYETI-Antilles: solubilité soufre HP (collaboration Gaelle Prouteau)
- projet ANR ELECTROVOLC (projet Jeune chercheur de Fabrice Gaillard)
- projet ANR EXPLANT (projet coordonné par Caroline Martel sur l'explosivité des dômes aux Antilles)

Un projet portant sur l'étude du soufre dans les rhyolites peralcalines associées aux trapps basaltiques de l'Ethiopie a été soumis au programme ECLIPSE, mais n'a pas été retenu.

## 18. Liste des publications

### *soumises*

58. BOGAERTS, M., [SCAILLET B.](#), VANDER AUWERA J., Phase equilibria of the Lyngdal Granodiorite (Norway): Implications for the Origin of Oxidised A-type Magmas soumis à *Journal of Petrology*
57. BURGISSER, A. [SCAILLET B.](#) Redox evolution of a degassing magma to the surface and its effects on eruptive dynamics, soumis à *Nature*
56. GAILLARD, F, [SCAILLET B.](#) Relating the electrical signature of a magma to its eruptive dynamic, soumis à *Earth and Planetary Science Letters*

### *In press*

55. I. DI CARLO, PICHAVANT M., ROTOLO, S. [SCAILLET, B.](#) Experimental crystallisation of a high K arc basalt: the Yellow Pumice, Stromboli volcano. *Journal of Petrology*, in press
54. [SCAILLET B.](#), and MACDONALD, R. Experimental constraints on pre-eruption conditions of Pantelleritic magmas: evidence from the Eburru complex, Kenya Rift, *Lithos*, in press
53. MACDONALD, R and [SCAILLET B.](#) The central Kenya peralkaline province: insights into the evolution of peralkaline salic magmas, *Lithos*, in press
52. DI MURO, A., VILLEMANT, B., MONTAGNAC, G., [SCAILLET, B.](#), REYNARD, B. Quantification of water content and speciation in natural silicic glasses (phonolites, dacite, rhyolites) by confocal microRaman spectrometry. *Geochimica Cosmochimica Acta*, in press
51. DI MURO, A., GIORDANO, D., VILLEMANT, B., MONTAGNAC, G., [SCAILLET, B.](#), ROMANO, C. Influence of composition and thermal history of volcanic glasses on water content as determined by micro-Raman spectrometry. *Applied Geochemistry*, in press.
50. FEDELE, G.F., GIACCIO, B., ISAIA, R., ORSI, G., CARROLL, M., and [SCAILLET, B.](#) The Campanian ignimbrite factor: towards a reappraisal of the Middle to Upper Palaeolithic 'transition'. In Torrence, B. & Grattan, J. (eds.) *Natural disasters and Cultural changes (One world Archaeology 45)*, London, UCL, in press
49. [SCAILLET B.](#), MACDONALD, R. Experimental determination of sulphur solubility in peralkaline rhyolites: constraints on the sulphur yield of silicic flood eruptions, *Journal of Petrology*, in press

48. ANNEN, C., [SCAILLET B.](#), Constraints on Himalayan Miocene Denudation Rates From Thermal Modelling of Himalayan Leucogranites. *Geol. Soc. Spec. Pub. London*, in press.

47. [SCAILLET B.](#), SEARLE, M.P. Mechanisms and Time Scales of Granite Magma Segregation, Ascent and Emplacement in the Himalayas. *Geol. Soc. Spec. Pub. London*, in press.

2006

46. ANNEN, C., [SCAILLET B.](#), AND SPARKS, S. Thermal constraints on the emplacement rate of a large intrusive complex: the Manaslu leucogranite, Nepal Himalaya, *Journal of Petrology*, 47, 71-95.

2005

45. DELLA VENTURA, G., IEZZI, G., REDHAMMER, G.J., HAWTHORNE, F.C., [SCAILLET, B.](#), AND NOVEMBRE, D. Synthesis and crystal-chemistry of alkali amphiboles in the system Na<sub>2</sub>O-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O as a function of fO<sub>2</sub>. *American Mineralogist*, 90, 1375-1383, 2005

44. WHITTINGTON A., RICHET A., BEHRENS H., HOLTZ, F., [SCAILLET B.](#), Experimental temperature-XH<sub>2</sub>O-viscosity relationships for leucogranites, and comparison with synthetic silicic liquids. *Geological Society of America Bulletin*, in press

43. [SCAILLET B.](#), PICHAVANT M.  
A model of sulphur solubility for hydrous mafic melts: application to the determination of magmatic fluid compositions of Italian volcanoes  
*Annals of Geophysics*, 48, 671-698

2004

42. GAILLARD, F., [SCAILLET, B.](#), and PICHAVANT, M. Evidence for present-day leucogranite pluton growth in Tibet. *Geology*, 32, 801-804, doi : 10.1130/G20577.1

41. CLEMENTE B., [SCAILLET B.](#), PICHAVANT M.  
The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melts.  
*Journal of Petrology.*, 45, 2171-2196.

40. COSTA RODRIGUEZ F., [SCAILLET B.](#), PICHAVANT M.  
Petrological and experimental constraints on the pre-eruption conditions of holocene dacite from volcan San Pedro (36°S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas.  
*Journal of Petrology*, 45, 4, 855-881.  
<http://www.petrology.oupjournals.org/cgi/content/abstract/45/4/855>



39. SCAILLET B., MACDONALD R.  
Fluorite stability in silicic magmas.  
*Contribution to Mineralogy and Petrology*, 147, 319-329.
38. SCAILLET B., PICHAVANT M.  
Role of  $fO_2$  in fluid saturation of oceanic basalt.  
*Nature*.  
<http://dx.doi.org/10.1038/nature02814>
- 2003
37. BOGAERTS M., SCAILLET B., LIEGEOIS J.P., VANDER AUWERA J.  
Petrology and the geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic rapakivi-like granites.  
*Precambrian Research*, 124, 149-184.  
[http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00085-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00085-8)
36. COSTA F., SCAILLET B., GOURGAUD A. (2003)  
Massive atmospheric sulfur loading of the AD 1600 Huaynaputina eruption and implications for petrologic sulfur estimates.  
*Geophysical Research Letters*, 30, 2, 40-1 - 40-4.  
<http://www.agu.org/pubs/crossref/2003/2002GL016402.shtml>
35. GAILLARD F., PICHAVANT M., MACKWELL S., CHAMPALLIER R., SCAILLET B., MCCAMMON C.  
Chemical transfer during redox exchanges between H<sub>2</sub> and Fe-bearing silicate melts.  
*American Mineralogist*, 88, (2-3), 308-315.  
[http://www.minsocam.org/MSA/AmMin/TOC/Abstracts/2003\\_Abstracts/FM03\\_Abstracts/Gaillard\\_p308\\_03.pdf](http://www.minsocam.org/MSA/AmMin/TOC/Abstracts/2003_Abstracts/FM03_Abstracts/Gaillard_p308_03.pdf)
34. GAILLARD F., PICHAVANT M., SCAILLET B.  
Experimental determination of activities of FeO and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> components in hydrous silicic melts under oxidizing conditions.  
*Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 22, 4389-4409.  
[http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00376-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00376-4)
33. PROUTEAU G., SCAILLET B.  
Experimental constraints on the origin of the 1991 pinatubo dacite.  
*Journal of Petrology*, 44, 12, 2203-2241.  
<http://www.petrology.oupjournals.org/cgi/content/abstract/44/12/2203>
32. SCAILLET B., LUHR J.F., CARROLL M.R.  
Petrological and volcanological constraints on volcanic sulfur emissions to the atmosphere.  
*Volcanism and the Earth's Atmosphere - Geophysical Monograph 139*, 11-40.  
[http://www.agu.org/pubs/book\\_series.html#gm](http://www.agu.org/pubs/book_series.html#gm)

**31. SCAILLET B., MACDONALD R.**

Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya rift valley.

*Journal of Petrology*, 44, 10, 1867-1894.

<http://www.petrology.oupjournals.org/cgi/content/abstract/44/10/1867>

**30. SCAILLET B., PICHAVANT M.**

Experimental constraints on volatile abundances in arc magmas and their implications for degassing processes.

*Geological Society Special Publication*, 213, 23-52

2002

**29. GAILLARD F., SCAILLET B., PICHAVANT M.**

Kinetics of iron-oxidation-reduction in hydrous silicic melts.

*American Mineralogist*, 87, 829-8.

[http://www.minsocam.org/MSA/AmMin/TOC/Abstracts/2002\\_Abstracts/July02\\_Abstracts/Gaillard\\_p829\\_02.pdf](http://www.minsocam.org/MSA/AmMin/TOC/Abstracts/2002_Abstracts/July02_Abstracts/Gaillard_p829_02.pdf)

**28. PICHAVANT M., MARTEL C., BOURDIER J.-L., SCAILLET B.**

Physical conditions, structure and dynamics of a zoned magma chamber : Mt Pelée (Martinique, Lesser Antilles arc).

*Journal of Geophysical Research*, 107, 101029-101055.

<http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2001JB000315.shtml>

2001

**27. GAILLARD F., SCAILLET B., PICHAVANT M., BfNY J.-M.**

The effect of water and fO<sub>2</sub> on the ferric-ferrous ratio of silicic melts.

*Chemical Geology*, 174, 255-273.

[http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00319-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00319-3)

**26. PROUTEAU G., SCAILLET B., PICHAVANT M., MAURY R.C.**

Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust.

*Nature*, 410, 197-200.

<http://www.nature.com/nature/>

**25. SCAILLET B., MACDONALD R.**

Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications.

*Journal of Petrology*, 42, 825-845.

<http://petrology.oupjournals.org/cgi/content/abstract/42/4/825>

**24. SCAILLET B., PROUTEAU G.**

Oceanic slab melting and mantle metasomatism.

*Science Progress*, 84, 335-354.

<http://www.scilet.com/Papers/scipro/sc844/SPScaillet.pdf>

2000

**23. SCAILLET B.**, WHITTINGTON A., MARTEL C., PICHAVANT M., HOLTZ F.  
Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas II : implications for mafic-silicic mixing processes.

*Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91, 61-72.

1999

**22. DALL'AGNOL R.**, **SCAILLET, B.**, PICHAVANT, M.

An experimental study of a lower proterozoic A-type granite from the eastern amazonian craton, Brazil.

*Journal of Petrology*, 40, 11, 1673-1698

**21. MARTEL C.**, PICHAVANT M., HOLTZ F., **SCAILLET B.**, BOURDIER J.-L., TRAINÉAU H.

Effect of fO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O on andesite phase relations between 2 and 4 kbar.

*Journal of Geophysical Research*, 104, B12, 29453-29470.

<http://www.agu.org/journals/jb/jb9912/1999JB900191.pdf>

**20. PROUTEAU G.**, **SCAILLET B.**, PICHAVANT M., MAURY R.C.

Fluid-present melting of ocean crust in subduction zones.

*Geology*, 27, 1111-1114.

[http://www.gsjournals.org/gsaonline/?request=get-abstract&doi=10.1130%2F0091-7613\(1999\)027%3C1111:FPMOOC%3E2.3.CO%3B2](http://www.gsjournals.org/gsaonline/?request=get-abstract&doi=10.1130%2F0091-7613(1999)027%3C1111:FPMOOC%3E2.3.CO%3B2)

**19. SCAILLET B.**, EVANS B.W.

The June 15, 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO<sub>2</sub>-fH<sub>2</sub>O conditions of the dacite magma.

*Journal of Petrology*, 40, 381-411.

[http://www3.oup.co.uk/petroj/hdb/Volume\\_40/Issue\\_03/egc017\\_gml.abs.html](http://www3.oup.co.uk/petroj/hdb/Volume_40/Issue_03/egc017_gml.abs.html)

1998

**18. MARTEL, C.**, PICHAVANT, M., BOURDIER J.-L., TRAINÉAU, H., HOLTZ, F., **SCAILLET, B.**

Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes : experimental evidence from Mt. Pelée.

*Earth and Planetary Science Letters*, 156, 89-99

[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00003-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00003-X)

**17. SCAILLET B.** ; CLEMENTE B. ; EVANS B. W. ; PICHAVANT M.

Redox control of sulfur degassing in silicic magmas

*J. Geophys. Res.* Vol. 103 , No. 10 , p. 23,937 (98JB02301)

<http://www.agu.org/journals/jb/jb9810/98JB02301.pdf>

16. SCAILLET B. ; HOLTZ F. ; PICHAVANT M.

Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas, 1,  
Volcanic-plutonic comparison

*J. Geophys. Res.* Vol. 103 , No. B11 , p. 27,257 (98JB02469)

<http://www.agu.org/journals/jb/jb9811/98JB02469.pdf>

15. SCAILLET B. ; HOLTZ F. ; PICHAVANT M.

Correction to "Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas, 1,  
Volcanic-plutonic comparison"

*J. Geophys. Res.* Vol. 104 , No. B1 , p. 807 (1998JB900104)

<http://www.agu.org/journals/jb/jb9901/1998JB900104.pdf>

1997

14. B. W. EVANS, B. SCAILLET

The redox state of pinatubo dacite and the ilmenite-hematite solvus.

*American Mineralogist*, Vol. 82, 5-6, 625-629

[http://www.minsocam.org/msa/ammin/toc/abstracts/1997\\_Abstracts/MJ97\\_Abstracts/Evans\\_p625\\_97.pdf](http://www.minsocam.org/msa/ammin/toc/abstracts/1997_Abstracts/MJ97_Abstracts/Evans_p625_97.pdf)

13. B. SCAILLET, F. HOLTZ, M. PICHAVANT

Rheological properties of granitic magmas in their crystallization range.

J.L. Bouchez et al (eds.) *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics*,  
11-29

1997, Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands.

12. B. C. SMITH, F. HOLTZ, B. SCAILLET, M. PICHAVANT

The influence of H<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub> fluids and redox conditions on melting temperatures in the  
haplogranite system.

*Contrib Mineral Petrol*, 126, 386-400

1996

11. F. HOLTZ, B. SCAILLET, F. SCHULZE, M. PICHAVANT

Water contents of felsic melts : application to the rheological properties of granitic  
magmas.

*Transactions of the Royal of Edinburgh : Earth Sciences*, 87, 57-64

10. M. PICHAVANT, T. HAMMOUDA, B. SCAILLET

Control of redox state and Sr isotopic composition of granitic magmas : a critical  
evaluation of the role of source rocks.

*Transactions of the Royal of Edinburgh : Earth Sciences*, 88, 321-329

9. B. SCAILLET, F. HOLTZ, M. PICHAVANT, M. SCHMIDT  
Viscosity of Himalayan leucogranites : Implications for mechanisms of granitic magma ascent.

*Journal of Geophysical Research*, 101, B12, 27,691-27,699.

<http://www.agu.org/journals/jb/jb9612/96JB01631.pdf>

1995

8. SCHMIDT B., SCAILLET B., HOLTZ F

Accurate control of fH<sub>2</sub> in cold-seal pressure vessels with the Shaw membrane technique.

*European Journal of Mineralogy*, vol 7, 893-903.

7. E. DELOULE, O. PAILLAT, M. PICHAVANT, B. SCAILLET

Ion microprobe determination of water in silicate glasses: methods and applications.

*Chemical Geology*, Vol. 125, 1-2, 19-28

[http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00070-3](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(95)00070-3)

6. SCAILLET, B. ; PECHER, A. ; ROCHETTE, P. ; CHAMPENOIS, M.

The Gangotri granite (Garhwal Himalaya): Laccolithic emplacement in an extending collisional belt

*J. Geophys. Res.* Vol. 100 , No. B1 , p. 585-608 (94JB01664)

<http://www.agu.org/journals/jb/jb9501/94JB01664.pdf>

5. B. SCAILLET, M. PICHAVANT, J. ROUX

Experimental crystallization of Leucogranite Magmas.

*Journal of Petrology*, 36, 3, 663 - 705

1994

4. P. ROCHETTE, B. SCAILLET, S. GUILLOT, P. LE FORT, A. PECHER

Magnetic properties of the High Himalayan leucogranites: Structural implications

*Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 126, 4 , 217-234

[http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90108-2](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(94)90108-2)

1992

3. B. SCAILLET; M. PICHAVANT; J. ROUX-; G. HUMBERT ; A. LEFEVRE

Improvements of the Shaw membrane technique for measurement and control of fH<sub>2</sub> at high temperatures and pressures.

*American Mineral*, 77 (5-6) : 647-655

1990

2. B. SCAILLET, C. FRANCE-LANORD, P. LE FORT

Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India) : petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a high Himalayan leucogranite.

*Journal of volcanology and geothermal Research*, vol.44, 163-188  
[http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90017-A](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(90)90017-A)

1989

1. A. PECHER, B. SCAILLET

La structure du Haut-Himalaya au Garhwal (Indes).  
*Eclogae geol. Helv.*, 82, 2, 655-668

# **Habilitation - partie II**

## **Projet de recherche**

### **Quantification expérimentale du dégazage magmatique : applications volcanologiques, climatiques et géochimiques**

#### **1. Introduction**

Mon projet de recherche s'inscrit largement en ligne droite de mes activités passées. Je pense en effet continuer l'acquisition de données expérimentales de type équilibres de phases ou solubilité des espèces volatiles qui constituent la pierre angulaire de ma réflexion sur les processus magmatiques. La complexité de ceux-ci, ainsi que les nombreuses imperfections des modèles thermodynamiques existants, sont deux principaux éléments qui m'incitent à poursuivre mes recherches dans la voie expérimentale.

J'ai choisi de me concentrer sur un des thèmes de recherche abordés au cours de ma carrière et dont le développement futur est, je pense, indispensable à la consolidation des acquis précédents. Il répond à une demande de la communauté scientifique en France, mais également en Europe, d'une meilleure intégration des différentes approches suivies dans l'étude et la modélisation des phénomènes naturels, et en particulier des phénomènes volcaniques. Ce projet utilise les outils classiques et donc déjà en service, de la pétrologie expérimentale disponibles à l'ISTO. Cela étant, il est clair que des orientations nouvelles sont susceptibles d'apparaître en fonction de l'acquisition de nouveaux appareils. Parmi les projets d'équipement il y a celui de la presse Paterson (ACI jeune chercheur pilotée par Laurent Arbaret), qui doit permettre de simuler in situ certains processus dynamiques, et peut donc avoir des applications dans le domaine de la chimie des gaz volcaniques produits lors des éruptions. De même, la mise au point de techniques de mesures physiques sous pression adaptées aux systèmes magmatiques (projet de recherche de Fabrice Gaillard recruté en 2004) offrira certainement des possibilités expérimentales dans le cadre de ce projet.

## 2. Cadre général

Au cours des années à venir je compte mettre l'accent sur la quantification des bilans d'espèces volatiles émises par l'activité magmatique. L'approche de base consistera en la construction de modèles de solubilité pour les espèces au comportement encore mal connu, de façon individuelle (un seul volatil) mais également couplées (plusieurs volatils); ces modèles seront appliqués aux systèmes naturels en tenant compte des conditions d'évolution déterminées par les études d'équilibres de phases. Ces dernières permettent de contraindre, au cas par cas certes, mais de façon rigoureuse, ces conditions d'évolution, lorsqu'elles prennent en compte les études pétrologiques conventionnelles. La comparaison entre données de laboratoire (calcul et expériences) et données observables de terrain obtenues dans les zones volcaniques actives (composition des gas émis), doit permettre à terme de reconstituer les quantités de volatils impliquées dans les processus magmatiques. Cette comparaison est une des rares susceptibles de renseigner quant à l'état de sous- ou de sur- saturation en phase fluide d'un magma donné, ainsi que, le cas échéant, la quantité de phase fluide coexistant avec le magma avant son éruption.

Les éléments volatils privilégiés seront le soufre, mais également les halogènes, notamment F et Cl. Une connaissance approfondie de la thermodynamique de ces éléments dans les magmas est indispensable si l'on veut modéliser et quantifier le dégazage volcanique sensu lato.

Les domaines d'applications vont de la prévention du risque volcanique *stricto sensu* (signaux précurseurs du déclenchement du processus éruptif), aux effets du volcanisme sur le climat, que ce soit à l'échelle d'une éruption donnée ou à celle de la durée de vie d'un volcan, qui peut couvrir plusieurs milliers à dizaines de milliers d'années, ou encore à l'échelle du million d'années pour la compréhension des cycles biogéochimiques globaux. En l'état actuel de nos connaissances, on ne peut prévoir qu'un volcan ayant produit une éruption riche en certains éléments volatils, fera ou a fait de même, tout au long de sa vie. Il est donc indispensable, pour l'instant tout au moins, de procéder au cas par cas dans la mesure où les lois d'échelle reliant volume de magmas émis à quantité de volatile sont inconnues. Ceci implique que le problème de la contribution d'un type de magmatisme (arc, intra-plaque, trapps) à la chimie de l'atmosphère à l'échelle du million d'années reste entier. La détermination des valeurs moyennes des espèces volatiles émises par les magmas



dans un contexte géodynamique donné est en effet encore très imparfaite. J'ai pour ambition de contribuer à l'affinement des évaluations dans ce domaine.

Dans ce qui suit je commence par expliquer l'approche expérimentale adoptée en discutant également des raisons du choix des espèces volatiles. Les applications des données expérimentales aux systèmes naturels sont ensuite illustrées par trois cas précis. Je termine en donnant un plan préliminaire du programme de recherche dans lequel sont pris en compte le matériel analytique et expérimental nécessaires à la réalisation du projet, les effectifs et collaborations impliqués, et les outils de financement prévus.

### **3. Stratégie expérimentale et choix des éléments**

Un nombre croissant d'études indiquent que bon nombre de systèmes magmatiques sont saturés en une phase fluide, au moins dans les conditions pré-éruptives, mais probablement dès les stades précoces de leur évolution (Gerlach et Westrich, 1992 ; Scaillet et al., 1998 ; Wallace, 2001; Pichavant et al., 2002 ; Scaillet et Pichavant, 2003, 2004). Une description complète du comportement général des éléments volatils dans les magmas suppose à la fois une connaissance des espèces dissoutes dans les bains silicatés, mais également une connaissance de la chimie de la phase fluide ainsi que de son abondance. Les fluides magmatiques sont constitués principalement des espèces hydrogénées ( $H_2O$ ,  $H_2$ ), carbonées ( $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ), soufrées ( $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $S_2$ ) et halogénées ( $HCl$ ,  $HF$ ) (voir Symmonds et al., 1994). Leurs propriétés thermodynamiques peuvent être correctement décrites dans le système C-H-O-S-F-Cl. Cependant, si les lois de solubilités dans les liquides silicatés sont relativement bien connues pour  $H_2O$  et le  $CO_2$ , il n'en va pas de même pour le soufre et les halogènes. Par ailleurs, dans le détail, les modèles de solubilité dont on dispose pour les espèces majeures ne sont calibrés que sur une gamme de composition limitée, pour l'essentiel aux rhyolites métalumineuses (Zhang, 1999) et les basaltes des rides médio-océaniques (Dixon et al., 1995). Un effort important d'acquisition de données expérimentales de base dans ce domaine est donc nécessaire. Il est important de comprendre que ces modèles de solubilité ont une importance capitale dans la description des processus magmatiques, dans la mesure où ils relient des quantités mesurables (les concentrations en volatils) aux paramètres thermodynamiques,

notamment les fugacités, qui à leur tour permettent de calculer d'autres grandeurs intensives nécessaires à la modélisation physico-chimique des magmas. Par exemple, l'existence de lois reliant les concentrations aux fugacités (ou activités) est la condition sine qua non permettant le calcul de la composition de la phase fluide en équilibre avec les magmas et est donc à la base de tout modèle de simulation numérique du dégazage magmatique. Ainsi les lois de solubilité de H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub> dans les liquides silicatés permettent de calculer la composition de la phase fluide en équilibre avec ce liquide, si et seulement si cette phase fluide est elle-même constituée uniquement d'espèces dans le système C-H-O, ce qui restreint sérieusement les domaines d'application. L'introduction d'un autre constituant, le soufre par exemple, requiert pour la description complète de la phase fluide, la connaissance de la loi de solubilité du soufre ou des espèces soufrées. Le même raisonnement peut être fait pour les halogènes.

C'est la détermination des lois de solubilité d'éléments volatils considérés la plupart du temps comme mineurs qui constitue l'ossature principale de ce projet. Comme annoncé plus haut, les éléments privilégiés sont le soufre et les halogènes. Cependant, la détermination des lois de solubilité des espèces majeures pour des compositions de magmas exotiques ayant soit un intérêt pétrogénétique soit des implications volcanologiques, est prévue également.

### *3.1. Soufre*

Le soufre a déjà fait l'objet d'un certain nombre d'études expérimentales, la plupart réalisées à un bar (e.g., O'Neill et Mavrogenes, 2002), conditions dans lesquelles la solubilité des espèces hydrogénées est très faible. Les lois de solubilité du soufre dans les liquides silicatés hydratés ne sont connues que pour les compositions rhyolitiques (Clemente et al., 2004). Le comportement de cet élément dans les compositions plus basiques en présence d'H<sub>2</sub>O, mais également en présence d'autres espèces volatiles et notamment le CO<sub>2</sub>, reste pour l'instant largement inconnu. Je propose un programme d'expérimentation visant à combler cette lacune.

Le principe des expériences est simple : il s'agit d'équilibrer des compositions de liquides basaltiques à andésitiques avec des fluides de chimie simple (H<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>S,

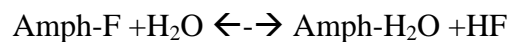
H<sub>2</sub>O-SO<sub>2</sub>) ou complexe (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-SO<sub>2</sub>, etc..) en contrôlant autant que faire se peut les paramètres intensifs critiques. Au delà de P et T, il est absolument indispensable de contrôler les conditions redox (via l'utilisation de membranes d'hydrogène) ainsi que la fugacité en soufre,  $fS_2$ . Cette dernière n'est pour l'instant accessible que via l'analyse de la composition des sulfures coexistants avec le liquide, sulfures dont la composition dépend de la  $fS_2$ , dépendance connue par ailleurs (Naldrett, 1969).

Une fois les lois de solubilité des espèces principales connues, il est alors possible de calculer la composition de la phase fluide à l'équilibre avec le magma. Ceci se fait classiquement en utilisant des équations d'état, dont la plus courante est celle de Redlich-Kowng, introduite en géologie par Holloway (1977). Une analyse de la variance du système C-H-O-S montre qu'à P et T fixés, il suffit de connaître trois autres paramètres intensifs (classiquement  $fH_2O$ ,  $fCO_2$  et  $fS_2$ ) pour calculer la composition de la phase fluide. L'introduction de tout nouveau constituant (F, Cl) suppose, pour que l'on puisse réaliser ce calcul, la connaissance d'un paramètre intensif additionnel ( $fHF$ ,  $fHCl$  respectivement).

### 3.2. Halogènes

Au delà du CO<sub>2</sub> et du soufre, les halogènes constituent une source de pollution environnementale d'origine volcanique non négligeable, voire parfois fatale pour le biotope. Ainsi, la fameuse éruption Islandaise du Laki en 1783 est connue non seulement pour ses quantités gigantesques de soufre émis, et donc par les effets climatiques induits (Thordarson et Self, 2003), mais également par les effets liés à l'injection de HF dans l'atmosphère, HF qui est considéré comme étant à l'origine de la période de famine qui a décimé 1/5<sup>e</sup> de la population et une bonne partie du bétail de l'Islande (Science, 2004). Le Cl est l'autre élément halogène présent en abondance dans les magmas: il est quant à lui susceptible d'affecter la chimie des hautes couches de l'atmosphère, les conséquences portant notamment sur la couche d'ozone (Tabazadeh et Turco, 1993). Cependant, bien qu'il existe une pléthore d'études expérimentales ayant porté sur la solubilité et le partage fluide-liquide de ces éléments (voir revue par Webster et Carroll, 1994), il n'existe aucun modèle thermodynamique qui à ce jour permette de relier les concentrations aux fugacités. La plupart des études expérimentales se sont contenté de déterminer les coefficients de partage des halogènes entre liquides silicatés hydratés et phase fluide riche en eau.

Bien qu'utiles, ces données ne permettent pas le calcul rigoureux de la chimie de la phase fluide en contexte magmatique. La raison essentielle de l'absence de modèle tient à l'impossibilité technique de générer en laboratoire des phases fluides pures en HF ou en HCl, comme on le fait pour l'eau ou le CO<sub>2</sub>. Il faut donc travailler dans des systèmes où la chimie de la phase fluide est complexe. Afin de contourner ce problème, je me propose d'utiliser les minéraux tels les micas et amphiboles, qui ont la particularité d'incorporer les halogènes, comme sondes de fugacités HF et HCl. Les réactions d'échange du genre



sont calibrées expérimentalement pour un certain nombre de micas et d'amphiboles (Munoz et Luddington, 1974). On connaît ainsi les variations du rapport HF/H<sub>2</sub>O dans les micas et amphiboles en fonction du rapport des fugacités des espèces correspondantes ( $f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}$ ). Dans la mesure où le rapport HF/H<sub>2</sub>O est accessible analytiquement (sondes électronique et ionique), et que la  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  peut être obtenue par utilisation des modèles de solubilité existant (modèle reliant la teneur en eau d'un magma à la fugacité de cette espèce), on a un moyen simple de déterminer les relations concentrations-fugacités pour tout magma cristallisant une phase hydroxylée-fluorée. Cela suppose bien entendu de travailler dans des conditions P-T-H<sub>2</sub>O où la phase en question est stable. L'ensemble des travaux d'équilibres de phase réalisés à l'ISTO au cours des 15 dernières années sur les magmas naturels offre de ce point de vue un catalogue particulièrement exhaustif des conditions P-T nécessaires à la réalisation de telles conditions (c.a.d. domaine de stabilité des micas et amphiboles dans les magmas allant des granites aux basaltes). Le même raisonnement peut être fait dans le cas du chlore. Il faut souligner que, dans ce cas, une difficulté supplémentaire existe. Il s'agit de l'existence à basse pression de l'immiscibilité dans les fluides H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl, qui doit être prise en compte dans les calculs thermodynamiques des propriétés de la phase fluide. En réalité, l'existence d'un domaine d'immiscibilité peut être un atout dans la description thermodynamique du système dans la mesure où cette immiscibilité signe l'apparition d'une phase supplémentaire (sel fondu) ce qui réduit la variance du système. Dans la mesure où

les propriétés thermodynamiques des sels fondus sont bien connues (e.g. Sterner et al., 1992), on peut utiliser ceux-ci comme des sondes de fugacité de Cl.

Compte tenu des solubilités attendues relativement faibles et des gammes de concentrations naturelles, inférieures au % poids en général, le traitement thermodynamique des données expérimentales de solubilité des halogènes ne devrait pas être complexe. Des comportements obéissant à la loi de Henry peuvent être anticipés. Il s'agira ainsi de définir les constantes de proportionnalité existant entre les concentration en Cl et F dans les magmas et les fugacités des espèces correspondantes (pour une composition donnée). Cette approche nécessite par définition la présence ou de micas ou d'amphibole ce qui restreint son domaine d'application, en première approximation tout au moins, aux domaines de stabilité de ces minéraux. L'utilisation des lois de solubilité largement au delà de leur domaine de calibration n'est cependant pas souhaitable. Il est possible qu'il faille recourir à des protocoles expérimentaux spécifiques pour certaines conditions extrêmes, notamment vers les hautes températures. Dans ce cas, la stratégie envisagée consistera en l'utilisation de systèmes dopés en apatite, dont la teneur F/Cl/H<sub>2</sub>O et leur dépendance aux fugacités correspondantes sont connues par ailleurs.

### *3.3. Compositions*

Les compositions de magmas sur lesquelles les expériences doivent être faites en priorité sont les compositions basaltiques au sens large pour ce qui est du soufre, et notamment les basaltes hydratés qui sont prépondérants dans les systèmes d'arc. Cela étant, le comportement de cet élément dans les basaltes océaniques (MORB) ne doit pas être négligé pour autant et mérite également des efforts supplémentaires. Pour les MORB, comme pour les magmas dans leur ensemble, la question centrale est celle de leur saturation en une phase fluide (riche en CO<sub>2</sub> dans ce cas), saturation qui est susceptible de modifier profondément les teneurs en volatils des magmas lors de leur éruption. Une récente mise au point méthodologique (Scaillet et Pichavant, 2004), montre que même dans les cas considérés comme favorables (basaltes primitifs émis au niveau des rides médio-océaniques sous une épaisse tranche d'eau) cette question reste largement ouverte et dépend en particulier de la connaissance de l'état

rédox des basaltes. En ce qui concerne les halogènes le spectre de composition est nécessairement plus large compte tenu de l'absence totale de modèles de solubilité.

#### **4. Exemples d'application**

Afin d'illustrer l'intérêt des données expérimentales que je compte acquérir je donne ci-dessous trois cas concrets d'application des données, chacun correspondant à une constante de temps croissante. Il s'agit de (1) l'utilisation de la chimie de la phase fluide comme élément de surveillance en domaine volcanique actif, (2) la détermination de la composition de la phase fluide à l'équilibre dans le réservoir principal alimentant une éruption donnée, (3) l'effet du volcanisme d'arc sur le cycle géochimique global du soufre. Cette liste n'est cependant pas exhaustive. Tout processus impliquant des liquides silicatés contenant des volatils bénéficiera des avancées obtenues dans le cadre de ce projet, que ce soit dans le domaine naturel comme industriel.

##### *4.1. Signaux précurseurs des éruptions*

La chimie des fumerolles d'origine volcanique est un des paramètres qui permet de suivre en continu l'activité d'un volcan. L'interprétation des fluctuations de la chimie de ces fumerolles est cependant délicate en raison du filtrage du signal qui se produit lors de la percolation des gas depuis le réservoir volcanique vers la surface. Les filtres sont multiples : il peut s'agir des effets de refroidissement qui, associés à des précipitations (sulfures, sels ..), peuvent modifier considérablement la chimie originelle du gas. Il peut également s'agir d'interactions plus ou moins prononcées entre le gas volcanique et l'aquifère environnant (voir Symmonds et al., 2001). La déconvolution du signal mesuré en surface suppose une quantification rigoureuse des processus susceptibles d'altérer la composition du fluide, mais également la connaissance de la composition du fluide de départ. C'est à ce niveau qu'interviennent les travaux de pétrologie expérimentale, que ce soit les équilibres de phases réalisés afin de contraindre les conditions pré-éruptives, mais également les travaux portant sur les solubilités des constituants volatils. Les travaux réalisés à l'ISTO ont déjà permis de montrer qu'il est possible de calculer la chimie des fluides

à l'équilibre avec les magmas acides dans le système C-O-H-S (Scaillet et Pichavant, 2003). Nous avons également entrepris d'appliquer cette approche à certains volcans basaltiques (Scaillet et Pichavant, 2004). L'incorporation des éléments F et Cl est sans nul doute une étape obligatoire dans cette démarche, pour les raisons évoquées plus haut, mais également du fait des possibilités techniques actuelles qui permettent de mesurer, quasi en continu et avec une très grande précision, les concentrations des halogènes, soufre et CO<sub>2</sub>, ou tout au moins le rapport entre ces éléments, dans les panaches volcaniques.

Les données d'équilibre de phase et de solubilité étant par essence statiques, et le processus volcanique étant dynamique, l'application des données expérimentales au contexte volcanique n'est pas immédiate. Deux approches sont possibles. On peut d'une part simuler directement le processus de dégazage en laboratoire. Dans l'état actuel des possibilités analytiques, cette approche permet de caractériser la concentration en volatils des phases condensées (verres trempés). La caractérisation de la chimie de la phase fluide est encore délicate mais envisageable dans un avenir proche. L'autre approche consiste en la simulation numérique du processus de dégazage en faisant l'hypothèse d'un dégazage à l'équilibre. Les deux approches sont bien sûr complémentaires et doivent être menées en parallèle.

#### *4.2. Composition de la phase fluide dans les réservoirs et impact climatique des éruptions volcaniques individuelles*

La démarche suivie pour le cas 1 est générale dans son principe. Elle peut s'appliquer à tout produit d'éruption récente, historique ou lointaine, pour autant que l'on dispose de données pétrologiques détaillées permettant de contraindre les conditions pré-éruptives. J'ai entrepris au cours de ces dernières années une ré-évaluation du bilan de soufre de certaines des plus grosses éruptions s'étant produites dans le passé proche ou lointain, en prenant en compte la possibilité que ces éruptions aient été alimentés par des réservoirs magmatiques saturés en une phase fluide (Scaillet et al., 1998 ; Scaillet, Luhr et Carroll, 2003). Les résultats montrent clairement que, dans cette hypothèse, les quantités de soufre calculées par l'approche pétrologique sont proches voire identiques à celles déduites par des méthodes indépendantes telles les niveaux d'acidité dans les carottes glaciaires. Cette observation est importante à double titre.

Tout d'abord elle suggère fortement l'existence d'une phase fluide dans les réservoirs magmatiques. Ensuite, elle permet de valider l'outil pétrologique comme moyen d'évaluation des quantités de gas émis par des éruptions passées pour lesquelles il n'existe pas d'approche indépendante: en effet, les techniques faisant appel aux données glaciaires ou dendrochronologiques pour évaluer l'impact éventuel du volcanisme sur le climat ne couvre au mieux que le dernier million d'années. Au delà de cette période, le seul outil possible est celui pétrologique. Ici encore, il est important que l'on puisse décrire de la façon la plus complète possible les compositions des fluides magmatiques si l'on veut réellement évaluer le rôle du volcanisme en tant qu'agent forçant du climat à court terme (échelle de la dizaine d'années) ou en tant qu'agent de pollution régionale comme illustré par l'éruption du Laki.

#### *4.3. Rôle du volcanisme d'arc sur le cycle global du soufre*

A l'échelle du million d'années, il est nécessaire de faire appel aux flux intégrés. Ce domaine d'application est certainement celui nécessitant le plus de travaux en amont, par rapport aux deux points cités précédemment et est par nature très interdisciplinaire. L'idée centrale est d'évaluer, par exemple à l'échelle d'un arc ou d'un segment d'arc, les quantités de volatils impliqués, en l'occurrence le soufre, à tous les niveaux de l'activité magmatique, c'est à dire à partir de la fabrication des magmas, leur transfert vers les niveaux supérieurs de la croûte/manteau, leur stockage dans les réservoirs superficiel, leur cristallisation en profondeur et/ou leur émission finale à la surface de la terre. Si je me concentre sur les zones de convergences, c'est qu'à priori ce sont potentiellement les sites géodynamiques où le recyclage du soufre à l'échelle des temps géologiques se fait de la façon la plus claire. La caractérisation du devenir du soufre dans ces zones suppose avant tout la détermination des solubilités du soufre dans les liquides primaires produits soit dans la plaque plongeante soit dans le manteau en coin sus-jacent et donc des expériences à haute pression sur des compositions de magmas hydratés représentatives (basaltes primitifs, liquides trondhjémiques issus de la fusion partielle de la plaque océanique). La détermination des lois de solubilités, et en particulier la dépendance à la pression, permettra de quantifier le comportement du soufre au cours de l'ascension du magma



vers les niveaux de stœchiométrie superficiels. Un projet dans ce sens est engagé en collaboration avec Gaëlle Prouteau. Il est important en effet de mesurer les pertes en route potentielle par dégazage précoce. Enfin, si l'on veut remonter au bilan du soufre dans les zones de convergence, il est nécessaire de connaître la productivité magmatique moyenne d'un arc, ou ses variations le long de l'arc ainsi qu'au cours du temps. C'est là une question difficile qui n'a certainement pas de réponse unique.

Je me propose d'évaluer le rôle du soufre volcanique sur le cycle global de cet élément à partir de l'exemple de la collision himalayenne, en tenant compte des contraintes fournies par la pétrologie expérimentale. Cet événement tectonique majeur s'est produit au cours de l'Eocène, et a vu la disparition progressive mais rapide d'un segment d'arc volcanique actif sur une longueur d'au moins 2500 km, consécutivement à la fermeture de la Téthys et au commencement de la collision Indo-Tibétaine. Suite à la collision, la convergence entre les deux blocs Indien et Tibétain a certes diminué de vitesse mais n'a pas cessé. Le passage d'un stade de convergence océanique franche à un stade de convergence continentale est marqué, sur le plan magmatique, par l'arrêt progressif du volcanisme de subduction. Celui-ci est relayé, à peu près 20 millions après le début de la collision, par un magmatisme lié à la fusion de la croûte continentale (leucogranites himalayens), magmatisme aux proportions volumétriques beaucoup moins importantes que leurs équivalents d'arc sensu stricto. Ceci implique qu'en un laps de temps relativement court, la productivité à l'échelle mondiale du magmatisme d'arc a été amputée de son segment pré-himalayen. De façon contemporaine, l'océan mondial a connu une élévation progressive mais nette de son rapport isotopique du soufre (Paytan et al., 1992). L'hypothèse de travail est donc la suivante : dans quelle mesure ce changement de la composition isotopique de l'eau de mer peut-il être relié à la collision Indo-Tibétaine et aux changements de productivité magmatique qu'elle a induit ? Une réponse à cette question suppose pouvoir fournir une fourchette quant à la productivité magmatique des arcs en général, et de celui précédant l'Himalaya en particulier. L'étude des restes mis à jour par l'érosion de l'arc pré-himalayen (batholithe du Gangdese au nord de la chaîne himalayenne) peut fournir des éléments de réponse à cette question (données pétrologiques, géochimiques, géochronologiques et volumétriques des roches exposées). Elle suppose également une connaissance robuste des équilibres isotopiques du soufre entre liquides silicatés, fluides et sulfures de façon à estimer le

rapport isotopique moyen du soufre d'origine volcanique en contexte d'arc. Les analyses des produits expérimentaux pour leur rapport isotopique (par sonde ionique) permettront d'apporter des contraintes supplémentaires dans ce domaine si besoin est. Enfin elle suppose également l'utilisation de modèles de simulation numérique des cycles géochimiques de type BLAG (Berner et al., 1983 et versions plus récentes) ou Walker (Francois et Walker, 1992) qui prennent en compte les sources et puits identifiés des différents éléments volatils, leur couplage éventuel, et leurs échanges entre les différents réservoirs (manteau, croûte, hydrosphère, atmosphère).

Bien que je n'évoque que le soufre, il est évident que l'approche détaillée ci-dessus est valable pour tout autre espèce volatile impliquée dans les processus magmatiques d'arc. On peut en particulier, intégrer les effets du CO<sub>2</sub> et des halogènes. De même, si j'ai volontairement restreint cet exemple d'application au contexte d'arc, il est clair néanmoins que les bilans de volatils associés à d'autres contextes géodynamiques nécessitent également d'être évalués à la lumière des travaux expérimentaux.

## **5. Moyens nécessaires**

### *5.1 Techniques*

Les moyens expérimentaux et analytiques sont pour l'essentiel disponibles et en service au sein de l'ISTO. Pour ma part, je participe activement au maintien ainsi qu'au développement du parc expérimental de l'Institut. Les développements prévus dans le cadre de ce projet concernent surtout la mise au point de techniques analytiques pour l'analyse de la composition de la phase fluide produite dans les expériences. Pour ce faire, je collabore avec Patrick Albéric de l'équipe Matière Organique de l'ISTO, qui possède un savoir faire reconnu dans le domaine de l'analyse des fluides (LECO, chromatographie en phase gazeuse etc...). Comme précisé en introduction, la mise en route de techniques expérimentales nouvelles (presse Paterson, mesures de conductivité électrique) peut déclencher de nouvelles stratégies expérimentales.

### *5.2 Humains*

Les moyens humains concernent (1) les thèses impliquées, (2) les post-docs et (3) des collaborations extérieures. Pour le premier point, j'envisage de proposer des sujets de thèse portant sur l'acquisition des données expérimentales de base sur la solubilité et la modélisation thermodynamique des volatils. Une thèse en co-direction avec Michel Pichavant est d'ores et déjà engagée sur le comportement du soufre et du CO<sub>2</sub> dans les basaltes d'arc (thèse Priscille Lesne). L'étude des halogènes dans les magmas d'arc acides fait l'objet d'un projet piloté par Gaëlle Prouteau dans le cadre du programme Dyeti-Antilles. Une thèse en collaboration avec l'Université de Palerme (Alessandro Aiuppa, thèse Marina Alletti) a également été engagée sur l'étude de la solubilité des espèces halogènes dans les basaltes hydratés. Parallèlement, concernant les aspects de simulation numérique du dégazage, je collabore activement avec Alain Burgisser en post-doc au sein de l'équipe Magma à l'ISTO pour les deux années à venir. Alain Burgisser est un spécialiste de la simulation numérique des processus magmatiques et s'intéresse aux mécanismes de dégazage. Il sera également nécessaire de faire appel à des experts de la simulation des cycles géochimiques globaux. J'ai contacté Louis Francois (Université de Liège) à ce sujet qui s'est déclaré intéressé par le projet. Cet aspect du projet demande que l'on ait atteint un niveau de compréhension satisfaisant du comportement du soufre dans les zones de subduction et il ne sera donc enclenché qu'à un stade avancé. Des études de terrain et de laboratoire des restes exposés de l'arc himalayen seront probablement nécessaires et peuvent faire l'objet d'un sujet de thèse.

### *5.3. Financiers*

Outre les thèses, les moyens financiers nécessaires à la réalisation du projet, notamment sa partie expérimentale, seront obtenus par réponse aux appels d'offre à l'échelle nationale et internationale. A l'échelle nationale le programme Dyeti a déjà été sollicité (collaboration avec Gaëlle Prouteau et Hélène Bureau) pour les expériences haute pression concernant la solubilité du soufre dans les magmas d'arc et la caractérisation des halogènes dans les produits naturels. A l'échelle internationale, Je suis impliqué dans le programme cadre 2004-2006 de l'INGV (Italie) qui coordonne et finance les recherches portant sur le volcanisme en Italie. Ce

financement assurera l'acquisition des données expérimentales portant sur la solubilité du soufre dans les basaltes hydratés, mais également du comportement de certains gaz rares (Ar, Ne) et des halogènes. Enfin, en collaboration avec Fabrice Gaillard (CR2 à l'ISTO), une demande de financement a été déposée auprès de la commission européenne en vue de l'obtention du statut de laboratoire d'accueil auprès de la CE, dans le cadre des programmes Marie Curie Ressources Humaines et Mobilité (catégorie *ToK*, transfert de connaissances). Ce programme est destiné à accueillir et à financer des thèses et post-doc européens travaillant dans le domaine de la magmatologie-volcanologie et désirant acquérir des données ainsi qu'un savoir faire dans le domaine de l'expérimentation. La première évaluation de ce projet, effectuée lors du précédent appel d'offres en 2005, a conclu à l'excellence scientifique du projet. Le projet n'a cependant pas été retenu du fait de l'absence d'identification nette des candidats potentiels ainsi que de leur profil général. La version soumise en 2006 corrige ces deux travers.

## **6. Insertion du projet au sein de l'ISTO, au niveau national et international**

Mon projet s'inscrit parfaitement au sein des thématiques de recherches actuelles de l'équipe Magma et, d'une certaine façon, en est la conséquence naturelle. Il bénéficie largement des travaux réalisés ces quinze dernières années par moi même et les autres membres de l'équipe dans le domaine de la pétrologie expérimentale appliqués aux magmas, en collaboration étroite avec d'autres chercheurs en France mesurant les volatils magmatiques dans les systèmes naturels, en particulier P. Allard, N. Métrich, R. Clocchiatti à Saclay. Ce projet doit d'une part consolider cet acquis, par l'obtention de données expérimentales de base, mais il doit également permettre de renforcer ou d'établir des passerelles entre la volcanologie au sens strict et d'autres disciplines comme l'étude des climats anciens. A ce titre, les travaux que je propose de mener doivent à moyen terme permettre une meilleure déconvolution de la part volcanique de la variabilité climatique (e.g., Crowley, 2000 ; Robock, 2000) mise en évidence par d'autres approches comme l'étude des carottes glaciaires (e.g., Hammer et al., 1980). Si les équipes françaises jouent un rôle moteur à l'échelle internationale dans l'étude des carottes glaciaires (e.g. Petit et al., 1999 ; EPICA, 2004), il n'y a pas au niveau national, à ma connaissance, d'effort portant sur l'évaluation de la part

volcanique à partir de l'étude des produits volcaniques. Enfin, je soulignerai qu'une meilleure connaissance des propriétés thermodynamiques des volatiles dans les liquides silicatés est également utile pour la quantification du rôle des espèces volatiles lors des stades initiaux de la formation des planètes, qui font l'objet d'études par d'autres équipes en France, en particulier au CRPG, (travaux portants sur la solubilité de l'azote, Libourel et al., 2003).

Au niveau international, la participation de plus en plus importante ces dernières années de l'équipe Magma de l'ISTO dans l'étude de volcans étrangers, notamment en Italie, fait qu'il y a en retour une demande forte de la communauté volcanologique européenne pour bénéficier de notre expérience. Il est important de pouvoir répondre à cette demande, ce qui impose également, dans une certaine mesure tout au moins, une adaptation des thèmes de recherches. La quantification des processus de dégazage magmatiques, qu'ils soient diffus ou concentrés, est une problématique scientifique de première importance dans des pays à forte activité volcanique comme l'Italie ou la Grèce. Ce projet s'inscrit ainsi dans une perspective d'ouverture des moyens analytiques et expérimentaux à l'échelle européenne et va donc vers une meilleure intégration des moyens humains et techniques de l'espace européen de la recherche.

## 7. Références

- Berner, R.A. 3GEOCARB II: a revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. *Am. J. Sci.* 294, 56-91, 1994.
- Carroll, M.R., and J.R. Holloway, Volatiles in Magmas, *Rev. Mineral.*, 30, pp. 500, Am. Mineral. Soc., Washington, D.C., 1994.
- Carroll, M.C. & Webster, J.D. Solubilities of sulfur, noble gases, nitrogen, chlorine and fluorine in magmas. in Volatiles in Magmas, Carroll, M.R. & Holloway, J.R. (eds), *Reviews in Mineralogy* 30, 231-279, 1994.

- Clemente, B., Scaillet, B., and Pichavant, M. The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melt. *J. Petrol.*, 45, 2171-2196, 2004.
- Crowley, T.J. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289, 270-277, 2000.
- Dixon, J.E., E.M. Stolper, and J.R. Holloway, An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in Mid-Ocean Ridge basaltic liquids. Part I. Calibration and solubility models, *J. Petrol.*, 36, 1607-1631, 1995.
- EPICA community, Eight glacial cycles from an Antarctic ice core *Nature* 429, 623 – 628, 2004.
- Francois, L.M. & Walker, J.C.G. Modelling the Phanerozoic carbon cycle and climate: constraints from the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratio of seawater. *Am. J. Sci.* 292, 81-135, 1992.
- Gerlach, T.M., H.R. Westrich, T.J. Casadevall, and D.L. Finnegan, Vapor saturation and accumulation in magmas of the 1989-1990 eruption of Redoubt volcano, Alaska, *J. Volcanol. Geotherm., Res.* 62, 317-337, 1994.
- Hammer, C.U., H.B. Clausen, and W. Dansgaard, Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact, *Nature*, 288, 230-235, 1980.
- Holloway, J.R.. Fugacity and activity of molecular species in supercritical fluids. In: Fraser, D. (ed.) *Thermodynamics in Geology*. Dordrecht: Reidel Publishing Company, 161-81, 1977
- Jambon, A. Earth degassing and large scale geochemical cycling of volatile elements. in *Volatiles in Magmas*, Carroll, M.R. & Holloway, J.R. (eds.) *Rev. Mineral*, 30, 479-517, 1994
- Libourel, G., Marty, B. and Humbert, F. Nitrogen solubility in basaltic melts. Part I. Effect of oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, 4123-4135, 2003.

- Luhr, J.F., I.S.E. Carmichael, and J.C. Varekamp, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23, 69-108, 1984.
- Munoz, J.L., F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Rev. Mineral.*, 13, 469-493, 1984.
- O'Neill, H.St. and J.A. Mavrogenes: The sulfide capacity and the sulfur content at sulfide saturation of silicate melts at 1400°C and 1 bar, *J. Petrol.*, 43, 1049-1087, 2002.
- Naldrett, T. Magmatic sulfide deposits, Clarendon press, 1989.
- Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D., and Thiemens, M.H. Sulfur isotopic composition of Cenozoic seawater sulfate, *Science*, 282, 1459-1462. 1998
- Petit J.R. *et al.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399, 429 – 436, 1999
- Pichavant, M., Mysen, B.O. and Macdonald, R. 2002. Origin and H<sub>2</sub>O content of high-MgO magmas in island arc settings: an experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St Vincent, Lesser Antilles Arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, in press
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. and Maury, R. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, 197-200.
- Robock, A. Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.* **38**, 191-219, 2000.

- Saal, A.E., Hauri, E.H., Langmuir, C.H. and Perfit, M.R. Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle. *Nature* 419, 451-455, 2002.
- Scaillet, B., B. Clemente, B.W. Evans, and M. Pichavant. Redox control of sulfur degassing in silicic magmas. *J. Geophys. Res.*, 103, 23937-23949, 1998.
- Scaillet, B., and B.W. Evans, The June 15, 1991 eruption of Mount Pinatubo, I, Phase equilibria and pre-eruption P-T- $fO_2$ - $fH_2O$  conditions of the dacite magma, *J. Petrol.*, 40, 381-411, 1999.
- Scaillet, B., and M. Pichavant: Experimental constraints on volatile abundances in arc magmas and their implications for degassing processes. In Volcanic degassing, C., Oppenheimer, D.M. Pyle and J. Barclay (eds.) *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 213, 23-52, 2003.
- Scaillet, B. and Pichavant, M. Role of  $fO_2$  in fluid saturation of oceanic basalt. *Nature*. doi.org/10.1038/nature02814, 2004
- Scaillet, B., and M. Pichavant. A model of sulphur solubility for hydrous mafic melts : application to the determination of magmatic fluid compositions of Italian volcanoes, *Annals of Geophysics*, 48, 671-698, 2005
- Scaillet, B., Luhr, J., et Carroll, M. Petrological and volcanological constraints on volcanic sulfur emissions to the atmosphere. In Volcanism and the Earth atmosphere, A. Robock and C. Oppenheimer (eds.), *Geophys. Monog.*, 139, 11-40. 2003
- Sterner, M.S., Chou, I-M., Downs, R.T. and Pitzer, K.S. Phase relations in the system NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O : V. Thermodynamic-PTX analysis of solid-liquid equilibria at high temperatures and pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2295-2309, 1992.
- Stone, R., Iceland's doomsday scenario ? *Science*, 306, 1278-1281, 2004.



- Symmonds, R.B., W.I. Rose, G.J.S. Bluth, and T.M. Gerlach, Volcanic-gas studies: Methods, results, and applications, In : *Volatiles in Magmas, Rev. Mineral.*, vol. 30, edited by M.R. Carroll and J.R. Holloway, pp. 1-66, Am. Mineral. Soc., Washington, D.C., 1994.
- Symmonds, R.B., Gerlach, T.M. and Reed, M.H. Magmatic gas scrubbing : implications for volcano monitoring, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, 303-341, 2001.
- Tabazadeh, A., and R.P. Turco, Stratospheric injection by volcanic eruptions: HCl scavenging and implications for ozone, *Science*, 260, 1082-1086, 1993.
- Thordarson, T. & Self, S. Atmospheric and environmental effects of the 1783-1784 Laki eruption : a review and reassessment. *Journal of Geophysical Research* 108 (D1) 4011, doi : 10.1029/2001JD002042, 2003.
- Wallace, P.J., Volcanic SO<sub>2</sub> emissions and the abundance and distribution of exsolved gas in magma bodies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, 85-106, 2001.
- Westrich, H.R., and T.M. Gerlach, Magmatic gas source for the stratospheric SO<sub>2</sub> cloud from the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo, *Geology* , 20, 867-870, 1992.
- Zhang, Y. H<sub>2</sub>O in rhyolitic glasses and melts: measurement, speciation, solubility, and diffusion, *Rev. Geophys.*, 37, 493-516, 1999.

## Partie I Résumé des travaux

### *Genèse et évolution des magmas acides*

Avant propos	3
Introduction	8
<b>1. Magmatisme de collision continentale</b>	<b>14</b>
1.1 Cadre géologique	14
1.2 Modèle géologique de fusion crustale	15
1.3 Modèles thermiques	16
1.4 Conditions de genèse et de mise en place	
<b>20</b>	
1.5 Mécanisme de mise en place	25
1.6 Evolution magmatique	34
1.7 Evolution rédox	48
1.8 Collision et leucogranites	56
<b>2. Magmatisme anorogénique</b>	<b>60</b>
<b>3. Magmatisme d'arc</b>	<b>66</b>
<b>4. Etat rédox et volatils dans les magmas</b>	<b>70</b>
<b>5. Rhéologie</b>	<b>76</b>
<b>6. Conclusion</b>	<b>81</b>
<b>7. Enseignement</b>	<b>81</b>
<b>8. Encadrement</b>	<b>82</b>
8.1 DEA-Master deuxième année	82
8.2 Thèses	82
8.3 Post-docs et visiteurs	83
<b>9. Participation aux jury de thèse</b>	<b>84</b>
<b>10. Conférencier invité</b>	<b>84</b>
<b>11. Animation scientifique</b>	<b>85</b>
<b>12. Activité de coordination scientifique</b>	<b>85</b>
<b>13. Administration de la recherche</b>	<b>86</b>
<b>14. Participation à des revues scientifiques et évaluation de projets</b>	<b>86</b>
<b>15. Distinctions</b>	<b>86</b>
<b>16. Principales collaborations extérieures</b>	<b>86</b>
<b>17. Participations aux programmes nationaux</b>	<b>87</b>
<b>18. Liste des publications</b>	<b>88</b>

## partie II: Projet de recherche

### *Quantification expérimentale du dégazage magmatique : applications volcanologiques, climatiques et géochimiques*

<b>1. Introduction</b>	<b>96</b>
<b>2. Cadre général</b>	<b>96</b>
<b>3. Stratégie expérimentale et choix des éléments</b>	<b>97</b>
3.1. Soufre	99
3.2. Halogènes	99
3.3. Compositions	101
<b>4. Exemples d'application</b>	<b>101</b>
4.1. Signaux précurseurs des éruptions	102
4.2. Composition de la phase fluide dans les réservoirs et impact climatique des éruptions volcaniques individuelles	103

4.3. <i>Rôle du volcanisme d'arc sur le cycle global du soufre</i>	_____
<b>_____ 103</b>	
<b>5. Moyens nécessaires</b>	<b>_____ 105</b>
5.1 <i>Techniques</i>	_____ 106
5.2. <i>Humains</i>	_____ 105
5.3. <i>Financiers</i>	_____ 106
<b>6. Insertion du projet au sein de l'ISTO, au niveau national et international</b>	<b>107</b>
<b>7. Références</b>	<b>_____</b>
<b>_____ 108</b>	
<b>8. Table des matières</b>	<b>_____ 112</b>