



HAL
open science

Injection dans les réservoirs magmatiques : Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique

Erwan Hallot

► **To cite this version:**

Erwan Hallot. Injection dans les réservoirs magmatiques : Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. Pétrographie. Université Rennes 1, 1992. Français. NNT: . tel-00653468

HAL Id: tel-00653468

<https://theses.hal.science/tel-00653468>

Submitted on 19 Dec 2011

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.

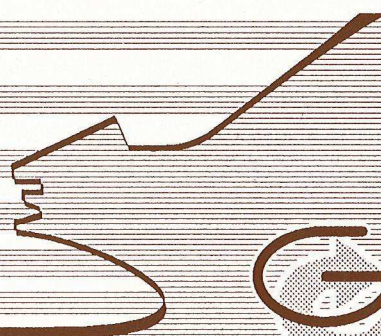
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

injection dans les réservoirs magmatiques

CONTRAINTES PETROLOGIQUES
(MASSIFS DE FORT LA LATTE
ET DE ST BRIEUC, BRETAGNE NORD)
ET
MODELISATION ANALOGIQUE.

MEMOIRES

1993



Géosciences
RS
Rennes

MEMOIRES DE GEOSCIENCES RENNES

N°49

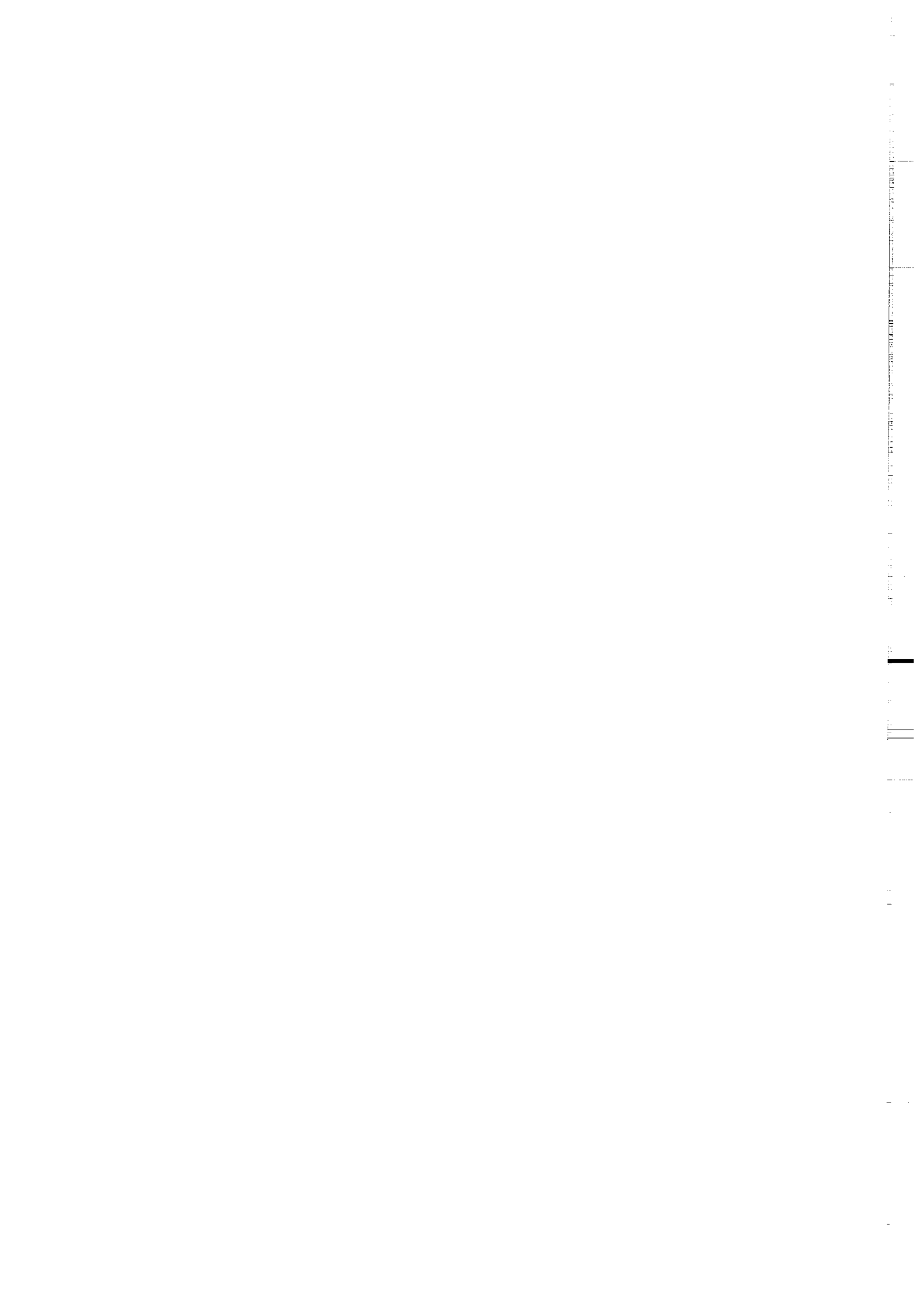
Erwan HALLOT

INJECTION DANS LES RESERVOIRS MAGMATIQUES :
Contraintes pétrologiques :
(Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord)
et modélisation analogique.

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 30 Octobre 1992

GEOSCIENCES RENNES
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)

1993



ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-49-1

1993

GEOSCIENCES RENNES

LP CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042 - RENNES Cédex (France)

E. HALLOT

**Injection dans les réservoirs magmatiques : Contraintes
pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec,
Bretagne Nord) et modélisation analogique.**

Mémoires de Géosciences Rennes, 49, 331 p.



REMERCIEMENTS

distribution destinée à faire plaisir aux personnes que je n'ai pas oublié

Ce mémoire regroupe les résultats de trois années d'études entreprises fin 1989 au laboratoire de Pétrologie de Géosciences Rennes. Il serait illusoire de penser pouvoir remercier, sans en oublier, toutes les personnes qui ont contribué, consciemment ou non, à la réalisation de ce travail. Tous ces acteurs, même ceux dont le nom ne figure pas dans la suite parce que leur indispensable contribution est plus modeste, savent déjà à quel point je leur suis reconnaissant.

*Au départ, la confiance que vous m'avez presque aveuglément accordée, **Bernard AUVRAY** et **Hervé MARTIN**, puis, par la suite, vos indispensables conseils et la grande liberté que vous m'avez laissée dans l'exécution, m'ont permis mener à bien mon travail. Je ne saurais pas vous exprimer toute ma reconnaissance ni oublier les cafés quotidiens qui, tout en égayant le laboratoire, ont rempli ces trois années de moments agréables, mais surtout enrichissants et très propices à la maturation scientifique.*

*Envers vous, **Jean de BREMOND d'ARS** et **Philippe DAVY**, ma dette est importante parce que vous avez su éveiller ma curiosité au domaine de la physique et, qu'en vous, j'ai toujours trouvé des interlocuteurs compétents. Pour votre disponibilité et votre aide précieuse je vous remercie chaleureusement ainsi que **Henri VAN DAMME**, ne serait-ce que pour la qualité de son accueil quand nous sommes allés le rencontrer à Orléans.*

*Je suis également très reconnaissant à **Jean CHANTRAINE**, **Claude JAUPART** et **Steve SPARKS** d'avoir accepté de juger mon travail. Pour la même raison et plus particulièrement pour avoir été, bien avant la soutenance, disponible -et patient aussi- en acceptant de discuter le fond -et la forme- de mes communications en anglais, je remercie sincèrement **Nick ARNDT**.*

*Je mesure également aujourd'hui tout le bénéfice des discussions qui m'ont permis de profiter de l'expérience de **Jean-Pierre BRUN**, **Ramon CAPDEVILA**, **Denis GAPAIS** et **Jean-Louis LAGARDE**. Je n'en suis pas moins redevable envers **Sylvain BLAIS** pour avoir accepté, pendant trois ans, de m'initier à l'enseignement dans le cadre du monitorat et surtout, d'avoir réussi à m'en donner le goût.*

Sans vos astuces et vos connaissances des problèmes d'injection et d'étanchéité, Jean-Jacques KERMARREC, Jean CORNICHE et Michel LEMOINE, la réalisation d'une partie importante de ce travail n'aurait pas été possible. La gratitude que je peux vous témoigner ici est cependant loin d'égaliser votre ingéniosité. Merci également à Marie-Annick CHASSONNEAU pour avoir partagé sa paillasse; merci Jean-Lou HENRY pour ta maîtrise de l'art photographique; merci beaucoup Arlette FALAISE d'avoir participé, entre autres choses, à la frappe de ce mémoire; merci Xavier LE COZ pour les lames minces et merci Martine Le COZ-BOUNHIK pour les analyses chimiques; encore merci Mariane OLLIVIER, Renée CHARLOT, Annick LEFEVRE, René AUBRY et Henri LHUISSIER pour votre efficacité; merci aussi Jean BERTRAND et Michel LAUTRAM pour une partie de l'iconographie de ce mémoire et pour avoir supporté l'odeur de mon tabac.

Jean-Alix BARRAT, Pierre GAUTIER, Thierry SOURIOT, Christophe DALLAIN, Michel KUNTZ, Annick CHAUVIN et Olivier DAUTEUIL, votre aide à différents niveaux de la réflexion et de la réalisation vous valent mon amitié. Une partie équivalente de ma reconnaissance est également destinées à Catherine GUERROT, Elisabeth LEGOFF, Emmanuel EGAL et Denis THIEBLEMONT pour nos échanges d'informations et de points de vue sur le domaine cadomien.

Je ne pense pas qu'il soit possible d'espérer de meilleures conditions que celles dont j'ai bénéficié, ces derniers mois, pour achever ce travail surtout en étant entouré de Delphine ROUBY, Ronan HEBERT, Isabelle DANIEL, Tristan EUZEN, Henri CUVELLIER, Yann LAHAYE et Alain POTREL. Pour m'avoir efficacement permis de respecter les échéances, acceptez en retour mon amitié et ce qu'il peut encore me rester de reconnaissance à distribuer, sans pour autant qu'elle en soit amoindrie.

C'est, bien sûr, en tout premier lieu à toi, Catherine HALLOT, que j'ai pensé en entreprenant la rédaction de ces lignes. Je t'adresse ici mes plus sincères remerciements, non seulement pour ton soutien moral et logistique mais également pour ta bonne humeur de tous les jours.

"On ne peut voir que ce que l'on observe et l'on observe que ce qui se trouve déjà dans notre esprit".

A. Bertillon.



SOMMAIRE

INTRODUCTION	7
Première partie : LES MAGMAS, LE MELANGE ET L'INJECTION.	13
I- INTRODUCTION ET GENERALITES.	15
II- PROPRIETES PHYSIQUES DES MAGMAS.	
1- Constitution des magmas.	18
1.1. La phase liquide.	
1.1.1- Structures des liquides silicatés : rôle des cations.	19
1.1.2- Organisation structurale et degré de polymérisation.	19
1.1.3- Relaxation, surfusion, transitions vitreuses et dynamique structurale.	21
1.2. La phase cristalline.	
1.2.1. Nucléation et croissance cristalline.	23
1.2.2. Mode de nucléation, dynamique et agencement.	24
1.2.3- Relations température-taux de cristallisation-composition.	26
1.3. La phase gazeuse.	29

2- Propriétés rhéologiques des magmas.	
2.1- Définitions et modèles rhéologiques.	32
2.2- Comportements rhéologiques et modes de déformation des magmas.	
2.2.1- Propriétés des liquides silicatés.	
Les modèles de calcul des viscosités.	35
Vers l'interprétation structurale des propriétés rhéologiques des liquides.	36
Les propriétés non newtoniennes au voisinage de la transition vitreuse.	38
2.2.2- Effets des hétérogénéités solides (et gazeuses).	
*Les suspensions magmatiques.	43
*La fraction critique de cristaux (FCC).	47
*Des suspensions aux milieux poreux.	48
2.2.3- Rôle de la vitesse de déformation.	50
2.3- Conclusions : estimation des propriétés rhéologiques des magmas.	54
2.3.1- Prévision des comportements rhéologiques.	54
2.3.2- Répartition des comportements rhéologiques.	57
3- Les autres propriétés physiques.	
3.1- Estimation des densités.	59
3.2- Miscibilité et tensions de surface.	60
III- INTERACTIONS ET MELANGE DE MAGMAS.	
1- Preuves géologiques du mélange.	62
1.1- Les structures syn-plutoniques.	63
1.1.1- Les structures internes aux systèmes magmatiques.	
- Les pipes magmatiques.	64
- Les complexes veinés bimodaux.	
- Les instabilités d'écoulement.	66
1.1.2- Caractéristiques générales des structures d'origine externes.	
- Les filons syn-plutoniques.	67
- Les sills syn-plutoniques.	69
1.1.3- Les enclaves dans les roches magmatiques.	
- Classification et terminologie.	69
- Les enclaves microgrenues.	72
1.2- Les interactions minéralogiques et chimiques.	
1.2.1- Généralités : caractéristiques de l'hybridation.	73
1.2.2- Mécanismes spécifiques au niveau des enclaves.	76
2- Aspects physiques de l'interaction de magmas contemporains.	
2.1- Généralités: équilibre thermique et mélange.	78
2.2- Mise en place des structures syn-plutoniques planaires.	83
2.3- Formation des enclaves microgrenues.	
2.3.1- Rappels et Historique.	86
2.3.2- Mécanismes de formation des enclaves microgrenues.	87
2.4- Hybridation.	91
Mélange et rhéologie des magmas : CONCLUSIONS.	93

I- CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL :
LE CADOMIEN NORD-ARMORICAIN.

1- Présentation générale.	101
2- Géochronologie et inventaire litho-stratigraphique du Briovérien.	102
3- Interprétations géodynamiques du cadomien.	108
4- Pétrogenèse des magmas cadomiens.	110

II- L'INTRUSION DE COETMIEUX-FORT LA LATTE (ICFL).

1- Généralités et travaux antérieurs.	
1.1- Constitution du Massif de Penthièvre.	113
1.2- L' ICFL : travaux antérieurs.	115
2- Description pétrographique.	
2.1- Structuration et déformation dans l'intrusion.	116
2.2- Types pétrographiques et organisation.	
2.2.1- Les roches grenues : leurs natures et leurs répartitions.	
(a) La série des diorites-tonalites.	122
(b) Les leucodiorites.	126
2.2.2- les roches basiques microgrenues.	
(a) les enclaves.	132
(b) les filons syn-plutoniques.	135
3- Minéralogie et séquence de cristallisation.	
3.1- Composition des phases.	142
3.2- Séquence de cristallisation.	148
4- Estimations des conditions physiques de mise en place.	
4.1- Pression totale et teneur en eau.	150
4.2- Températures.	154
4.3- Fugacité d'oxygène.	156
5- Caractères géochimiques et pétrogenèse.	
5.1- La série diorites-tonalites.	158
5.2- Les leucodiorites : géochimie, formation et implications.	163
5.3- Les microdiorites.	168
5.3.1- Caractères chimiques.	
- les filons syn-plutoniques.	
- les enclaves éparses.	168
5.3.2- La migration des liquides intergranulaires ?	171
5.3.3- Le mélange dans l'ICFL.	
- introduction mécanique de phénocristaux?	172
- la cristallisation des phénocristaux à partir du magma des enclaves et ses implications.	174
- Echanges chimiques, hybridation et conclusions.	176

6- Injection et fragmentation des microdiorites.	
6.1- Estimation des conditions physiques des interactions.	
6.1.1- Les contrastes de densité.	179
6.1.2- Les propriétés rhéologiques.	
Estimation des viscosités.	181
La transition entre les modes de déformation fluides et solides.	183
6.2- Contraintes pétrographiques.	
6.2.1- Relations entre les structures syn-plutoniques et la déformation.	185
6.2.2- La convection dans l'ICFL.	188
6.3- Modalités de l'injection dans l'ICFL.	189
6.4- La fragmentation des structures d'injection.	
6.4.1- La fragmentation postérieure à l'équilibre thermique.	190
6.4.2- Fragmentation synchrone de l'injection?	193
7- Conclusions sur l'étude de l'ICFL.	194

III- L'INTRUSION DE SAINT-BRIEUC.

1- Esquisse géologique et travaux antérieurs.	199
2- Description pétrographique.	
2.1- Les termes "basiques" du groupe I.	200
2.2- Les termes "acides" du groupe II et les faciès transitionnels.	201
3- Principaux caractères chimiques et interprétation pétrogénétique.	204
4- Relations avec les granitoïdes de Ploufragan.	
4.1- Description pétro-géochimique.	209
4.2- Relations granodiorite hybride-granite d'anatexie	211
5- L' ISB : Conclusions.	217
Deuxième partie : CONCLUSIONS.	219

Troisième partie :	
ASPECTS EXPERIMENTAUX DE L'INJECTION,	
EFFETS NON-NEWTONIENS et IMPLICATIONS.	221

1- Similitude et dimensionnement.	224
2- Les Travaux antérieurs.	226
2.1 - Injections en milieu newtonien.	
2.1.1- Dispositifs expérimentaux tridimensionnels.	228
Les panaches : contraste de densité déstabilisant.	229
Les fontaines : contraste de densité stabilisant.	232
2.1.2- La digitation visqueuse en cellule de Hele Shaw.	233
Fluides immiscibles	235
Fluides miscibles.	238
2.2 - Injections en milieu non newtonien et en cellule de Hele Shaw.	238
2.3- La fracturation en cellule de Hele Shaw.	245

3- Injections dans un milieu viscoélastique tridimensionnel.	
3.1- Dispositif expérimental et paramètres d'injection.	
3.1.1- Le dispositif expérimental.	249
3.1.2- Le fluide injecté.	251
3.1.3- Le fluide hôte.	252
3.2- Les Résultats.	
3.2.1- Le mode de déformation fluide.	254
Les panaches.	257
Les "fontaines" et les structures d'épanchements.	262
3.2.2- Le mode de déformation par fracturation.	269
4- Comparaison des structures expérimentales et des structures naturelles et applications en magmatologie - perspectives	271

CONCLUSIONS GENERALES.	277
-------------------------------	------------

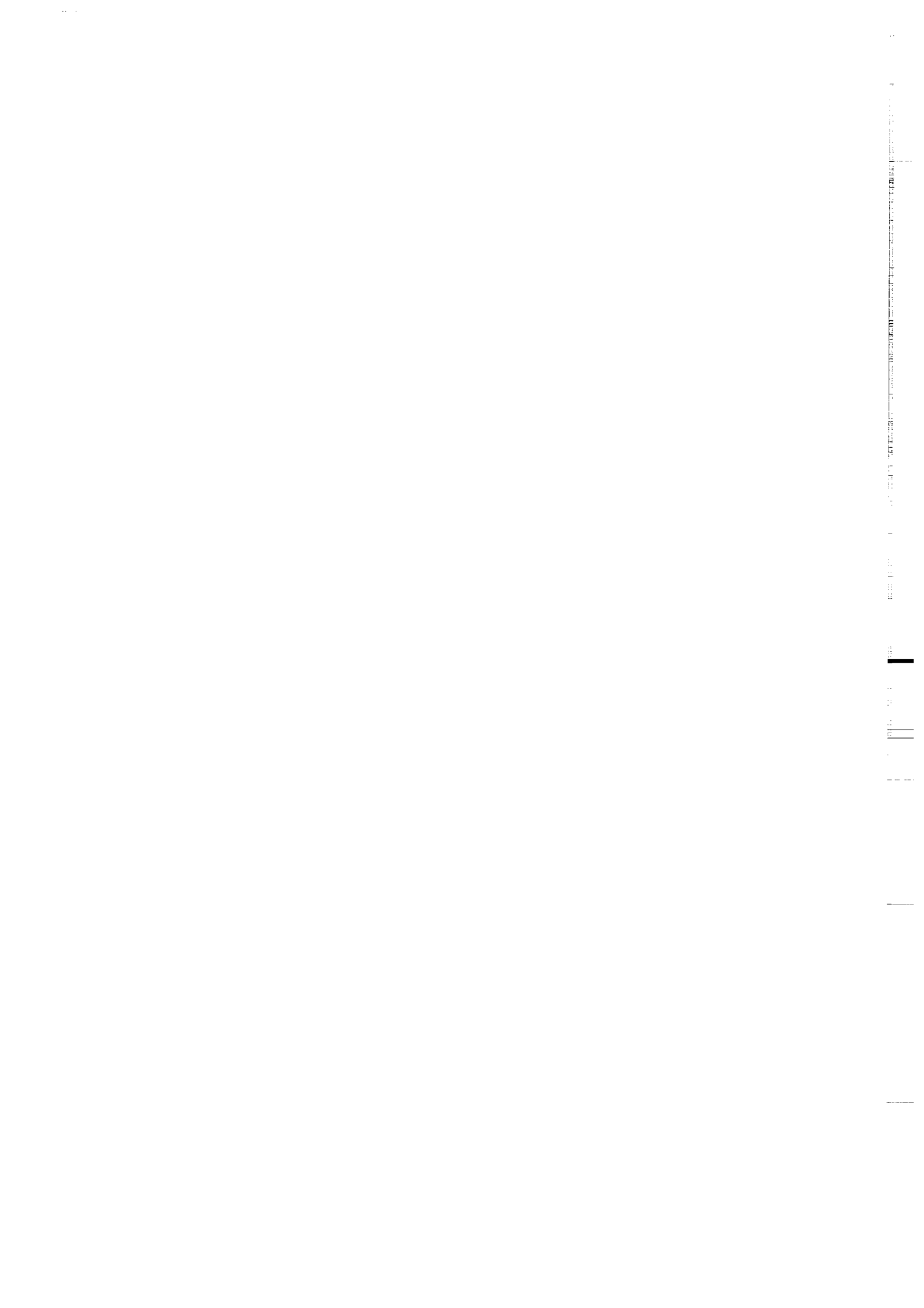
Références bibliographiques	283
------------------------------------	------------

Annexes

-Coefficients rhéologiques utilisés	303
-Analyses chimiques et localisation des échantillons	
* l'ICFL	306
* l'ISB et Ploufragan	310
-Précisions analytiques des analyses chimiques par fluorescence X	315

Vertical text or artifacts along the right edge of the page, possibly a page number or header.

INTRODUCTION



Le mélange de magmas constitue aujourd'hui avec la fusion partielle, la cristallisation fractionnée et la contamination, l'un des processus majeurs permettant d'expliquer la diversité pétrographique et géochimique des roches magmatiques. En effet, rares sont les publications qui ne mentionnent pas, à défaut de les traiter d'une manière approfondie, les problèmes de mélange. Le phénomène témoigne alors du caractère général de la possibilité de réalimenter par injection les réservoirs de magma.

Un survol historique de la littérature montre que le mélange n'a pas toujours figuré, dans l'esprit des géologues, au sein des processus de différenciation de premier ordre dans les réservoirs magmatiques. Pourtant, dès le siècle dernier, c'est sans doute l'un des premiers mécanismes qu'ils imaginent et cautionnent pour rendre compte de l'hétérogénéité des roches (par exemple, Busen, 1851). La découverte de la cristallisation fractionnée (Bowen, 1928) et par la suite, sa capacité à expliquer les caractéristiques de nombreux objets géologiques, ralentissent et inhibent, dans un premier temps, l'avancement des recherches traitant du mélange de magmas. Au contraire, à partir des années 1970, on reconnaît progressivement le caractère universel du mélange face aux "lacunes" et aux problèmes soulevés par l'étude des autres processus de différenciation comme la cristallisation fractionnée.

Si un grand nombre de publications aborde aujourd'hui les problèmes de mélange, paradoxalement, les modalités physiques du processus demeurent encore mal connues; c'est en particulier dans ce domaine que s'intègre ce mémoire. Les méthodes classiques d'investigation de la pétrologie (cartographie, étude de lames minces, analyses chimiques) permettent de préciser et de discuter les conditions du mélange (composition des magmas, cogénéisme, température T, pression de mise en place P, etc.) mais elles s'avèrent relativement stériles pour véritablement décrypter les mécanismes du mélange. Sur ce plan, les études expérimentales analogiques se sont déjà révélées plus efficaces et particulièrement intéressantes parce qu'elles apportent de nouvelles contraintes (Sparks et Huppert, 1984; Campbell et Turner, 1986; Blake et Koyaguchi, 1991).

Il n'en demeure pas moins que la pétro-géochimie constitue une étape importante : elle permet d'identifier des interactions mécaniques et chimiques qui témoignent du mélange, à partir de l'observation des hétérogénéités dans les roches. Elle apporte, par conséquent, ses propres contraintes dans les modèles de mélange que l'on cherche à établir. Grâce à cette approche classique, on peut également prendre conscience de la relation entre l'intensité du mélange et l'échelle des hétérogénéités c'est à dire des structures magmatiques observées dans les roches. Les hétérogénéités métriques à centimétriques (les enclaves magmatiques) correspondent aux stades de mélange les plus incomplets ou partiels (Didier, 1973; Vernon, 1983) appelés "mingling" dans la littérature anglo-saxonne. Le mélange a également été identifié à l'échelle du minéral (Hibbard, 1981). Les stades les plus évolués du mélange (hybridation; "mixing") supposent la disparition des hétérogénéités qui ne sont alors décelables qu'à l'échelle atomique ou moléculaire par le biais de l'analyse chimique.

Les termes "mingling" et "mixing" ne font référence à aucun mécanisme; ils sont descriptifs et relatifs à l'échelle d'observation. Il convient donc de les comprendre et de les interpréter en terme de mécanismes. Identifier et évaluer l'importance relative des mécanismes et des différents paramètres qui les conditionnent dans une situation donnée, est précisément le but de la démarche analogique.

Dans les magmas, le mélange parfait ("mixing") résulte de la diffusion chimique entre des liquides de compositions différentes et des interactions mécaniques entre les magmas. En effet, sous le contrôle des gradients de température et de composition, les éléments chimiques sont mobiles. De plus, connaissant la durée des échanges, on sait évaluer la distance sur laquelle les éléments diffusent au travers d'une interface entre deux liquides (voir par exemple, Koyaguchi, 1989; Philpotts, 1990). Par conséquent, pour comprendre le mélange, il convient de savoir si, et dans l'affirmative, dans quelles conditions, l'interaction mécanique entre deux magmas est susceptible de produire des entités physiques de taille supérieure ou inférieure à la distance d'échange chimique. En d'autres termes, il apparaît fondamental, pour savoir dans quelles conditions et comment deux magmas se mélangent, d'identifier les mécanismes de formation et les caractéristiques (en particulier les formes et les tailles) des structures magmatiques syn-plutoniques.

Il faut donc, indépendamment de l'intensité du mélange, commencer par connaître ce qui contrôle (1) la mise en contact des magmas, c'est à dire l'injection d'un magma dans un autre et (2) l'évolution des structures d'injection après la mise en contact, c'est à dire, ce que nous appellerons la fragmentation. Ce sont précisément ces deux points qui ont motivé ce travail. Ce mémoire n'a cependant pas la prétention d'apporter une réponse définitive au problème d'injection-fragmentation, mais de discuter l'importance relative des différents mécanismes et paramètres de contrôle mis en jeu lors de la formation des structures syn-plutoniques. Nous chercherons à identifier ces mécanismes et paramètres à l'aide de la double approche pétrologique et expérimentale.

Pour mener à bien un tel travail, il est indispensable de connaître avec une précision raisonnable le comportement des magmas. La première partie du mémoire débute donc par une description détaillée des magmas à laquelle on a inclus les méthodes d'estimation de leurs propriétés physiques importantes (rhéologie, densité). Cette première partie se poursuit par un chapitre consacré à une synthèse des connaissances dans le domaine de l'interaction de magmas contemporains. Les principales structures syn-plutoniques et leurs conditions de formation y sont définies.

Les concepts développés dans cette première partie vont guider l'étude pétrologique et géochimique qui fait l'objet de la seconde partie du mémoire. Elle porte sur l'étude de deux unités magmatiques du Nord du Massif Armoricaïn, localisées en Baie de Saint Brieuc : (1) le massif de Fort-la-Latte qui présente des structures syn-plutoniques acide-basiques spectaculaires (filons, enclaves); (2) le massif de Saint Brieuc dans lequel les évidences d'interactions entre magmas contemporains sont moins spectaculaires; toutefois nous y identifierons des phénomènes d'hybridation de magmas.

Dans la troisième partie, nous commencerons par rappeler les principales caractéristiques des structures d'injection obtenues expérimentalement en milieu newtonien. Ensuite, nous envisagerons le cas des milieux non newtoniens grâce à des expériences dans un dispositif plan (cellule de Hele Shaw). Nous présenterons également les résultats d'une série d'expériences d'injection d'eau dans les milieux viscoélastiques à rhéologie complexe (suspension d'argile). A partir de ces expériences en trois dimensions et avec une source linéaire, nous pourrions extraire quelques conclusions applicables aux systèmes naturels.

Première partie :

LES MAGMAS, LE MELANGE ET L'INJECTION.

Les objectifs de cette première partie sont :

- (i) de montrer que le comportement physique d'un magma dépend de sa composition, de sa constitution et de sa température mais également, que ses propriétés rhéologiques varient en fonction des vitesses d'application des contraintes, donc du processus dans lequel le magma est impliqué. Expliquer, lorsque cela est possible, les origines structurales (polymérisation, interaction entre constituants solide, liquide et gazeux) des propriétés non-newtoniennes en particulier, a été un souci constant. Nous discutons également les méthodes d'estimation des principales propriétés physiques.

- (ii) de montrer la variété des structures illustrant la réalimentation de réservoirs magmatiques par l'injection de nouveaux magmas et de dégager quelques généralités sur le mélange et les problèmes soulevés par la formation de certaines structures. En particulier, nous insisterons sur la formation des filons syn-plutoniques, des enclaves et sur les conditions de l'hybridation. C'est dans cette partie que nous justifions l'intérêt de cette étude de l'injection pour la compréhension du phénomène de mélange.

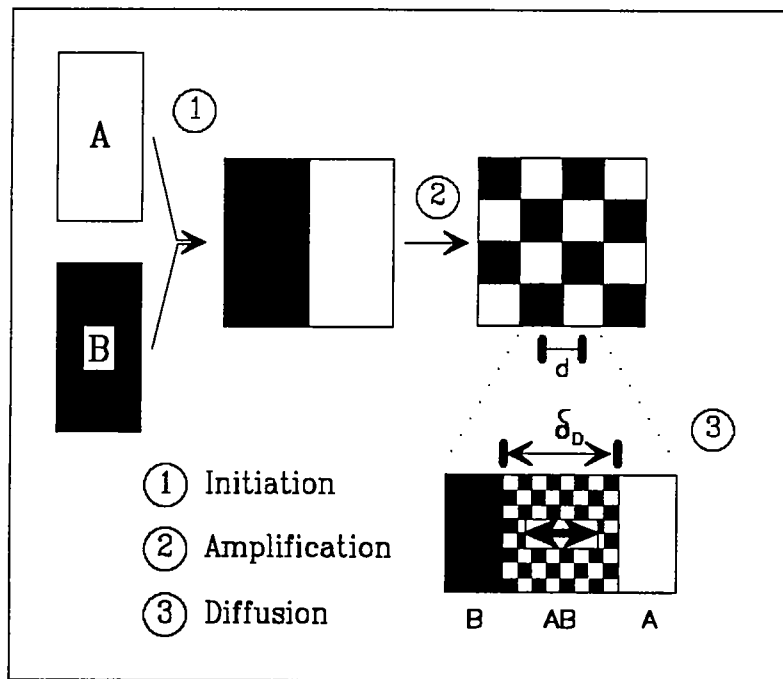


Figure 1-1 : Détail du mécanisme de mélange entre deux magmas (A et B) susceptibles de produire un magma hybride (AB). d est la longueur caractéristique développée par les mécanismes d'amplification (taille moyenne des éléments de magma) et δ_D est la longueur caractéristique de la diffusion thermique et chimique.

I- INTRODUCTION ET GENERALITES.

La plupart des matériaux qui constituent la croûte et le manteau terrestres sont de nature silicatée et peuvent exister à l'état fondu aux pressions et températures internes de la planète. Le magma ainsi produit lors de la fusion partielle, est constitué d'au moins une phase liquide silicatée. En cristallisant sous l'effet du refroidissement, il engendre les roches ignées -plutoniques en profondeur ou volcaniques en surface. Dans tous les cas, les processus de différenciation qui gouvernent la formation des roches magmatiques sont contrôlés par les propriétés physiques et chimiques des magmas (par exemple, Bowen, 1928; Mysen, 1989).

Les réservoirs de magmas (chambres magmatiques) sont les sièges de processus de différenciation particulièrement actifs et constituent des systèmes susceptibles d'être réalimentés (Huppert et Sparks, 1980; Sparks et Huppert, 1984; Wiebe, 1988). Parce qu'ils sont ouverts et soumis à l'injection de nouveaux matériaux, de tels systèmes magmatiques constituent les lieux de mélanges privilégiés entre des magmas coexistants dans le temps et dans l'espace.

Le phénomène de mélange peut s'envisager en trois étapes si on raisonne en terme d'instabilité du système (fig. 1-1) :

- (1) la mise en contact de deux magmas distincts par injection correspond au stade d'**initiation**;

- (2) la fragmentation en éléments de plus petite taille correspond à un stade d'**amplification** de l'instabilité. C'est, a priori, un phénomène essentiellement mécanique qui traduit l'évolution dynamique du système;

- (3) dès le stade d'initiation, commence entre les deux entités magmatiques une étape de rééquilibrage de leurs températures et de leurs compositions chimiques. Ces échanges thermiques et chimiques sont contrôlés par les mécanismes de la **diffusion**.

Ce principe de l'instabilité magmatique va nous guider tout au long du mémoire. Il permet de concevoir que le **mélange est parfait**, c'est à dire, qu'il y a **hybridation**, seulement si les éléments de magma sont suffisamment petits pour pouvoir se rééquilibrer intégralement : la taille caractéristique du stade de l'amplification doit être inférieure ou égale à celle de la diffusion. Le stade d'amplification apparaît donc comme l'étape déterminante du processus.

Afin de distinguer les conditions favorables au mélange de celles qui ne le sont pas et pour prévoir si le **mélange** sera parfait (homogénéisation

totale, "mixing") ou **partiel** ("mingling"), notre étude est focalisée sur les deux premières étapes du processus.

Pendant les étapes d'initiation et d'amplification, le mélange mécanique se fera d'autant plus efficacement que le système est dynamique. Aussi, la capacité de se mélanger des magmas dépend-elle (1) des propriétés physico-chimiques du système et en particulier, de leur capacité à être mécaniquement et chimiquement mobilisées, et (2) des vitesses de déformations qui caractérisent le dynamisme de ce système.

La chambre magmatique ne constitue pas le seul système où peuvent s'exercer des interactions entre magmas contemporains (voir par exemple, Blake et Koyaguchi, 1991). La figure 1-2 schématise les lieux potentiellement dynamiques, susceptibles de contenir en même temps plusieurs magmas et qui sont donc des sièges éventuels du mélange magmatique. Dans les zones de fusion partielle, la présence simultanée de deux (ou plusieurs) entités magmatiques (source hétérogène ou injection d'un magma issu d'une autre source plus profonde) fait de ce lieu, lors de l'extraction, le premier site privilégié où va pouvoir débiter l'interaction entre les magmas. Ensuite, les conduits d'alimentation et les systèmes de transport des magmas vers la surface (dikes, diapirs) prennent le relais. Enfin, dans les zones pièges et dans les réservoirs de magma en cours de cristallisation que constituent les chambres magmatiques, c'est la réalimentation en magma souvent plus chaud qui provoque la modification ou l'apparition des gradients de température, de composition chimique et de densité qui contrôlent la dynamique convective et souvent éruptive du système (Sparks et al., 1977). Pour comprendre les modalités du mélange, il est donc nécessaire d'envisager les conditions dynamiques spécifiques de chaque site.

Les taux de mélange (les degrés d'hybridation) dépendent des temps de résidence (durée de l'interaction) des magmas. Par conséquent, ils sont avant tout, dans un site donné, fonction de la stabilité de la situation. On conçoit dès lors que le temps de cristallisation est un paramètre particulièrement critique vis à vis des propriétés de transport des magmas, que ce soit le transport en masse contrôlé par la rhéologie des matériaux ou le transport sélectif des éléments chimiques par la diffusion. La densité est également une propriété physique qui varie de manière significative avec l'évolution thermique du système; en effet, la constitution du magma (en terme de phases) et la composition chimique des phases sont constamment modifiées au cours du temps. C'est la raison pour laquelle nous

commencerons par examiner les propriétés physiques et structurales intrinsèques des magmas, ainsi que leur évolution au cours de la cristallisation. Ensuite nous pourrons véritablement traiter des problèmes de mélange à partir de la description des structures et des caractéristiques générales de l'interaction de magmas contemporains.

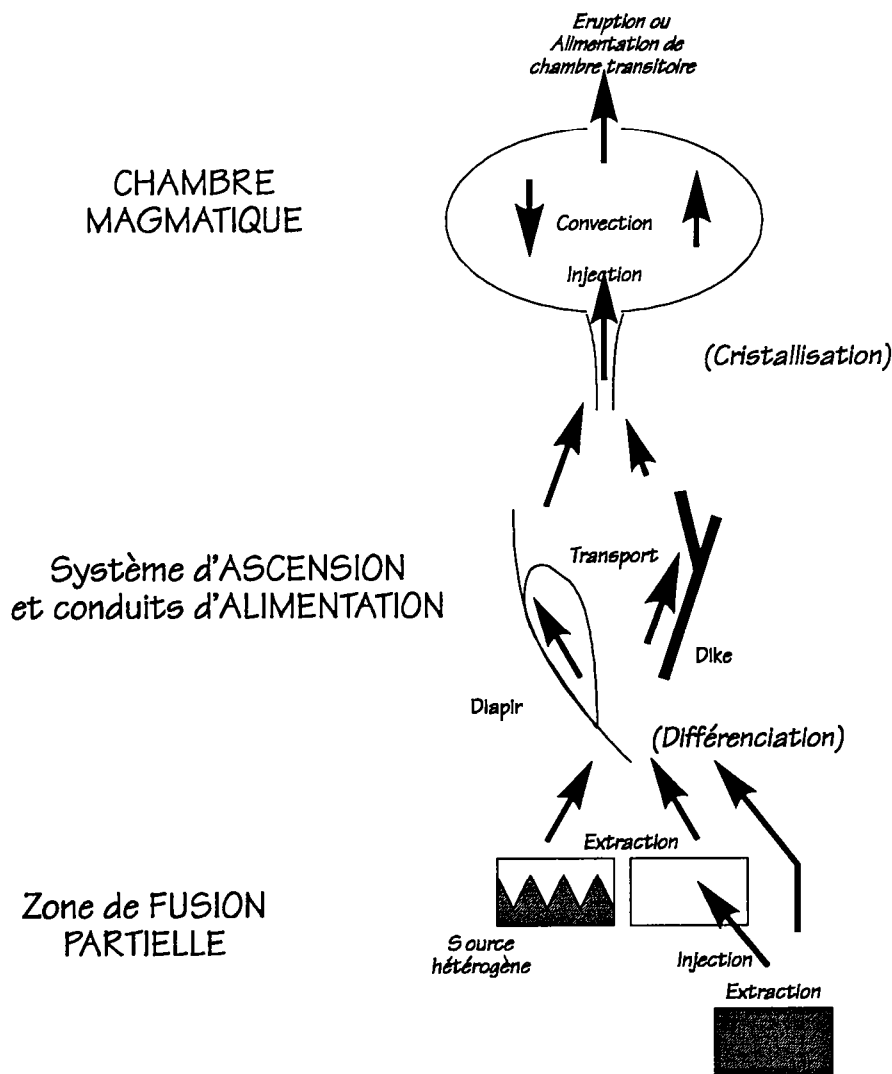


Figure 1-2 : Représentation schématisée des sites potentiels d'interaction et de mélange, c'est à dire, des environnements dynamiques où il peut y avoir présence simultanée de magmas. La cristallisation et la différenciation peuvent intervenir à tous les niveaux.

II- PROPRIETES PHYSIQUES DES MAGMAS.

Les grandeurs physiques qui décrivent l'aptitude à la mobilité d'un matériau (viscosité, seuil d'élasticité) sont au même titre que la densité et la compressibilité, des grandeurs macroscopiques. Elles font statistiquement référence à l'état microscopique dont le comportement est moyenné dans un volume ponctuel suffisamment grand pour que les propriétés individuelles des atomes soient négligées. Même si le formalisme de la physique des milieux continus ne tient pas compte des propriétés microscopiques, le comportement macroscopique est pourtant fonction de la réalité structurale et atomique. Ainsi, lorsqu'on considère un milieu hétérogène tel que la taille caractéristique des hétérogénéités soit très petite comparée à l'échelle d'observation, le formalisme des milieux continus est applicable mais le comportement global du matériau est déterminé à la fois par les caractéristiques physiques des entités qui le constituent et par les interactions entre ses constituants.

Les magmas sont des milieux particulièrement hétérogènes et complexes. En effet, ce sont, par définition, des systèmes à composants chimiques et à phases (constituants) multiples dans lesquels les propriétés physiques ne sont pas seulement dépendantes de la composition mais varient également en fonction des conditions externes (pression, température et parfois comme nous le verrons également, du temps). Afin de décrire convenablement ces propriétés, il est nécessaire de considérer, lorsqu'elle est connue, la véritable nature des interactions entre les constituants. C'est pourquoi, dans ce premier chapitre, nous essayerons en particulier de mettre en évidence les causes des différents comportements des magmas. Nous verrons que la réalité structurale des magmas n'est pas toujours clairement identifiée et quels sont, dans ces conditions, les moyens dont nous disposons pour estimer au mieux les propriétés physiques des magmas. Outre les limites des méthodes d'évaluation, nous justifierons certaines approximations retenues dans la suite du mémoire et induites par la restriction de notre étude au domaine plutonique.

1- Constitution des magmas.

Un magma est susceptible, en fonction de sa composition et des conditions Pression-Température, de renfermer les trois phases, solide, liquide et gazeuse.

1.1. La phase liquide.

Dans le cas le plus général, un liquide magmatique est un bain de silicates en fusion. A haute température, la phase liquide contrôle les processus de formation des roches par le biais de ses propriétés physico-chimiques, tandis que ces dernières dépendent elles-mêmes fortement de l'organisation et de la structuration interne des éléments chimiques (Mysen, 1989). En effet, les liquides silicatés polymérisent et l'étude de leur organisation interne conduit à identifier et à quantifier les relations entre propriétés physiques (densité, viscosité, diffusivité, compressibilité) et les caractéristiques des liaisons chimiques inter-élémentaires et inter-moléculaires.

1.1.1- Structures des liquides silicatés : rôle des cations.

Les cations qui composent les liquides silicatés peuvent globalement être classés en deux groupes :

- (1) les cations à forte charge et rayons ioniques relativement modestes, Si^{4+} , Ti^{4+} , Al^{3+} , P^{5+} et Fe^{3+} . Ils ont tendance à se lier aux anions oxygènes pour former des structures anioniques de complexité variable (tétraèdres, feuillets de tétraèdres...). Ces structures anioniques correspondent à l'organisation structurale des minéraux.

- (2) les autres cations bi- ou monovalents, Mg^{2+} , Fe^{2+} , K^+ , Na^+ , H^+ , entre autres, sont, au contraire, plutôt "dépolymérisateurs" dans le sens où ils ont tendance à séparer les tétraèdres les uns des autres en équilibrant localement les charges électriques.

1.1.2- Organisation structurale et degré de polymérisation.

Il est possible de mesurer le degré d'organisation d'un liquide silicaté en quantifiant l'abondance et l'énergie des liaisons chimiques inter-atomiques et intermoléculaires dans le liquide. Cela revient à évaluer le

degré de polymérisation des liquides silicatés en quantifiant les proportions relatives des unités structurales coexistantes dans le milieu liquide. Les unités de base sont, de la plus simple à la plus complexe, le tétraèdre isolé puis les associations de tétraèdres silicatés (doublets, anneaux ou chaînes, feuilles) et enfin, la structure tridimensionnelle interconnectée. Chacune de ces structures anioniques est caractérisée par un rapport spécifique noté NBO/T, où NBO représente le nombre d'atomes d'oxygène non reliés à un autre tétraèdre (oxygènes non-pontants, fig. 1-3a) et T correspond au nombre de cations dans les sites tétraédriques (principalement Si^{4+} et Al^{3+}). On a donc, pour les structures anioniques de base respectivement NBO/T = 4, 3, 2, 1 et 0 (de la plus simple à la plus complexe). NBO/T, le degré de polymérisation représente en réalité, un degré de dépolymérisation. Il est, en effet, inversement proportionnel à la complexité des structures tétraédriques coexistantes. Les degrés de polymérisation des liquides silicatés naturels diminuent avec la pression et varient entre 0 et 1 à 0,1 MPa (fig. 1-3b; Mysen, 1989, 1990).

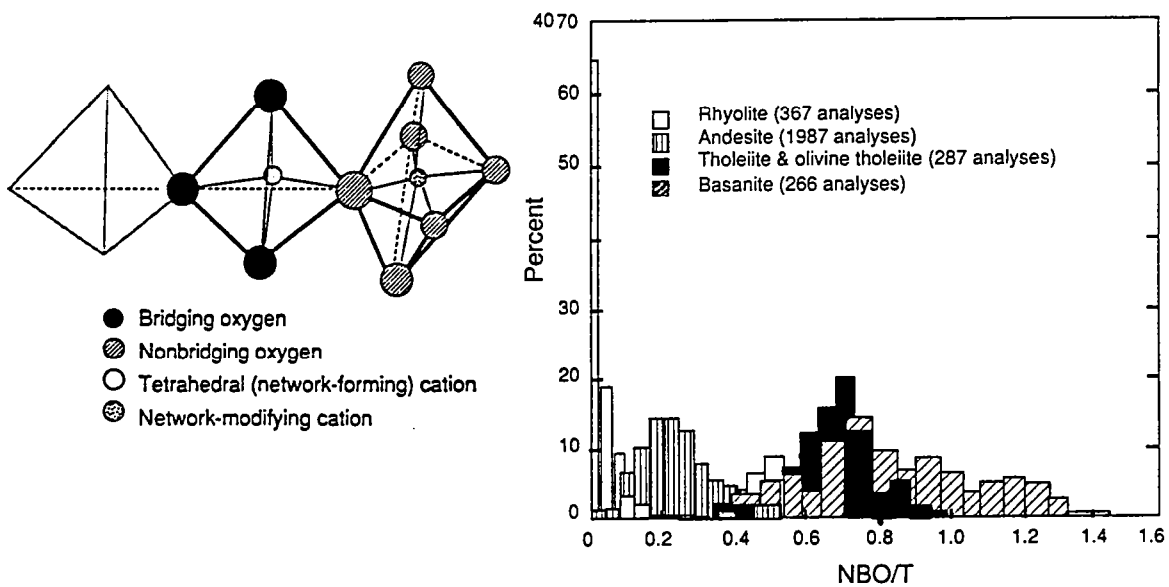


Figure 1-3 : (a) Définition du degré de polymérisation NBO/T, nombre d'oxygènes non-pontants (hachurés) par cations tétracoordonnés (blanc). Les oxygènes pontants sont représentés en noir et les cations non-tétracoordonnés sont tachetés. (b) Distributions des valeurs moyennes des rapports NBO/T dans les liquides magmatiques naturels d'après Mysen (1990).

1.1.3- Relaxation, surfusion, transitions vitreuses et dynamique structurale.

Lorsqu'un matériau fondu est soumis à une perturbation extérieure (une variation de température, de contrainte, du champ électrique, etc.), il peut présenter deux types de réponse (Dingwell et Webb, 1990) :

- (1) le comportement **liquide** correspond à une réponse dite à l'équilibre du matériau fondu. Cet équilibre est stable lorsque les liquides sont superfondus ($T > T_{liq}$; T , température et T_{liq} , température du liquidus). Par contre, il est métastable dans les conditions de la surfusion ($T < T_{liq}$) et en fonction des caractéristiques de la perturbation, le matériau fondu peut se solidifier et ainsi franchir sa transition vitreuse;

- (2) le comportement **vitreux** se manifeste alors dès que le temps caractéristique de la sollicitation est plus court que le temps nécessaire au matériau pour regagner sa structure et ses propriétés d'équilibre.

On dit que les comportements liquides et vitreux correspondent respectivement aux **états relaxés** et **non relaxés** de la matière. La relaxation représente la réponse du matériau à la perturbation (par exemple réorganisation structurale sous l'effet d'une sollicitation mécanique) : c'est une réaction du matériau caractérisée par une vitesse et donc un temps de retour à l'équilibre appelé temps de relaxation.

La transition vitreuse, ou plus exactement les transitions vitreuses puisque le matériau présente des temps de relaxation spécifiques à chaque type de perturbation, correspondent donc à des barrières cinétiques que l'on peut représenter graphiquement dans un espace température-temps. Par exemple, dans le cas d'un produit théorique fondu soumis à une variation du champ des contraintes mécaniques appliquées, la courbe de la figure 1-4a sépare le domaine du comportement liquide, relaxé (temps les plus longs et températures les plus élevées) de celui des verres. Pour ce type de perturbation, le temps caractéristique de la déformation correspond à l'inverse de la vitesse d'application des contraintes qui est imposée par le dispositif de mesure (fig.1-4b; Webb et Dingwell, 1990).

Par ailleurs, selon ces mêmes auteurs, la corrélation entre les temps caractéristiques de relaxation des liquides silicatés et les temps caractéristiques d'existence des liaisons Si-O (c'est à dire approximativement la durée de vie des espèces polymérisées), indique que la transition vitreuse a une origine microscopique. Cela permet de prévoir

les comportements rhéologiques des liquides (voir la section propriétés rhéologiques des liquides silicatés).

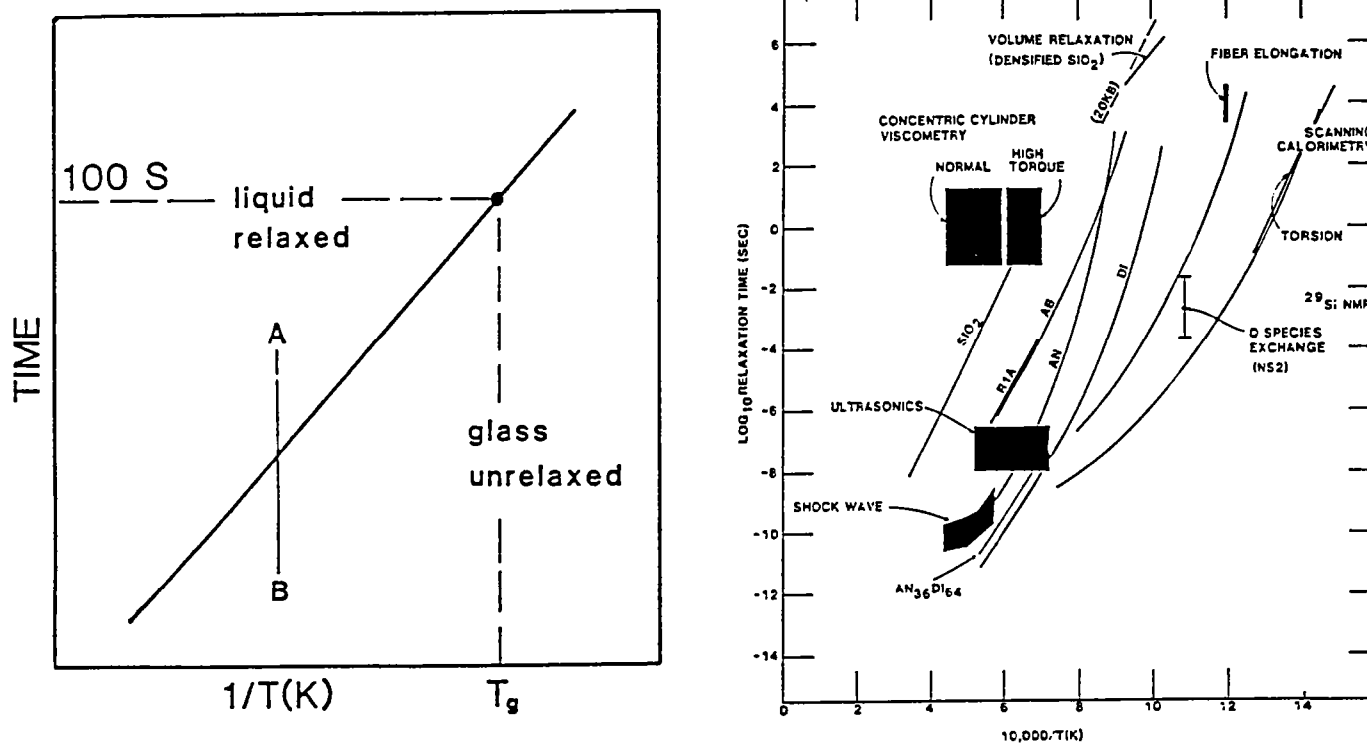


Figure 1-4 : (a) Représentation dans un espace température-temps de la transition vitreuse dans le cas d'une perturbation du champ de contraintes; les domaines des liquides et des verres sont respectivement définis comme des états relaxés et non relaxés du matériau; pour les temps caractéristiques de sollicitations les plus longs et les températures les plus élevées le liquide accomode la déformation par des réarrangements structuraux.

(b) Estimations des transitions entre les comportements liquides et vitreux de différents liquides silicatés (dont la Silice, l'Albite, l'Anorthite, le Diopside, et RIA correspondant à la rhyolite de Spera et al., 1988) en fonction de la température d'après Dingwell et Webb (1990). Les zones en noir sont les domaines possibles d'investigation avec différents types de sollicitation. On remarque en particulier qu'à l'exception de SiO_2 , les méthodes de viscosimétrie à cylindre concentrique ne peuvent enregistrer que des propriétés relaxées dans la plupart des silicates.

1.2. La phase cristalline.

La cristallisation est un processus particulièrement critique dans le cas des phénomènes magmatiques. En effet, elle est susceptible de bloquer un système à un stade quelconque de son évolution. L'apparition et la présence de cristaux au sein du liquide silicaté modifient de manière significative ses propriétés physiques. L'ampleur de ces modifications dépend uniquement des proportions de cristaux pour certaines propriétés comme la densité tandis que d'autres comme le comportement rhéologique seront également fonction de la distribution géométrique et de l'agencement des cristaux.

1.2.1. Nucléation et croissance cristalline.

Les cristaux n'apparaissent pas à la température du liquidus d'un magma : ils nucléent à une température plus basse. Le retard thermique nécessaire à l'apparition de la phase solide, c'est à dire le degré de surfusion, est fonction des énergies impliquées pour former et mettre en contact, sous forme d'amas polymérisés, les composés chimiques qui forment le ou les futurs minéraux. La plupart de ces amas embryonnaires sont instables et seuls les plus volumineux dont la taille est supérieure à une taille critique (les nucléi) pourront se développer (par exemple, Philpotts, 1990). Comme dans le cas de la polymérisation des liquides, la vitesse de diffusion sélective des éléments chimiques constitue un facteur limitant le taux de nucléation, c'est à dire le taux de formation des nucléi de taille critique.

La croissance des cristaux intervient dès que le nucléus a atteint sa taille critique et la vitesse de croissance dépend également des vitesses de diffusion. Les conditions de croissance sont, dans la plupart des cas, voisines des conditions d'équilibre (surfusion négligeable) et la vitesse de cristallisation dépend à la fois des conditions initiales de nucléation et de la vitesse à laquelle le système se rapproche des conditions d'équilibre (Cashman, 1990).

La croissance contrôle principalement la forme et la taille des cristaux qui sont des facteurs influant sur les propriétés physiques des magmas (Mc Birney et Murase, 1984; Kerr & Lister, 1991). Cependant, ce sont en premier lieu les conditions de nucléation (vitesse, répartition et densité des nucléi) qui déterminent au départ la proportion et l'agencement des cristaux dans le magma. Il va donc être question maintenant des aspects de la

nucléation et des autres facteurs contrôlant la distribution géométrique des cristaux dans les magmas.

1.2.2. Mode de nucléation, dynamique et agencement.

Théoriquement, lorsque la nucléation opère aléatoirement dans le magma, les nucléi sont dispersés dans le liquide. Ce mode de **nucléation homogène** (interne) se distingue radicalement du mode **hétérogène** où les nucléi se développent à partir de supports préexistants. La nucléation hétérogène est **interne** si les supports sont dispersés dans le magma (cristaux, bulles de gaz...) ou **externe** dans le cas où elle se développe à partir des parois du système.

Les résultats expérimentaux obtenus à partir de liquides basaltiques suggèrent que la nucléation hétérogène correspond, dans la plupart des cas, à la réalité géologique (Berkebile et Darty, 1982). La nucléation homogène ne représente, selon toute vraisemblance, qu'un modèle idéal, inexistant dans la nature. En effet, en considérant la zonation thermique des intrusions (encaissant plus "froid" que la chambre magmatique), ou bien les résultats concernant les viscosités relatives de couches magmatiques cristallisantes, superposées (par exemple, Bremond d'Ars, 1990), on aboutit à des modèles de cristallisation externe. Le caractère hétérogène de la nucléation est renforcé dans les systèmes naturels, par l'existence de gradients thermiques: à l'échelle du réservoir de magma, pendant le refroidissement, on doit envisager le déplacement d'un front de cristallisation des zones externes vers les zones internes de la chambre.

A cause de ce caractère hétérogène, la nucléation naturelle favorise la formation d'associations de minéraux susceptibles de constituer des charpentes précoces dans des magmas riches en liquide (Kerr et Lister, 1991). Cependant, ce n'est pas le seul mécanisme qui peut influencer l'agencement des cristaux dans les magmas. En effet, plusieurs exemples d'agrégations de phénocristaux (plagioclase, quartz, feldspath alcalin chromite ou olivine) en synneusis ont été décrits dans les roches volcaniques et plutoniques (Vogt, 1921; Vogel, 1969; Schwindinger et Anderson, 1989). Ces associations, dites en synneusis, résultent des interactions hydrodynamiques entre les cristaux suspendus dans un magma riche en liquide. Ces cristaux ont donc, au départ, évolué indépendamment les uns des autres avant de s'associer et de s'orienter, dans les agrégats, de manière à minimiser leurs énergies de surface.

Nous verrons (section rhéologie des suspensions) que la possibilité de formation de microstructures ou d'amas précoces, soit par nucléation hétérogène, soit par association en synneusis, conduisent Kerr et Lister (1991) à remettre en cause les modèles classiques de prédiction du comportement des suspensions granulaires par l'analyse géométrique de la continuité des cristaux (Marsh, 1981; Wickham, 1987; Millers et al., 1988). Bien que peu de données existent sur de tels systèmes, nous essayerons de mesurer l'influence de tels amas sur les propriétés rhéologiques des magmas. Cependant, dans la mesure où les interactions intercrystallines précoces et leur résistance ne sont pas encore parfaitement connues, les modèles de suspensions granulaires demeurent les seuls moyens dont nous disposons pour quantifier les effets des cristaux dans les suspensions magmatiques.

On peut ajouter que si la nature semble privilégier le mode de nucléation hétérogène et permettre la formation d'associations minéralogiques précoces, ces microstructures cristallines sont également susceptibles d'être détruites. La présence de phénocristaux épars dans la plupart des laves émises en surface, suggère qu'il existe en effet des mécanismes de désagrégation actifs : on conçoit aisément que dans les systèmes dynamiques, le brassage permette d'obtenir des suspensions de cristaux épars comparables à celles que l'on obtiendrait par nucléation homogène.

Profitons au passage de cet exemple des laves à phénocristaux pour discuter, sous forme de digression, des températures des magmas. Les mesures in situ des températures d'émission des laves, et la présence de phénocristaux, suggèrent que, dans la nature, les magmas sont rarement surchauffés (superfondus) et qu'ils ne sont pas des vecteurs d'un important transfert d'excès de chaleur (Bowen, 1928; Philpotts, 1990). Cependant, nous ne connaissons pas les températures des magmas en profondeur. On sait que la pression favorise des températures de liquidus élevées mais ces dernières sont également fortement dépendantes de la quantité de phase fluide présente (voir fig. 1-6, p. 28). Dans ces conditions, il n'est pas certain que les seules données de surface suffisent pour exclure toutes possibilités d'existence de magmas superfondus ($T > T_{liq}$) en profondeur. Devant le manque d'arguments convainquants pour réfuter ou confirmer cette hypothèse, nous choisirons, pour notre part, d'exprimer les propriétés physiques thermo-dépendantes dans une gamme de température

correspondant à l'intervalle de cristallisation (espace solidus-liquidus). De même, lorsqu'il s'agira, dans les cas d'injection, d'estimer la température des liquides injectés nous leur attribuerons arbitrairement une température correspondant à celle de leur liquidus.

1.2.3- Relations température-taux de cristallisation-composition.

La cristallisation a pour effet de faire évoluer significativement la composition du liquide intergranulaire par rapport à celle du magma initial (Bowen, 1928). La modification de la composition du liquide interstitiel, de celle des cristaux et/ou du volume de cristaux avec le refroidissement, engendre une évolution continue des propriétés physiques des magmas. A partir de l'étude des laves et des données de la pétrologie expérimentales, on connaît l'allure des courbes température-proportion relative des cristaux des principaux types de magma (Marsh, 1981; Bergantz 1990; fig. 1-5) dans certaines conditions de cristallisation naturelles ou expérimentales (pression, fugacité d'oxygène... fixés). Les études expérimentales les mieux documentées permettent d'accéder à l'évolution de composition des liquides intergranulaires au cours de la cristallisation (voir par exemple, Ryerson et al., 1988). Retracer l'histoire thermique d'une roche magmatique quelconque suppose donc d'avoir déterminé les conditions de cristallisation et la composition du magma qui l'a engendrée, pour pouvoir, par comparaison avec les données expérimentales, estimer au mieux les relations température-taux de cristallisation-composition des phases. Dans notre cas, ces relations seront approchées par un modèle de cristallisation dont voici les principales caractéristiques:

- la relation température-proportion de cristaux est celle utilisée par Marsh (1981) et par Frost et Lindsay (1988). Elle prend essentiellement en compte le fait que l'augmentation de la fraction cristalline au voisinage de la moyenne des températures de liquidus et de solidus du magma est plus rapide que lorsque les températures sont proches des deux bornes de l'intervalle de cristallisation. Elle est donc particulièrement adaptée pour rendre compte de l'évolution des magmas basaltiques (courbe a, fig. 1-5);

- pour estimer l'évolution de la composition des phases, l'identification de la séquence de cristallisation naturelle constitue une première difficulté parce que les critères texturaux des roches ne sont pas toujours simples à interpréter (Flood et Vernon, 1988; Wolf et Wyllie, 1991). De plus, lorsqu'il est connu, l'ordre de cristallisation ne nous permet

pas d'accéder à la température d'apparition des minéraux. Ce sont les raisons pour lesquels nous opterons pour un modèle de cristallisation modale. Il constitue une approximation grossière de l'évolution du système en stipulant qu'à chaque étape thermique du refroidissement, l'assemblage qui cristallise a la composition du mode de la roche échantillonnée.

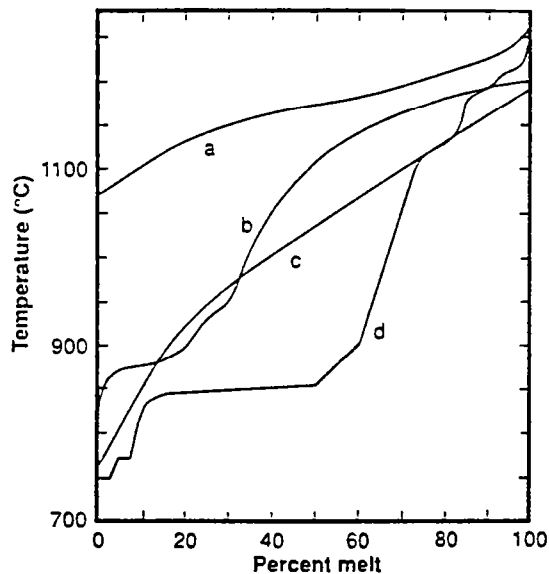


Figure 1-5 : Fractions de liquide en fonction de la température pour quatre types de roches à 10 kbar : (a) un basalte (voir également Marsh, 1981); (b) une tonalite; (c) un granite à muscovites et (d) une métapélite. D'après Bergantz (1989).

On peut encore évaluer la fiabilité limitée de ce modèle de cristallisation sachant que nous utiliserons des compilations de données expérimentales (à 2 kbar, Frost et Lindsay, 1988; à 4 kbar, Bremond d'Ars, 1990; fig. 1-6) pour calculer les températures de liquidus et de solidus des magmas que nous traiterons en seconde partie du mémoire. Les imprécisions sur de telles estimations sont assez fortes car ces températures sont, en particulier celles des solidus ($\pm 150^{\circ}\text{C}$), très dépendantes des teneurs en eau.

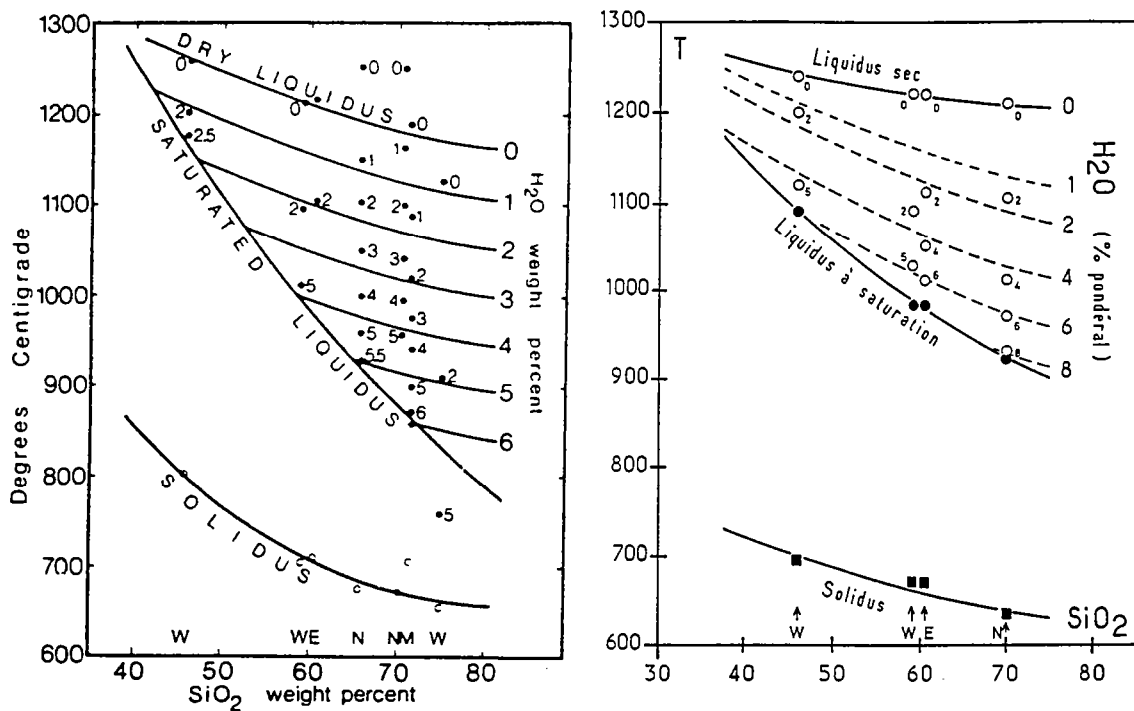


Figure 1-6 : Modèles de calcul des températures de liquidus et de solidus des magmas en fonction de SiO₂ et H₂O, (a) à 2 kbar (Frost et Lindsay, 1988) et (b) à 4.5 kbar (Bremond d'Ars, 1990). Les données expérimentales sont de M : Maaloe et Wyllie (1975), W: Wyllie (1977), E : Egger (1972b), N : Naney (1983). A partir des points expérimentaux on a estimé les courbes des températures, soit pour les liquidus avec des teneurs en eau croissantes jusqu'à saturation comme l'indiquent les indices pondéraux (courbes et points dans la partie supérieure des graphes), soit pour les solidus (courbes inférieures).

1.3. La phase gazeuse.

Les principaux éléments volatiles qui peuvent entrer dans la composition de la phase gazeuse des magmas sont l'eau, le gaz carbonique, le méthane et les halogènes. Dans le cas des roches plutoniques, il est particulièrement délicat de prétendre estimer la proportion et la composition initiale de la phase gazeuse : elle est très mobile et n'importe quel volume de magma peut être considéré, de ce point de vue comme un système ouvert. En effet, chaque discontinuité du système permet, en fin de cristallisation, aux gaz de s'échapper (joints de grains, fracture thermique, tectonique...). Ce n'est pas le cas dans les volcanites où la vitrification rapide piège les gaz sous forme de vacuoles.

Les méthodes empiriques d'estimation des propriétés physiques des magmas sont basées sur la composition chimique de la roche échantillonnée. Dans ces conditions, se pose le problème de savoir si la roche est représentative du magma dont on cherche les propriétés. C'est là, un facteur d'incertitude majeur sur les propriétés physiques que l'on cherche à quantifier. Les meilleures estimations des teneurs en volatiles des magmas concernent l'eau et sont effectuées par comparaison entre la paragenèse minérale de la roche et les données de la pétrologie expérimentale. Sans insister plus longuement sur la faible précision de ces méthodes d'évaluations, on peut ajouter qu'elles ne prennent, le plus souvent, que partiellement en compte la présence d'autres constituants volatiles (CO₂, halogènes...). Dans notre cas (seconde partie du mémoire), l'utilisation de ces méthodes trouve sa justification dans le fait que l'eau constitue le composant volatile majeur dans la plupart des magmas orogéniques (Mysen, 1991).

La proportion relative de gaz dans le magma ne dépend pas exclusivement de la teneur en éléments volatiles de ce dernier mais également de sa composition en éléments majeurs. Selon leur teneur, les éléments volatiles sont soit totalement dissous dans le magma, soit partiellement dissous. Cela dépend des valeurs de leurs seuils de solubilité, c'est à dire, des teneurs au-delà desquelles nucléent les bulles de gaz. Théoriquement, au cours de la cristallisation, les liquides intergranulaires s'enrichissent en éléments volatiles incompatibles. Les bulles de gaz sont ainsi susceptibles de nucléer relativement tôt dans l'intervalle thermique de cristallisation.

En domaine plutonique, on considère en général que les vacuoles de gaz ne peuvent pas nucléer à cause de la forte dépendance du seuil de solubilité des éléments volatiles avec la pression : les hautes pressions inhibent le dégazage. Les données expérimentales (Burnham, 1979; Dingwell, 1986) montrent clairement qu'au-delà de 1kbar les teneurs en eau dissoute dans des magmas basaltique et granitique sont respectivement supérieures à 3% et 5.4% en masse. (fig. 1-7). Jaupart et Tait (1990) retiennent les fractions massiques critiques suivantes :

- pour un magma basaltique : $X_{\text{H}_2\text{O}} = 6.8 \cdot 10^{-8} P^{0.7}$;
 - pour un magma granitique : $X_{\text{H}_2\text{O}} = 4.1 \cdot 10^{-6} P^{0.5}$;
- (P, pression en Pa).

Un simple bilan de masse fixe la teneur en eau d'un liquide intergranulaire baignant 50% de cristaux anhydres au double de la concentration en eau dans le magma initial (on suppose l'équivalence des densités de toutes les phases). Si la moitié des cristaux sont des amphiboles (H₂O env. 3%) cela signifie que 0,75% d'eau est piégée dans les réseaux cristallins. Dans ces conditions, il faut initialement 4,5% d'eau dans le magma pour que la teneur en eau du liquide intergranulaire soit voisine du seuil de solubilité de l'eau dans les magmas gabbro-dioritiques à 5kbar (fig. 1-7). Il suffit d'environ 3 % à 3 kbar : la teneur en vapeur, c'est à dire la proportion relative des bulles, devient d'autant plus importante dans les liquides interstitiels, que la teneur en eau initiale est supérieure à 3 % et que le taux de cristallisation dépasse 50%. Par conséquent, à l'exception des cas extrêmes de magmas initiaux dont la teneur en volatiles est voisine du seuil de solubilité, on peut négliger, dans des conditions de faible pression, l'éventuelle nucléation de bulles, lorsque la fraction de cristaux est inférieure à 50%. Par contre, cette approximation n'est plus justifiée pour des taux de cristallisation plus grands à partir d'environ 3kbar. Ceci est d'autant plus vrai que les cristaux sont généralement plus denses que le système total et donc que la proportion massique des cristaux est supérieure à leur fraction volumique.

La présence de vacuoles gazeuses a des effets particulièrement importants sur la compressibilité des laves : 0.01 % volumique de vacuole suffisent dans les magmas basaltiques pour que la compressibilité augmente de 10^{-11} - 10^{-10} Pa^{-1} (sans gaz) à environ 10^{-6} Pa^{-1} (Chester et al., 1985; Jaupart, 1991). Elle influence aussi significativement leur rhéologie (McBirney et Murase, 1984; Chester et al., 1985; Kerr et Lister, 1991). Il convient donc de savoir si dans notre cas, la nucléation de bulle peut avoir

des effets. Les estimations des conditions de cristallisation des magmas que nous allons étudier (seconde partie du mémoire : 4 kbar et environ 4% d'eau) montrent, d'après ce qui précède, que des bulles ont pu nucléer et jouer un rôle en fin de cristallisation. Toutefois, nous établirons plus tard que des taux de cristallisation élevés engendrent la formation de charpentes cristallines relativement rigides susceptibles de contrôler la rhéologie du magma et permettant de justifier que nous négligerons la compressibilité de nos magmas et les effets rhéologiques des vacuoles de gaz.

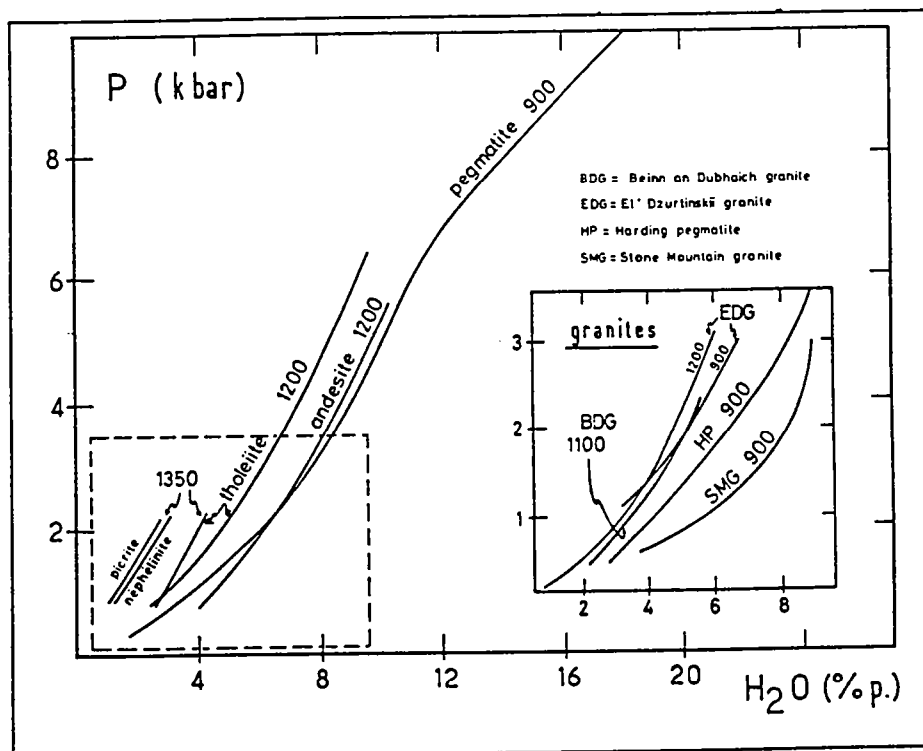


Figure 1-7 : Solubilité de l'eau en fonction de la pression dans les liquides silicatés naturels (Dingwell, 1986).

Dans cette première section sur la constitution des magmas nous avons pu :

- (1) justifier certaines approximations (compressibilité faible des magmas, modèle de cristallisation modale, estimation des températures de liquidus et de solidus) que nous utiliserons dans la suite du mémoire;
- (2) discuter du degré de confiance que nous devons accorder aux méthodes d'évaluation des conditions de cristallisation, sachant que les incertitudes élevées vont se répercuter dans les estimations des paramètres physiques (viscosité, densité);
- (3) établir les bases nécessaires à l'interprétation de certaines propriétés physiques telles que la rhéologie des magmas (polymérisation, relaxation des liquides silicatés, agrégation de cristaux) que nous allons explorer en détail maintenant.

2- Propriétés rhéologiques des magmas.

2.1- Définitions et modèles rhéologiques.

L'étude du comportement de matériaux soumis à un système de contraintes, c'est à dire, de la réponse d'un corps aux sollicitations mécaniques extérieures, fait l'objet de la rhéologie. Les types de déformations (changements de forme et de taille) et d'écoulements (vitesses de changement de la déformation) sont variés et complexes dans la plupart des matériaux naturels. Les magmas ne font pas exception. Leurs modes de déformations ne dépendent pas exclusivement de leurs propriétés intrinsèques, mais également des paramètres externes tels que la pression, la température, le type et la vitesse d'application de la sollicitation mécanique.

Dans un premier temps, on peut opposer deux types de réponse des matériaux:

- (1) l'écoulement irréversible et le flux de matière continu avec le temps;
- (2) la déformation instantanée des milieux élastiques capables de retrouver leur état initial dès l'arrêt de la contrainte.

En simplifiant, ces deux modes de déformation correspondent respectivement aux modes de déformation des liquides et des solides soumis à de faibles contraintes dans les conditions de pression et température ambiantes. Cependant, il existe également, une grande variété de corps dits plastiques ou viscoélastiques dont le comportement regroupe à la fois des caractéristiques des milieux fluides et élastiques. Pour ces matériaux, on envisage l'existence d'une valeur de contrainte critique en deçà de laquelle le corps est assimilable à un solide élastique. Au contraire, au dessus de cette limite élastique ou seuil d'écoulement, le matériau flue. On parle également de réponse ductile pour ce type de matériau par opposition aux corps fragiles pour lesquels les propriétés élastiques persistent jusqu'à la rupture.

L'ensemble de ces comportements peut être décrit par une loi d'écoulement générale de type Oswald-Casson de la forme (par exemple, Ryerson et al., 1988) :

$$\tau = \tau_0 + K (\gamma)^n \quad (1)$$

avec τ : contrainte cisailante tangentielle en Pa;

τ_0 : contrainte cisailante minimale produisant une déformation permanente (seuil d'écoulement ou d'élasticité, Pa);

$\gamma = du/dy$: gradient de vitesse (u) normale au plan de cisaillement (x,z dans un repère x,y,z) ou vitesse d'application de la contrainte, en s^{-1} ;

K et n : constantes ne dépendant que de la nature et des conditions P et T du matériau :

n, exposant de pseudo-plasticité;

K, facteur de consistance.

La viscosité de cisaillement effective qui exprime la résistance à l'écoulement s'écrit alors (voir par exemple, Chester et al., 1985) :

$$\eta = d\tau/d\gamma = K n \gamma^{(n-1)}, \text{ en Pa.s.} \quad (2)$$

Dans sa formulation générale, la viscosité dépend donc du gradient de vitesse de déformation pour les matériaux viscoplastiques ou viscoélastiques (τ_0 non nul) et les fluides visqueux (τ_0 nul). De plus, les cas suivants sont particulièrement remarquables parce qu'ils correspondent

aux types de lois susceptibles de rendre compte du comportement des magmas (fig. 1-8) :

- (a) le modèle rhéologique newtonien des fluides visqueux ($\tau_0=0$, $n=1$, $\eta=\mu$) pour lesquels μ représente la viscosité de cisaillement newtonienne;

- (b) les fluides viscoplastiques de Bingham ($n=1$, η viscosité plastique);

- (c) le comportement non-linéaire des fluides non-newtoniens, viscoplastiques ou visqueux, rhéo-fluidifiants ($n<1$) ou rhéo-épaississants ($n>1$).

Bien que ces informations soient reprises en détail dans la suite de l'exposé, on peut noter dès à présent que l'existence des fluides de Bingham est fortement remise en cause aujourd'hui dans les magmas pauvres en cristaux (voir fig. 1-13 p. 45; Kerr et Lister, 1991). D'autre part, les mesures expérimentales montrent que lorsque les magmas sont non-newtoniens, ils sont rhéofluidifiants ($n<1$; Shaw et al. 1968; Ryerson et al. 1988; Spera et al., 1988; Webb et Dingwell, 1990).

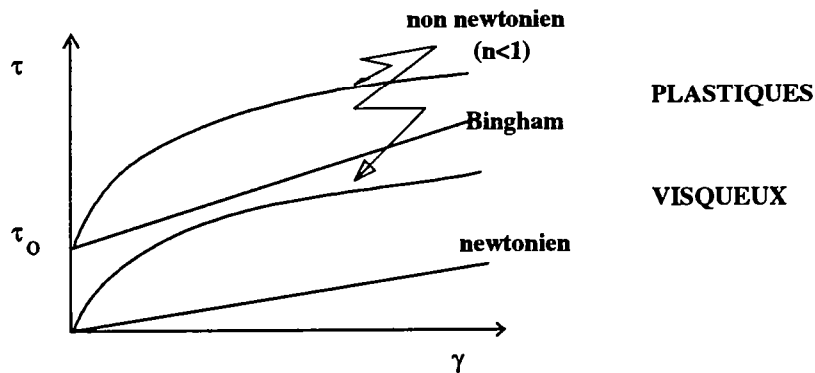


Figure 1-8 : Relations entre la contrainte cisailante et la vitesse de déformation des principaux modèles rhéologiques. La pente des courbes représente les viscosités des matériaux et on peut noter que pour les matériaux non newtoniens cette pente dépend de la contrainte appliquée. τ_0 correspond au seuil d'écoulement.

2.2- Comportements rhéologiques et modes de déformation des magmas.

2.2.1- Propriétés des liquides silicatés.

Les modèles de calcul des viscosités.

De nombreuses études rhéologiques expérimentales menées sur des liquides silicatés synthétiques ou naturels existent (par exemple, Bottinga et Weill, 1972; Ryan et Blevins, 1987). Ces études permettent notamment de constater que, dans les conditions de mesure (1 atm), les liquides silicatés se comportent comme des fluides newtoniens dont la viscosité dépend essentiellement de la température et de la composition chimique (principalement les éléments majeurs et H₂O). A partir de ce type de travaux et en fonction de ces deux paramètres, des modèles empiriques d'estimation des viscosités des liquides magmatiques ont été formulés (Bottinga et Weill, 1972; Shaw, 1972). D'autres études ont porté sur la dépendance de la viscosité avec la pression (par exemple, Kushiro et al., 1976; Kushiro, 1986; Scarfe et al., 1987). Un modèle élaboré qui prend en compte la variabilité de l'ensemble des paramètres contrôlant les viscosités des liquides silicatés, a récemment été proposé (Persikov et al., 1990; Persikov, 1991). Ce modèle intègre simultanément les effets de la composition, y compris celui des volatiles (H₂O mais également CO₂, F et Cl), de la température, de la pression totale et de la pression partielle de fluide. Toutefois, pour ce qui nous concerne, nous utiliserons la méthode de calcul de Shaw (1972) dont la précision avoisine un ordre de grandeur et suffit pour notre propos. En effet, dans nos magmas, au cours de l'injection, la pression est constante et suffisamment faible pour n'introduire qu'une diminution insignifiante de la viscosité (inférieure à un ordre de grandeur pour une variation de pression d'environ 10 kbar, dans les magmas basaltiques et andésitiques, Persikov, 1991, p. 23).

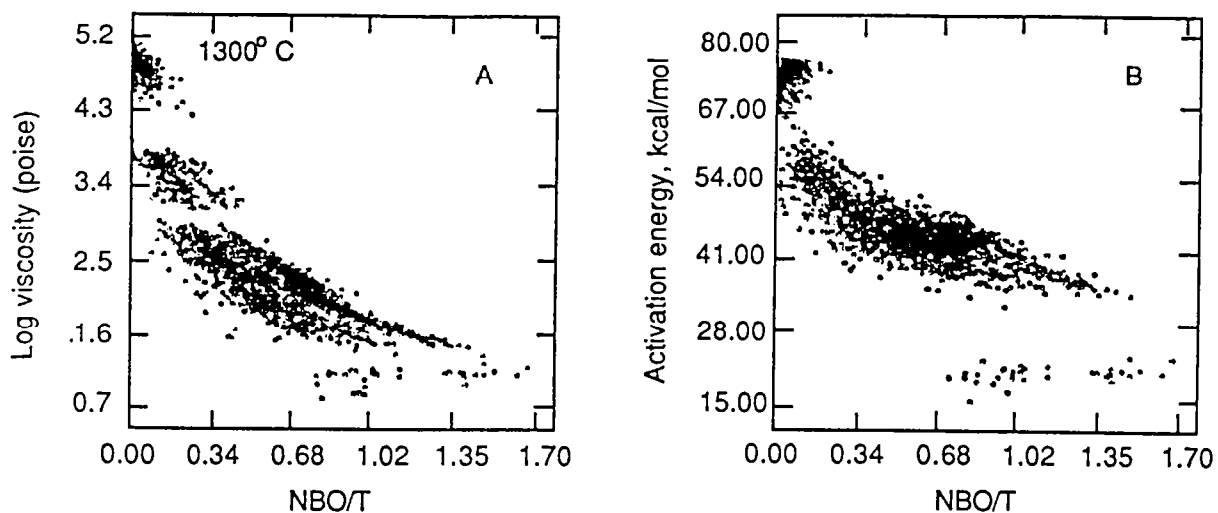


Figure 1-9 : Viscosités des principaux types de magmas en fonction de leur degré de polymérisation (voir fig. 1-3b) d'après Mysen (1990).

Vers l'interprétation structurale des propriétés rhéologiques des liquides.

Depuis les travaux de Bottinga et Weill (1972), on connaît les relations étroites qui lient la viscosité et le degré de polymérisation des liquides silicatés naturels : plus le magma est acide, plus il est polymérisé et plus il est visqueux (Mysen, 1989; fig. 1-9). Corrélativement, on observe une réduction des vitesses de diffusion sélective des éléments chimiques avec l'acidité (Magaritz et Hofman, 1978). Le modèle des polymères dans les liquides a, par conséquent, fournis les premières interprétations de l'origine du comportement rhéologique des liquides.

Cependant, les mesures de viscosité sur des gammes étendues de vitesses de cisaillement sont rares. Dans la plupart des travaux mentionnés précédemment (Bottinga et Weill, 1972; Shaw, 1972; Ryan et Blevins, 1987), les vitesses d'application des contraintes sont d'environ 1 s^{-1} . On peut également constater que, dans ces études, les viscosités sont mesurées dans des conditions de température élevées (voisine des liquidus). Il résulte de ces conditions expérimentales, que les viscosités newtoniennes mesurées sont relativement faibles ($10\text{-}10^4 \text{ Pa.s}$ selon la composition).

On sait, aujourd'hui, que ces conditions expérimentales sont défavorables pour montrer que :

- (1) les viscosités des liquides silicatés doivent être interprétées de manière dynamique parce qu'elles sont contrôlées par la cinétique des échanges chimiques entre les espèces polymérisées (Mc Millan com. pers.); et surtout

- (2) que les liquides silicatés ne se comportent pas toujours comme des fluides newtoniens, mais peuvent présenter des propriétés non newtoniennes (fig. 1-10; Dingwell et Webb, 1989; 1990).

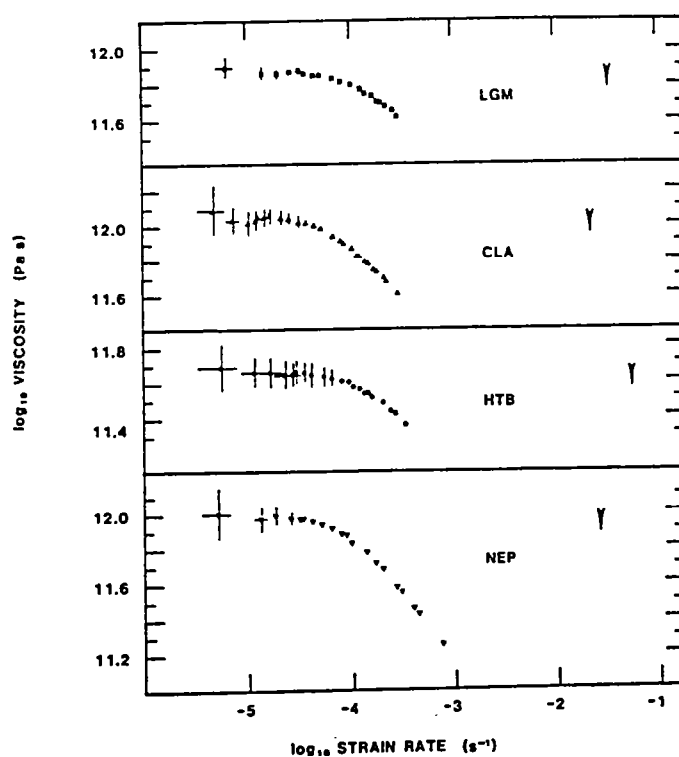


Figure 1-10 : Viscosités de cisaillement en fonction de la vitesse de déformation pour, une rhyolite à 820 °C (Little Glass Mountain, LGM), une andésite à 750 °C (Crater Lake, CLA), une tholéïte à 720 °C (Hawaï, HTB) et une néphéline à 670 °C (NEP); la flèche indique la vitesse de relaxation calculée à partir de la formule 3. Dingwell et Webb (1989).

Les propriétés non newtoniennes au voisinage de la transition vitreuse.

Les premières mesures expérimentales de viscosité ayant permis de mettre en évidence le comportement non-newtonien des magmas (Shaw et al., 1968) n'ont pas été réalisées sur des liquides simples mais sur des mélanges liquide + cristaux + vacuoles gazeuses. A juste titre, dans ces magmas, les effets non-linéaires ont été attribués à l'hétérogénéité du milieu. Dans des études récentes sur des liquides de composition rhyolitique, Spera et al. (1982; 1988) interprètent la rhéofluidification qu'ils observent comme le résultat de la combinaison entre les propriétés non-newtoniennes intrinsèques des liquides acides et les effets de la présence (<8%vol) d'une phase vapeur exsolvée (fig. 1-11). Les auteurs pensent même n'avoir quasiment mesuré que la contribution inhérente à la polymérisation des liquides acides dans les échantillons renfermant moins de 1% volumique de vacuoles gazeuses. Nous allons voir que dans ces travaux, les effets non-newtoniens sont exclusivement dus à la présence de vacuoles gazeuses puisqu'en effet, les conditions expérimentales ne coïncident pas avec le domaine d'apparition des propriétés non newtoniennes des liquides silicatés.

Dingwell et Webb (1989; 1990) établissent les relations contrainte appliquée-vitesse de déformation de quatre liquides silicatés naturels en surfusion entre 650 et 850°C. La rhyolite, l'andésite, le basalte tholéiitique et la néphéline qu'ils étudient sont caractérisés par l'absence d'hétérogénéités gazeuses ou solides. Ces auteurs montrent que le comportement de ces liquides est newtonien pour des taux de déformation faibles mais devient pseudo-plastique rhéofluidifiant dès que la vitesse de déformation excède 10^{-5} s^{-1} (fig. 1-10). La décroissance de la viscosité jusqu'à 10^{-3} s^{-1} peut aller jusqu'à 10^3 Pa.s . Les mesures sont effectuées en appliquant des contraintes comprises entre 10 et 400 MPa et les vitesses de déformation varient de 10^{-6} à 10^{-1} s^{-1} . La rhéofluidification intervient à un temps beaucoup plus faible (trois ordres de grandeur) que le temps caractéristique de relaxation du matériau calculé à partir de la relation de Maxwell :

$$t_r = \mu/\tau_0 \quad (3)$$

où μ est la viscosité newtonienne du liquide

et τ_0 , le module de cisaillement élastique du verre (seuil d'écoulement). Dans les conditions expérimentales la rupture fragile est observée presque deux ordres de grandeur (1 à 2 unité(s) log de temps) avant le temps caractéristique de relaxation.

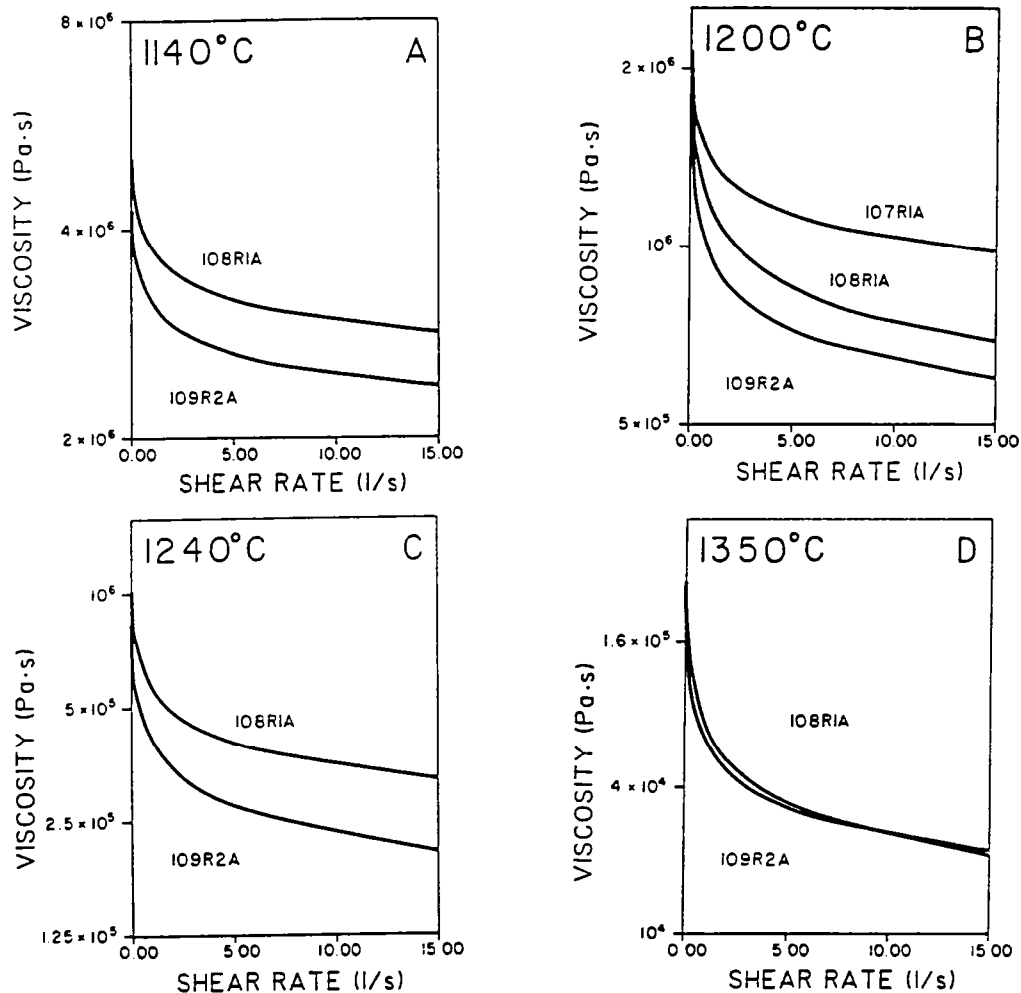


Figure 1-11 : Le comportement non linéaire rhéofluidifiant de rhyolites de compositions variées en fonction de la vitesse de cisaillement (RIA : 76 % SiO₂ et R2A : 74 % SiO₂ et à 1200°C les fractions volumiques de bulles de gaz sont : 108 : 0.03, 107 : 0.08). Dans tous les cas, la fraction de gaz varie en fonction de la température et est inférieure ou égale à 0.08. La température croit de A à D. On peut noter les effets plus importants de la fraction gazeuse exsolvée que ceux induits par la différence de composition chimique du liquide (B) et la disparition des effets de différence de composition à haute température (D). Spera et al.(1988).

En extrapolant ces résultats expérimentaux jusqu'à des températures T voisines de celle du liquidus, Dingwell et Webb (1989; 1990) prédisent dans un espace temps-température le domaine d'apparition des propriétés non-newtoniennes des principaux liquides magmatiques (fig. 1-12). On peut, en effet, intégrer dans l'équation (3) la relation $\mu=f(T)$ nous utiliserons (Shaw, 1972). De plus, Dingwell et Webb (1989) établissent que, pour les liquides silicatés, $d\tau_0/dT \ll d\mu/dT$ et que, par conséquent, le module de cisaillement élastique peut être considéré comme une constante telle que $\tau_0=10(10\pm 0.5)$ Pa. Grâce à cette méthode et aux résultats expérimentaux, nous sommes donc en mesure de représenter dans un diagramme température-temps, les limites d'apparition des propriétés non newtoniennes et de la rupture fragile, par rapport à la position de la courbe de relaxation, des liquides silicatés (fig. 1-12).

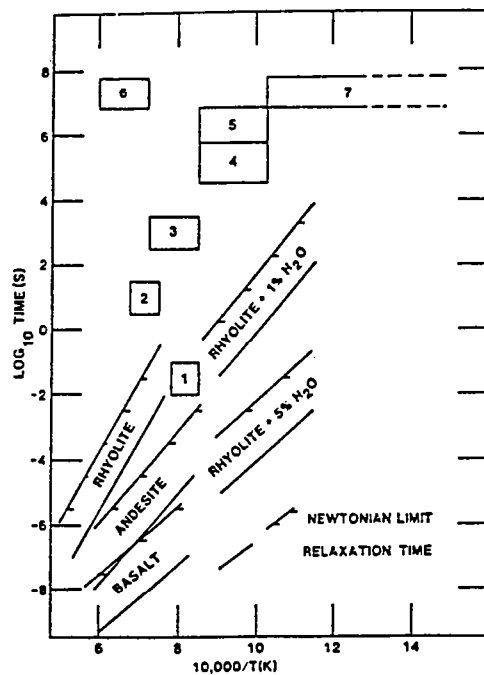


Figure 1-12 : Temps de relaxation et la limite du comportement newtonien pour les compositions de liquides silicatés naturels les plus courantes. Les conditions imposées par les processus naturels sont représentées dans les boîtes . 1 : éruptions explosives et écoulement de cendres; 2 écoulements de laves basaltiques; 3 écoulements de laves andésitiques; 4 écoulements rhyolitiques; 5 extrusions de dômes acides; 6 ségrégations des liquides basaltiques; 7 ségrégation des liquides granitiques. Les estimations de vitesses de déformation sont de Spera et al. (1988). Dingwell et Webb (1989).

La comparaison, à une température donnée (imposée par le dispositif expérimental ou par le processus naturel étudié) du temps caractéristique de déformation ($1/\dot{\gamma}$) avec le temps caractéristique de relaxation du liquide étudié permet de prédire son comportement:

- (a) lorsque les liquides sont relaxés (voir p. 21) ils vont se comporter comme des fluides newtoniens (températures les plus élevées et temps les plus longs). Dans ces conditions, les temps sont significativement plus élevés que les temps caractéristiques d'existence des liaisons Si-O et d'importants amas polymérisés ne peuvent par conséquent pas exister;

- (b) dans les domaines de température et de temps intermédiaires (au voisinage de la transition vitreuse), les liquides silicatés deviennent non-newtoniens. Webb et Dingwell (1990) montrent qu'aux incertitudes près, le temps où apparaît le comportement rhéofluidifiant coïncide avec la durée de vie des amas polymérisés;

- (c) au delà de la transition vitreuse (températures les plus basses et temps les plus courts) des espèces polymérisées de grande taille impliquant des liaisons Si-O peuvent exister et les verres se déforment de manière cassante (rupture fragile).

Deux implications majeures sont issues de ces résultats (Webb et Dingwell, 1990) :

- (1) les vitesses de déformation impliquées dans les processus profonds sont encore mal connues; les estimations de Spera et al. (1988) indiquent cependant que le plus souvent, dans les processus naturels, les liquides silicatés pourront être assimilés à des fluides newtoniens (fig. 1-12); seuls les processus volcaniques les plus violents permettent l'apparition de propriétés non-linéaires; en effet, les taux de déformation impliqués dans les processus profonds sont supposés être très inférieurs aux taux de déformations des processus volcaniques pour lesquels le dégazage favorise l'apparition de vitesses beaucoup plus élevées (Wilson et Head, 1981);

- (2) l'utilisation d'un viscosimètre à cylindre concentrique (temps caractéristique de déformation de l'ordre d'une seconde) implique que les mesures sur les liquides magmatiques sont toujours effectuées dans un matériau totalement relaxé (fig. 1-4); Dingwell et Webb (1989) réfutent donc totalement le fait que dans leurs expériences, Spera et al. (1988) aient pu identifier des propriétés non-newtoniennes de liquides purs. Par conséquent, la rhéofluidification que ces derniers auteurs observent dans leurs rhyolites est due à la présence d'hétérogénéités gazeuses.

2.2.2- Effets des hétérogénéités solides (et gazeuses).

Nous avons précédemment évoqué les travaux expérimentaux qui permettent de constater les effets liés à la présence de cristaux ou de vacuoles gazeuses au sein des liquides silicatés (Shaw et al, 1968; Shaw, 1969; Pinkerton et Sparks, 1978; Ryerson et al., 1988; Spera et al, 1988). Malheureusement, la plupart de ces études rhéologiques directes sont effectuées sur des laves, c'est à dire des mélanges des trois phases, solide, liquide et gazeuses. Elles ne permettent donc pas de distinguer les effets rhéologiques des cristaux de ceux des gaz.

Les deux types d'hétérogénéités n'agissent cependant pas de manière strictement identique dans les liquides silicatés. Nous venons de voir que quelques % en volume de gaz dans des liquides rhyolitiques relaxés suffisent pour engendrer un comportement non linéaire rhéofluidifiant (Spera et al., 1988; Dingwell et Webb, 1989). Nous verrons que la proportion de cristaux doit être bien plus importante pour obtenir des effets non newtoniens (Ryerson et al., 1988).

Les mesures directes de Ryerson et al. (1988) dans des magmas picritiques sont les seuls travaux de ce type qui ne prennent en compte que le rôle des cristaux. Par ailleurs, les effets de la présence d'hétérogénéités solides ont fait l'objet de nombreuses études rhéologiques par les physiciens (Einstein, 1906; Jeffrey et Acrivos, 1976; Ackermann et Shen, 1979; Gadala-Maria et Acrivos, 1980). Depuis le début du siècle, ces études des écoulements granulaires et du comportement des suspensions de particules rigides ont largement contribué à la compréhension et à l'élaboration de modèles de calcul empiriques de viscosités dans les magmas partiellement cristallisés (Marsh, 1981; McBirney et Murase, 1984; Frost et Lindsay, 1988; Bremond d'Ars, 1990).

Les deux types d'approche (mesures directes sur les magmas ou études des écoulements de particules rigides dans un fluide newtonien) sont expérimentales et ont montré que l'introduction de particules rigides au sein des fluides entraîne (Bagnold, 1954; Jeffrey et Acrivos, 1976; Ackermann et Shen, 1979; voir également Chester et al. 1985, pour une revue récente; Ryerson et al., 1988):

- (1) une augmentation exponentielle de la viscosité de la suspension;
- (2) l'apparition de propriétés non newtoniennes.

Nous allons voir que le comportement des suspensions magmatiques est complexe. Il ne nous sera pas possible de quantifier la non linéarité des

magmas et ses conditions d'apparition de manière précise. Mais commençons par décrire et caractériser les modes de déformation des magmas au cours de leur cristallisation. On peut distinguer des plus fortes aux plus faibles fractions de cristaux deux types de milieu (Arzi, 1978; Van der Molen et Paterson, 1979; Marsh, 1981; Wickham, 1987; Miller et al., 1988) :

- (a) les suspensions cristallines dans lesquelles la phase fluide domine;

- (b) les milieux poreux dans lesquels les proportions relatives liquide-cristaux sont inversées;

Ces deux milieux sont caractérisés par des modes d'écoulement et de déformation distincts, correspondant très grossièrement et respectivement aux modes de déformation fluides et solides (propriétés plastiques marquées). Cette transition rhéologique qui se traduit par l'augmentation brutale de la viscosité du magma partiellement cristallisé permet de définir une fraction critique de cristaux sur laquelle sont basés les modèles de calcul de viscosité. En réalité, dans les magmas on peut considérer autant de fractions critiques de cristaux qu'il y a de transitions rhéologiques entre deux comportements distincts et dans les magmas, les modes de déformation sont variés. Pour notre part, nous allons chercher à définir deux transitions essentielles entre les comportements newtonien, non newtonien et fragile.

***Les suspensions magmatiques.**

En fonction de la densité des suspensions, on observe (Marsh, 1981; Nicolas, 1984; Chester et al., 1985; Wickham, 1987; Miller et al. 1988; Ryerson et al., 1988; Campbell et Forgacs, 1990) :

- que leur comportement est proche de celui des liquides silicatés, donc le plus souvent newtonien, lorsque les pourcentages de cristaux sont faibles (< 20-30%; Ryerson et al., 1988);

- au delà de 25 % de cristaux, le comportement des suspensions peut être décrit par des modèles non newtoniens.

Dans ces conditions, les mesures expérimentales peuvent être interprétées à l'aide d'un modèle de Bingham avec une limite élastique de l'ordre de 10^2 à 10^3 Pa (Pinkerton et Sparks, 1978; Spera, 1980; Chester et al, 1985; Ryerson et al., 1988); en particulier, le modèle de Bingham explique de manière satisfaisante les phénomènes tels que la morphologie

des coulées de lave ou le transport des enclaves (Turcotte et Schubert, 1982; Fernandez et Barbarin, 1991). Dans ces modèles, le seuil d'écoulement augmente rapidement (lois de puissance) avec la fraction cristalline.

Mais, un modèle de comportement rhéofluidifiant permet également de rendre compte des mesures directes sur les magmas (fig. 1-13; Ryerson et al., 1988; Kerr et Lister, 1991). En effet, parce qu'il est impossible de mesurer des viscosités à des vitesses de déformation très faibles, l'existence de seuils d'écoulements, pour les magmas dont les pourcentages de cristaux sont inférieurs à 50 % et dans lesquels il n'y a pas formation d'amas précoces résistants (voir p. 24), sont aujourd'hui totalement remis en cause : Kerr et Lister (1991) pensent que les modèles non-linéaires rhéofluidifiants sont les plus appropriés pour décrire le comportement des suspensions et qu'il n'existe pas dans les suspensions de seuil d'écoulement. Les données de Ryerson et al. (1988) permettent de montrer qu'en augmentant la proportion des cristaux la résistance du magma s'accroît : il y a augmentation du facteur de consistance (K) et diminution de l'exposant de rhéofluidification ($n < 1$) comme on peut le constater sur le tableau suivant (voir également, fig. 1-15).

T(°C)	Cristaux (vol %)	logK	n
1250	17	0.96	0.9
1230	20	1.13	0.86
1200	22	1.16	0.76
1170	25	1.85	0.73
1150	45	2.94	0.26

Tableau 1-1 : Valeur des coefficients des lois rhéologiques (τ_0 nul) en fonction de la teneur en cristaux dans des magmas picritiques. Ryerson et al. (1988).

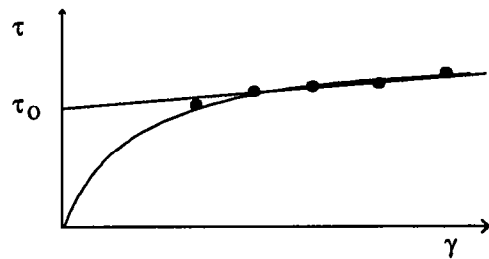


Figure 1-13 : *L'interprétation des mesures rhéologiques (les points) : l'absence de données aux faibles vitesses de cisaillement peut remettre en cause l'existence de seuils d'écoulement dans les magmas dont la teneur en cristaux n'est pas au moins de 50% (Kerr et Lister, 1990).*

De plus, on peut noter que le comportement des suspensions de cristaux est très complexe; elles sont **thixotropiques**. En effet, Ryerson et al. (1988) montrent que les paramètres rhéologiques (n et K) des suspensions de composition picritique ne sont pas constants et évoluent en fonction du mode de variation des vitesses d'application des contraintes. Kerr et Lister (1990) expliquent l'observation expérimentale de Ryerson et al. (1988) illustrée par la figure 1-14b, par la destruction de microstructures précoces. Cette figure montre que les magmas s'écartent toujours davantage du comportement newtonien quand la vitesse de déformation augmente que lorsqu'elle décroît.

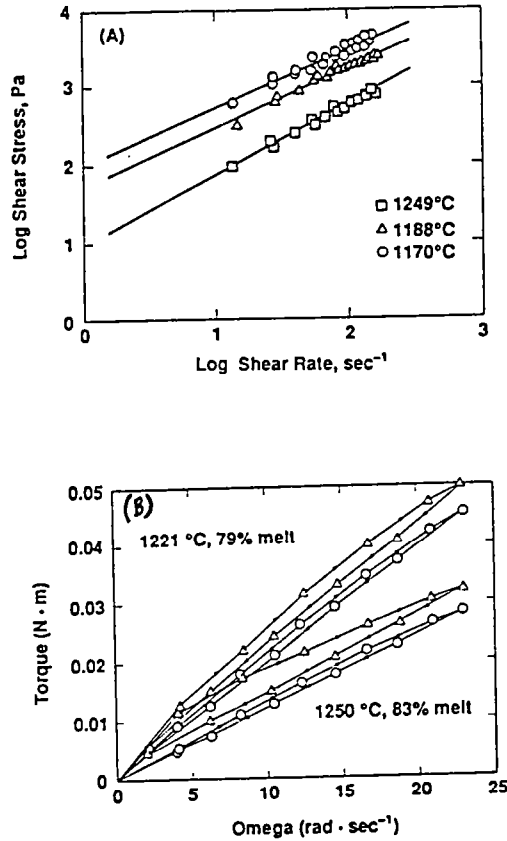


Figure 1-14 : Le comportement non-newtonien dans les magmas picritiques. (A) contraintes cisailantes et vitesses de déformation en fonction des différents teneurs en cristaux (en % massiques, 1250 °C : 20%; 1190 °C : 25%; 1170 °C : 30%). (B) Le comportement thixotropique des magmas picritiques : effets des augmentations et des diminutions successives des vitesses de cisaillement (vitesse de rotation du viscosimètre) en fonction du moment des forces; les pourcentages indiquent les concentrations volumiques en liquide. Ryerson et al., 1988.

A vrai dire, les raisons structurales de l'apparition de ces effets non newtoniens et thixotropiques ne sont pas encore parfaitement identifiées : on envisage la possibilité de formation de microstructures précoces dont la véritable nature et la résistance sont encore mal connues (Ryerson et al., 1988; Kerr et Lister, 1988). Toutefois, l'observation de propriétés non-newtoniennes dès que la proportion de cristaux atteint 25 % (Ryerson et al., 1988) démontre l'existence d'interactions précoces non négligeables, au moins dans les magmas picritiques pour des taux de déformation de l'ordre de 1 s⁻¹.

***La fraction critique de cristaux (FCC).**

L'apparition de ces microstructures dans le magma accompagne son changement de comportement de newtonien à non newtonien. Cette transition correspond à la formation de ce que la théorie de la percolation qualifie "d'amas dynamique infini" (Campbell et Forgacs, 1990). Dans un magma, le pourcentage de cristaux à partir duquel s'établissent ces changements structuraux est appelé fraction critique de cristaux (FCC).

La valeur de la FCC est particulièrement délicate à estimer car elle dépend de nombreux facteurs :

- des propriétés physico-chimiques du magma (composition, nature des interactions cristal-liquide et cristaux-cristaux comme par exemple la possibilité de formation d'amas, Kerr et Lister, 1991);

- de la forme et de la taille des cristaux (par exemple, Mc Birney et Murase, 1984);

- de la distribution des formes et de taille des cristaux, c'est à dire d'une manière générale de l'agencement (Mc Birney et Murase, 1984; Miller et al., 1988; Campbell et Forgacs, 1990).

Chaque milieu granulaire est caractérisé par des interactions spécifiques entre les particules elles-mêmes et les particules et le milieu intergranulaire (Krieger, 1972; Jeffrey et Acrivos, 1976; Ackermann et Shen, 1979). Ainsi, les suspensions de particules rigides millimétriques ne se comportent pas exactement comme les suspensions de micro-particules argileuses. A titre indicatif, pour évaluer l'influence de la nature des interactions entre particules et particules-milieu hôte, Campbell et Forgacs (1990) rapportent que des structures se forment pour une densité relative de particules de 0.16 dans le cas de suspensions de particules de craie dans un solvant organique mais que l'apparition de structures à faibles vitesses de déformation dans les suspensions de particules rigides nécessitent des concentrations plus importantes (30 % pour des sphères en polystyrène dans l'huile entre $5 \cdot 10^{-2}$ et 50 s^{-1} , Gadala-Maria et Acrivos, 1980). A cause de la nature des interactions, le premier exemple constitue un très mauvais analogue pour les suspensions magmatiques (Kerr et Lister, 1991). Par contre, les modèles de suspension de particules rigides dans lesquels les interactions précoces sont plus faibles, semblent plus adéquats pour traiter les comportements magmatiques.

***Des suspensions aux milieux poreux.**

Lorsque la teneur en cristaux augmente au-delà de la fraction critique de cristaux, les modes d'écoulements des suspensions denses dans lesquels les particules sont encore mobiles les unes par rapport aux autres, laissent la place aux modes de déformation des masses granulaires. Dans ces dernières, les mouvements de certaines particules sont entièrement dépendants de la mobilité des particules voisines (fig. 1-15). Tant que certaines particules peuvent bouger les unes par rapport aux autres, le système est susceptible de subir des réarrangements structuraux (Campbell et Forgasc, 1990). Ces derniers deviennent moins nombreux au fur et à mesure que le taux de cristallisation s'approche du taux maximum de particules (ϕ_m) pour lequel les espaces vides ne permettent plus d'importants mouvements relatifs de particules (fig. 1-15c). Au taux ϕ_m , l'écoulement du milieu granulaire n'est plus possible et pour des taux supérieurs on pourra considérer que le magma se comporte comme un solide (fragile). Ainsi, une seconde transition rhéologique peut être définie dans les magmas : elle correspond au passage du comportement non-newtonien éventuellement plastique au comportement fragile des solides plastiques idéaux. L'établissement de la continuité entre la plupart des grains ($FCC < \text{teneur en cristaux} < \phi_m$) induit, en effet, une forte augmentation de la résistance globale du magma qui (et seulement dans ces conditions, Kerr et Lister, 1991) est alors véritablement susceptible de présenter une limite élastique.

ϕ_m est principalement fonction de la structure : la valeur théorique de ϕ_m est 0,74 pour un empilement de sphères de même dimension à compacité maximum (hexagonale). Toutefois, cette valeur n'est plus que de 0.64 pour un empilement aléatoire de sphères unidimensionnelles. Elle peut être supérieure si les sphères n'ont pas toutes le même rayon.

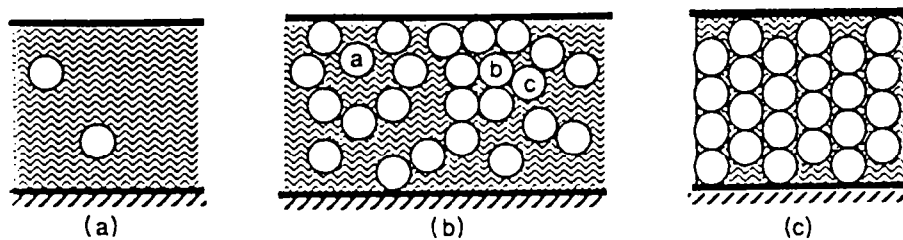


Figure 1-15 : Illustration schématique des comportements de suspensions de particules dans un fluide en fonction de la concentration ϕ en particule. (a) ϕ est inférieur à la fraction critique de particule (FCC). (b) possibilité de formation de structures précoces lorsque ϕ est supérieure à FCC; la particule a peut être facilement déplacée, b est totalement bloquée et c est très restreinte dans ses mouvements. (c) $\phi = \phi_m$, concentration maximum de particules admises lorsque toutes les particules sont bloquées. Campbell et Forgasc, 1990).

En réalité, la transition entre les comportements fluides et solides va également dépendre de la mouillabilité du liquide interstitiel, c'est à dire de la tension de surface entre le liquide et les cristaux. En effet, c'est elle qui contrôle la disparition de la connectivité du liquide intergranulaire au cours de la cristallisation. Dans les magmas fortement cristallisés (>70% de cristaux) ce liquide est encore susceptible d'accommoder la déformation en facilitant les glissements aux joints des grains. La disparition de la connectivité au sein du liquide résiduel permet de définir "le premier seuil de percolation". C'est par ailleurs, un seuil particulièrement critique en ce qui concerne l'extraction des liquides dans les zones de fusion partielle (Nicolas, 1984).

En général, la fraction critique de cristaux de la transition rhéologique fluide-solide est estimée à partir de considérations géométriques relatives aux empilements compacts de particules, corrélées avec la distribution de phénocristaux dans les laves ou avec les observations relatives à la déformation expérimentale des systèmes magmatiques (Arzi, 1978; Van der Molen et Paterson, 1979; Marsh, 1981; Miller et al., 1988; Brophy, 1991). On admet généralement que la fraction critique de cristaux varie en

fonction de la composition du magma dans la gamme 20 à 70 % de cristaux (Brophy, 1991; fig. 1-16). Ces valeurs ont été déterminées sur des laves susceptibles de renfermer des vacuoles de gaz et ne prennent probablement pas en compte les seuls effets des cristaux. De plus, les laves se sont mises en place avec divers processus éruptifs et probablement avec des vitesses de déformation, très différentes. Selon ces vitesses, nous allons voir que la fraction critique de cristaux peut varier. Ces estimations fournissent cependant des ordres de grandeurs que nous retiendrons pour quantifier les teneurs maximales en cristaux pour lesquelles les magmas peuvent encore s'écouler.

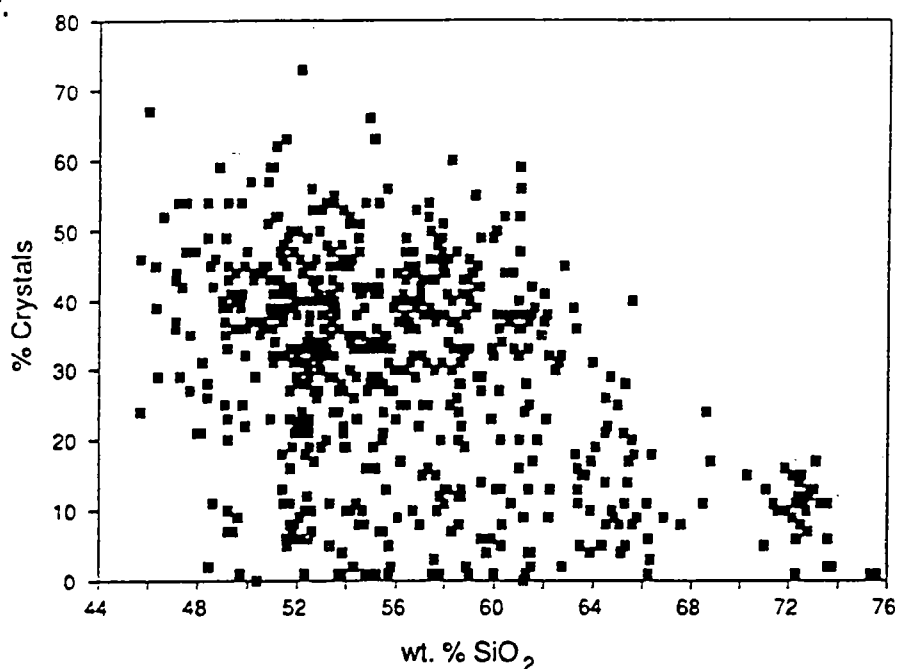


Figure 1-16 : Concentrations en cristaux en fonction de la composition moyenne de plus de 600 laves orogéniques (écoulements et extrusions en dôme, écoulements de cendres exclues) d'après Brophy, 1991.

2.2.3- Rôle de la vitesse de déformation.

Nous avons déjà évoqué, à plusieurs reprises, la vitesse de déformation comme un paramètre majeur dont dépend le comportement rhéologique des magmas. C'est le cas par exemple, lorsque nous avons décrit les propriétés thixotropiques des magmas partiellement cristallisés (fig. 1-14, p. 46).

Par ailleurs, comme pour les liquides silicatés, les modes de déformation des magmas partiellement cristallisés varient en fonction de la vitesse d'application des contraintes. Pour une teneur en cristaux donnée,

une augmentation de la vitesse de cisaillement, les font passer successivement des régimes de déformation newtoniens, non-newtoniens jusqu'à la rupture fragile (Chester et al., 1985). De plus, les fractions critiques de cristaux (FCC et ϕ_m) qui conditionnent les deux transitions rhéologiques que nous venons de définir dans les magmas, sont fortement dépendantes des vitesses de déformation.

A partir des résultats expérimentaux, les physiciens (Bagnold, 1954; Jeffrey et Acrivos, 1976; Ackermann et Shen, 1979), Chester et al. (1985) considèrent que l'apparition des propriétés non-newtoniennes est gouvernée par l'importance relative des contraintes inertielles et visqueuses qui agissent au sein du fluide interstitiel. Les contraintes inertielles sont essentiellement engendrées par les collisions entre les particules solides suspendus dans le fluide. Les contraintes visqueuses résultent de la dissipation d'énergie due à l'écoulement du fluide entre deux particules rigides. Lorsque la proportion relative des particules et/ou les vitesses de déformation sont faibles, c'est à dire, dans des conditions défavorables aux interactions de particules, les contraintes inertielles sont négligeables vis à vis des contraintes visqueuses et le comportement de la suspension est proche de celui du fluide interstitiel. Au contraire, pour des vitesses de déformation et/ou des teneurs en particules beaucoup plus importantes que dans le cas précédent, les effets inertiels sont dominants par rapport aux effets visqueux et le comportement de la suspension peut présenter des propriétés non newtoniennes. Par conséquent, on s'attend à ce que dans les magmas partiellement cristallisés, la fraction critique de cristaux pour laquelle apparaissent les propriétés non-newtoniennes diminue lorsque le taux de déformation augmente (fig. 1-17 ; Chester et al., 1985).

Pourtant, cette tendance générale de l'évolution de la teneur en cristaux critique en fonction de la vitesse de déformation peut être entièrement inversée. Nous avons précédemment mentionné le rôle de la distribution géométrique des cristaux, c'est à dire de leur agencement dans l'estimation de la FCC. Nous avons également vu que cet agencement dépend de la dynamique du système qui est capable de détruire les microstructures précoces du magma (voir p. 24). Par conséquent, dans les magmas : plus les mouvements sont vigoureux, plus la FCC est élevée (fig. 1-18; Miller et al., 1988; Ryerson et al., 1988). Miller et al. (1988) considèrent que dans les magmas granitiques la FCC est de l'ordre de 40% pour les taux de déformation les plus faibles ($\leq 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Il retiennent la valeur de 70% pour les processus les plus violents ($> 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, Miller et al.,

1988). Toutefois, pour une teneur en cristaux donnée, aucune étude directe sur les magmas n'a encore permis de fixer précisément un taux de déformation critique, c'est à dire, la vitesse de déformation à laquelle apparaissent les propriétés non-newtoniennes. En effet, la plupart des rhéomètres utilisés dans les études expérimentales et adaptés à l'études des roches fondues travaillent dans des gammes limitées de vitesses de déformation (10^{-1} à 10 s $^{-1}$). On peut tout de même noter que la formation de structures cristallines est susceptible d'induire, lorsque le taux de déformation augmente, une réduction de l'intervalle de cristallisation dans lequel le magma est non newtonien : la FCC tend alors vers ϕ_m .

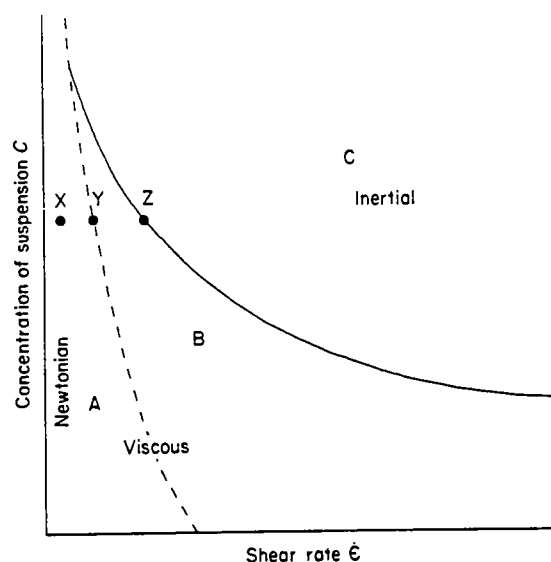


Figure 1-17 : Graphe schématique des effets associés de la vitesse de déformation et de la concentration en cristaux sur les comportements rhéologiques des magmas. Dans la région A, la vitesse de déformation est assez basse quelle que soit la concentration pour que la suspension dispense toujours un comportement newtonien; Dans la région B, les mouvements du magma sont essentiellement contrôlés par l'écoulement des fluides intergranulaires mais les effets des cristaux deviennent importants : le comportement peut être soit newtonien soit non newtonien. Dans le région C, les effets inertiels induits par la présence de particules dominant et on peut envisager un comportement toujours non-newtonien avec augmentation des paramètres rhéologiques (seuil d'écoulement et inverse du coefficient de rhéofluidification) vers les plus fortes concentrations en cristaux et les plus rapides vitesses de déformation.

En conséquence, il apparaît que nous ne sommes pas encore en mesure de quantifier les vitesses de déformation et les teneurs en cristaux critiques qui, dans les magmas, régissent l'apparition des propriétés non newtoniennes. Pour progresser, il conviendrait de connaître la nature des interactions (collisions, agrégations) entre les cristaux et les paramètres qui contrôlent ces interactions.

La seconde transition rhéologique, c'est à dire, la transition entre les comportements fluides et solides dépend également de la vitesse de déformation. Dans les magmas fortement cristallisés (70 % de cristaux et plus), on peut grossièrement estimer la vitesse de cisaillement (γ) nécessaire pour qu'apparaisse la rupture fragile grâce à la méthode empirique utilisée par Furman et Spera (1985).

La relation :

$$\gamma = (1/K (20 + 1.2 P))^{1/n} \exp(-Q/RT) \quad (4)$$

(R : constante des gaz parfaits, 8.314 J.mol⁻¹.K⁻¹), peut être utilisée. Elle permet d'approcher le seuil de rupture fragile γ en fonction de la pression de confinement P (en MPa) et de la température T(°K), lorsque l'on connaît les paramètres d'écoulement du magma (K, n et Q, l'énergie d'activation).

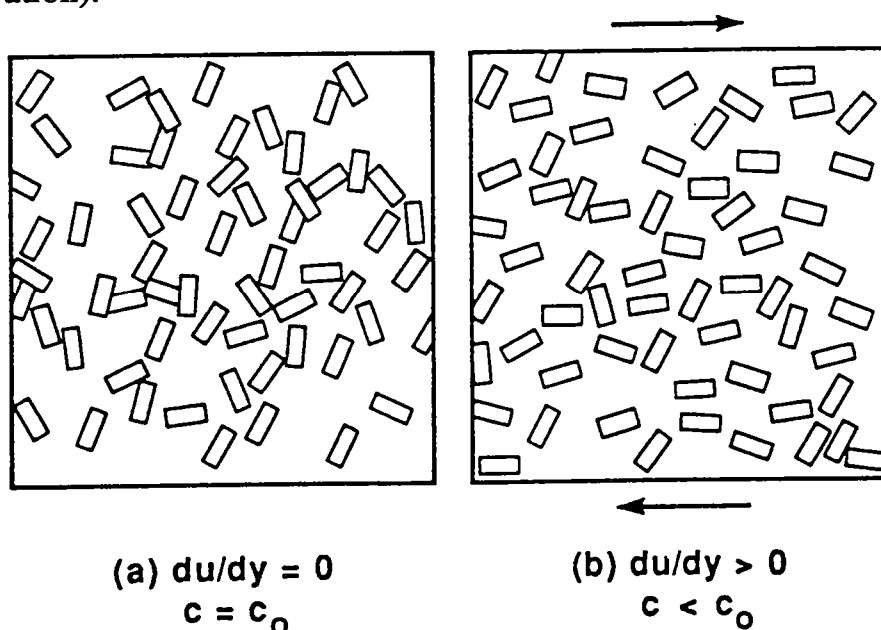


Figure 1-18 : Effets de la vitesse de cisaillement du/dy sur la FCC (C_0) : réduction de la contiguïté entre les cristaux et augmentation de la valeur de la fraction critique du cas (a) où la magma est statique au cas (b) où la système est dynamique. Millers et al., 1988; Ryerson et al., 1988.

Elle provient (Furman et Spera, 1985) :

- (1) de l'estimation de la contrainte déviatorique $(20+1.2P)$ nécessaire pour qu'un solide sous pression, à des températures de l'ordre de 900°C se fracture de manière fragile dans le cas où la pression partielle de fluide interstitiel est négligeable; de fortes pressions de ce liquide auraient pour effets de réduire la valeur de la contrainte déviatorique calculée à partir de la pression totale P (Mogi, 1972; Shaw, 1980);

- (2) de la loi d'écoulement dérivée des données expérimentales de déformation sur le granite de Westerly et dans les diabases de Maryland (Annexe 1; Goetze et Brace, 1972).

La relation 4 nous permet ainsi d'estimer les variations des vitesses nécessaires à la rupture en fonction de la température en fin de cristallisation. Elle montre que plus les températures sont élevées, plus les conditions de rupture sont défavorables : en effet, la rupture nécessite des vitesses de déformation plus grandes qu'à basse température. Par conséquent, elle donne une évolution vitesse-température dans le même sens croissant que la variation du taux de déformation en fonction de la teneur en cristaux.

2.3- Conclusions : estimation des propriétés rhéologiques des magmas.

2.3.1- Prédiction des comportements rhéologiques.

Nous venons d'illustrer le comportement extrêmement complexe des systèmes physiques hétérogènes et la difficulté que l'on a d'évaluer les paramètres critiques majeurs tels que les fractions critiques de cristaux et les vitesses de déformation qui contrôlent les transitions de comportement rhéologique dans les magmas. On en déduit donc que, le plus souvent (sauf pour la rupture), c'est de manière qualitative que nous estimerons les conditions d'apparition d'un mode de déformation donné dans les magmas.

On doit tout de même retenir que :

- (1) les magmas présentent trois principaux modes de déformation (fig. 1-19) :

- (a) newtonien;
- (b) non newtonien (rhéofluidifiant) sans ou avec des propriétés plastiques;
- (c) la rupture fragile;

- (2) l'apparition de ces trois comportements dépend essentiellement des trois paramètres suivants :

- (i) de la proportion des cristaux et des vacuoles de gaz;
- (ii) de la vitesse d'application des contraintes;
- (iii) de l'agencement et des interactions de ces hétérogénéités dans le liquide interstitiel;

- (3) les valeurs critiques de ces paramètres qui contrôlent les transitions rhéologiques ne peuvent pas toujours être évaluées de manière précise dans les magmas partiellement cristallisés. En particulier, on ne connaît pas la véritable nature des interactions entre les cristaux (collisions, agrégations) ou entre le liquide et les cristaux (mouillabilité). Pour avoir des propriétés non newtoniennes, le facteur prépondérant semble résider dans l'apparition de la continuité entre les cristaux. On a généralement tendance à considérer que cela n'est possible que lorsque la teneur en cristaux avoisine 50%. Il est cependant possible de former des microstructures précoces (dès 30 % de cristaux) qui induisent le comportement non linéaire (Ryerson et 1988; Kerr et Lister, 1991). Les vitesses de cisaillement les plus grandes retardent (en terme de cristallisation) l'apparition de toute continuité et semblent donc pouvoir favoriser la persistance de la rhéologie newtonienne jusqu'à environ 50% (Miller et al., 1988; Ryerson et al., 1988);

- (4) face à la diversité des paramètres et aux inconnues, nous approcherons la viscosité de nos magmas à l'aide d'une méthode classique de calcul de viscosité. Celle que nous utiliserons (Bremond d'Ars, 1990) repose sur la méthode de calcul de viscosité de Shaw (1972) pour les liquides intergranulaires et rend compte, approximativement, de l'effet des

cristaux grâce à la formulation de Krieger et Dougherty citée par Jeffrey et Acrivos (1976). Elle est basée sur un modèle de rhéologie magmatique newtonien jusqu'aux teneurs en cristaux critiques à partir desquelles la viscosité augmente de manière exponentielle. Dans nos calculs, la fraction de cristaux qui sépare grossièrement les domaines de déformation fluide et solide du magma, aura pour valeur environ 60%, comme dans la plupart des applications magmatiques (Marsh, 1981; McBirney et Murase, 1984; Frost et Lindsay, 1988; Bremond d'Ars, 1990; Brophy, 1991). Il convient de noter la simplicité extrême de ce modèle de rhéologie magmatique, par rapport à ce que nous avons décrit (fig. 1-19);

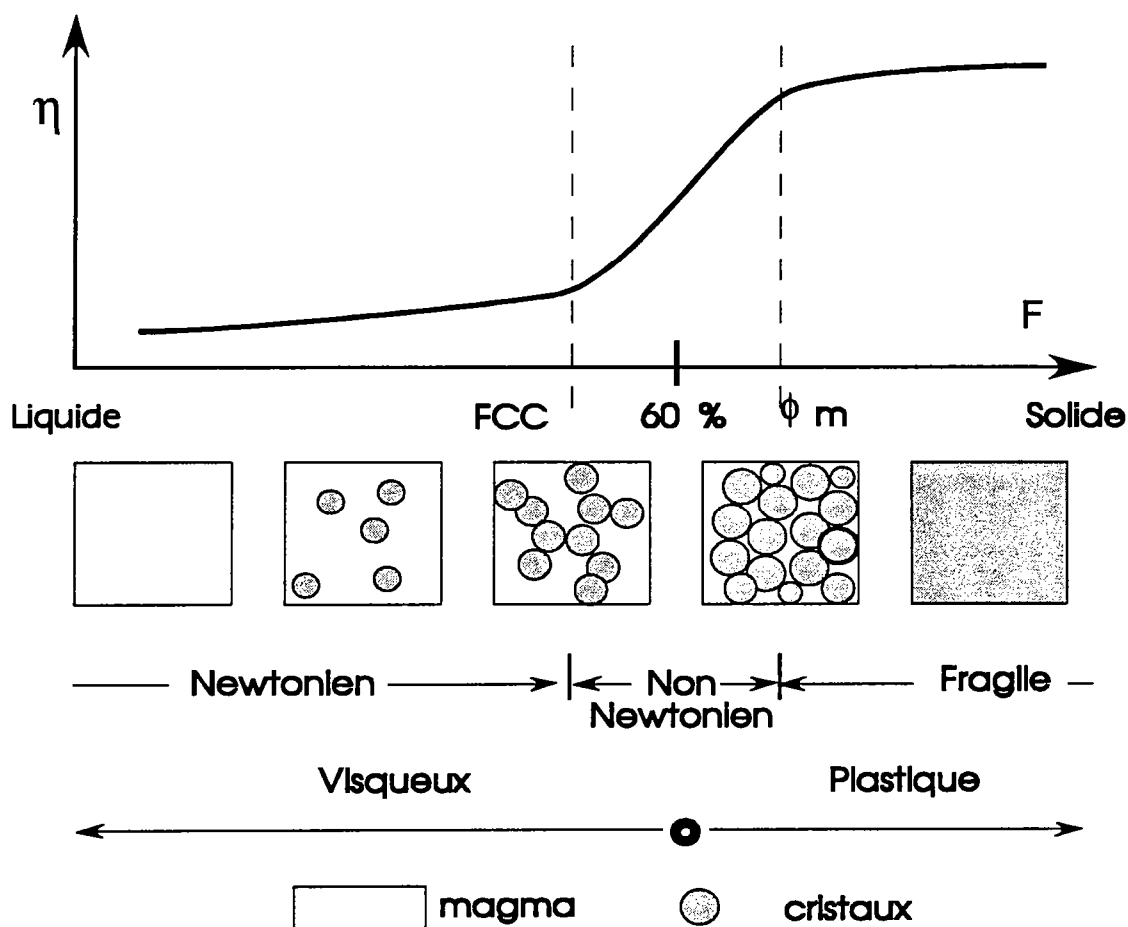


Figure 1-19 : Evolution schématique du comportement rhéologique d'un magma à vitesse de déformation fixée au cours de la cristallisation. F désigne la proportion des cristaux et η représente la viscosité. (1) L'établissement de la continuité entre les cristaux engendre l'apparition des propriétés non newtoniennes que ne prend pas en compte (2) le modèle simplifié utilisé pour estimer les viscosités des magmas.

- (5) les comportements et leurs changements en fonction de la température et des vitesses de déformation sont mieux connus :

- (a) dans les liquides silicatés purs (voir p. 41; Dingwell et Webb, 1989; 1990);

- (b) dans les magmas fortement cristallisés (voir p. 53; Furman et Spera, 1985);

que dans les magmas partiellement cristallisés. Si, pour ces derniers, la transition entre les comportements newtonien et non-newtonien est particulièrement délicate à exprimer en fonction du taux de cristallisation et de la vitesse d'application des contraintes, il nous sera possible, en revanche, d'approcher les conditions de rupture. En effet, un mélange de liquide et de cristaux peut se comporter comme un fluide dont on connaît approximativement la viscosité, en particulier, lorsque le taux de cristaux est relativement faible ($< 60\%$, voir point n°4). Alors, en admettant que, comme dans le cas des liquides silicatés, la rupture de ce fluide peut être estimée à partir du temps caractéristique de relaxation de Maxwell (voir p. 38), on a la possibilité de calculer, sur la majeure partie de l'intervalle de cristallisation, les temps caractéristiques de cisaillement critiques (l'inverse des vitesses de cisaillement critiques). Turcotte et Schubert (1982, p. 432) estiment que les modules de cisaillement de la plupart des roches magmatiques sont environ de $3 \cdot 10^{10}$ Pa, c'est à dire, du même ordre de grandeur que les variations admises dans les verres silicatés. Par extrapolation de la relation (4) utilisée par Furman et Spera (1985) vers les hautes températures et pour des taux de cristallisation plus faibles que 70-90%, l'estimation des conditions de rupture pourra être menée sur l'ensemble de l'intervalle de cristallisation.

2.3.2- Répartition des comportements rhéologiques.

A partir de l'existence de transitions rhéologiques successives en fonction de la teneur en cristaux des magmas, on est amené à envisager des modèles d'organisation interne des réservoirs magmatiques. On conçoit que, comme le proposent Marsh et al. (1989) ou Bergantz (1990), la formation de ces systèmes caractérisés par des températures élevées et par une mise en place dans un encaissant plus froid puisse induire une zonation thermique. Ainsi, à un instant donné du refroidissement, c'est à dire, pendant le rééquilibrage thermique global avec l'encaissant de la chambre, les teneurs en cristaux sont plus grandes à proximité des bords de l'intrusion

qu'en son coeur : la zonation thermique induit une véritable zonation rhéologique. Du coeur vers la bordure de l'intrusion on pourra trouver successivement et s'échelonnant de manière continue (fig. 1-20) :

- les liquides, puis les suspensions pauvres en cristaux à comportement newtonien;
- les suspensions de cristaux non newtoniennes (rhéofluidifiantes), visqueuses puis plastique (à partir d'environ 50% de cristaux);
- les magmas fortement cristallisés assimilables à des solides;

Corrélativement, les caractéristiques des lois d'écoulement (viscosité, facteur de consistance, exposants de rhéofluidification, seuil d'écoulement) témoignent de la résistance croissante.

La représentation de la figure 1-20 constitue :

- (1) une image figée d'un système au cours du refroidissement : en effet, les transitions rhéologiques se déplacent vers le coeur de la chambre avec le temps;

- (2) une image caractéristique d'un taux de déformation donné : la position des transitions rhéologiques dépend de la vitesse d'application des contraintes imposée par le régime dynamique du système.

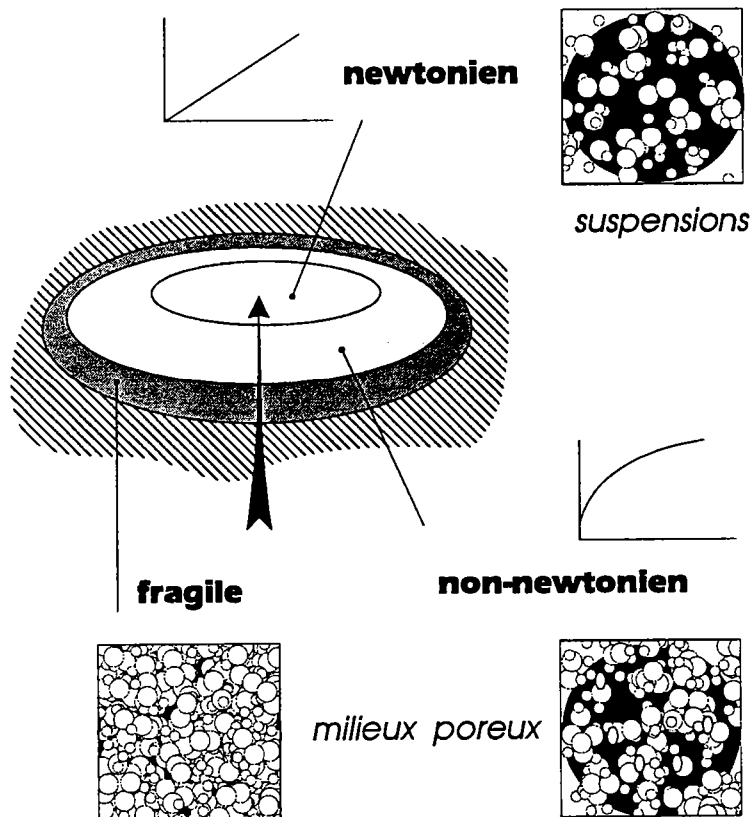


Figure 1-20 : Représentation schématique de la zonation rhéologique dans les chambres magmatiques.

3- Les autres propriétés physiques.

Au cours de ce premier "chapitre", nous avons vu que les comportements rhéologiques des magmas sont complexes et variés. Nous avons également évoqué le rôle des constituants magmatiques sur les propriétés telles que les compressibilités et les densités. Il nous reste maintenant à préciser brièvement les méthodes d'estimation de la densité d'un magma que nous utiliserons. Ensuite, pour faire la liaison entre ce chapitre et le suivant qui concerne les interactions et le mélange de magmas, nous nous proposons d'introduire ici les notions de miscibilité et de tension de surface.

3.1- Estimation des densités.

Les roches que nous étudierons se mettent en place en profondeur et par conséquent, nous avons pu montrer dans quelle mesure on peut considérer les magmas plutoniques comme des fluides très peu compressibles (voir p. 30) dont la densité dépendra essentiellement des proportions relatives des phases solides et liquides. On peut ajouter que la phase gazeuse susceptible de nucléer en fin de cristallisation n'entraîne une diminution de densité que dans la mesure où le système demeure fermé : ce qui est peu probable. Dans un premier temps, nous cherchons à estimer des valeurs relatives de densité entre les états liquides et les roches de même composition.

Les densités des liquides ont été calculées à l'aide la méthode de Bottinga et al. (1982, 1983) revue par Bremond d'Ars (1990) en ce qui concerne l'introduction du composant H₂O. Cette méthode ne tient compte que des variations de composition et de température des liquides. Cependant, Lange et Carmichael (1990) montrent que les effets de la pression ne sont pas négligeables et qu'augmenter la pression de 1kbar dans un liquide andésitique provoque une augmentation de densité similaire (~ 20 kg/m³) à celle engendrée par un refroidissement d'environ 100°C. Les diminutions de densité résultant de l'introduction de 1% d'eau au système sont du même ordre de grandeur. Cependant, dans le type de liquide que nous étudierons les effets de la composition en éléments majeurs sont beaucoup plus importants : l'augmentation de densité est de l'ordre de 100 kg/m³ lorsque l'on passe d'une composition d'andésite à celle d'une andésite basaltique (Lange et Carmichael, 1990). De plus, nos estimations doivent

être comparables aux densités mesurées sur des roches de compositions voisines (par exemple, Maaloe, 1985). Aussi, nous n'avons pas tenu compte de la pression pour estimer nos densités.

La comparaison entre les valeurs de densité des éléments de magmas solides et liquides de composition similaire nous permettra dans un second temps, d'accéder très grossièrement aux densités dans l'intervalle de cristallisation. A une température donnée, la valeur de la densité du magma partiellement cristallisé est fortement dépendante des modalités de la cristallisation (nombre et composition des phases). Or, nous avons déjà signalé les caractéristiques du modèle de cristallisation (voir p. 26) que nous avons choisi, face aux incertitudes élevées résultant de l'estimation des paramètres réels de cristallisation. Dans ces conditions, les valeurs de densité que nous rapporterons n'auront aucune signification absolue mais c'est surtout la comparaison entre les valeurs estimés dans l'intervalle de cristallisation qui nous permettra de tirer quelques conclusions qualitatives.

3.2- Miscibilité et tensions de surface.

On peut définir la miscibilité entre deux fluides comme une propriété physique qui mesure la capacité des deux entités à se mélanger. En effet, elle rend compte de la facilité à laquelle vont s'effectuer les échanges de matière au travers de l'interface matérialisée par la surface de contact entre les deux fluides. Ces échanges, contrôlés par les mécanismes de la diffusion, aboutissent théoriquement au rééquilibrage des compositions de part et d'autre de l'interface. Ainsi, deux magmas miscibles sont susceptibles de produire d'abord des magmas puis des roches hybrides homogènes.

Par ailleurs, on sait que la tension de surface entre deux fluides c'est à dire l'énergie libre de surface, est négligeable lorsque ceux-ci sont miscibles. La tension de surface traduit l'incapacité d'un des deux fluides à se répandre à la surface du second, c'est à dire, à le "mouiller" : elle mesure l'inverse d'une propriété que l'on peut appeler la mouillabilité. Contrairement aux cas des fluides miscibles, dans le cas des fluides immiscibles, cet énergie libre de surface est importante et les échanges chimiques à l'interface sont fortement défavorisés.

La plupart des liquides silicatés naturels peuvent être assimilés à des fluides miscibles et présentent entre eux des tensions de surface négligeables (Yoder, 1973; Watson, 1976; Philpotts, 1990). C'est le cas de

magmas de compositions particulières peuvent présenter des figures d'immiscibilité. Par exemple, la mise en contact des liquides silicatés très riches en fer avec des liquides riches en silice illustre fort bien ce phénomène (Philpotts, 1990).

Si la plupart des liquides ont des tensions de surface négligeables entre eux, il n'en va pas de même entre les liquides et les cristaux. En présence de cristaux, les tensions de surface peuvent avoir des effets importants lors de processus aussi différents que la nucléation ou que, comme nous l'avons précédemment évoqué, l'extraction des magmas dans les zones de fusion partielle et la valeur de la fraction critique de cristaux à laquelle, pendant le refroidissement, le mode de déformation du magma devient fragile. De même, il est possible que les phénomènes de trempe de liquides brutalement refroidis au contact de magmas beaucoup plus froids permettent d'envisager un rôle non négligeable des tensions de surface lors de l'interaction de magmas contemporains et dans le contrôle des processus de mélange. En effet, les contrastes rhéologiques induits par ces rééquilibres thermiques et la nucléation qui en résulte peuvent provoquer l'immiscibilité magmatique.

III- INTERACTIONS ET MELANGE DE MAGMAS.

Nous sommes à présent munis de méthodes d'estimation des viscosités et des densités des magmas. De plus, nous sommes en mesure de prédire approximativement dans quelles conditions (fraction de cristaux ou/et température) tel ou tel autre comportement rhéologique va se manifester. Nous allons donc pouvoir discuter le rôle de ces propriétés pendant l'interaction des magmas. Cependant, avant d'envisager les aspects physiques de ces interactions syn-plutoniques, nous allons donner les caractéristiques principales des structures magmatiques les plus communes puisqu'elles constituent les preuves de premier ordre, révélatrices de la coexistence de magmas. Il s'agit ici, en réalité, de présenter les aspects généraux du mélange magmatique : ce dernier étant considéré dans son sens le plus large lorsqu'il n'est pas exclusivement synonyme d'hybridation, c'est à dire, d'homogénéisation totale à l'échelle microscopique.

1- Preuves géologiques du mélange.

Nous allons, par conséquent, examiner, sur une large gamme d'échelles d'observation, les preuves de l'interaction de magmas contemporains. Notre investigation débute par une présentation des structures magmatiques de taille kilométrique à centimétrique qui sont essentiellement caractérisées par des interactions de nature physique. Nous poursuivrons par les structures et les hétérogénéités dans lesquels on a pu déceler, en plus, des interactions chimiques qui permettent théoriquement d'aboutir à l'homogénéisation des systèmes. Nos descriptions vont se limiter aux structures que l'on interprète classiquement comme le résultat d'une injection et qui, de plus, sont généralement typiques des ensembles plutoniques calco-alcalins.

Nous avons déjà signalé les relations qui lient l'échelle des hétérogénéités dans les roches, c'est à dire, la taille des structures de mélange (partiel), à l'intensité du mélange. Didier (1973) suggère à ce propos, que la taille moyenne et le nombre des hétérogénéités observées dans un ensemble magmatique sont des marqueurs du temps de résidence (temps d'interaction) du matériel enclavé (la structure) dans son magma hôte. C'est à partir de cette notion qu'il est possible d'envisager plusieurs types de mélange. Ainsi, au mélange parfait ("mixing") que seule la géochimie permet de mettre en évidence et auquel correspondent les temps

de résidence les plus longs (injections précoces), on peut opposer le mélange incomplet où les hétérogénéités n'ont pas le temps de disparaître avant que le système soit bloqué par cristallisation.

Cependant, le brassage du système (sa dynamique interne) peut également contrôler, en fonction de la résistance mécanique du magma, la taille et la forme de l'hétérogénéité et, en particulier, sa variation de taille et de forme avec le temps. C'est la raison pour laquelle, nous avons établi, dans l'introduction de cette première partie (fig. 1-1), qu'il est fondamental de connaître la taille caractéristique initiale de l'élément de magma (ou celle qu'il atteint par amplification). En effet, cette dernière conditionne, au départ, le degré d'homogénéisation qui peut être acquis par diffusion chimique. D'une manière générale, la présence de structures suggère donc que, dès leur formation, puis au cours du refroidissement, les conditions d'homogénéisation (mélange parfait) sont plutôt défavorables.

On peut dès lors envisager l'un des intérêts majeurs de l'étude des structures syn-plutoniques dans la compréhension du phénomène de mélange. En effet, puisque la plupart des magmas sont miscibles, la connaissance des conditions du non mélange ou du mélange incomplet permet a priori de déduire, par opposition, celles du mélange.

1.1- Les structures syn-plutoniques.

En fonction de leurs formes, de leur taille et/ou de leur composition, il existe une grande variété de structures syn-plutoniques. Nous allons voir qu'elles sont toutes interprétées comme le résultat de l'injection de l'un des magmas dans l'autre ou de l'écoulement simultané des deux magmas.

Nous proposons de distinguer parmi ces structures deux groupes :

- (1) celles qui résultent de l'instabilité mécanique d'un système magmatique composé de plusieurs entités; ce sont des instabilités que nous qualifierons d'internes;

- (2) celles qui sont induites dans un réservoir magmatique par l'injection d'un magma qui initialement est extérieur au système; nous les appellerons les instabilités ou structures externes.

Dans le premier groupe, l'instabilité se développe spontanément au sein du système composite. Au contraire, dans le second, elle résulte des interférences entre la dynamique de transport du magma injecté vers le système et la propre dynamique du système en question. Pour différencier ces deux groupes, nous allons postuler qu'il suffit de savoir si, au moment

de l'injection, les deux magmas étaient à la même température. En effet, il nous semble raisonnable de négliger le cas où le magma externe au système qui s'y injecte avec une même température. Par conséquent, en simplifiant, les structures externes présentent toujours des évidences texturales de déséquilibre thermique alors que les structures internes en sont dépourvues.

Nous allons présenter quelques exemples de structures internes et externes. Ensuite, nous insisterons, parmi les instabilités d'origine externe, sur celles qui résultent de l'injection d'un magma plus basique et plus chaud que le magma hôte : certains filons et sills syn-plutoniques, les enclaves microgrenues. Ces dernières structures correspondent, en effet, au type d'instabilités que nous étudierons dans la seconde partie du mémoire.

1.1.1- Les structures internes aux systèmes magmatiques.

- Les pipes magmatiques.

Les pipes sont des structures cylindriques de longueur métrique avec un diamètre décimétrique. Ils résultent toujours de l'injection de matériel leucocrate dans un magma plus basique (fig. 1-21; Elwell et al., 1960; Blake et al., 1965; Mc Birney et Sonnenthal, 1990).

Leurs caractéristiques internes sont variables et des sections transverses dans le magma acide peuvent montrer, soit une zonation normale (coeur plus acide que la bordure), soit une zonation inverse, avec ou sans texture pegmatitique. A cause de cette diversité minéralogique, les modalités de l'injection lors de la formation des pipes ne sont pas encore bien connues. En effet, ils peuvent résulter de :

- (1) l'ascension du magma acide sous le contrôle d'instabilités gravitaires dans les magmas basiques partiellement cristallisés (Elwell et al., 1960; Bremond d'Ars, 1990); dans ce cas, le contraste de densité déstabilisant entre les deux magmas (densité du magma ascendant inférieure à celle du magma hôte) détermine le développement de la structure et entraîne la déformation de l'ensemble (liquide+cristaux) du magma basique hôte;

- (2) l'infiltration de fluides métasomatiques tardi-magmatiques sans déformation importante de la charpente cristalline du magma basique fortement cristallisé puis, la réaction de ces fluides avec les cristaux du magma basique (Mc Birney et Sonnenthal, 1990; Ortoleva et al., 1987);

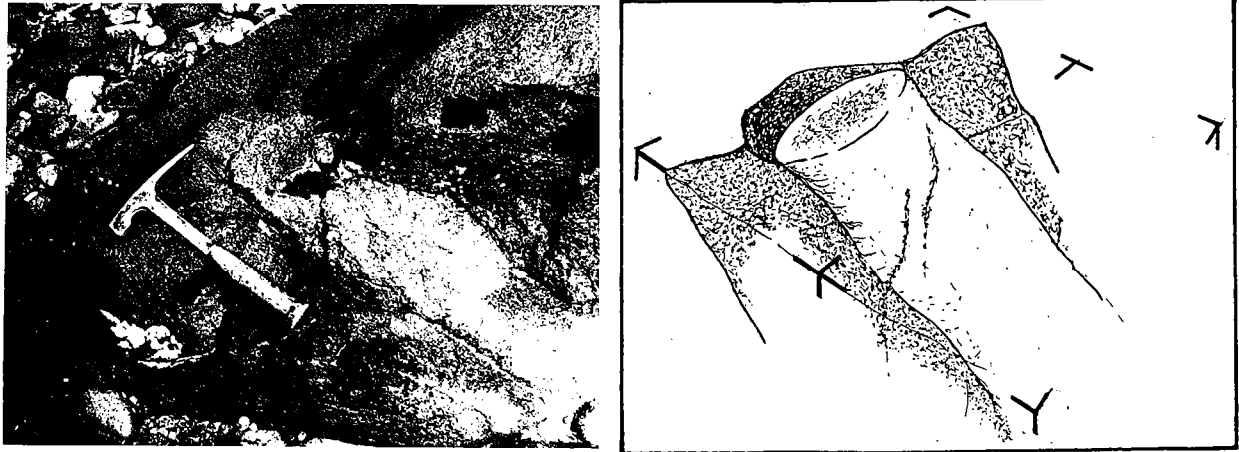


Figure 1-21 : Géométrie d'un pipe granitique dans une granodiorite. Guernesey, Iles anglo-normandes.

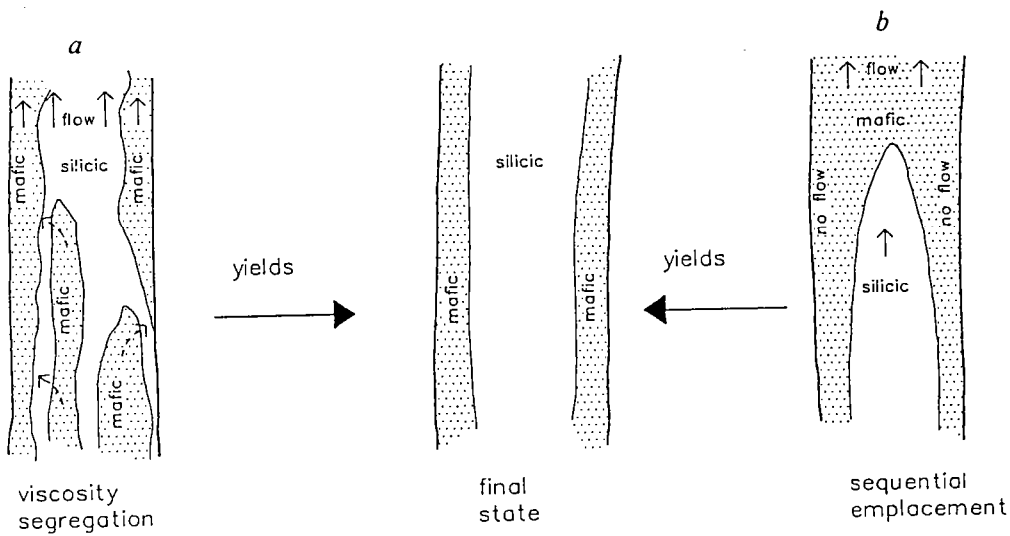


Figure 1-22 : Formation de la zonation interne des conduits d'alimentation. (a) transport simultané des deux magmas et mécanisme de ségrégation visqueuse. (b) alimentations successives des magmas basiques et acides. Carrigan et Eichelberger (1990).

dans un milieu poreux, les écoulements simultanés de fluides de viscosités contrastées sont, en effet, susceptibles de produire des digitations dont les mécanismes sont relativement bien connus (voir expériences en cellule de Hele Shaw, troisième partie du mémoire).

Ces deux interprétations s'opposent parce qu'elles correspondent à des étapes de l'évolution thermique des réservoirs magmatiques (donc des comportements rhéologiques) radicalement différentes. Cependant, ce sont toutes deux des instabilités internes. En effet, leur formation est interprétée, dans les deux cas, à partir d'un système unique : les magmas peuvent avoir la même température et présenter les contrastes de densité et de viscosité nécessaires au développement de l'instabilité.

- Les complexes veinés bimodaux.

L'étude récente du complexe lité de Guernesey (Bremond d'Ars, 1990) a permis d'établir les conditions dans lesquelles certaines associations acide-basiques veinées peuvent présenter des figures d'instabilités gravitaires (Bremond d'Ars et al., 1990; Bremond d'Ars et Davy, 1991). A Guernesey, des couches leucocrates centimétriques et sub-horizontales au sein de roches plus basiques présentent, à leurs interfaces supérieures, des ondulations périodiques. On peut interpréter ces ondulations comme le résultat d'un contraste de densité déstabilisant entre les couches de magmas superposées (densité du magma injecté inférieure à celle du magma résident). Le phénomène donne lieu à l'intrusion du magma acide dans les couches cristallisantes basiques sus-jacentes. Cette injection est contrôlée par les caractéristiques physiques du système, c'est à dire, le contraste des densités, mais également, le contraste des viscosités. En effet, l'amplification de l'instabilité dépend fortement des conditions de cristallisation (cinétique du refroidissement) qui peuvent rapidement inhiber le développement de ces structures ascensionnelles.

- Les instabilités d'écoulement.

Les systèmes de transport de magmas vers la surface tels que les filons peuvent également présenter des associations bimodales (Walker et Skerlhorn, 1966; Wiebe, 1973). Dans ces filons composites, l'étude des relations spatiales entre les magmas de compositions contrastées a permis d'établir que, le plus souvent, ils présentent une organisation zonée avec

une bordure basique peu épaisse ceinturant un coeur acide volumineux. Une telle zonation normale peut résulter de l'écoulement simultané de deux magmas distincts dans le conduit d'alimentation et, par conséquent, correspondre à un mécanisme de ségrégation visqueuse. Dans ces conditions, le magma le plus fluide a tendance à se localiser sur la bordure du conduit où le taux de cisaillement est le plus élevé, de manière à minimiser la dissipation d'énergie visqueuse du système (Carrigan et Eichelberger, 1990; fig. 1-22a). Là encore, le contraste des viscosités joue un rôle essentiel. Cette interprétation de l'organisation du système en terme d'instabilité interne et spontanée diffère, cependant, totalement des modèles d'emplacement séquentiel des deux magmas (fig. 1-22b). En effet, dans ce cas, ces structures se rattachent à ce que nous avons défini comme des modes d'injection externes.

Ces quelques exemples nous ont permis d'illustrer, parfois en fonction de l'interprétation, la possibilité de développement spontané d'instabilités dans les réservoirs magmatiques. Lorsqu'elles peuvent être interprétées comme des instabilités internes, l'initiation et le développement de ces structures sont clairement contrôlés par les contrastes des propriétés physiques des magmas (densité et viscosité).

Nous allons voir que ces paramètres jouent également un rôle majeur dans la détermination des caractéristiques morphologiques des structures externes qui résultent de la ré-alimentation ou de l'injection d'un nouveau magma dans le réservoir magmatique. Cependant, leur histoire est, en général, plus complexe. En effet, outre des transferts de chaleur, elles font intervenir des mécanismes de fragmentation (amplification) que nous nous sommes proposés d'explorer. Contrairement à ce que nous avons fait pour les structures internes, nous allons maintenant séparer les caractéristiques des structures externes et leurs interprétations en termes de mécanismes de formation.

1.1.2- Caractéristiques générales des structures d'origine externes.

- Les filons syn-plutoniques.

Les filons syn-plutoniques sont des structures d'injection classiques dans les granitoïdes (Berger et Pitcher, 1970; Didier, 1973; Pitcher et Bussel, 1985; Hibbard et Waters, 1985). Ce sont en général des structures

basiques qui présentent toujours une géométrie planaire (de largeur métrique ou plus) dont les directions sont, le plus souvent, conformes aux directions de la déformation régionale. Pitcher (1991) résume les principaux caractères des filons basiques. Ces derniers sont relativement constants (fig. 1-23):

- (a) la texture des roches basiques est finement grenue ou microgrenue; parfois recristallisée, elle peut évoquer les textures de cornéennes; les filons peuvent présenter des bordures figées;

- (b) les filons sont sub-verticaux et leurs orientations sont, en général, déterminées par la cinématique de mise en place du pluton ou celle de la déformation régionale;

- (c) les filons sont très souvent fragmentés et constituent avec les roches acides qu'ils injectent au départ, des petits complexes révélant que le magma hôte peut également injecter le magma basique. Cette rétro-injection de matériel leucocrate (le magma hôte ou un produit de sa différenciation) induit l'apparition d'essaims d'enclaves. Ces dernières sont angulaires ou amiboïdes.

Ces caractères permettent d'envisager que des liquides basiques et chauds sont injectés et rapidement refroidis au contact des granitoïdes plus froids. Ces derniers sont, cependant, toujours mobiles au moment ou après l'injection des liquides basiques.

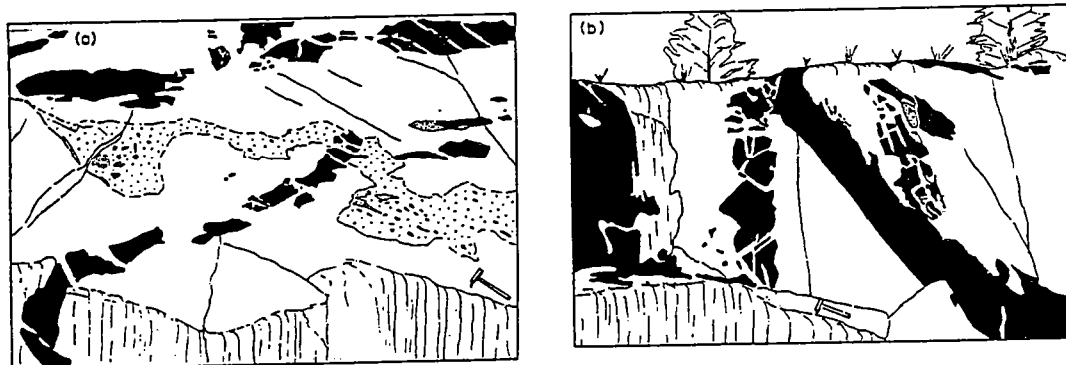


Figure 1-23 : *Filons syn-plutoniques (Cortes Island, Colombie Britannique, Canada). Les filons en noir ont une composition dioritique dans des granodiorites en blanc. On peut noter le caractère fortement fragmenté en enclaves anguleuses des filons (a). Les filons les plus tardifs apparaissent moins fragmentés que les plus précoces. Pitcher, 1991.*

- Les sills syn-plutoniques.

Dans le pluton granitique de la Cordillera del Paine (Chili), Michael (1991) signale l'existence d'une structure gabbroïque planaire d'extension pluri-kilométrique (fig. 1-24) qui, au contraire des filons syn-plutoniques, est horizontale. Dans cette géométrie d'ensemble en sill, Michael (1991) observe que les principaux caractères des contacts (bordures figées, texture finement grenue) peuvent, comme dans le cas des filons, suggérer que le magma basique injecté à l'état liquide a été brutalement refroidi au contact du magma acide partiellement cristallisé. Cette structure présente également des phénomènes de fragmentation en enclaves à proximité de ses contacts avec le magma granitique. Comme la plupart des filons, elle est donc caractérisée par des d'injections mutuelles entre les deux magmas.

Nous allons revenir sur les principales caractéristiques résultant de l'incorporation de magmas basaltiques dans des magmas granitiques au moment de la description des enclaves et lorsque nous aborderons les aspects physiques de l'interaction de magmas contemporains. Auparavant, on peut ajouter que, tout comme pour les filons, il existe des sills plus acides que leur encaissant.

Bédard et al. (1988) identifient dans le complexe tholéiitique basique de Rhum (Ecosse), des sills de composition picritique qu'ils interprètent comme le résultat de la réalimentation par de nouveaux magmas dans les cumulats de la chambre magmatique (fig. 1-25). Cette observation conduit Bédard et al. (1988) à réinterpréter le litage du complexe de Rhum. Ce dernier n'est pas exclusivement dû à l'accumulation préférentielle de minéraux en couches superposées, mais résulte également d'injections sub-parallèles au litage. Les magmas picritiques s'intercalent ainsi dans les niveaux partiellement cristallisés du complexe.

1.1.3- Les enclaves dans les roches magmatiques.

- Classification et terminologie.

Depuis la fin du siècle dernier, de nombreuses études ont permis de reconnaître une grande variété d'enclaves. Elles n'ont pas toutes la même signification dynamique et, par conséquent, la terminologie utilisée pour les caractériser est très riche (Didier, 1973; Didier et Barbarin, 1991).

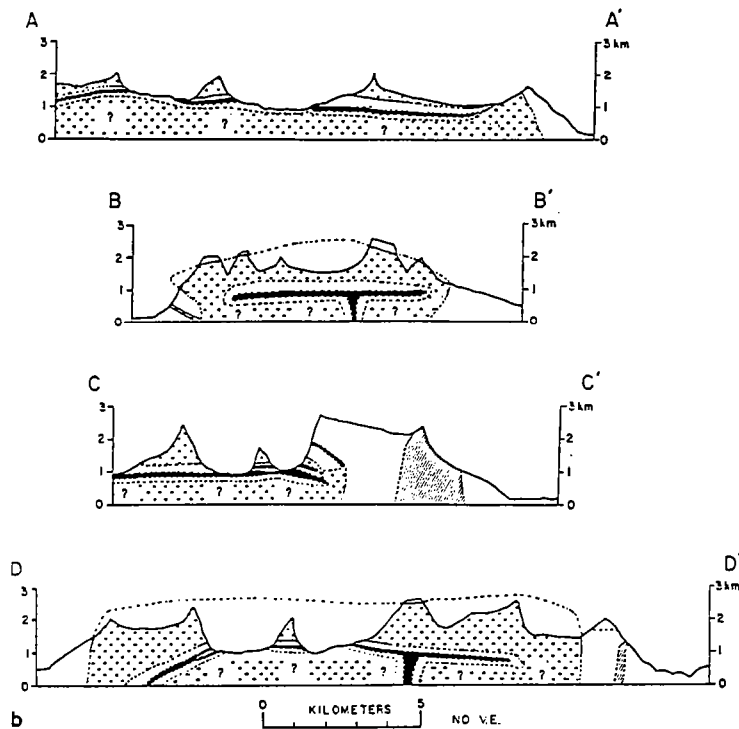


Figure 1-24 : Exemple naturel d'épanchement ou d'intrusion latérale basaltique (sill) dans un magma granitique partiellement cristallisé (Cordillera del Plaine, Chili, Michael, 1991). La zone grisée correspond à la frange de mélange partiel (formation d'enclave et hybridation partielle).

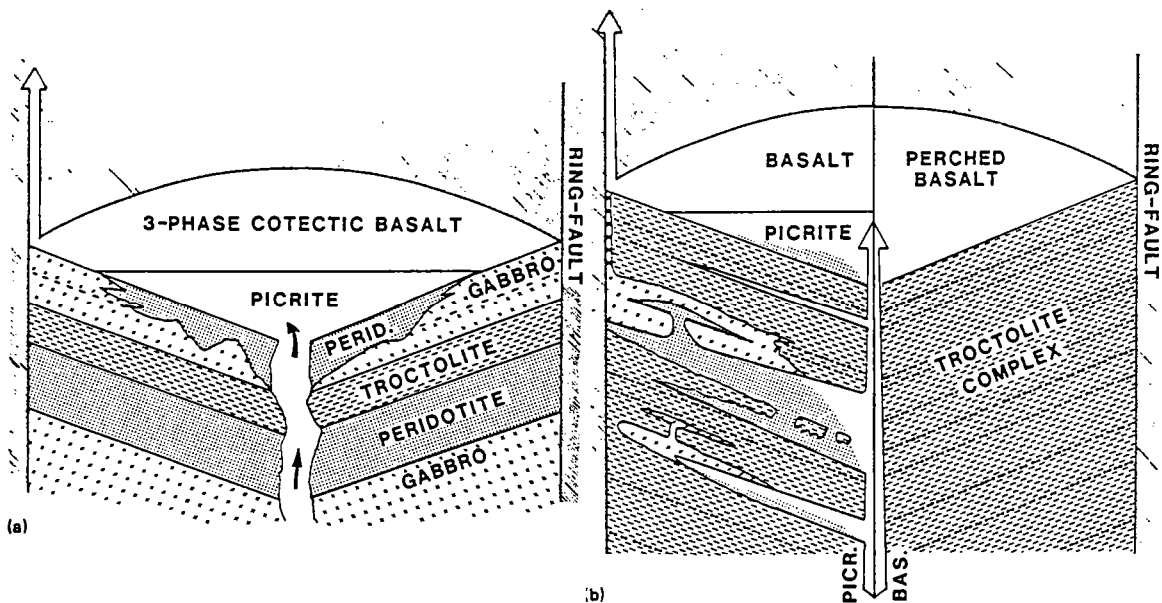


Figure 1-25 : (a) Modèle classique de réalimentation par des magmas picritiques dans les chambres magmatiques et épanchement des magmas frais sur les niveaux cumulés (Huppert et Sparks, 1980). (b) Réalimentation et injections latérales dans les niveaux à cumulats partiellement cristallisés. Bédard et al., 1988.

<i>Terme</i>	<i>Nature</i>	<i>Contact</i>	<i>Forme</i>	<i>Caractéristiques</i>
Xénolite	Morceau d'encaissant (cornéenne)	Franc	Anguleuse	Textures et minéraux du métamorphisme de contact
Xénocrystal	Cristal étrangé isolé	Franc	Globuleuse	Corrosion Auréole réactionnelle
Enclave surmicacée	Résidu de fusion (restite)	Franc avec écorce biotitique	Lenticulaire	Texture métamorphique Micas et minéraux alumineux
Schlieren	Enclave fragmentée	Progressif	Etirée	Orientation planaire
Enclave microgrenue acide	Bordure figée fragmentée	Franc ou progressif	Ovoïde	Texture magmatique
Enclave microgrenue basique	Globule de magma contemporain	Généralement franc	Ovoïde	finement grenue
Autolithe	Cumulat fragmenté	Généralement progressif	Ovoïde	Texture grenue de cumulat

Tableau 1-2 : *Les principaux types d'enclaves et leurs principales caractéristiques pétrologiques.*

Sans reprendre ici l'ensemble de ces termes, il est nécessaire de considérer quelques mots clés. Nous allons ainsi nous écarter du cadre de l'interaction entre les magmas que nous nous sommes fixé au départ, pour illustrer la variété de la nature et des mécanismes de formation de ces structures.

Dès les premiers essais de classification en France, le terme inclusion est réservé aux phases emprisonnées dans les cristaux (Lacroix, 1890). Cependant, il apparaît parfois dans la littérature anglo-saxonne pour désigner des fragments de roches inclus dans une autre roche. Il correspond, dans ce cas, à la définition française de l'enclave lorsque la roche hôte est d'origine magmatique.

Didier et Barbarin (1991) retiennent dans leur proposition de classification sept termes relatifs aux enclaves (tab. 1-2) parmi lesquels (ceux que nous utiliserons dans la suite du mémoire):

- (1) les **xénolites** et les **xénocristaux**; ils correspondent à des fragments solides, respectivement poly- et mono- cristallins, totalement étrangers au magma hôte dans lequel ils sont introduits; les déséquilibres thermiques et/ou chimiques induisent, dans ces témoins d'encaissant, des recristallisations métamorphiques, des auréoles de réaction ou éventuellement des figures de corrosion;

- (2) les **enclaves surmicacées**; ce sont également des entités solides mais elles correspondent à des résidus de fusion partielle (restites) essentiellement constituées de biotite (Chappell et al., 1987);

- (3) les **autolithes** ou enclaves à texture de cumulat; elles résultent de la fragmentation de cumulats et constituent un premier type d'enclave d'origine purement magmatique;

- (4) les **enclaves microgrenues**; ce sont elles qui nous intéressent dans l'immédiat puisqu'elles témoignent, le plus souvent, de l'interaction de magmas contemporains.

- Les enclaves microgrenues.

Les principales caractéristiques des enclaves microgrenues sont les suivantes (Didier, 1973; Vernon, 1983):

- (a) elles sont le plus souvent éparses et plus rarement regroupées en essaims;

- (b) elles sont généralement de forme elliptique ou arrondie, elles sont parfois irrégulières et lobées; lorsqu'elles sont anguleuses, il est

possible de les interpréter comme le résultat de la fragmentation d'une bordure figée précoce; leur taille est variable : 1 cm à plusieurs m;

- (c) les contacts avec la roche hôte sont souvent francs avec parfois une bordure figée et sont plus rarement transitionnels; une même enclave peut toutefois présenter simultanément les deux types de contact (par exemple, Castro et al., 1991);

- (d) leur texture n'est pas toujours strictement microgrenue soit à cause de la présence de phénocristaux, soit parce que la taille du grain est supérieure au mm tout en demeurant systématiquement plus fin que celui de la roche hôte; elles ne présentent pas d'évidences de recristallisations métamorphiques;

- (e) leur composition est généralement plus basique que celle de la roche hôte même lorsque les enclaves ont une composition relativement acide (Euzen et Capdevila, 1991); il existe cependant des enclaves plus acides que leur encaissant; dans ce dernier cas, Didier et Barbarin (1991) n'envisagent que la possibilité de fragmentation de bordure figée précoce.

Ces principaux caractères sont ceux qui ont permis d'établir que la plupart des enclaves microgrenues basiques témoignent comme les filons ou les sills basiques de l'existence d'interactions dynamiques entre au moins deux magmas (Vernon, 1983). Jusqu'à maintenant, nous n'avons guère envisagé, sous le terme interaction, autre chose que des relations physiques entre les entités magmatiques. La raison en est que toutes les structures dont nous avons parlé précédemment ne montrent pas toujours, lorsqu'elles interviennent, d'évidences d'interactions chimiques. Ce n'est plus le cas pour la plupart des enclaves. En effet, on peut en augmentant l'échelle d'observation, identifier dans ces structures des preuves d'échanges minéralogiques ou chimiques qui témoignent d'une amorce d'hybridation. Avant de considérer les mécanismes spécifiques du mélange dans les enclaves, nous allons voir les caractéristiques générales de l'hybridation.

1.2- Les interactions minéralogiques et chimiques.

1.2.1- Généralités : caractéristiques de l'hybridation.

L'hybridation entre deux magmas a donné lieu à de nombreuses études. Ces dernières ont parfois été menées directement à partir des

analyses (éléments majeurs ou en traces, isotopes) des échantillons de roche récoltés sur le terrain (par exemple, Wood, 1977; Arth et al., 1986; Dorais et al., 1990; Castro et al., 1990). D'autres études font appel aux méthodes de la pétrologie expérimentale et ont pour objet d'identifier les mécanismes d'échanges chimiques et de contamination entre deux portions de roches fondues (Koyaguchi, 1989; Carroll et Wyllie, 1989). Quel que soit le type d'étude, elles convergent toutes en considérant deux principaux modes d'homogénéisation (ceux que nous avons déjà évoqués) :

- (1) les échanges qui résultent des interactions mécaniques; sous l'effet du brassage convectif il y a fragmentation et/ou transport des éléments de magmas;

- (2) les échanges sélectifs; ils signifient que les vitesses d'échanges sont différentes en fonction du composant chimique; la diffusion chimique appartient à ce groupe.

Il est, à ce niveau, nécessaire de s'arrêter sur la diffusion. Dans les magmas, les transferts d'éléments chimiques sont essentiellement contrôlés par l'existence de gradients de composition. Conformément à la loi de Fick, le flux atomique par unité de surface correspond au produit de ce gradient par un coefficient (κ_i en m^2s^{-1} où i représente l'élément chimique considéré) appelé coefficient de diffusivité. Dans ces conditions, la distance caractéristique (δ_D , distance moyenne parcourue par les éléments chimiques) pendant le temps t est donné par la relation :

$$\delta_D^2 = \kappa_i \cdot t \quad (5)$$

En réalité, la vitesse de diffusion de chaque espèce chimique est mal connue. Dans les magmas les plus fluides, les coefficients de diffusivité chimique κ_i sont d'environ $10^{-10} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Ils sont encore plus faibles dans les magmas acides. Au cours du mélange, c'est l'élément le plus lent qui contrôle la possibilité d'homogénéisation et la valeur de δ_D .

Nous pouvons maintenant nous placer dans le cas de mélange le plus simple (interactions liquide-liquide). Dans ce cas, il y a homogénéisation totale pendant une période de temps fixée si les deux conditions suivantes sont réunies:

- (i) interactions entre des magmas miscibles sur la période de temps considérée;

- (ii) la taille caractéristique des éléments de magma résultant de l'interaction mécanique est inférieure à la taille δ_D (fig. 1-1).

Dans ces conditions de mélange simple, les variations chimiques (élément-élément) sont linéaires entre les deux pôles représentant les composants du mélange, quelle que soit la mobilité des éléments considérés. Par contre, si la condition (ii) n'est pas satisfaite, la zone de mélange s'enrichit plus rapidement en éléments les plus mobiles et les variations chimiques ne peuvent plus être représentées par des droites passant par les deux pôles initiaux du mélange. En conséquence, les roches résultant d'un mélange entre deux pôles de composition A et B peuvent s'écarter significativement de la droite de mélange théorique qui passe par A et B (fig. 1-26).

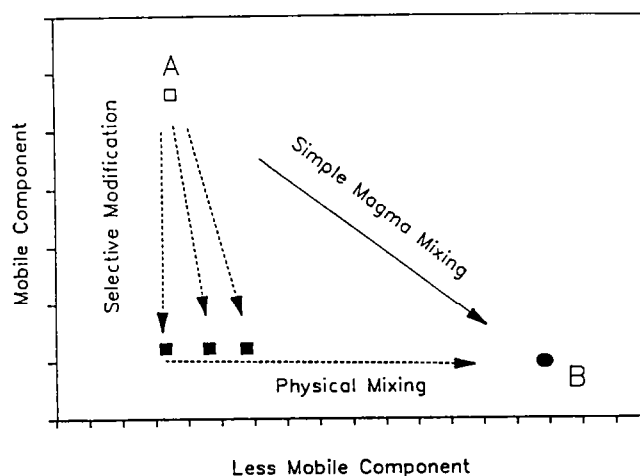


Figure 1-26 : Diagramme schématisé entre deux composants chimiques et modèles de mélange entre des magmas A et B. Evolution linéaire par mélange simple AB, écart des analyses chimiques par des transferts sélectifs d'éléments (Christiansen et Venchiarutti, 1990).

Dans la plupart des cas naturels, les conditions sont très différentes de ce cas simple. En effet, les interactions concernent le plus souvent des magmas partiellement cristallisés (Hibbard, 1981; Tsuschiyama, 1985). A cause de la présence de cristaux, le processus est plus complexe : les effets de plusieurs mécanismes qui agissent en même temps se superposent. Ainsi, à la diffusion et au mélange mécanique on peut ajouter la possibilité d'introduction ou d'extraction de cristaux. Ce mécanisme constitue un mode d'échange chimique particulièrement sélectif : chaque espèce minérale concentre préférentiellement quelques éléments chimiques et, si les cristaux ont une mobilité suffisante sous l'effet de la gravité ou de la convection, la zone de mélange va pouvoir s'appauvrir ou s'enrichir de manière sélective. Les compositions des magmas hybrides peuvent, alors, se localiser en

dehors de la droite de mélange simple entre les deux pôles initiaux du système.

Par conséquent, ce sont surtout les mécanismes d'échanges sélectifs de matière qu'il est important d'identifier dans les roches partiellement hybridées. Comme nous allons le voir, les enclaves constituent des objets où de tels mécanismes interviennent.

1.2.2.- Mécanismes spécifiques au niveau des enclaves.

Un des problèmes majeurs, relatif aux enclaves microgrenues contenues dans les granitoïdes, concerne l'identification des caractères chimiques originels du magma basique incorporé dans le magma acide. En effet, pour retrouver ces caractères, il est nécessaire de bien comprendre les modifications chimiques qui ont pu intervenir pendant ou après la formation des enclaves. On pourra éventuellement retrouver des informations concernant l'histoire du magma basique avant la réalimentation du réservoir acide (Zorpi, 1988).

Eberz et Nicholls (1990) étudient les enclaves microgrenues à hornblende du pluton granitique de Swifts Creek (S-E Australie). Pour interpréter les variations texturales, minéralogiques et chimiques qu'ils observent au sein d'une même enclave, ces auteurs retiennent trois principaux mécanismes :

- (1) l'accumulation préférentielle de microcristaux sur la bordure de l'enclave et la concentration des liquides résiduels au coeur de l'enclave (cristallisation fractionnée in situ); les auteurs ne précisent pas si ce mécanisme est contrôlé ou non par la gravité; contrairement aux autres mécanismes, il ne fait pas intervenir d'échange;

- (2) la diffusion chimique;

- (3) les transferts des éléments volatiles au cours du stade ultime de cristallisation;

Par ailleurs, comme nous l'avons précédemment évoqué, on a pu montrer dans les enclaves un autre mécanisme :

- (4) la possibilité de transferts mécaniques de cristaux (Didier, 1973; Vernon, 1983; Barbarin, 1990). Tous ces mécanismes agissent de manière combinée et leurs effets se superposent : la lecture des transferts chimiques dans les magmas hybrides n'est, par conséquent, pas toujours une opération facile.

Le premier de ces mécanismes a des implications importantes : 1) il est susceptible de remettre en cause l'existence de véritables bordures figées dans certaines enclaves; 2) les portions d'enclaves échantillonnées ne représentent plus la composition du magma basique introduit dans le granitoïde; 3) il apporte une information qualitative sur l'état rhéologique du magma basique au moment ou après la formation de l'enclave car la ségrégation in situ des minéraux et des liquides résiduels suppose que le milieu est encore fluide. C'est un caractère important que nous reprendrons en abordant les mécanismes de formation de ces structures.

D'autre part, certains auteurs ont suggéré récemment que les enclaves peuvent se former après une étape d'hybridation (fig. 1-27; Dorais et al., 1990; Vernon, 1990). Ainsi, les magmas hybrides enclavés pourraient témoigner d'interactions antérieures à la formation des structures magmatiques elles-mêmes. Des caractères hybrides ont également été mis en évidence dans certaines roches hôtes (par exemple, Castro et al, 1990). Cette observation montre que, lorsqu'il y a mélange entre deux magmas distincts, il est probable qu'ils n'interagissent pas uniquement au niveau du site de formation des structures (le plus souvent, le réservoir magmatique). En effet, ils (ou plus exactement leurs équivalents) ont pu s'hybrider partiellement ou totalement au cours de l'ascension; ensuite, de nouveaux magmas (eux mêmes partiellement ou totalement hybrides) viennent à leur tour interagir avec eux lorsqu'ils peuvent avoir atteint leur site de cristallisation. Par conséquent, cette complexité rend souvent difficile la distinction entre les modifications de composition chimiques dues aux mélanges plus profonds et donc plus précoces et celles qui résultent des interactions plus tardives (in situ).

Nous venons de donner les principales caractéristiques des interactions des magmas contemporains depuis la formation de structures jusqu'à l'hybridation. Nous avons montré que les structures magmatiques sont variées et nous avons décrit pour les structures externes basiques, les principaux éléments qui vont nous permettre maintenant d'accéder aux modalités de leur formation. Nous allons suivre une progression logique depuis les structures dans lesquels on peut négliger les interactions chimiques (les structures non fragmentées ou fragmentées en enclaves anguleuses) jusqu'aux structures plus évoluées où les évidences d'interactions chimiques sont plus importantes (les filons fragmentés, les bordures de sills basiques fragmentés et les enclaves microgrenues).

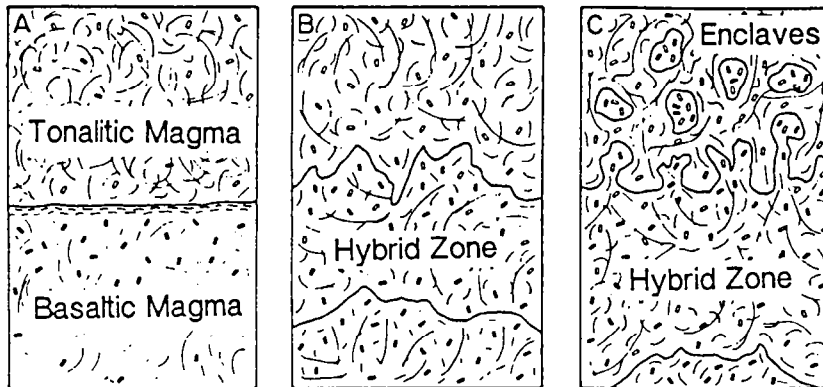


Figure 1-27 : Illustration schématique de l'évolution du pluton de Dinkey Creek d'après Dorais et al. (1990). L'hybridation peut précéder la formation des enclaves.

2- Aspects physiques de l'interaction de magmas contemporains.

2.1- Généralités: équilibre thermique et mélange.

Lorsque deux éléments de magmas de températures différentes sont mis en contact, de la chaleur est spontanément transférée depuis l'élément de magma le plus chaud vers l'élément le plus froid. Ce phénomène de conduction qui tend à équilibrer thermiquement les entités magmatiques est contrôlé par des lois similaires à celle de la diffusion chimique. On peut en effet définir un coefficient de diffusivité thermique (κ_T) qui dans les magmas est d'environ $10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. Comme la valeur de κ_T est plus grande que celle des κ_i (voir p. 74), les transferts de chaleur par conduction sont beaucoup plus rapides que les transferts chimiques (par exemple, Sparks et Marshall, 1986). Le temps caractéristique de refroidissement (temps moyen nécessaire pour que les deux entités atteignent la même température) dépend dans ce phénomène diffusif principalement de la taille des éléments

de magma en contact. Il peut être approché à l'aide de la formule (5 , p. 74) dans laquelle κ_T remplace κ_I .

En réalité, la conduction n'est pas l'unique mécanisme de refroidissement et la matière transporte également de la chaleur lorsqu'elle est soumise à des mouvements de convection. De plus, dans les magmas le refroidissement dépend des effets des chaleurs latentes des minéraux qui peuvent influencer la température d'équilibre du système (fig. 1-28). Par conséquent, l'équation 5 ne donne qu'une approximation du temps caractéristique d'équilibrage thermique.

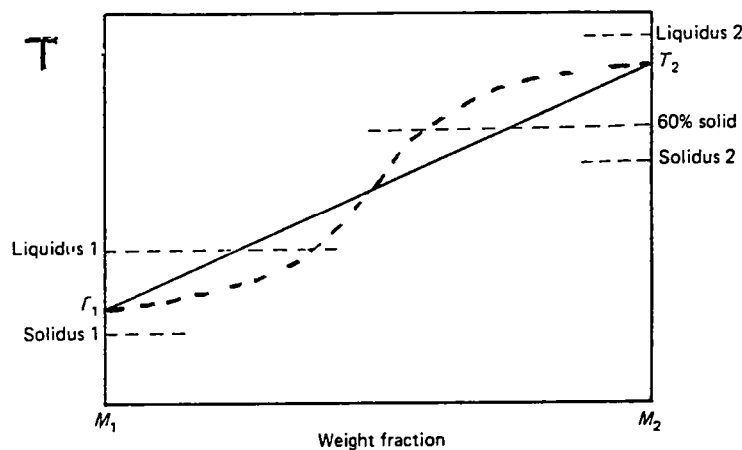


Figure 1-28 : Lorsque deux magmas de températures différentes se mettent en contact et qu'aucune fusion ou cristallisation n'intervient alors que les deux masses tendent à s'équilibrer thermiquement, leur température d'équilibre dépend de leurs températures initiales, de leurs proportions relatives et de leurs capacités calorifiques. Cette température se trouve alors sur une droite entre T_1 et T_2 . Par contre, la cristallisation ou la résorption de cristaux entraîne respectivement des gains ou des pertes de chaleur et la température d'équilibre locale est susceptible de s'écarter de la ligne T_1 - T_2 (courbe en pointillé), d'après Philpotts (1990).

Ce concept d'équilibre thermique et l'examen des textures des enclaves microgrenues basiques des granitoïdes conduit Vernon (1990) à considérer deux stades de cristallisation totalement différents au sein de la structure :

- (1) un stade de refroidissement rapide lorsque le matériel basique chaud est incorporé au magma acide hôte plus froid; le matériel basique est quasiment trempé au contact du magma acide et subit des taux de nucléation élevés : ce stade correspond à l'**équilibre thermique local**;

- (2) un stade de refroidissement beaucoup plus lent où la vitesse est contrôlée par la cinétique du refroidissement du magma hôte à l'échelle de l'intrusion; ce stade correspond à l'**équilibre thermique global** de l'intrusion; c'est au cours de ce stade que :

- (a) les minéraux des enclaves sont susceptibles d'atteindre des tailles comparables à celles des minéraux de la roche hôte;

- (b) les minéraux des roches hôtes peuvent être incorporés mécaniquement dans les enclaves;

- (c) peuvent se produire les échanges chimiques par diffusion.

Ces deux étapes de refroidissement affectent toutes les structures magmatiques basiques qui témoignent de la réalimentation en magma chaud dans le réservoir acide plus froid (filons, sills, enclaves).

C'est également à partir du concept d'équilibre thermique que Sparks et Marshall (1986) étudient l'influence sur le mélange de la quantité de matériel basique injectée dans le réservoir acide. Pour estimer les conditions d'apparition des structures magmatiques (mélange partiel ou non-mélange) et celles de l'hybridation, ces auteurs établissent les relations entre :

- la proportion relative de magma basique qui assure le contrôle de la température d'équilibre (fig. 1-28);

- et les viscosités des deux magmas lorsque l'équilibre thermique local est atteint (fig. 1-29). On peut alors distinguer trois domaines où les conditions d'interaction sont très différentes :

- (1) le magma basique demeure moins visqueux que le magma acide; le premier est largement dominant et par conséquent les températures d'équilibres sont les plus élevées, ce sont les conditions les plus favorables à la formation de roches hybrides;

- (2) le magma basique est plus visqueux que le magma acide et il est encore susceptible de s'écouler (taux de cristaux < 60%); la proportion de magma basique et la température d'équilibre sont intermédiaires, ce sont des conditions favorables au mélange partiel (formation des enclaves);

- (3) au-delà de 60 % de cristaux, le magma basique se comporte quasiment comme un solide; la température d'équilibre est relativement basse et les proportions de matériel basique injecté dans l'acide sont très faibles, ce sont les conditions les plus favorables à la formation des structures qui ne montrent pas ou très peu d'interactions minéralogiques et chimiques avec le magma acide (filons syn-plutoniques, enclaves anguleuses).

Sparks et Marshall (1986) étudient également les effets de la variation des compositions chimiques entre les magmas sur leur comportement rhéologique à la température d'équilibre (fig. 1-30). Une réduction du contraste de composition (MgO, SiO₂) entre les deux magmas entraîne la disparition du champ de comportement solide au profit des autres comportements (fluides et visqueux). Par conséquent, des contrastes de composition réduits entre les deux magmas favorisent, selon la température d'équilibre, le mélange partiel ou l'hybridation. Au contraire, Sparks et Marshall (1986) montrent que plus le magma acide est riche en eau moins les conditions sont favorables au mélange (fig. 1-30b).

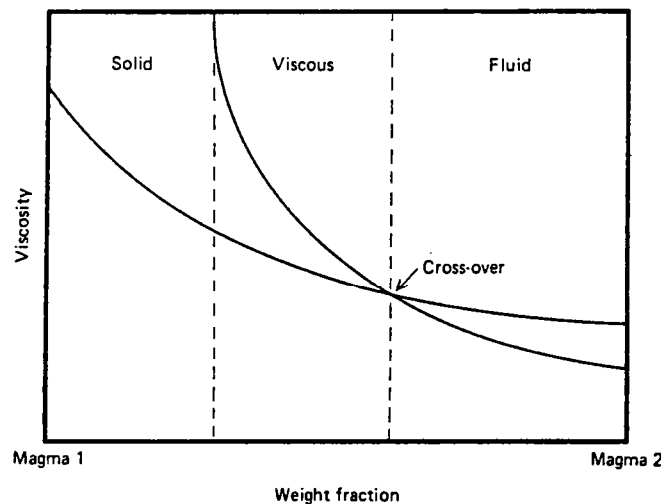


Figure 1-29 : Variations des viscosités de deux magmas de compositions et de températures initiales différentes (1 acide de basse température, 2 basique de haute température) en fonction de leurs proportions relatives, c'est à dire, leur température d'équilibre (voir fig. 1-28). A haute température (coté droit), le magma basique 2 est moins visqueux que le magma acide. Sparks et Marshall, 1986.

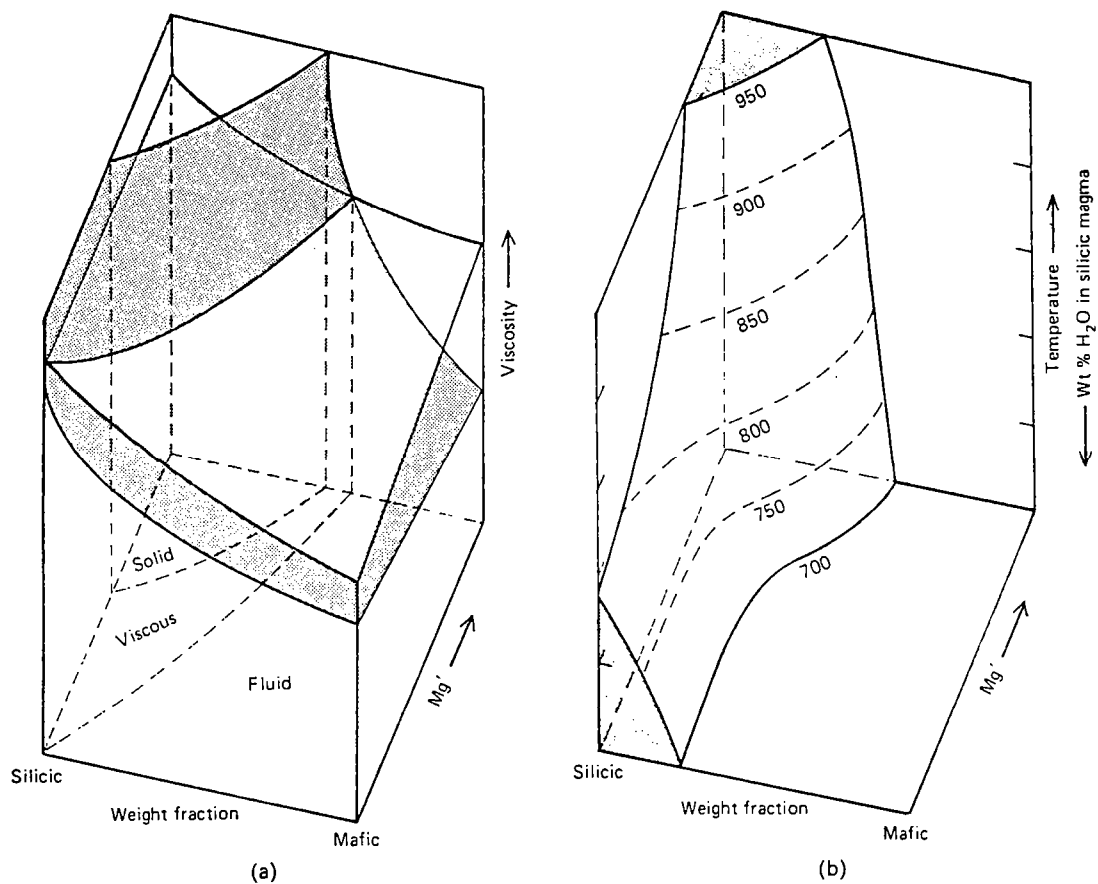


Figure 1-30 : (a) Variation des viscosités des magmas acides (surface claire) et basiques (surface sombre) en fonction de leurs proportions relatives et de leur contraste de composition: Mg' représente la teneur en magnésium du magma basique. (b) la surface solide du schéma a correspond à la surface grisée supérieure du block diagramme b qui montre les effets de l'addition d'eau dans le magma acide sur la capacité de mélange entre les deux magmas. Plus le magma acide est riche en eau, plus sa température est basse et plus il refroidit le magma basique. La surface blanche limite le volume où le comportement du magma basique est solide. Philpotts (1990) d'après Sparks et Marshall (1986).

2.2- Mise en place des structures syn-plutoniques planaires.

Nous allons envisager en même temps le cas des sills et des filons syn-plutoniques. Nous avons vu que le mode de déformation d'un magma dépend fortement de la vitesse d'application des contraintes. Lors de l'injection du magma basique dans le réservoir magmatique acide on ne connaît pas cette vitesse de déformation. On peut, cependant, l'estimer à partir des vitesses de déformation représentatives du transport des magmas basaltiques dans la croûte (environ 1 s^{-1} , Spera et al., 1988). On remarque que cette estimation très grossière est voisine des vitesses de cisaillement utilisées dans les mesures rhéologiques effectuées directement sur les magmas. Par conséquent, elle tend à valider les valeurs des teneurs critiques en cristaux qui correspondent aux transitions rhéologiques définies en première partie du mémoire (newtonien-30/50%-non newtonien-70%-fragile, fig. 1-19).

Pitcher (1991) souligne que la conservation des orientations de filons syn-plutoniques, conformes aux directions de déformation régionales dans les granitoïdes, n'est pas véritablement compatible avec les milieux fortement fluides où dominant les modes de déformation par écoulement. Selon lui, les environnements intensément brassés (donc à vitesse de déformation rapide) tels que ceux qui sont produits par la mise en place des granitoïdes vont plutôt favoriser des modes de déformation par fracturation (rupture fragile). Hibbard et Waters (1985) pensent également que, lors de l'injection des filons syn-plutoniques, le magma acide se fracture. Cependant, selon eux, la rupture fragile résulte non seulement des vitesses de déformation rapides, mais également des taux de cristallisation élevés (>70%). C'est d'ailleurs, pour cette raison que les filons syn-plutoniques sont classiquement interprétés comme des témoins d'injection pendant les stades ultimes de l'histoire thermique des plutons (par exemple, Barbarin, 1989; Fernandez et Barbarin, 1991). En réalité, des teneurs en cristaux trop élevées ne permettent plus aux magmas acides de se mobiliser en masse pour fragmenter les structures syn-plutoniques. Par conséquent, c'est essentiellement en fonction des caractéristiques dominantes des structures, que l'on pourra juger du mode et des conditions dans lesquels le magma hôte s'est déformé lors de l'injection.

Un problème qui n'est pas totalement indépendant des problèmes rhéologiques concerne la forme générale des structures basiques et leur direction de propagation lorsque les liquides entrent dans un réservoir plus

acide. Nous allons voir comment la densité contrôle la direction de propagation du magma injecté et la formation de structures dans des plans verticaux ou horizontaux.

On peut, dans un premier temps, considérer le cas du transport de magmas dans un conduit totalement rigide et de largeur constante. On suppose que le magma est moins dense que le milieu qui l'entoure. Dans ces conditions, la propagation du magma est contrôlée par le contraste de densité déstabilisant entre le magma et l'encaissant ($\Delta\rho = \rho_{\text{hôte}} - \rho_{\text{injecté}} > 0$). Il en est de même lorsque le fluide injecté provoque lui même la fracturation et la formation de son conduit (Lister et Kerr, 1990). Des études expérimentales récentes montrent que, dans un système de contraintes isotropes, les fractures induites par l'injection de fluides dans des gels élastiques sont toujours verticales (Takada, 1989).

Mais en réalité, les milieux naturels et en particulier les chambres magmatiques partiellement cristallisées, ne sont pas toujours rigides. Un conduit qui se forme dans un tel système par l'injection d'un magma est susceptible de se déformer en réponse aux gradients de pression entre l'intérieur et l'extérieur du conduit. Lister et Kerr (1990) montrent que, dans ce cas, la direction de propagation du conduit d'alimentation est totalement dépendante du contraste de densité. Dans un milieu relativement visqueux et caractérisé par une diminution de sa densité depuis la base jusqu'au sommet, Lister et Kerr (1990) injectent un matériau plus fluide dont la densité est intermédiaire entre les valeurs extrêmes du milieu hôte. Dans un premier temps, le fluide injecté -par le haut- se propage verticalement dans un conduit descendant sous le contrôle du contraste de densité déstabilisant. Ensuite, lorsque ce conduit atteint l'horizon où les densités sont équivalentes, il se réoriente et le fluide injecté se propage dans le plan horizontal. Ce niveau d'inversion du contraste de densité correspond au "Level of Neutral Boyancy" (Ryan, 1987; Walker, 1989; Lister et Kerr, 1990) qui a été défini comme le facteur critique qui conditionne la localisation des réservoirs magmatiques dans la croûte. Le contraste de densité est également l'un des paramètres majeurs de contrôle de la formation de filons ou de sills basiques lorsqu'un magma basique est injecté dans un réservoir acide partiellement cristallisé comme cela a pu être aussi montré pour les interactions liquide-liquide (Sparks et al., 1980; Huppert et al., 1986; Campbell et Turner, 1989).

En effet, lorsqu'il est en partie cristallisé, un magma acide peut présenter une densité plus grande qu'un liquide basique. Ceci n'est pas vrai

lorsque le magma acide est également liquide. Entre ses états liquides (au liquidus) et solide, la densité d'un matériau acide croît d'environ 2400 à 2800 kg/m³ pour une composition de tonalite et d'environ 2300 à 2600 kg/m³ pour une composition granitique (Malooe, 1985). Un liquide de composition basaltique a une densité de l'ordre de 2500 kg/m³. Ainsi, lors de l'injection, un liquide basique peut rencontrer des magmas acides partiellement cristallisés plus ou moins denses que lui qui vont donc pouvoir, respectivement, favoriser ou empêcher sa propagation verticale.

Nous avons vu que, lors de la formation des structures basiques (filons, sills, enclaves) le magma injecté peut être considéré comme un liquide. Il est donc newtonien au moment de l'injection. Par ailleurs, nous rappelons qu'il existe une zonation rhéologique dans les réservoirs magmatiques (fig.1-20) à laquelle vont s'associer des gradients de densités décroissantes vers le coeur des intrusions.

Par conséquent, lorsque des liquides basiques pénètrent dans une intrusion acide, ils traversent en premier lieu des niveaux de forte résistance mécanique. Ces niveaux sont plus denses que le liquide : comme dans le cas du modèle de conduit rigide précédent, la propagation verticale est favorisée. Au contraire, plus les liquides basiques approchent le coeur de l'intrusion, plus le milieu est déformable : des sills syn-plutoniques sont susceptibles de se former si le contraste de densité devient stabilisant. Au fur et à mesure de leur progression dans l'intrusion, les contrastes de densité ($\Delta\rho = \rho_{\text{hôte}} - \rho_{\text{injecté}}$) et de viscosité diminuent et tendent à inhiber la propagation verticale des structures basiques au profit de leur extension horizontale. Il faut noter que le système des contraintes régionales (ou celui induit par la mise en place de l'intrusion) est susceptible de modifier les orientations des structures planaires : les filons s'orientent en général perpendiculairement à l'axe des contraintes minimales (par exemple, Emerman et Marrett, 1990). Il faut donc pouvoir tenir compte de ce paramètre.

Dans les systèmes de contraintes isotropes, cette évolution spatiale du type de structure en fonction de sa localisation dans le réservoir magmatique que nous venons de décrire peut être généralisée à pour une succession temporelle dans un magma qui se refroidit. Théoriquement, des plus précoces aux plus tardives, ces structures sont :

- (1) les sills syn-plutoniques;
- (2) les dikes ou les filons;

L'exemple de sill que nous avons décrit (fig. 1-24) montre, de plus, des interactions plus intenses avec le granite que la plupart des filons syn-plutoniques. Michael (1991) identifie, en effet, des enclaves partiellement hybridées et le plus souvent arrondies. Au contraire, les filons syn-plutoniques les plus classiques (non fragmentés ou à enclaves anguleuses, fig. 1-23) montrent rarement des interactions chimiques aussi poussées. Cette comparaison permet d'envisager des températures d'équilibre thermique local plus basses dans le cas des filons que dans celui de sills (Sparks et Marshall, 1986). On peut donc, théoriquement approcher les conditions d'interactions entre les magmas, non seulement en fonction du degré d'hybridation qu'ils présentent, mais aussi grâce au type de structure qui se forme lors de l'injection sous le contrôle des contrastes de densité et de viscosité.

Dans ce qui a précédé nous n'avons guère tenu compte des processus de fragmentation que l'on a évoqué tout au long de l'exposé. Après l'initiation des structures magmatiques, il est temps de considérer ces mécanismes d'amplification.

2.3- Formation des enclaves microgrenues.

2.3.1- Rappels et Historique.

La plupart des processus que l'on sait aujourd'hui spécifiques à chaque type d'enclave (Tableau 2-2; Didier et Barbarin, 1991) ont été envisagés par le passé, pour expliquer la présence des enclaves microgrenues dans les granitoïdes. Certains d'entre eux sont pourtant totalement incompatibles avec les textures observées dans ce type d'enclave. Vernon (1983) recense les caractères texturaux qui permettent de conclure que les enclaves microgrenues basiques témoignent de l'interaction de magmas contemporains. Les bordures figées, lobées ou crénelées, l'habitus aciculaire de certains minéraux (par exemple, Bacon, 1986), sont les principaux caractères que l'on retient pour interpréter ces enclaves comme des preuves de l'incorporation à l'état liquide du matériel basique dans le magma acide. L'identification d'échanges chimiques entre les enclaves et le magma hôte va dans le sens de cette interprétation, car de même que les

mécanismes de différenciation propres aux enclaves (voir p. 76) ils indiquent qu'à l'issue de l'équilibrage thermique, l'enclave a encore les propriétés thermiques requises pour pouvoir évoluer chimiquement avant la fin de la solidification. Dans ces conditions, on retient que le magma basique doit être encore fluide (voir p. 80; Sparks et Marshall, 1986) et qu'il peut présenter les caractéristiques chimiques et physiques (une forme arrondie d'enclave) du mélange partiel ("mingling"; Read et al., 1983; Vernon, 1983). Au contraire, les enclaves anguleuses montrent que le mode de déformation du magma basique à l'issue de l'équilibrage thermique local est assimilable à celui d'un solide et inadéquat pour permettre d'intenses échanges chimiques.

2.3.2- Mécanismes de formation des enclaves microgrenues.

Les études expérimentales qui concernent le mélange ont fait l'objet d'une revue récente (Blake et Koyaguchi, 1991). Ces études analogiques ne permettent pas d'expliquer la formation des enclaves de manière immédiate, en particulier dans les modèles de réalimentation de réservoirs. En effet, elles utilisent des fluides newtoniens et correspondent, par conséquent, à des modèles d'interaction magmatique liquide-liquide. Koyaguchi et Blake (1991) concluent que les interactions liquide-liquide pendant la réalimentation d'un réservoir magmatique n'est pas favorable à la formation des enclaves; ces interactions ne sont probablement pas typiques des environnements plutoniques.

Un caractère à expliquer dans les réservoirs plutoniques est le "regroupement" des enclaves en essaims. A cet égard, de nombreuses études pétrologiques suggèrent que la fragmentation des structures d'injections syn-plutoniques (filons ou sills) est le mécanisme majeur de formation des enclaves dans les réservoirs magmatiques (Furman et Spera, 1985; Hill et al. 1985, Castro et al. 1990; Michael, 1991; Pitcher, 1991). Il est, en effet, possible que les structures d'injection basiques se fragmentent en réponse aux mouvements de **convection** du magma (brassage). A partir de cet état fragmenté, on conçoit aisément que ce brassage permette également aux éléments de magma de se disperser dans le réservoir.

Cependant, les modalités de la convection dans les chambres magmatiques sont encore mal connues (Marsh, 1989; Huppert et Turner, 1991; Brophy, 1991). La dynamique interne des réservoirs magmatiques

fait pourtant l'objet de nombreuses études. L'origine des mouvements de convection est variée, ils peuvent en effet être induits par (fig. 1-31):

-(1) des instabilités internes du réservoir magmatique en réponse à des gradients de densité, de composition et de température; comme le souligne Brophy (1991) tous les auteurs ne s'accordent pas quant à la vigueur de tels mouvements (Brandéis et Jaupart, 1986; Brandéis et Marsh, 1989; Marsh, 1989; Huppert et Turner, 1991; Tait et Jaupart, 1990; 1992);

-(2) la réalimentation du réservoir magmatique; la convection peut résulter du caractère turbulent de l'écoulement du nouveau magma (Campbell et Turner, 1985; 1986; 1989); elle peut également perturber (ou à défaut, engendrer) les gradients thermiques, de densités et de compositions du point 1 (Sparks et al., 1977; Huppert et al., 1983).

-(3) la vidange des réservoirs et l'ascension des magmas par les conduits d'alimentation vers la surface (Koyaguchi, 1985; Freundt et Tait, 1986; Blake et Koyaguchi, 1991);

-(4) l'activité tectonique régionale, les contraintes induites par la mise en place du réservoir (Pitcher et Berger, 1970; Brun et Pons, 1981) ou encore, le transport dans les conduits d'alimentation (Blake et Koyaguchi, 1991).

Dans les cas 2, 3 et 4, la convection est appelée convection forcée parcequ'elle n'est contrôlée que par des paramètres extérieurs au système.

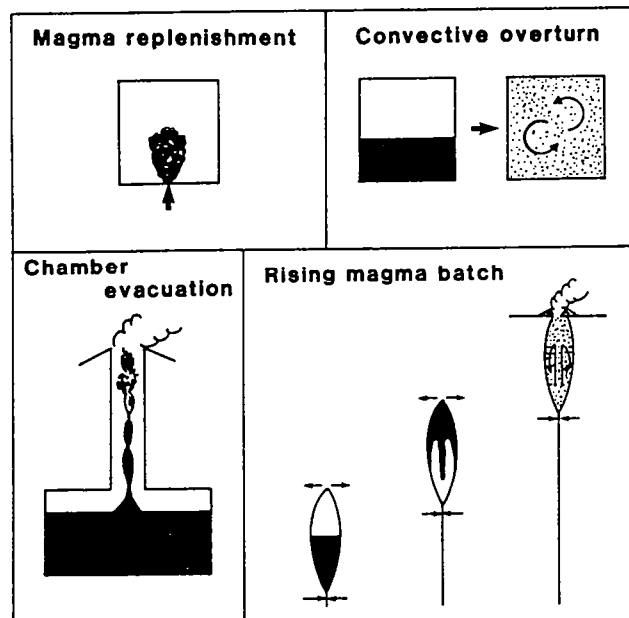


Figure 1-31 : Illustration schématique des modèles de convection utilisés comme base pour les études analogiques du mélange mécanique. Réalimentation turbulente de chambre magmatique, stratification inversée, vidange de chambre et stocks ascendants. Blake et Koyaguchi, 1991.

En réalité, plusieurs mécanismes sont envisageables pour expliquer la **formation des enclaves**:

- (1) Les phénomènes de **convection** dont nous venons d'énumérer la variété des origines. Cette variété suggère qu'ils peuvent exister dans tous les systèmes magmatiques. Mais ils sont contrôlés par la rhéologie du magma et ne peuvent pas persister dans les stades ultimes du refroidissement (Brandéis et Marsh, 1989). En fonction du comportement rhéologique du magma hôte au moment de l'injection, les enclaves issues de la destruction d'anciennes structures syn-plutoniques seront regroupées en essaims (injections tardives) ou éparpillées (injections précoces).

- (2) Huppert et al. (1983, 1984) proposent que les enclaves représentent les témoins d'**instabilités internes** dans les réservoirs magmatiques (fig. 1-31, convective overturn). Ils envisagent successivement que : (a) le liquide basique est injecté alors qu'il est encore plus dense que le magma acide en partie cristallisé : il se localise à la base du réservoir acide; (b) l'équilibrage thermique induit la cristallisation du magma basique; (c) il y a injection spontanée sous forme de panaches et de "blobs" des liquides résiduels issus de la cristallisation du magma basique car leur densité est inférieure à celle du magma acide. On remarque que de tels liquides résiduels auront a priori des compositions intermédiaires à acides : si ces compositions peuvent correspondre à celles de certaines enclaves, elles ne peuvent pas être basaltiques comme le sont celles d'innombrables enclaves dans les granitoïdes (Koyaguchi et Blake, 1991). De plus, nous ne pouvons pas retenir cette hypothèse comme un processus général, sachant qu'elle implique l'équilibre thermique. En effet, les enclaves qui ont la possibilité de se former de cette manière ne peuvent pas présenter de textures révélatrices de déséquilibres thermiques qui existent dans la plupart des enclaves naturelles.

- (3) plusieurs auteurs (Graviou 1984; Castro et al., 1991) envisagent la production d'enclaves par **excès de pression à l'intérieur des structures d'injection**; cet excès de pression induit la fracturation (rupture) des bordures figées rapidement solidifiées au contact du magma acide. C'est à partir de ce mécanisme que Castro et al. (1991) expliquent la présence aux bordures d'une même enclave, de contacts figés (solides) et de contacts transitionnels révélateurs d'un comportement plus fluide du magma basique. Ce caractère indique qu'au cours de la formation des enclaves, les taux de nucléation et les teneurs en cristaux ont varié avec une amplitude importante sur des distances relativement courtes (dm, m; fig. 1-32). C'est

un caractère surtout envisageable si la fragmentation a lieu avant la fin de l'équilibrage thermique. Il ne constitue cependant pas une preuve de la non-intervention de la convection.

Contrairement à l'hypothèse convective (1), les mécanismes (2 et 3) suggèrent que la fragmentation peut constituer un véritable caractère inhérent au processus d'injection. En d'autres termes, un nouveau problème se pose : il s'agit de savoir si (a) la taille caractéristique des éléments de magma est contrôlée par l'injection, c'est à dire, par l'initiation de l'instabilité originelle ou si, au contraire, (b) si elle est acquise, comme le suggère l'hypothèse convective, au cours d'une étape d'amplification et indépendante du stade d'initiation. Le premier cas (a) n'exclut évidemment pas que les effets de l'injection et de la convection puissent se superposer d'autant plus que la réalimentation constitue un contexte favorable à la convection (fig. 1-32).

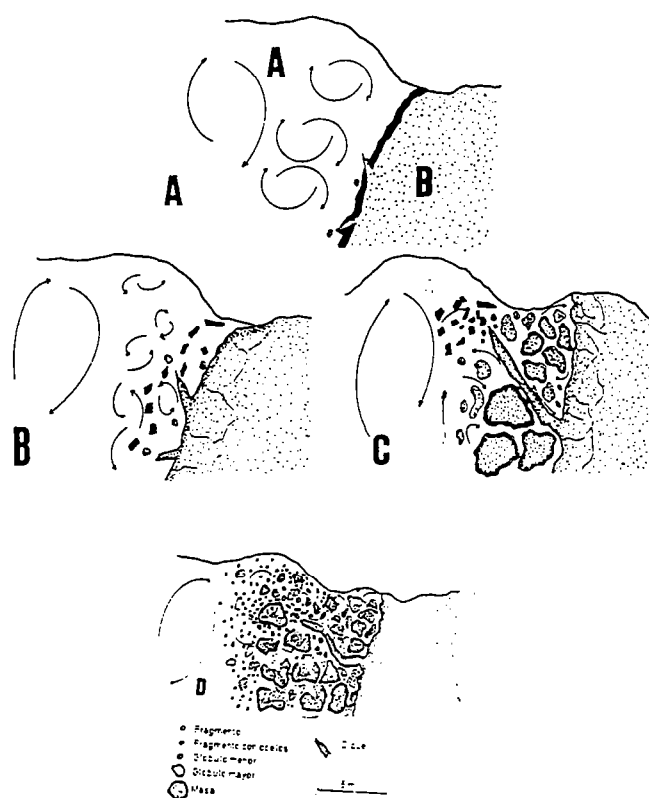


Figure 1-32 : Formation simultanée des enclaves anguleuses, arrondies et des enclaves mixtes qui peuvent présenter avec le magma hôte à la fois des contacts franc le long de bordures figées et des contacts diffus (De La Rosa et Castro, 1990; Castro et al., 1991).

2.4- Hybridation.

Pour achever notre "zoom" sur les processus de mélange, il nous reste à évoquer l'apport des expériences analogiques sur la compréhension du phénomène d'hybridation mécanique. Ces expériences ont fait l'objet d'une revue récente (Koyaguchi et Blake, 1991) et la troisième partie du mémoire apportera quelques précisions au survol rapide que nous allons faire ici. Elles n'intéressent que les interactions liquide-liquide qui sont, a priori, les plus favorables à l'homogénéisation mécanique et chimique des systèmes (voir p. 80; Sparks et Marshall, 1986; Frost et Mahood, 1987). Elles se placent dans le domaine des températures d'équilibre élevées, là où l'homogénéisation et la formation de roches hybrides impliquent que les interactions ont été très précoces dans l'histoire d'un réservoir magmatique.

Les modèles analogiques indiquent que la possibilité de mélange mécanique entre deux liquides dépend (Koyaguchi et Blake, 1991) :

- (1) du site dans lequel les liquides sont mis en contact;
- (2) du contraste des viscosités des liquides;
- (3) de la vigueur des écoulements;

Ainsi, la réalimentation en liquide d'une chambre magmatique peut produire des magmas hybrides (Sparks et al., 1980; Campbell et Turner, 1985, 1986, 1989; Huppert et al, 1986) si:

- (1) le contraste des viscosités et, par conséquent, le contraste des compositions sont faibles ;
- (2) la turbulence des écoulements est importante;

Il existe un paramètre qui permet de mesurer cette turbulence : le nombre de Reynolds (voir p. 225). Les expériences dans lesquelles le contraste de viscosité est fixé permettent de quantifier la valeur critique de ce nombre, c'est à dire la valeur où apparaît le mélange mécanique par entraînement turbulent. La transposition de ces résultats pour différentes valeurs du contraste de viscosité indique que dans le cas d'une interaction entre des liquides rhyolitiques et basaltiques dans un réservoir magmatique, l'écoulement provoqué par la réalimentation n'est jamais suffisamment turbulent pour que puissent se former des produits hybrides. C'est à la fois le cas lorsque le liquide basique est injecté dans le liquide granitique (Campbell et Turner, 1985; 1989) et dans la situation inverse (Huppert et al., 1986; Blake et Koyaguchi, 1991).

Au contraire, Blake et Koyaguchi (1991) montrent que d'autres situations semblent plus favorables au mélange mécanique des liquides

présentant un fort contraste de viscosité. C'est le cas lors du transport des magmas dans des conduits ou dans les stocks ascendants plus volumineux. Cela implique que les roches hybrides identifiées dans les réservoirs magmatiques ne s'y sont probablement pas formées mais ont acquis leurs caractéristiques lors du transport vers le réservoir.

Les magmas qui interagissent dans ces conditions se sont donc trouvés en contact avant d'atteindre le réservoir magmatique dans lequel ils vont cristalliser. Or, en envisageant l'archétype de l'interaction entre des magmas qui présentent un fort contraste de composition c'est à dire l'interaction entre des magmas mantelliques et crustaux, on sait que :

- (1) lors de leur injection à partir du manteau, les magmas basiques sont susceptibles de se localiser au niveau où leur densité devient plus grande que celle de leur encaissant (Level of Neutral Boyancy); ainsi les magmas basiques peuvent s'accumuler préférentiellement aux interfaces croûte-manteau et croûte inférieure-croûte supérieure; on parle d'"**underplating**"(Glazner et Ussler, 1988; Hildreth et Moorbath, 1988; Walker, 1989; Bergantz, 1989);

- (2) l'injection de magmas basaltiques dans la croûte est susceptible de provoquer localement sa fusion partielle (Huppert et Sparks, 1988; Bruce et Huppert, 1989); seule la croûte supérieure peut véritablement fondre (Morse, 1991); Bergantz (1989) établit cependant que des intrusions basiques répétées doivent être envisagées pour que la quantité de magma acide extractible soit importante.

Par conséquent, presque indépendamment du site géodynamique, ces processus généraux (1 et 2) montrent que dans de nombreux cas, les conditions peuvent être très favorables aux interactions très précoces entre les magmas. Il est donc plausible que la plupart des roches hybrides résultant d'une interaction entre des magmas présentant un fort contraste de composition et donc de viscosité, acquièrent leurs caractéristiques dans des sites plus profonds que les chambres magmatiques où elles sont observées. C'est peut être également le cas pour les enclaves éparses des granitoïdes qui peuvent témoigner (comme dans l'exemple que nous avons choisi) ou non d'interactions entre des produits crustaux et mantelliques et pour lesquelles il est impossible de préciser si elles se forment dans le réservoir en place sur son site de cristallisation ou si elles y pénètrent déjà formées.

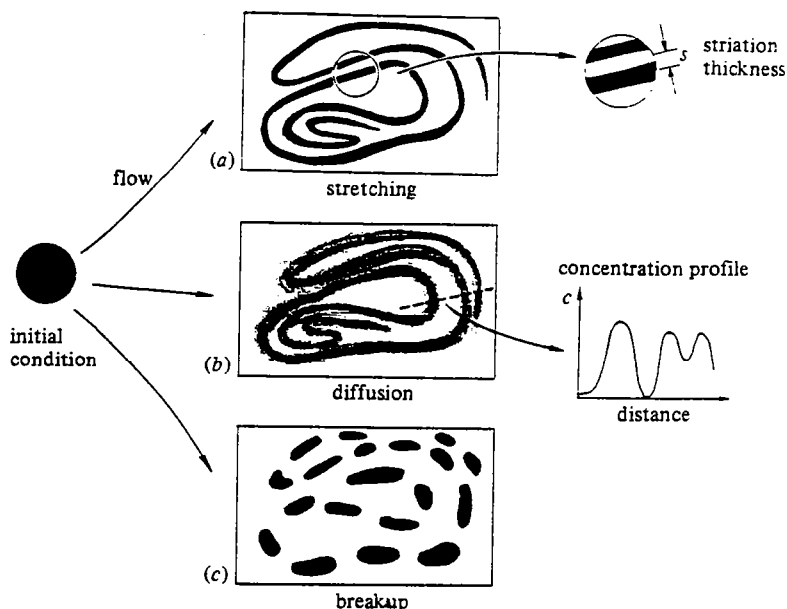


Figure 1-33 : *Processus théorique au cours du mélange de fluides (a) fluides avec une tension interfaciale et une interdiffusion négligeables, la forme et la taille des hétérogénéités est contrôlée par le mécanisme initial de mise en contact puis par les modifications imposées par l'écoulement et la dynamique du système. (b) cas de fluides miscibles avec une forte interdiffusion; (c) cas de fluides immiscibles avec une interface active où les fortes tensions de surface induisent une fragmentation des hétérogénéités. Dans le cas (a) l'interface est dite passive. Ottino, 1989.*

Première partie, CONCLUSIONS :

MELANGE ET RHEOLOGIE DES MAGMAS.

Nous avons vu au cours de cette première partie :

- (1) la variété et la complexité (non-linéarité, thixotropie) des comportements rhéologiques que sont susceptibles de présenter les magmas partiellement cristallisés;

- (1a) l'existence d'au moins deux transitions rhéologiques dans les magmas en fonction de la teneur en cristaux (%vol) pour une vitesse de déformation voisine de $1s^{-1}$ (fig. 1-19):

- newtonien-30/50%-non newtonien-70%-rupture fragile

- (1b) que pour une teneur en cristaux fixée ou dans un liquide cette même succession de comportements peut être observée lorsqu'on augmente la vitesse de déformation;

- (1c) que cette suite constitue une succession spatiale et temporelle dans l'organisation interne des réservoirs magmatiques (fig.1-20);

Par conséquent, cette zonation rhéologique indique que, lorsque les réservoirs sont réalimentés par des nouveaux magmas, les premiers niveaux traversés sont les plus cristallisés : leur comportement rhéologique peut donc s'écarter significativement de celui des fluides newtoniens.

Ainsi, les travaux expérimentaux réalisés pour étudier les interactions et le mélange de magmas de manière analogique, correspondent surtout à des phénomènes qui intéressent le coeur des réservoirs magmatiques. En effet, dans les expériences les liquides utilisés ont des comportements newtoniens.

A partir de la figure 1-1, dont la figure 1-33 constitue ici un rappel, nous avons tenté de faire un bilan des connaissances et des problèmes relatifs au phénomène de mélange; nous avons vu que :

- (2) les structures d'injection et d'interaction dans les réservoirs magmatiques sont variées aussi bien par la nature des magmas impliqués que par leurs caractères morphologiques, structuraux, ou par la nature même de l'instabilité (structures internes; externes; pipes; filons; sills; enclaves...);

- (3) certaines de ces structures peuvent révéler des caractères de roches partiellement hybrides (enclaves) et que certaines roches ont été interprétées comme le résultat d'une hybridation et d'une homogénéisation chimique presque parfaite;

- (4) l'on peut établir une relation directe entre les principaux paramètres de contrôle (température d'équilibre, contrastes de rhéologie et de densité) de ces interactions (points 2 et 3) et la précocité de la mise en contact entre les magmas; en effet, la présence de structures et d'hétérogénéités (points 3) dans les magmas témoignent d'interactions tardives ou plus généralement de "basse température". Au contraire, les interactions très précoces sont plus favorables à la formation de roches hybrides (fig. 1-34; Barbarin, 1990) : les environnements de "haute température" où les viscosités absolues sont faibles facilitent la disparition des hétérogénéités les plus précoces parce que les magmas offrent moins de résistance au mélange mécanique et que la diffusion chimique est plus active; si le temps de résidence de l'hétérogénéité depuis sa formation

jusqu'à la fin de la cristallisation a été suffisamment long (ou la taille de l'hétérogénéité suffisamment petite) il peut donc y avoir destruction totale de l'hétérogénéité initiale.

L'étude pétrologique qui suit va nous permettre de nous focaliser et d'apporter des contraintes sur les problèmes de la formation des enclaves microgrenues et d'hybridation, pour lesquels nous avons évoqué la nécessité de savoir :

- si la fragmentation est provoquée par l'injection elle-même ou/et par la convection (stade d'amplification);
- où se localise la fragmentation et les sites de production de magmas hybrides (ascension vers le réservoir ou dynamique interne d'un réservoir en place?);

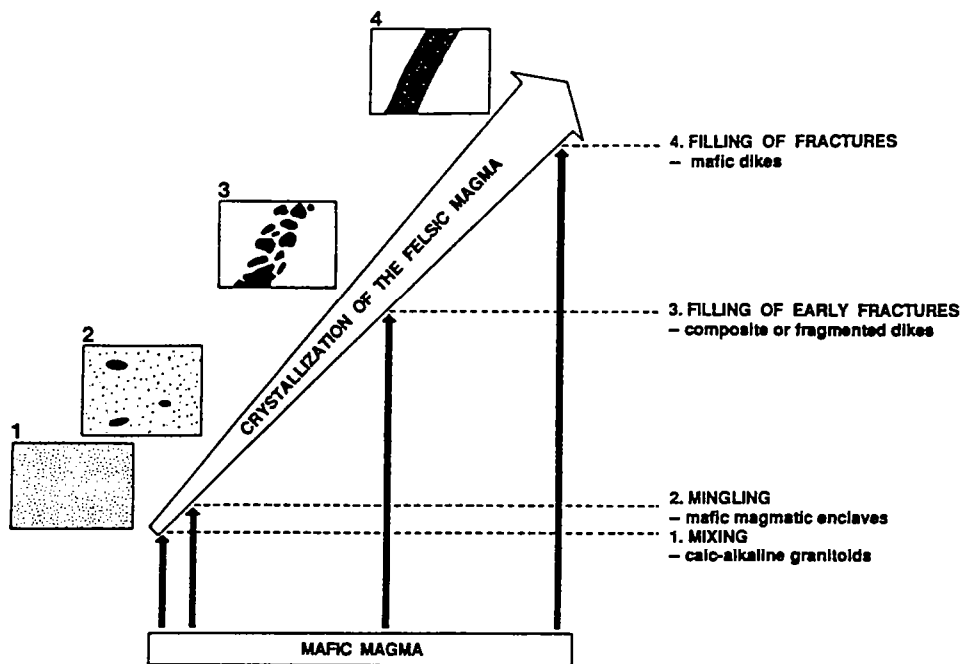


Figure 1-34 : Schéma illustratif des types d'hétérogénéités obtenues par injections et fragmentation de magmas basiques fluides dans un magma acide plus visqueux en fonction des stades de refroidissement atteints par le magma hôte. Fernandez et Barbarin, 1991.



Deuxième Partie :

ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE.

Cette partie regroupe les résultats des études cartographiques, pétrologiques et géochimiques menées sur deux intrusions du Nord de la Bretagne (Côtes d'Armor).

Dans cette partie nous allons :

- caractériser ces intrusions et établir que ces plutons témoignent d'interactions de magmas contemporains;

- constater que la nature des magmas en présence, le type de structures qu'ils présentent et donc que, conformément à ce que nous venons de voir dans le chapitre précédent, les conditions de l'interaction sont très différentes dans l'une et l'autre des intrusions;

- chercher à cerner au mieux les conditions de formation (température, vitesse de déformation et modes de déformation des magmas) lors de la formation des filons syn-plutoniques basiques, des enclaves microgrenues partiellement hybrides et des roches hybrides.

- dégager les implications de nos observations sur la mise en place et/ou la formation des roches au cours des processus de fractionnement;

Les implications de ce travail sur la géologie régionale seront également évoquées.

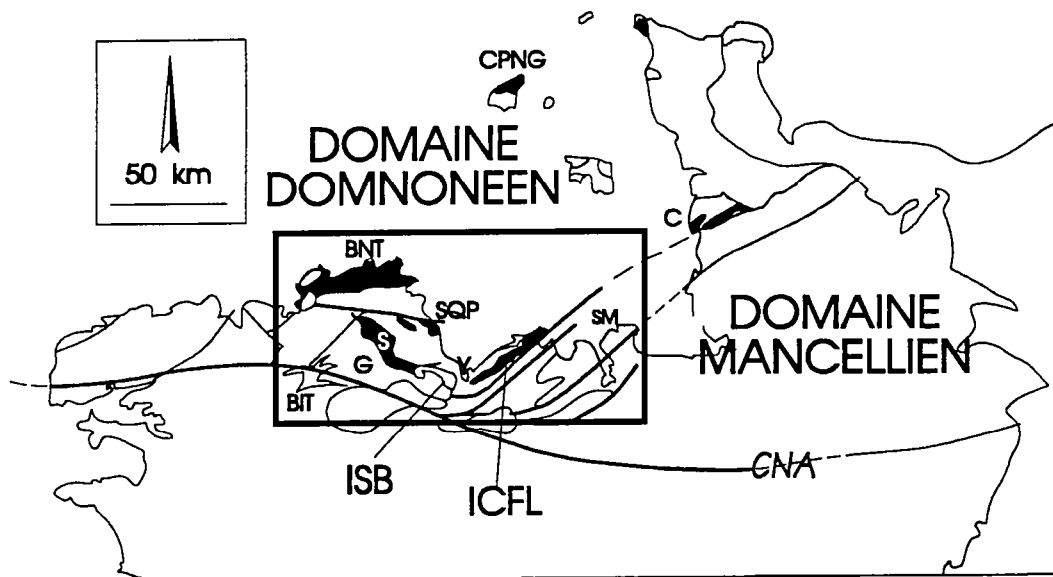


Figure 2-1 : Localisation géographique des principaux événements plutoniques cadomiens du domaine Nord-Armoricain; BIT : Belle Ile en Terre; Y : Yffiniac; BNT : Batholite Nord Trégorrois; CPNG : Complexe Plutonique Nord de Guernesey; S : Squiffiec; SQP : Saint Quay Portrieux; C : Coutances; ICFL : Intrusion de Coëtmieux-Fort la Latte; ISB : Pluton de Saint-Brieuc; G : Guingamp; SM : Saint Malo et BM, le Batholite Mancellien. Le cadre indique la localisation de la carte n°3.

Les plutons qui nous intéressent ici, sont localisés en Baie de Saint Brieuc, dans le Nord du Massif Armoricaïn (fig. 2-1):

- l'Intrusion de Coëtmieux-Fort la Latte (ICFL);
- l'Intrusion de Saint Brieuc (ISB).

L'étude de ces intrusions entre partiellement dans le cadre du projet "Cadomien" réalisé conjointement par le BRGM et Géosciences Rennes. Elles ont été choisies parce qu'elles présentent des évidences d'interaction de magmas contemporains. En effet, la variété des structures magmatiques au sein de l'ICFL semble adéquate pour dégager les principaux aspects du mélange incomplet et des interactions tardives de magmas. L'ISB permet quant à elle, d'envisager les phénomènes d'hybridation et les interactions précoces de magmas dont les compositions sont nettement plus contrastées que celles de l'ICFL.

Ces deux intrusions appartiennent au même domaine géologique, le domaine Nord-Armoricaïn qui est limité au Sud par le cisaillement du même nom. Nous commencerons par situer l'ICFL et l'ISB dans leur contexte géologique en définissant les principaux ensembles du domaine Nord-Armoricaïn et de la Baie de Saint Brieuc.

Puis, nous caractériserons du point de vue pétrologique et géochimique les roches et les structures magmatiques de la région de Fort La Latte. Les compositions des magmas nous conduiront à envisager des processus de fractionnement secondaires qui n'ont pas de relation apparente avec la formation de la lignée de différenciation principale que nous définirons, ou avec les processus de mélange partiel que nous soupçonnerons. A partir de la variété des structures et de leurs caractéristiques morphologiques nous déduirons et nous tenterons de quantifier les températures et les vitesses de déformation au cours de leur formation.

La caractérisation pétrologique et géochimique des roches du pluton de Saint Brieuc et la reconnaissance de phénomènes d'hybridation, viendront ensuite. C'est de cette étude que nous dégagerons les implications les plus importantes pour la géologie régionale. Ce chapitre s'achèvera en conclusion par une brève comparaison des conditions du mélange magmatique dans les deux intrusions (l'ICFL et l'ISB).

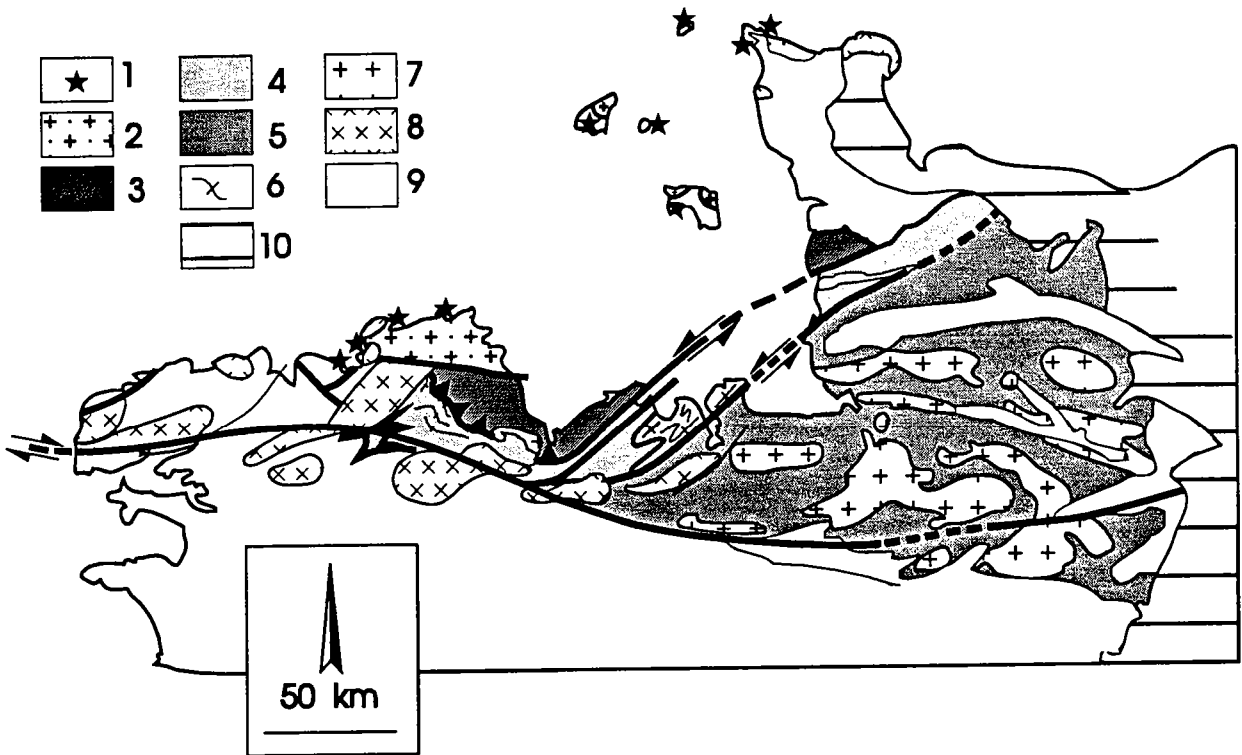


Figure 2-2: Carte géologique simplifiée du domaine Nord-Armoricain;
 1 : reliques de socle Icartien; 2 : domaine trégorrois; 3 : domaine de Saint Briec; 4 : ceinture de haute température de Saint Malo-Guingamp;
 5 : Briovérien supérieur de la Mancellia; 6 : migmatites; 7 : granitoïdes tardi-cadomiens; 8 : granitoïdes paléozoïques; 9 : paléozoïque;
 10 : mésozoïque.

I- CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL : LE CADOMIEN NORD-ARMORICAIN.

1- Présentation générale.

Le Nord du Massif Armoricain est essentiellement constitué de formations précambriennes. Les travaux antérieurs ont permis d'y distinguer deux domaines (Cogné, 1974; figs. 2-1 et 2-2) :

- (i) le domaine Domnonéen au Nord-Ouest; outre des enclaves gneissiques, témoins d'un cycle Icartien (Pentévrien) d'âge Protérozoïque inférieur (environ 2000 Ma), il renferme la séquence lithostratigraphique briovérienne (Protérozoïque supérieur) la plus complète du Massif Armoricain (surtout du Briovérien inférieur); les événements magmatiques, tectono-métamorphiques et sédimentaires qui définissent le cycle orogénique cadomien (Graindor, 1957), s'y échelonnent en effet, entre 670 et 530 Ma environ (Graviou et al., 1988; Guerrot et Peucat, 1990);

- (ii) le domaine Mancellien au Sud-Est; il est constitué par les formations qui témoignent des manifestations plutoniques cadomiennes les plus récentes (540-530 Ma, Graviou et al., 1988; Guerrot et Peucat, 1990) : il s'agit de granitoïdes crustaux intrusifs dans la séquence sédimentaire briovérienne (surtout supérieur) et de migmatites (Saint-Malo, Brun, 1975; Martin, 1977; Georget, 1986).

Ces deux régions telles que les représente Cogné (1974) correspondent approximativement aux provinces magmatiques et aux unités structurales que les travaux les plus récents ont permis de mettre en évidence (Graviou et Auvray, 1985; Brun et Balé, 1990). Elles sont séparées par le(s) décrochevement(s) de la région de Saint Brieuc, au Nord de la ceinture de haute température (complexe migmatitique) de Saint Malo Guingamp (fig. 2-2).

Pour replacer l'ICFL et l'ISB dans ce schéma structural régional nous allons maintenant détailler la succession des événements cadomiens.

2- Géochronologie et inventaire litho-stratigraphique du Briovérien.

L'ensemble des travaux portant sur le Nord du Massif Armoricain en particulier autour de la Baie de Saint Briec conduisent à établir la succession suivante au Protérozoïque supérieur:

- (a) des manifestations plutoniques granodioritiques calco-alkalines précoces entre environ 667 et 615 Ma; les âges les plus vieux (667 et 656 Ma) ont été obtenus sur des galets granodioritiques du conglomérat de Cesson dans la région de Saint Briec (Guerrot et al., 1989); l'âge le plus récent (615 Ma) provient du Batholite Nord Trégorrois (Auvray, 1979; Graviou, 1984; Graviou et al., 1988);

- (b) la mise en place d'un Briovérien inférieur volcanique et sédimentaire entre environ 656 Ma (c'est un âge maximum, il provient d'un des galets cités en a) et 585 Ma (Guerrot et al. 1989); en Baie de Saint Briec, le conglomérat de Cesson, la formation volcanique de Lanvollon à intercalations sédimentaires (type Légué, Hébert et Ballèvre, 1992) puis la formation détritique de Binic (Rabu et al., 1983) se succèdent dans cet ordre; un âge U-Pb sur mono-zircon de 588 ± 11 Ma a récemment été obtenu dans la formation de Lanvollon (Guerrot, BRGM, non publié);

- (c) la mise en place du magmatisme basique et ultrabasique de Belle Isle en Terre (Hirbec, 1979) et d'Yffiniac entre environ 610 et 585 Ma (Peucat et al., 1981);

- (d) le métamorphisme synchrone des événements tectoniques de la Baie de Saint Briec (Balé et Brun, 1983; Brun et Balé, 1990; Hébert et Ballèvre, 1992); les formations de Lanvollon (y compris le conglomérat de Cesson) et d'Yffiniac sont métamorphosées en faciès amphibolite pendant le fonctionnement d'un système de décro-chevauchements vers le Sud-Ouest (fig.2-2 et 2-3). Le caractère syn-cinématique de la plupart des intrusions dioritiques de la Baie de Saint Briec, datées vers 590 Ma et sur lesquelles nous reviendrons, conduisent dès 1983, Balé et Brun à considérer que cet âge de mise en place permet de dater la phase tectono-métamorphique majeure de la baie. Ceci est confirmé par les âges de refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ voisins de 570 Ma obtenus par Dallmeyer et al. (1991).

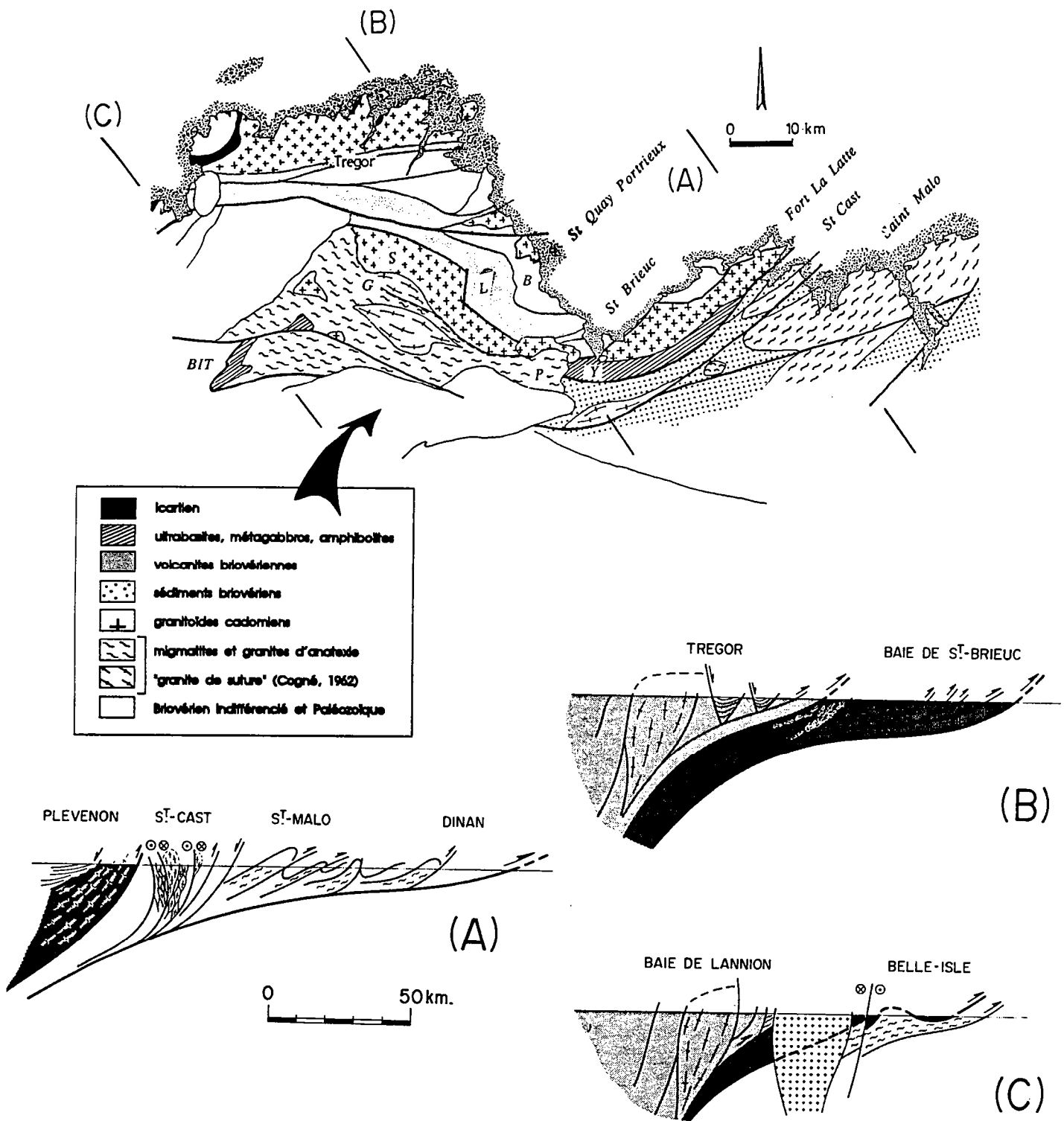


Figure 2-3 : Carte géologique et coupes structurales de la Baie de Saint Brieuc (Brun et Balé, 1990).

Ces âges correspondent à la fermeture des systèmes K-Ar et ont été mesurés sur des amphiboles échantillonnées soit dans des filons de métabasites recoupant la formation de Cesson soit dans la formation d'Yffiniac;

- (e) les dépôts sédimentaires du Briovérien supérieur se mettent en place entre 585 et 540 Ma; ils sont particulièrement bien représentés dans le bocage Normand (Guerrot et al., 1989).

- (f) entre 550 et 530 Ma (Graviou et al., 1988), il y a migmatisation et mise en place de granitoïdes crustaux au niveau de la ceinture haute température de Guingamp-Saint Malo (Brun, 1977; Martin, 1977; Brun et Balé, 1990). C'est l'époque du magmatisme tardi-cadomien : intrusion des granitoïdes crustaux de la Mancellia (Graviou et Auvray, 1985; Georget, 1986). Dans le Trégor, un important magmatisme acide se manifeste à cette période, en particulier par des émissions ignimbritiques (Auvray, 1979). En Normandie, on retrouve également des manifestations ignimbritiques (les volcanites de Saint Germain le Gaillard) : elles sont surmontées en discordance par les premiers sédiments de la transgression cambrienne qui marque ainsi la fin de l'évolution précambrienne (Doré et al., 1984; un âge de 531 ± 20 Ma, a récemment été obtenu sur les ignimbrites, Guerrot et al. , soumis CRASS).

Brun et Balé (1990) établissent que les caractéristiques de la déformation sont identiques en Baie de Saint Briec (vers 590 Ma) et dans le domaine de Saint Malo (vers 540 Ma). Ces auteurs suggèrent que le fonctionnement combiné des empilements d'écaillés vers le Sud-Ouest et des décrochements senestres le long des accidents NE-SW persiste sur la période 600-540 Ma et en particulier que la zone de cisaillement de Saint Cast (fig. 2-3; Gapais et Balé, 1990) fonctionne tout au long de cet intervalle de temps.

C'est de manière sub-synchrone à la déformation que se mettent en place de nombreux plutons dioritiques syn- ou post- cinématiques. Ce sont :

- (a) en Normandie :

- la diorite de Coutances (Jérémine, 1924; Dupret, 1988; 584 ± 4 Ma, U-Pb sur zircon : Guerrot et al., 1989);

- une partie des diorites de la presqu'île de la Hague (Nord-Cotentin par exemple la diorite des Moulinets, Dissler, 1987; 593±13 Ma, U-Pb sur zircon, Guerrot et Peucat, 1990).

- (b) en Baie de Saint Briec :

- l' ICFL (593±15 Ma, U-Pb sur zircons : Vidal et al., 1974; âge Ar-Ar sur hornblende voisin de 570 Ma, Dallmeyer et al., 1991);

- les gabbros de Squiffiec (Graviou et Auvray, 1985; Hallot, DEA Rennes 1988, non publié, datation en cours au BRGM);

- la diorite de Saint Quay Portrieux (584±56 Ma, Rb-Sr sur roche totale; Vidal et al. 1972); des âges de refroidissement Ar-Ar, voisins de 570 Ma ont été obtenus à la fois sur les hornblendes de la diorite et sur les muscovites de l'auréole thermo-métamorphique de Binic (Dallmeyer et al., 1991). La pétrologie de ce massif est relativement bien connue (Arnaud, 1980; Fabriès et al., 1984; Barrat, 1986);

- le Complexe Plutonique Nord de Guernesey (Bremond d'Ars, 1990); Bremond d'Ars et al. (1992) établissent que l'âge de mise en place du complexe non déformé est significativement plus vieux que 500 Ma (Rb-Sr sur roche totale, D'Lemos, 1987). Ils proposent un âge de mise en place voisin de 550 Ma qu'ils obtiennent par la méthode Rb-Sr sur roche totale. Cependant, la comparaison des âges de refroidissement Ar-Ar sur hornblendes (570 Ma, Dallmeyer et al., 1992) et des âges Rb-Sr biotite-roche totale (environ 550 Ma, Graviou et al., 1988) indique que le début de la cristallisation du complexe est antérieur à 570 Ma. En effet, les températures de blocage pour ces systèmes sont proches de 500°C (Ar-Ar sur hornblende) et de 350°C (Rb-Sr sur biotite).

Par conséquent, on peut envisager à Guernesey, comme sur l'ensemble du domaine Nord-Armoricain (Graviou et al., 1988), un refroidissement lent et progressif entre 580 et 540 Ma. Mais, les données géochronologiques actuellement disponibles ne permettent pas non plus d'exclure après un refroidissement, la possibilité d'un léger réchauffement vers 550Ma. Une brutale diminution ou une lacune de l'activité magmatique entre 570 et 550 Ma apparaît en effet dans une compilation des âges U-Pb sur zircon (fig. 2-4).

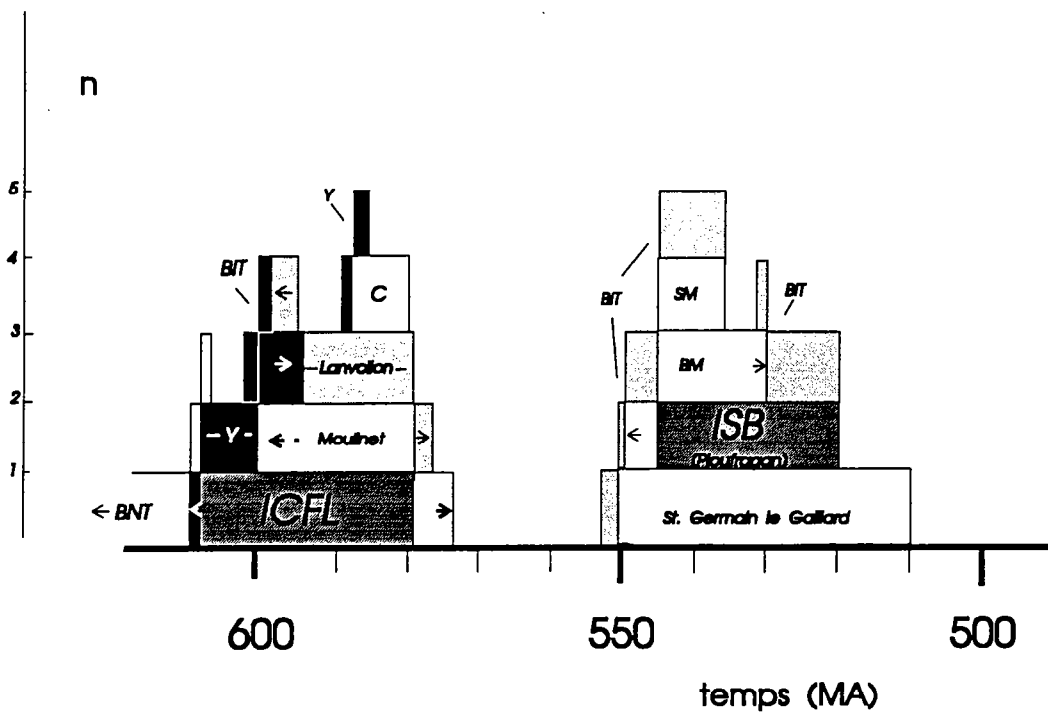


Figure 2-4 : Histogramme de répartition des âges U-Pb sur Zircon et de leurs incertitudes. Tous ces âges sont interprétés comme représentant les âges des protolithes. *n* correspond au nombre cumulé de mesure sur chaque intervalle de temps. La légende des abréviations est donnée fig. 2-1. Les références bibliographiques apparaissent dans le texte.

D'autre part, le magmatisme briovérien précoce (jusqu'à 600 Ma environ) est caractérisé par la mise en place de volumes importants de magmas granodioritiques et granitiques d'affinité calco-alcaline dont le Batholite Nord-Trégorrois constitue un exemple particulièrement bien conservé (Auvray, 1979; Graviou, 1984; Graviou et Auvray, 1990). Ces granitoïdes de type M (à affinité mantellique au sens de Didier et al. 1982) sont dans le Massif Armoricain une référence à partir de laquelle les événements magmatiques plus récents ont pu être comparés : Graviou et Auvray (1985) définissent ainsi deux provinces magmatiques séparées par le(s) décro-chevauchement(s) à vergence sud-ouest de Saint Brieuc (Brun et Balé, 1990).

L'ensemble des magmas dioritiques syn- et post- tectoniques que nous venons d'inventorier (dont l'ICFL) appartient à la province septentrionale (Domnonée). Ces intrusions sont toutes plus vieilles que 570 Ma et sont caractérisées par une affinité mantellique et calco-alcaline. Dans ce domaine, l'activité magmatique tardi-cadomienne (550-530 Ma) représente à l'affleurement un volume beaucoup moins important que l'activité de la première période.

Au contraire, la province méridionale (Mancellia) qui inclut la ceinture de haute température des produits d'anatexie de Saint Malo-Guingamp n'a apparemment enregistré que la seconde période d'intense activité magmatique à dominante acide et crustale entre 550 et 530 Ma (point f, p. 104). A ces magmatismes sont parfois associés des volumes très modestes de produits plus basiques à affinité mantellique (Le Gall et Barrat, 1987). C'est en particulier le cas de :

- l'intrusion de Saint-Brieuc à la frontière entre les deux domaines (ISB; Chantraine, 1966; Le Gall et Barrat, 1987; ce travail et datation : 533 ± 12 Ma, U-Pb sur mono-zircon, Hébert et al., 1993).

Le matériel dioritique de cette intrusion est en association intime avec des produits crustaux; ceci pourrait signifier que le type d'activité plutonique basique de la première période perdure jusqu'à 530 Ma, avec des taux de production (ou d'extraction) beaucoup plus faibles. C'est peut-être, comme le proposent Le Gall et Barrat (1987), à ces événements tardifs qu'il faut relier la mise en place des petits stocks gabbroïques et dioritiques de la Mancellia (les massifs de Brée : Le Gall et Mary, 1982; 1983; d'Ernée et de Trégomar) et de la région de Guingamp (massifs de Pédervec et de Moustéru).

3- Interprétations géodynamiques du cadomien.

La nature calco-alcaline de la plupart des produits émis au Briovérien a, dès la fin des années 1970, suggéré l'existence d'une zone de subduction au sein du domaine Nord Armoricaïn à la fin du Protérozoïque (Auvray et Maillet, 1977; Auvray, 1979; Cogné et Wright, 1980). Les premiers modèles sont établis à partir de l'étude du Batholite Nord-Trégorrois* et de la reconnaissance, en Manche, d'une anomalie magnétique interprétée comme le témoin d'une ancienne croûte océanique (Lefort, 1977). Un schéma simple de marge continentale active sur la bordure sud-est d'un domaine océanique septentrional est alors proposé (Auvray, 1979).

L'acquisition croissante des données a conduit à de régulières révisions de ce modèle géodynamique et de nombreux autres schémas, parfois voisins, sont apparus au cours de ces dernières années. Les interprétations les plus proches du "modèle classique" (Auvray, 1979) considèrent également un plan de subduction à vergence S-SE (Chantraine et al., 1988; Dissler et al., 1988; Graviou et al., 1988; Dupret et al., 1990; Rabu et al., 1990). Dans ces modèles, vers 600 Ma, à l'arrière de la subduction s'initie une distension conduisant à l'ouverture de bassin(s) arrière-arc(s) qui se referme(nt) dès 590-585 Ma. C'est à cette époque que se mettent en place des massifs syn-cinématiques comme l'ICFL. La continuité du serrage tectonique initié en Baie de Saint Brieuc permet alors d'épaissir la croûte et de la fondre 40 Ma plus tard (migmatites de St. Malo-Guingamp; fig. 2-5).

Le caractère allochtone de l'anomalie magnétique de la Manche (Lefort, 1977) translatée vers le NE au cours du Paléozoïque (Balé et Brun, 1986), conduisent Brun et Balé (1990) à proposer la possibilité d'un plongement du plan de subduction, non plus vers le Sud, mais vers le Nord. Les chevauchements et le plan de subduction sont ainsi synthétiques (fig. 2-6) : l'existence d'un domaine océanique à l'emplacement des bassins arrière arcs des modèles précédants doit être envisagée; sa fermeture engendre alors la subduction et/ou l'obduction du plancher océanique puis la collision de deux blocs continentaux provoque un épaississement crustal.

Aucune donnée ne permet de véritablement trancher entre les deux types de modèle et la vergence de la subduction cadomienne demeure encore une énigme aujourd'hui.

* L'étude du volcanisme associé, la polarité chimique et géochronologique ont également contribué à l'élaboration des ces modèles.

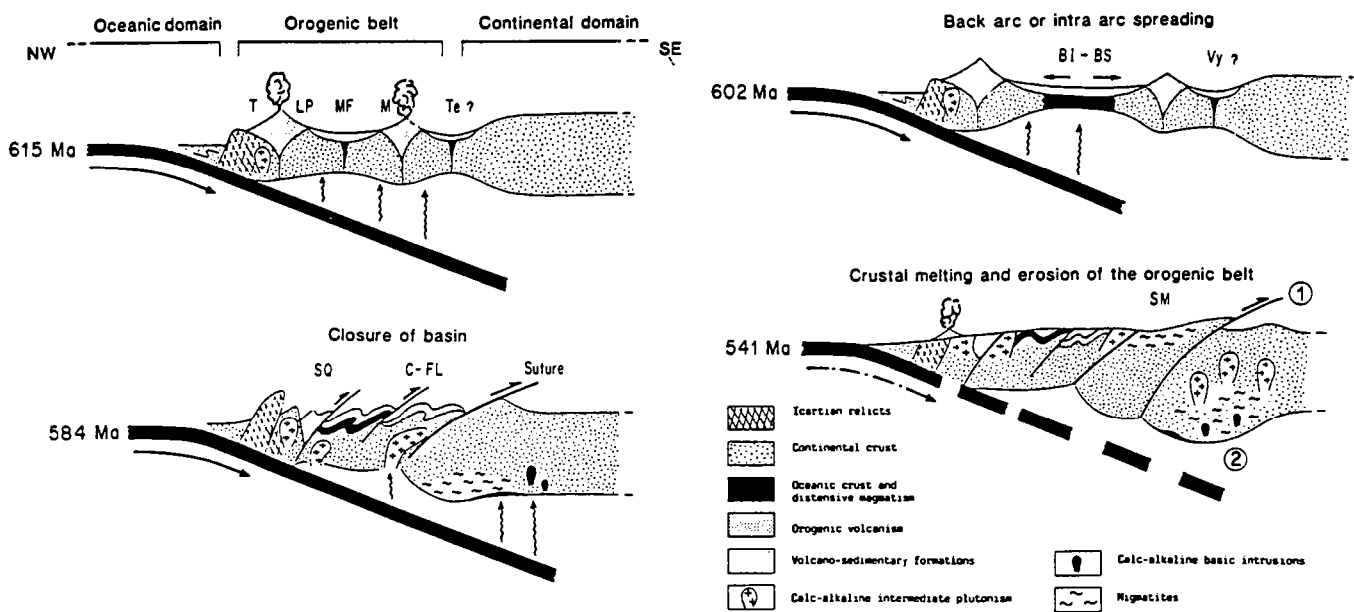


Figure 2-5 : *Modèle géodynamique de l'évolution cadomienne entre 615 et 540 Ma (Graviou et al., 1988).*

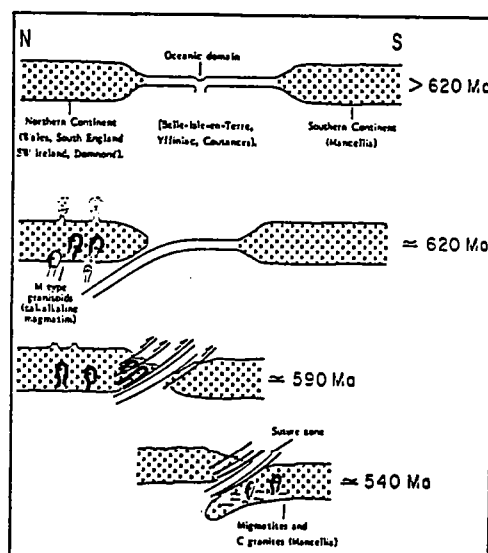


Figure 2-6 : *Proposition géodynamique de Brun et Balé (1990) d'après Auvray, non publié.*

4- Pétrogenèse des magmas cadomiens.

En même temps que sont élaborés les modèles géodynamiques, les interprétations pétrogénétiques des origines des principaux magmas ont été discutées. Ainsi, Graviou (1984) propose que le plutonisme trégorrois résulte de la fusion partielle du coin de manteau lherzolitique au-dessus de la plaque subductée; un fractionnement d'olivine et de spinelle à partir des magmas primaires permet d'expliquer les faibles teneurs en éléments de transition dans les magmas granodioritiques produits; ces derniers évoluent encore par cristallisation fractionnée et engendrent les différents types de roches qui composent le batholite. Dans le Trégor, la contribution de la contamination par le socle Icartien est mineure (Graviou, 1984; Guerrot, 1989; Graviou et Auvray, 1990). Des modèles comparables et relativement classiques pour représenter l'évolution des zones de subduction, ont été proposés pour le massif dioritique de Saint Quay Portrieux. Ils font également intervenir la fusion partielle du manteau et la cristallisation fractionnée à partir de magmas basaltiques primaires comme en témoigne la présence d'autolithes troctolitiques (Arnaud, 1980; Fabriès et al., 1984; Barrat, 1986); la contamination crustale n'est pas un processus écarté (Guerrot, 1989).

Par ailleurs, les différents modèles géodynamiques se heurtent à l'absence d'évidence d'un important épaissement crustal dans le domaine Nord-Armoricain, en particulier dans la région de Saint Briec (Hébert et Ballèvre, 1992) : la production de la grande quantité de produits acides et/ou crustaux tardi-cadomiens (vers 540 Ma) demeure alors énigmatique. A cet égard, Graviou et Auvray (1985) remarquent que "la mise en place de magmas juvéniles en base de croûte est un mécanisme susceptible d'engendrer l'anatexie du socle au niveau des régions mancelliennes" conformément à ce que Huppert et Sparks (1988) étayent sur des considérations théoriques. Cette idée de contribution des magmas basiques à la fusion partielle est reprise par Le Gall et Barrat (1987) et Graviou et al. (1988) pour expliquer le magmatisme acide tardi-cadomien. Cependant, cette possibilité n'a été testée que récemment au cours de l'étude du Complexe Plutonique Nord de Guernesey (Bremond d'Ars, 1990; Bremond d'Ars et al., 1992) pour une période de temps antérieure à 570 Ma. Ainsi, vers 580 Ma, la quantité importante de magmas de composition basique ou intermédiaire pourrait contribuer à l'élévation du gradient géothermique régional et expliquer le métamorphisme de la Baie de Saint Briec. Par

contre, cette hypothèse est peu compatible avec les quantités négligeables de matériaux basiques à l'affleurement et rattachés au magmatisme tardicadomien.

Quoi qu'il en soit, et quelle que soit la période de temps considérée, ces diverses hypothèses pétrogénétiques convergent toutes en proposant des environnements régionaux où il y a production d'une grande variété de magmas contemporains dont nous voulons caractériser les interactions. Les deux exemples choisis vont maintenant être considérés dans l'ordre chronologique de leur mise en place.

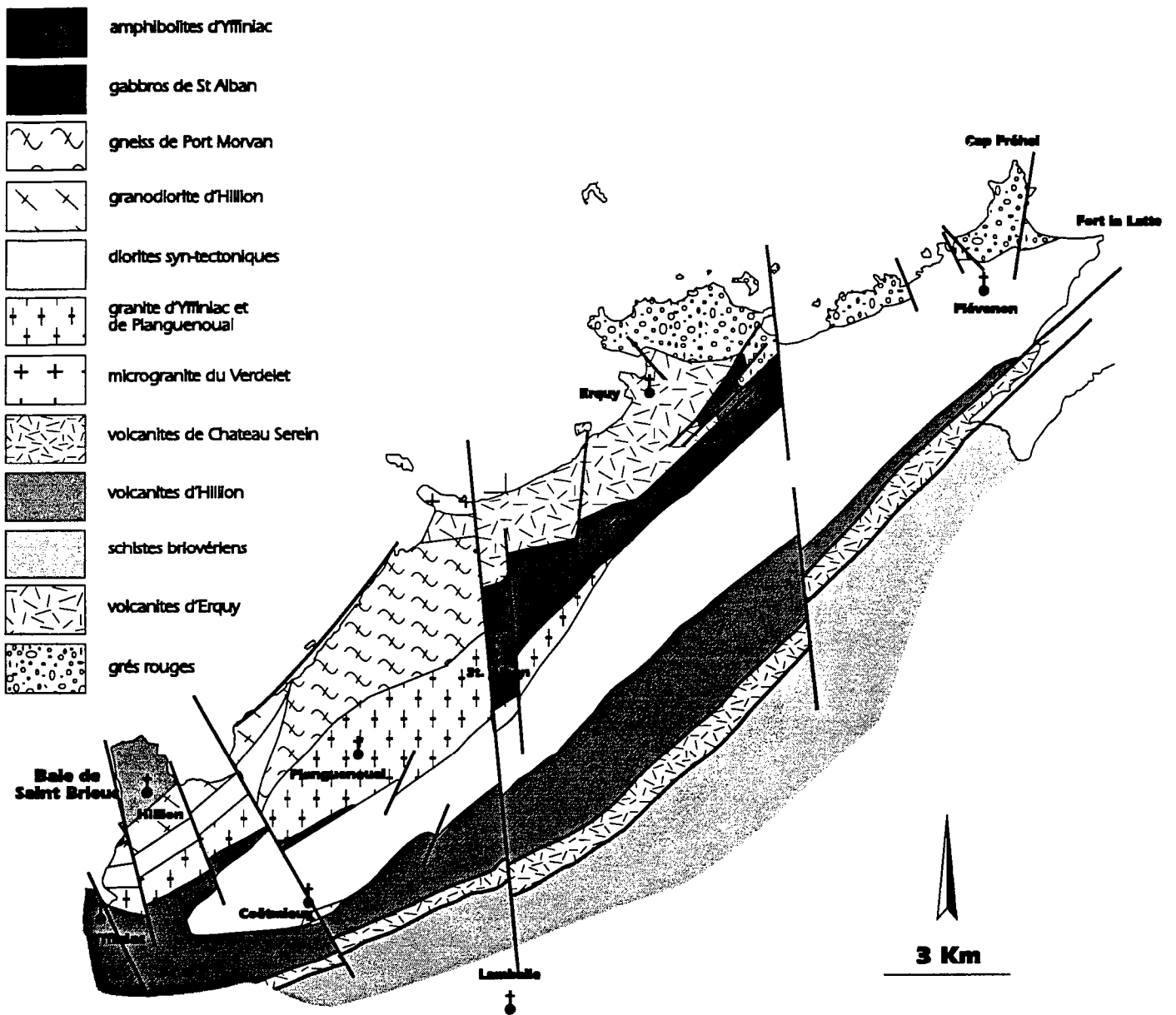


Figure 2-7: Carte géologique simplifiée du Massif de Penthièvre.

II- L'INTRUSION DE COETMIEUX-FORT LA LATTE (ICFL).

1- Généralités et travaux antérieurs.

L'intrusion de Coëtmieux-Fort La Latte (l' IFCL) constitue la partie la plus volumineuse du Massif Cristallin de Penthièvre qui regroupe l'ensemble des unités plutoniques situées à l'Est de la Baie de Saint Brieuc (fig. 2-7; Cogné, 1959; Shufflebotham, 1989). Ce dernier correspond à l'heure actuelle à un horst (Jeannette, 1971), bordé au Nord-Ouest par les formations volcaniques et sédimentaires d'Erquy et de Fréhel, d'âge cambro-ordovicien (Vidal et al., 1971; Martineau, 1976; Auvray et al., 1980; Clauer et al., 1985), et au Sud par une mince bande de volcanites briovériennes (formation de Château Serein; Cabanis et al., 1986) d'origine encore mal définie qui fait place vers l'Est aux formations épi métamorphiques de la série de Lamballe. Ces dernières se rattachent structurellement aux unités métamorphiques de la région de St-Malo (Brun et Balé, 1990).

1.1- Constitution du Massif de Penthièvre.

Le Massif cristallin de Penthièvre est très hétérogène. Outre l'ICFL, il regroupe les ensembles magmatiques suivants (fig. 2-7):

- (a) les ultrabasites, les méta-gabbros et les amphibolites du Complexe de Languieux-Yffiniac (Guerrot et Peucat, 1990). Aux âges voisins de 600 et 590 Ma décrits dans la partie "contexte géologique", on peut ajouter pour mémoire que ce complexe présente de nombreuses évidences d'interactions de magmas contemporains et qu'il est caractérisé par une déformation particulièrement hétérogène. La présence d'ultrabasites au sein des gabbros de Saint Alban (fig. 2-7) et la déformation hétérogène des gabbros eux mêmes, sont les principaux arguments retenus pour considérer que ces gabbros appartiennent au complexe de Languieux-Yffiniac, même si le métamorphisme qu'ils ont subi (faciès schiste vert) est de moindre intensité que celui qui affecte ce complexe à Yffiniac (faciès amphibolite).

- (b) la trondhjémite d'Hillion (Balé, 1986), sur laquelle repose en discordance la série volcanique non-métamorphique d'Erquy d'âge Cambro-Ordovicien (Cogné, 1959; Vidal et al., 1971; Clauer et al., 1985); elle est

encore appelée granodiorite de Jospinet (Shufflebotham, 1989). Cette trondhjémite renferme de nombreux filons basiques qui ont des origines différentes : certains sont syn-plutoniques, d'autres au contraire sont beaucoup plus tardifs. Un filon de metabasites foliées a donné, dans cette unité, un âge de refroidissement sur hornblende voisin de 570 Ma (Dallmeyer et al., 1991); ce filon est interprété par les auteurs de la datation comme un filon tardif qui se met en place avant le métamorphisme de la Baie de Saint Briec; dans ces conditions, l'âge de mise en place de la trondhjémite est peut être contemporain de celui de la cristallisation des roches les plus vieilles du complexe de Languieux Yffiniac (environ 600-590 Ma);

- (c) les gneiss de Port Morvan (Shufflebotham, 1989) sont des associations plutoniques bimodales (acide-basique) montrant des relations d'intrusion mutuelles intensément déformées; elles se présentent actuellement comme des alternances sub-parallèles de roches granitiques et gabbro-dioritiques foliées (Balé, 1986);

- (d) la diorite quartzique de Saint Maurice (ou du Gouessant) est un petit massif dont les principaux faciès sont quasiment identiques à ceux de l'ICFL mais il n'a pas été possible d'établir de continuité cartographique entre les deux intrusions; de plus, l'unique échantillon analysé en Rb-Sr de cette unité (Vidal et al., 1974), s'écarte significativement de l'isochrone définie par les échantillons de l'ICFL (Vidal et al., 1974); ceci tend à confirmer que les deux intrusions ont évolué indépendamment l'une de l'autre;

- (e) les granites d'Yffiniac et de Planguenoual correspondent aux intrusions plutoniques les plus récentes du Massif de Penthièvre. Le premier a fait l'objet d'une tentative de datation Rb-Sr sur roche totale (502 ± 62 Ma, âge recalculé, comme tous ceux qui sont présentés dans ce mémoire, avec la constante de désintégration $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$, Vidal, 1980). Le granite à muscovite de Planguenoual qui renferme parfois du grenat correspond aux "granites de suture" définis par Cogné (1962). Ces derniers sont localisés, à l'Ouest de Saint Briec, dans la ceinture de haute température de Saint Malo-Guingamp (fig. 2-3). Par conséquent, nous proposons de regrouper ces deux granites (Yffiniac et Planguenoual) dans un même ensemble rattaché cette unité structurale tardi-cadomienne et composée de migmatites et de granites d'anatexie.

La cartographie précise et la chronologie relative des différentes unités du Massif de Penthièvre (a, b, c, d et l'ICFL) sont souvent délicates à établir

parce que la plupart d'entre elles renferment des filons de roches basiques. Certains de ces filons sont très précoces (leur mise en place est contemporaine de celle de l'unité qui les contient) ou beaucoup plus tardifs. Les filons tardifs peuvent être cadomiens (voir point b), mais les plus nombreux sont probablement d'âge paléozoïque et ils correspondent soit à des conduits d'alimentation du volcanisme d'Erquy (Jeannette, 1971) soit aux manifestations doléritiques hercyniennes (Lahaye, DEA Rennes 1991, non publié).

1.2- L' ICFL : travaux antérieurs.

Parce que cette intrusion offre des affleurements spectaculaires en bord de mer, elle constitue, depuis le début du siècle, un site d'étude privilégié des structures magmatiques. En effet, Barrois (1932) donne la première interprétation des nombreuses enclaves qu'il observe en terme de xénolites provenant de l'encaissant de l'intrusion, c'est à dire, les amphibolites du complexe d'Yffiniac.

C'est également depuis longtemps que la comparaison de l'ICFL avec les autres intrusions du Nord du Massif Armoricaïn (Coutances, Saint Quay Portrieux et Squiffiec) a permis d'établir que ces intrusions sont pétrographiquement très proches (Barrois, 1895; 1934; Pruvost et Waterlot, 1941). Elles sont alors regroupées sous le label "Syénite de Coutances" même si leur nature dioritique est reconnue depuis les travaux de Jérémie (1924). Dans un premier temps ces diorites sont interprétées comme des représentants du socle du Briovérien (le Pentévrien, Cogné, 1959).

L'âge cadomien des diorites de l'ICFL est définitivement acquis une quinzaine d'années plus tard (593 ± 15 Ma, U-Pb sur zircons, Vidal et al., 1974). Des âges de refroidissement Rb-Sr (biotite-roche totale) ont également été obtenus (Vidal et al., 1974) :

- dans la partie nord de l'intrusion (région de Plévenon) : 544 ± 11 Ma;
- dans la partie sud (au Nord de Coëtmieux) : 566 ± 12 Ma;

Dans la partie sud, cet âge de refroidissement est en parfait accord avec l'âge de fermeture du système Ar-Ar dans les hornblendes de la région de Plévenon (environ 570 Ma; Dallmeyer et al., 1991). Dans la partie nord, ces âges indiquent que le refroidissement a été soit (a) plus lent que dans la partie sud, soit (b) qu'un voile thermique tardi-cadomien s'est surimposé vers 540 Ma à un refroidissement "normal" (quelques centaines de °C en quelques Ma) comme celui de la partie sud; dans cette dernière éventualité,

ce métamorphisme n'a pas pu excéder 500 °C, (la température de fermeture du système Ar-Ar sur hornblendes) mais a permis la réouverture du système Rb-Sr dans les biotites : la température a donc pu dépasser 300-350 °C. L'existence de zones géographiques (partie sud) à vitesses de refroidissement "normales" semble favoriser l'hypothèse b. Toutefois, on peut noter, par exemple, que la trace cartographique des granitoïdes de type Planguenoual qui affleurent au Sud et qui sont susceptibles de réchauffer l'ICFL, est en apparence sans relation avec la zone où est enregistré l'âge le plus jeune. Par conséquent, l'histoire thermique de l'intrusion n'est pas encore connue avec précision.

Une reconnaissance pétrographique détaillée de l'ICFL (Genestier, 1984; Genestier et Auvray, 1984) a conduit à établir l'ensemble des caractères suivants que nous discuterons :

- (a) le caractère syn-cinématique de la mise en place et de la cristallisation de l'intrusion justifiant l'utilisation de l'âge U-Pb sur zircon pour dater la déformation régionale (Balé et Brun, 1983);

- (b) l'origine magmatique des enclaves et leur interprétation en terme d'"immiscibilité" de magmas ayant des propriétés physiques contrastées;

- (c) les caractères orogéniques de ces magmas et surtout leur affinité mantellique au sens de Didier et al. (1982) en partie établie ou confirmée par les données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd (Vidal et al., 1974; Vidal, 1980; Guerrot, 1989);

2- Description pétrographique.

2.1- Structuration et déformation dans l'intrusion.

Les roches de l'ICFL sont toutes déformées, en particulier sur la bordure sud-est de l'intrusion. Du Nord-Ouest vers le Sud-Est on peut observer le passage de roches à texture planaire où la linéation n'est pas bien marquée (au Nord de Plévenon par exemple) à de véritables "gneiss dioritiques" avec une linéation nette (Baie de la Fresnaye par exemple).

Dans la région de Plévenon (fig. 2-8), la foliation montre une direction moyenne d'environ N30°. En réalité, une virgation est observée depuis une direction N60° sur la bordure sud-est de l'intrusion jusqu'à la direction N-S sous les formations paléozoïques du Nord. Ces plans sont inclinés de 40 à 80° généralement vers l'Est ou le Sud-Est, bien que des plongements vers l'Ouest aient également été observés à l'Ouest de Fort La Latte.

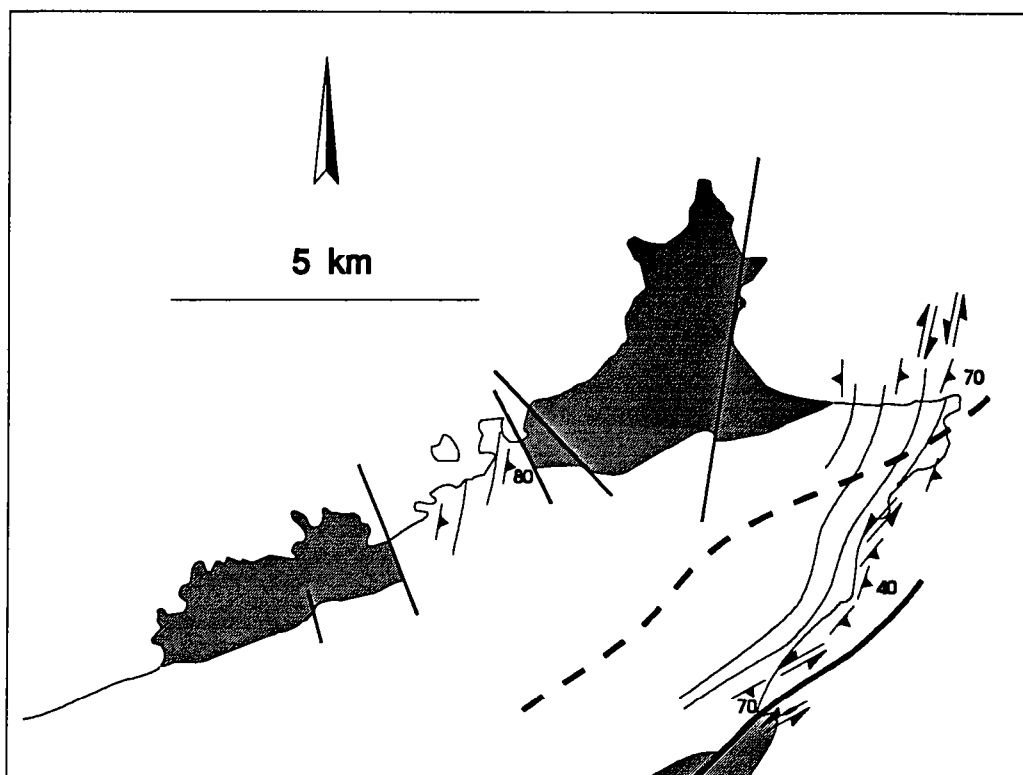


Figure 2-8 : Trajectoires de foliation et sens de cisaillement dans la région de Plévenon. La ligne pointillée sépare un domaine Sud où les linéations sont bien marquées et le domaine nord où l'on observe autant de critères de cisaillement senestres que dextres et les enclaves les plus arrondies.

Cette foliation est soulignée sur l'ensemble de l'intrusion par:

- (i) l'aplatissement des enclaves, la direction des essaïms d'enclaves et des schlierens; les schlierens sont parfois plissés de façon similaire aux structures décrites par Ayrton (1988, p.7) et interprétables en terme d'effets de déformation tardive due à la mise en place de l'intrusion;
- (ii) la disposition planaire des minéraux et en particulier des amphiboles à la fois dans les enclaves (autres que des xénolites) et dans leurs roches hôtes;

De plus, les structures à géométrie de filons que forment certaines variétés pétrographiques (tonalites et leucodiorites comme nous les définirons plus loin) sont à l'échelle de l'intrusion concordantes sur la structuration planaire générale SW-NE de l'intrusion.

Au contraire de la foliation, la linéation minérale n'est pas définie de manière homogène sur l'ensemble de l'intrusion. Dans la partie nord, elle n'est présente que localement. Dans cette partie lorsqu'elle est marquée, son pitch est relativement fort (60-70°N). Par contre, dans la partie sud cette linéation qui peut être observée partout, a une orientation proche de l'horizontale des plans de foliation (son pitch varie au maximum de 20 à 30° vers le Sud-Ouest ou vers le Nord-Est). Cette hétérogénéité de la linéation et le fait qu'elle soit beaucoup moins marquée dans la partie nord que dans la partie sud suggère que la déformation se situe, au Nord, dans le domaine de l'aplatissement.

D'autres observations viennent renforcer les différences entre les parties nord et sud de l'intrusion. Au Nord, les bandes de cisaillement sont rarement visibles; certaines bandes précoces n'ont pu être identifiées que grâce à la présence de marqueurs sigmoïdes tels que les enclaves (fig. 2-9 a et c). Ces bandes constituent généralement deux familles; la première révèle des sens de cisaillement senestres sub-parallèles à la foliation et la seconde, dextre est plus oblique sur la foliation (fig. 2-9a). Cette dernière famille qui constitue également des bandes plus localisantes correspondant à de véritables accidents (fig. 2-9b) peut représenter une direction conjuguée des bandes senestres. Mais cette seconde famille n'a pas été observée dans la partie sud de l'intrusion où la composante non coaxiale de la déformation cisailante est par conséquent beaucoup plus importante que dans la partie nord. En effet, tout se passe comme si dans la partie sud on s'éloigne du pôle aplatissement de la déformation (linéation marquée, bandes de cisaillement uniquement senestres). Au contraire au Nord, les critères de cisaillement dans les deux sens et la linéation peu marquée suggèrent que le régime de déformation est plus proche de l'aplatissement pur. On peut ajouter à ces différences entre le Nord et le Sud que les enclaves éparses atteignent des tailles maximales métriques au Sud alors que ces tailles dépassent rarement 50 cm dans la partie nord.

Cette étude structurale succincte a donc permis d'établir : (a) une différence entre les régimes de déformation entre les parties nord (proche de l'aplatissement) et sud de l'intrusion; (b) la persistance de ces régimes de déformation entre les structures les plus "chaudes" et les structures les plus tardives (fig. 2-9). On peut noter par ailleurs que la conformité de la déformation dans l'intrusion et dans les volcanites de la Baie de la Fresnaye (formation de Château Serein) permettent de confirmer, à l'aide d'arguments structuraux (fig. 2-8), l'âge briovérien de cette série (Cabanis et al., 1986).

L'ensemble de ces observations est donc en accord avec le cadre structural régional proposé à partir de l'analyse de la déformation en Baie de Saint Briec. A l'échelle régionale, les chevauchements du Sud-Ouest (Saint Briec) peuvent se prolonger vers le Nord-Est par des décrochements senestres dont celui de la Baie de la Fresnaye constitue un exemple (Balé et Brun, 1983; Brun et Balé, 1990). Par conséquent, la déformation des magmas de l'ICFL confirme la contemporanéité de la cristallisation et de la structuration régionale comme ceci était déjà démontré par l'absence de recristallisation blastique sur les minéraux souvent automorphes dans l'ICFL (Genestier, 1984) et ceci avant que ne soient établis les sens de cisaillement sur l'intrusion. Par contre, nous ne sommes pas en mesure de savoir, si c'est le cas, comment interfèrent les déformations dues à la mise en place de l'intrusion et celles qui résultent de l'activité régionale pour expliquer les différences observées entre les parties nord et sud de l'ICFL dans la région de Plévenon. De même, ne connaissant pas la géométrie de l'accident qui borde l'intrusion en Baie de la Fresnaye, nous ne pouvons pas expliquer la virgation de la foliation qui a priori est peu compatible avec des déplacements senestres.

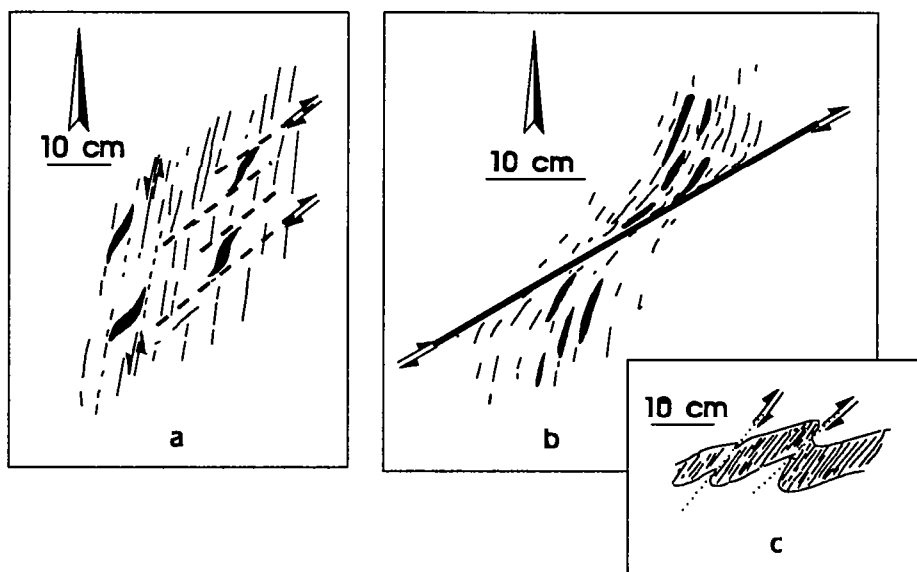


Figure 2-9 : (a) Structures de déformation précoces, révélées par les formes sigmoïdes des enclaves dans un plan horizontal; les cisaillements ne sont pas visibles et ne sont pas exprimés par des fractures dans la diorite qui renferme les enclaves; (b) cisaillement tardif (fracture) au niveau d'un couloir d'enclaves vu dans un plan horizontal; (c) enclave cisailée par des structures qui ne sont pas exprimées dans la roche dioritique (bloc basculé d'orientation originelle inconnue). Nord-Ouest de Fort La Latte.

Planche I :

Relations et contacts entre les types pétrographiques de l'ICFL.

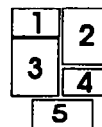


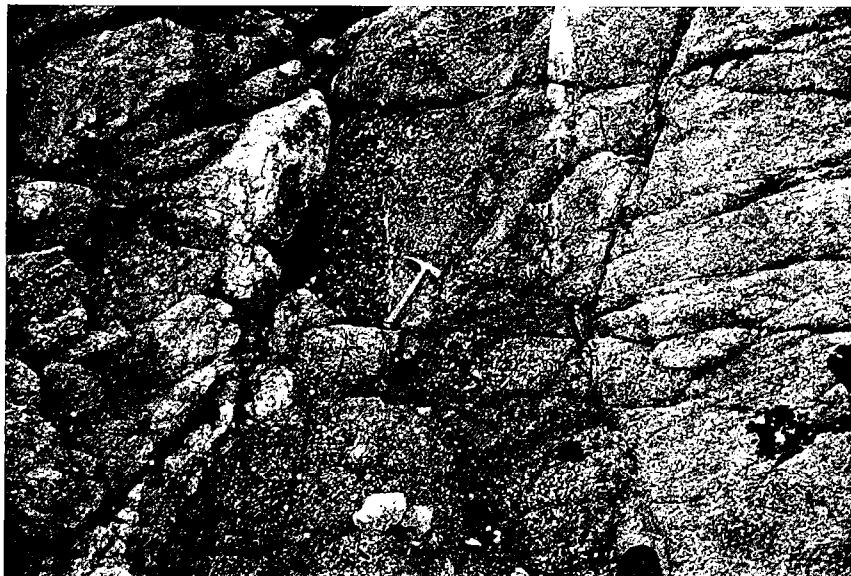
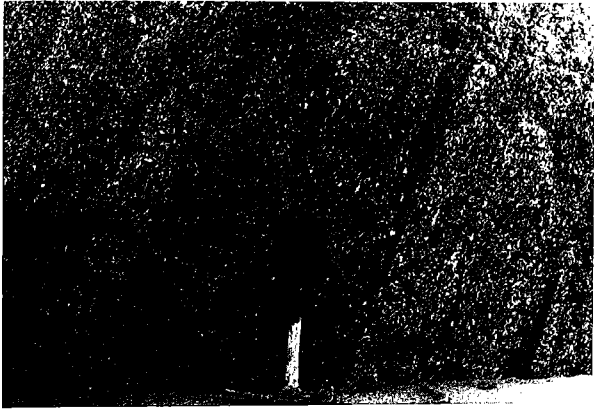
Figure 1 : Exceptionnellement, les diorites quartziques (zone sombre au centre de la photographie) forment des structures planaires dans les tonalites T1 (plus claires). Cette structure est parallèle aux plans de foliation. Plage de Plévenon: Les Grèves d'en Bas.

Figure 2 : Contact intrusif des tonalites T2 (à gauche et sans enclaves) avec les diorites quartziques (à droite sur la photographie). Les tonalites T2 sont sécantes sur la foliation des diorites quartziques soulignée ici par l'allongement des enclaves microgrenues en noir. Baie de La Fresnaye, la droite de la photographie correspond au sud-est.

Figure 3 : Les leucodiorites (en clair) forment des structures planaires dans les roches grenues de l'ICFL, ici des diorites quartziques (en plus sombre). Elles sont le plus souvent, concordantes avec la foliation. Fort La Latte.

Figure 4 : Détail des relations entre les leucodiorites (blanc, gris clair) et des diorites quartziques dont la foliation oblique sur le contact est ici soulignée par une petite enclave microgrenue. Fort La Latte.

Figure 5 : Filon syn-plutonique basique finement grenu (le plus sombre au milieu de la photographie et colonisé par les balanes, les petits points blancs) dont les contacts avec les diorites quartziques (sur les cotés gauche et droit) sont soulignés par des accumulations préférentielles de plagioclases (leucodiorites, en blanc et gris clair). Baie de La Fresnaye.



2.2- Types pétrographiques et organisation.

2.2.1- Les roches grenues : leurs natures et leurs répartitions.

Parmi les roches grenues (taille moyenne des minéraux d'environ 0.5 cm; textures magmatiques avec des plagioclases et des hornblendes très souvent automorphes et toujours orientés), deux groupes peuvent être distingués dans l'ICFL : le groupe des diorites-tonalites et les leucodiorites;

(a) La série des diorites-tonalites.

Il s'agit du groupe de roches dominant en volume à l'échelle de l'intrusion. Il renferme tous les autres types pétrographiques qui lui sont, sauf localement, subordonnés. Les différents termes de cet ensemble se distinguent essentiellement par les proportions de leurs différents constituants majeurs; ceux-ci sont peu variés (tab. 2-1). Les analyses modales montrent qu'il existe trois types pétrographiques qui sont, selon la nomenclature internationale (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989, fig. 2-10):

- (1) - des diorites au sens strict (**D**, Qtz <5%);
- (2) - des diorites quartziques (**DQ**, 5%<Qtz<20%);
- (3) - des tonalites (Qtz > 20%) parmi lesquelles nous distinguerons :
 - (3a) - des tonalites moyennement quartziques (**T1**, 20%<Qtz<30%);
 - (3b) - des tonalites fortement quartziques (**T2**, Qtz>30%).

	D (n=2)	DQ (n=10)	T1 (n=4)	T2 (n=4)
Plagioclase	59,8 %	57,8 (± 4,3) %	52,4 (± 5,0) %	42,9 (± 5,0) %
Quartz	1,4	7,3 (± 3,1)	14,3 (± 1,3)	27,1 (± 8,0)
Biotite	3,8	8,6 (± 2,8)	12,9 (± 3,0)	14,0 (± 3,0)
Hornblende verte	33,8	24,2 (± 6)	19,4 (± 4,7)	13,8 (± 8,5)
Opaques	0,9	1,0 (± 0,4)	0,5 (± 0,3)	0,6 (± 0,3)
Accessoires	0,3	1,1 (± 0,5)	0,5 (± 0,5)	1,6 (± 1,6)
Sat.	2	11	21	39
Col.	39	35	33	30
Biot.	10	26	40	50

Tableau 2-1 : Moyennes des analyses modales des principaux termes pétrographiques grenus de l'ICFL. Les indices Biot et Col sont définis p. 134. Sat = $100 \text{ Qtz}/(\text{Qtz}+\text{Felds})$. Genestier, 1984.

Ces quatre termes (1, 2, 3a et 3b) constituent une série continue marquée par un enrichissement en quartz et en biotite depuis les diorites jusqu'aux tonalites T2 (fig. 2-10 a et b).

Dans la région de Plévenon (fig. 2-11), les diorites occupent la partie centrale et sont bordées par une ceinture continue de diorite quartzique. Les tonalites T1 se localisent au Nord-Ouest du massif où elles définissent une bande en position plus externe que les termes les plus basiques. Les tonalites T2, par contre, n'apparaissent que sous forme de filons d'épaisseur métrique dans les diorites quartziques près de la bordure sud-est de l'intrusion (fig. 2-12).

L'association continue diorite-tonalite T1 s'organise donc comme une intrusion **inversement zonée** (organisation concentrique avec les roches les plus basiques au coeur, voir par exemple, Zorpi, 1988). Lorsqu'ils sont visibles, les contacts entre ces différents faciès sont en général progressifs et diffus; ils sont parfois francs (fig. 1, planche I, p. 121). Pour leur part, à l'échelle de l'intrusion, les filons de tonalite T2 sont parallèles à la foliation (figs. 2-8 et 2-12). Leurs contacts sont toujours francs et à l'échelle de l'affleurement on constate que la mise en place de ces filons est légèrement postérieure au début de la structuration des diorites quartziques qu'ils injectent (fig. 2, planche I, p. 121).

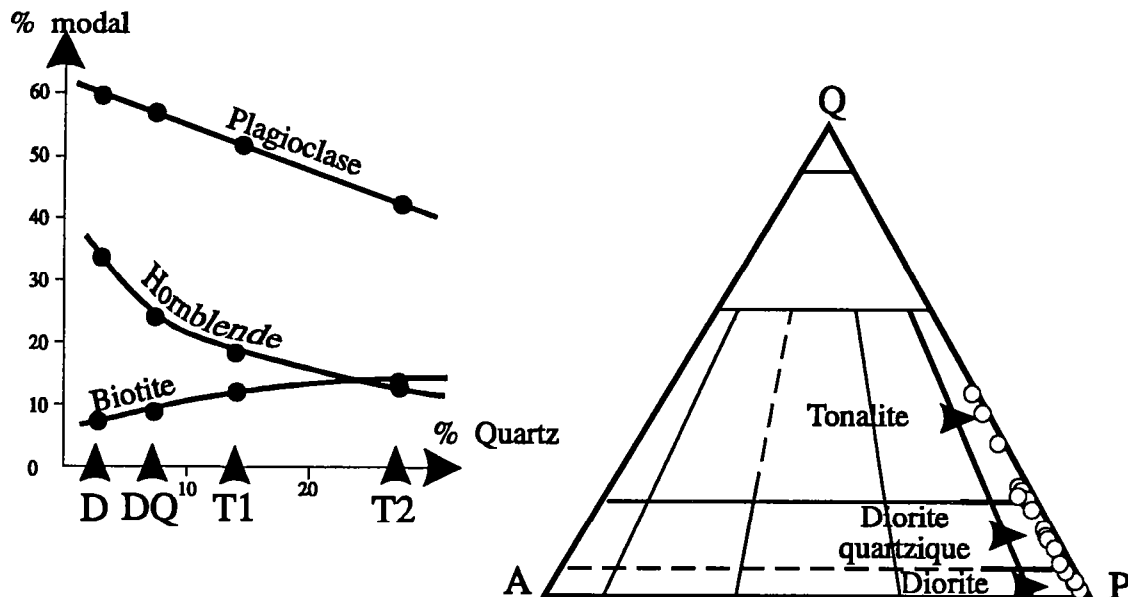


Figure 2-10 : Variations de composition modale et position des différents termes de la série diorite-tonalite de l'ICFL dans la classification de Streckeisen (1976); d'après Genestier (1984).

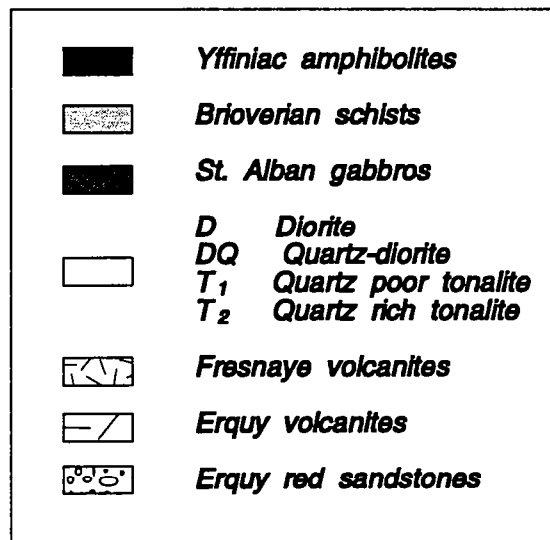
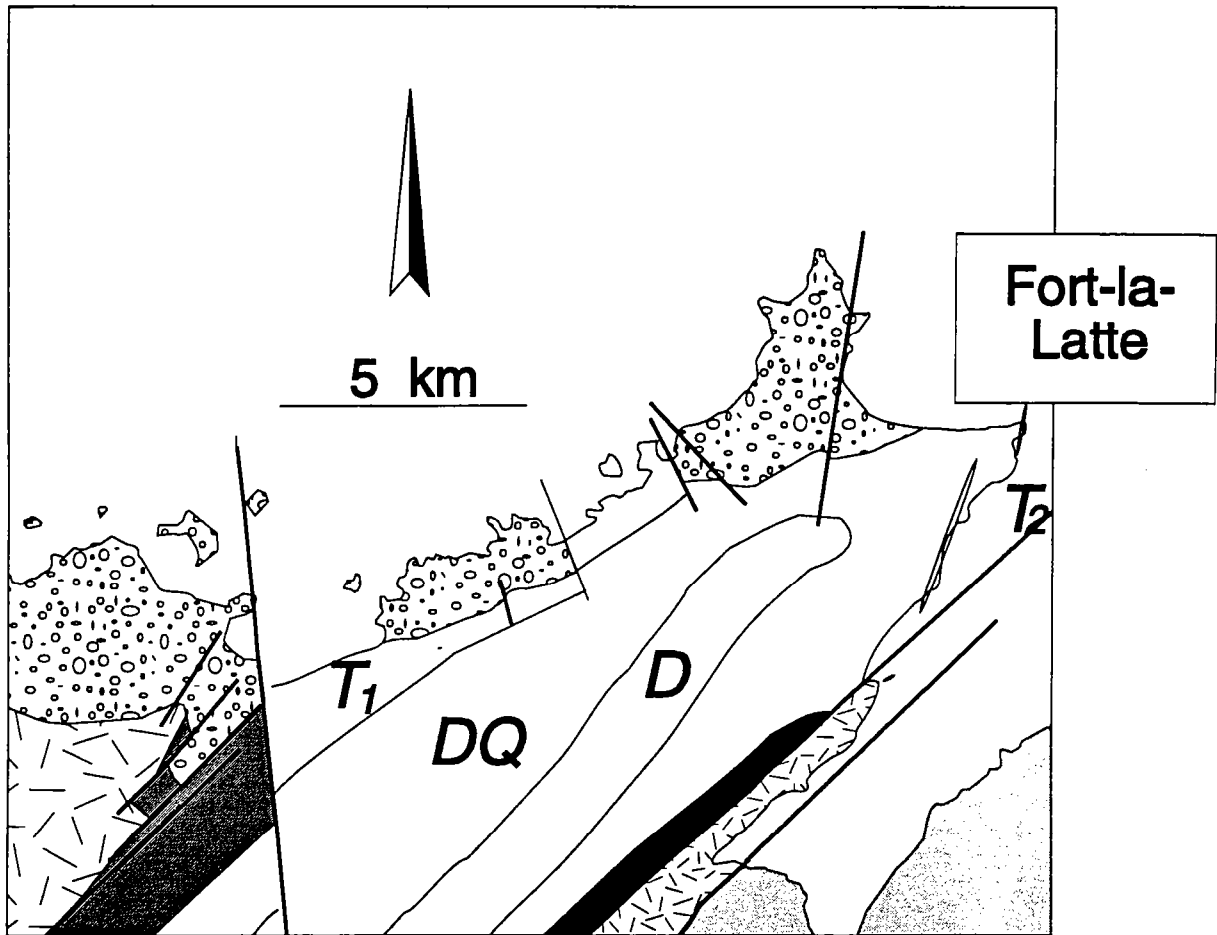


Figure2-11 : Organisation interne de l'ICFL : zonation inverse.

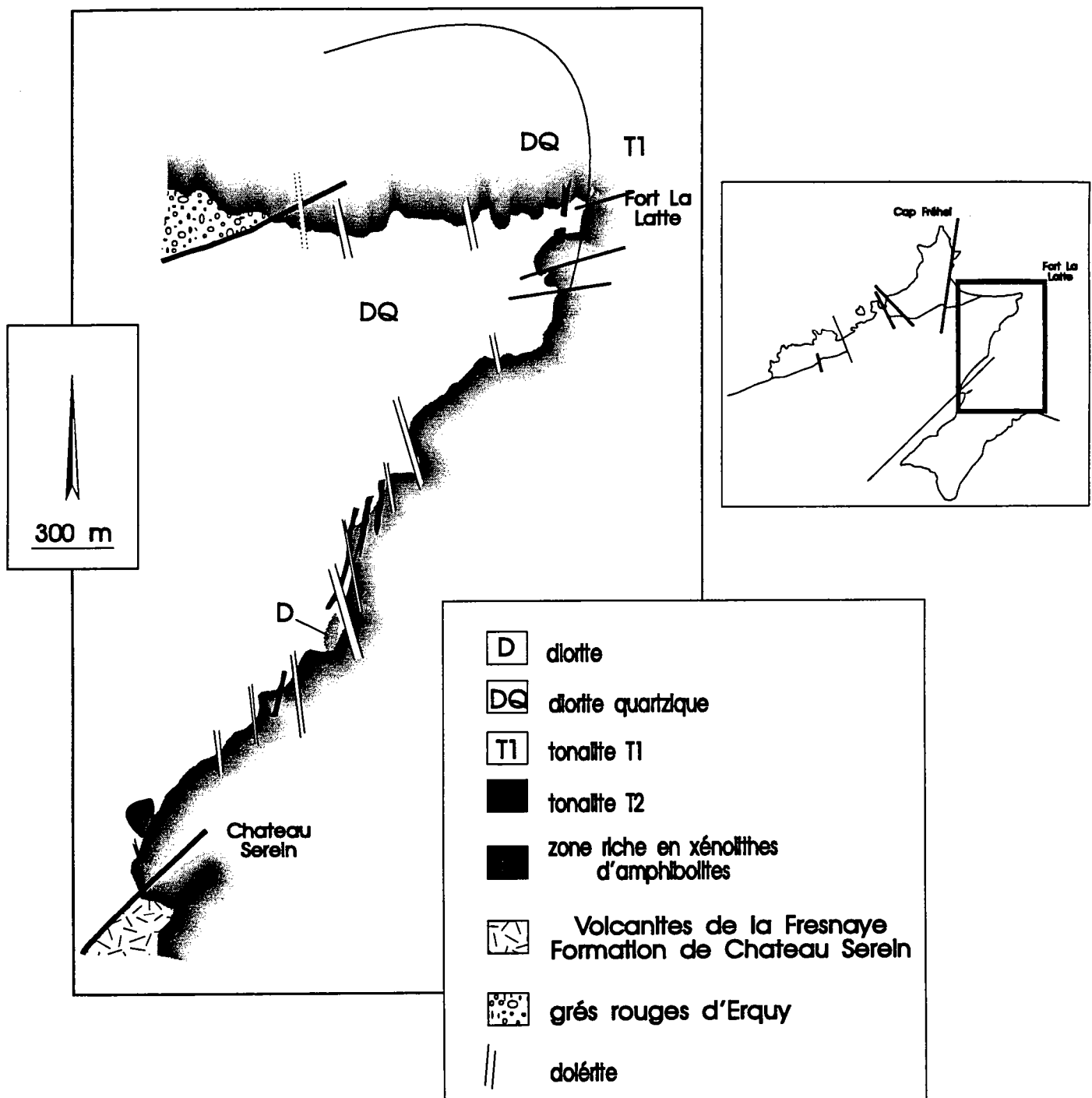


Figure 2-12 : Carte de détail des affleurements dans la région de Fort La Latte et de la Baie de la Fresnaye.

Les minéraux essentiels sont le plagioclase, la hornblende verte, la biotite et le quartz interstitiel. Le plagioclase et la hornblende sont très souvent automorphes. Les minéraux accessoires les plus fréquents sont : l'ilménite, l'apatite, le zircon. L'allanite, le sphène et la magnétite sont rares. Les grains xénomorphes d'ilménite sont fréquemment cernés de leucoxène. Chlorite, épidotes, préhnite, rutilé constituent les minéraux secondaires habituels. On note la présence de cummingtonite au coeur des cristaux de hornblende verte qui peuvent prendre alors un "habitus vermiculé" parce qu'ils sont remplis de petites inclusions globuleuses de quartz. Exceptionnellement on observe, du clinopyroxène blindé dans les hornblendes vertes et des granules totalement épigénisés en bastite, chlorite et minéraux opaques suggérant la présence d'anciens cristaux d'orthopyroxène (figs. 1, 2, 3, planche IV, p. 141).

(b) Les leucodiorites.

Parmi les roches grenues, figurent des faciès largement subordonnés aux précédents. Il s'agit de leucodiorites disséminées dans les diorites quartziques et tonalites (sauf T2). Elles renferment surtout du plagioclase (> 80% en mode), du quartz et moins de 10 % de hornblende et de biotite. Les minéraux accessoires qui peuvent représenter un pourcentage non négligeable (jusqu' à 3%) sont essentiellement des minéraux opaques et de l'apatite.

Ces faciès sont connus dans d'autres intrusions de la Baie de Saint Brieuç comme les massifs gabbro-dioritiques de Saint Quay Portrieux (Arnaud, 1980; Barrat, 1986) et de Squiffiec où ils ont des caractères comparables. Peu de données existent sur de telles roches dans la littérature (Erikson, 1977). Elles apparaissent avec une géométrie planaire de "filons" (fig. 3, planche I, p. 121) concordants, le plus souvent, avec les plans de foliation, mais ils peuvent être également discordants (fig. 5, planche I).

Nous utiliserons les caractères de ces structures (géométrie planaire souvent discontinue, formes anguleuses, relations variables avec la foliation, fig. 2-13) pour les interpréter comme des éléments de magma presque solides suspendus dans le fluide magmatique dioritique de l'ICFL (DQ et T1). De plus, c'est la présence de ces roches qui nous conduira à mettre en évidence des phénomènes de différenciation secondaires que nous proposerons de relier à la déformation de l'ICFL.

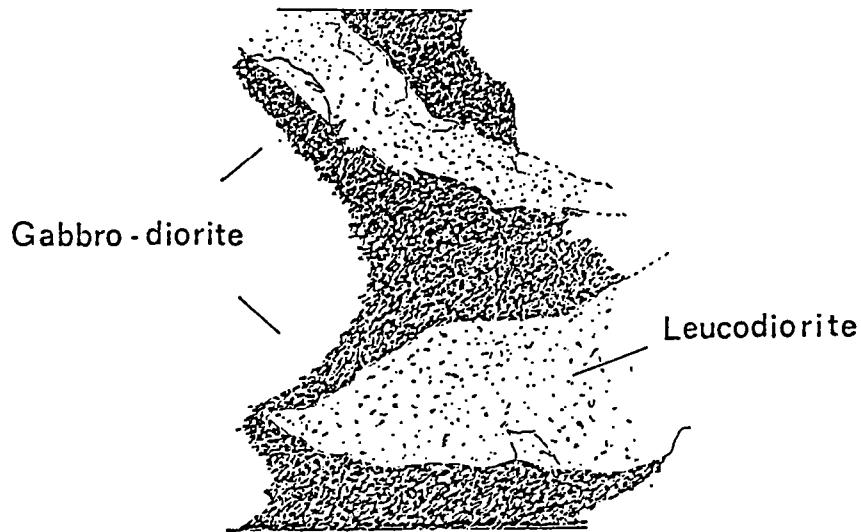
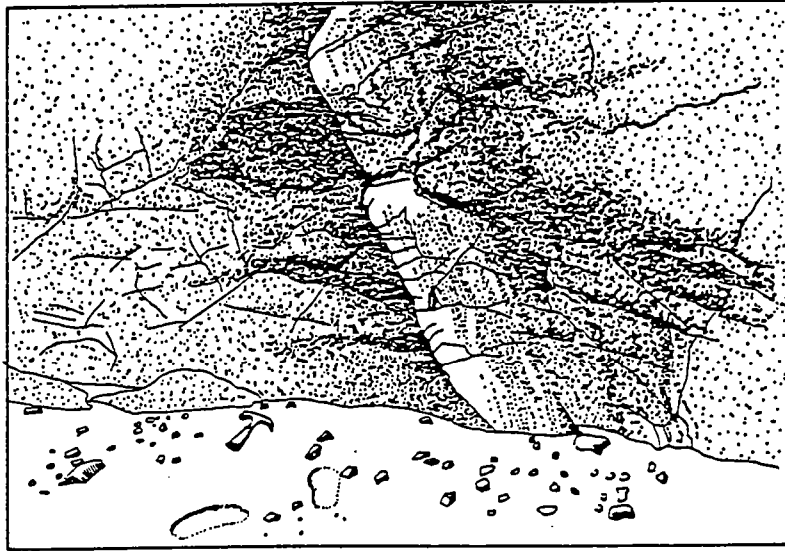


Figure 2-13 : Les leucodiorites du massif gabbro-dioritique de Saint Quay Portrieux (en haut, Arnaud, 1980); on remarque le caractère discontinu des leucodiorites et les contacts différents à droite (diffus) et à gauche (franc) de la structure planaire d'environ 50 cm de large; en bas, les leucodiorites du massif de Squiffiec peuvent présenter des formes très anguleuses (1cm≈10cm réels; Hallot, DEA Rennes 1988, non publié).

Planche II :

Les filons syn-plutoniques dans les tonalites T1 (Plage de Plévenon, Les Grèves d'en Bas). Le marteau donne l'échelle.

1	3
2	4
6	5

Figure 1 : *Vue générale d'un filon et injections mutuelles des magmas microdioritiques (en noir) et tonalitiques (plus claires).*

Figure 2 : *Filon non fragmenté avec une orientation sub-perpendiculaire à la foliation. On remarque l'extrémité arrondie du filon et l'absence de bordure figée.*

Figure 3 : *Détail de la bordure d'un filon : fragmentation en enclaves arrondies qui ne présentent pas de bordures figées.*

Figure 4 : *idem fig.3, stade moins évolué de fragmentation en bordure de filon.*

Figure 5 : *Fragmentation interne d'un filon. Les filonets de tonalite forment un réseau tridimensionnel interconnecté dans la structure d'injection basique originelle.*

Figure 6 : *Bordure figée dans la microdiorite au contact de la tonalite.*

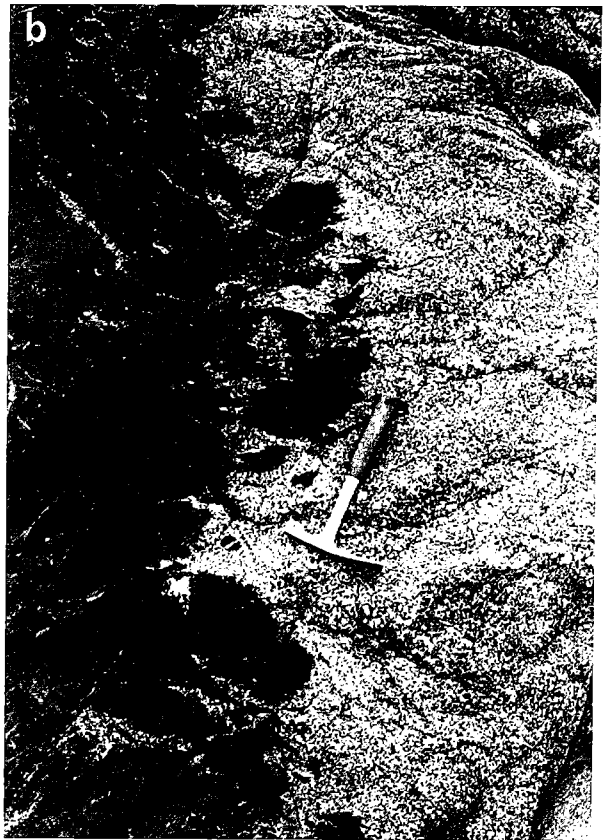
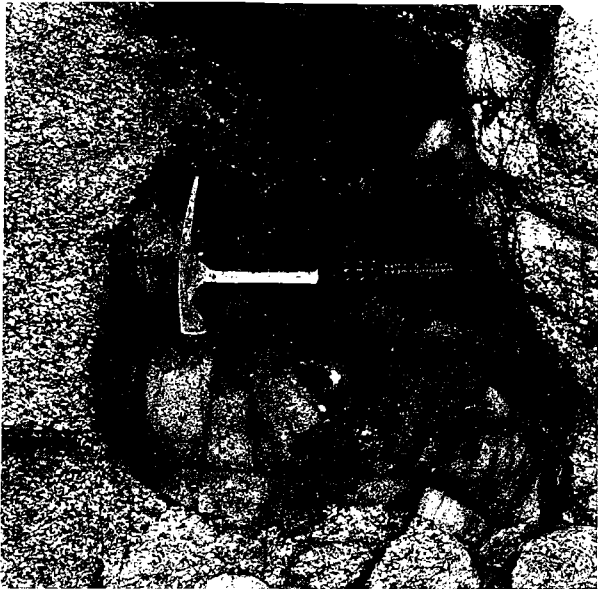


Planche III :

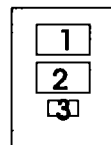
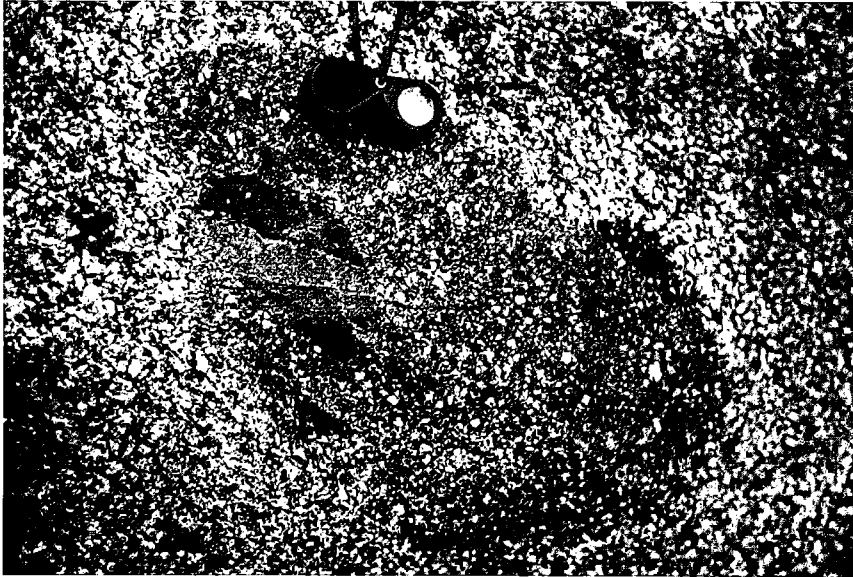


Figure 1 : *Section transverse dans un pipe à l'intérieur d'un filon syn-plutonique. On remarque l'organisation concentrique de la structure. Plage de Plévenon: Les Grèves d'en Bas.*

Figure 2 : *Une enclave dans les diorites quartziques: les enclaves éparses dans l'ICFL sont le plus souvent arrondies, microgrenues et porphyriques. La photographie montre qu'il existe également des enclaves composites qui peuvent montrer des zones sans phénocristaux (en noir) ceinturées par une microdiorite porphyrique (on ne voit que les plagioclases en blanc). Ouest de Fort La Latte.*

Figure 3 : *Les enclaves anguleuses sont relativement rares dans l'ICFL. Ici des enclaves anguleuses aphyriques décimétriques voisinent avec des enclaves plus arrondies et porphyriques. L'échelle est donnée par les traces circulaires (3 cm) laissées par le carotier portatif avant l'extraction des carotes à échantillonner. Ouest de Fort La Latte.*



2.2.2- les roches basiques microgrenues.

Les roches de la série diorite-tonalite renferment toutes, en général sous forme d'enclaves, des roches dont la taille moyenne de grain est inférieure à -ou d'environ- 1 mm. Le plus souvent, les textures de ces roches sont strictement magmatiques (figs. 4 et 5, planche IV, p. 141).

(a) les enclaves.

Deux types d'enclaves ont été reconnus :

- (1) les xénolites provenant de l'encaissant (Barrois, 1932); ce sont des amphibolites litées qui constituent le seul exemple de roche de l'ICFL qui n'a pas une texture magmatique; leur présence est principalement limitée aux bordures du massif. De tailles décimétriques (plage de Plévenon) à plurimétriques (Baie de la Fresnaye au niveau de Château Serein), ils ne présentent pas systématiquement d'auréoles réactionnelles. Leurs caractères pétrographiques principaux (texture grano- à lépidoblastique, minéralogie essentielle à hornblende et plagioclase) sont comparables à ceux des amphibolites d'Yffiniac et permettent d'établir un élément de chronologie relative dans le Massif de Penthièvre;

- (2) les enclaves microgrenues sombres (Didier, 1973) : ce sont des microdiorites (tab. 2-2 et fig. 2-14), plus souvent finement grenues et porphyriques que véritablement microgrenues (fig. 4, planche IV). Parfois elles apparaissent presque grenues. Lorsqu'elles sont porphyriques, les proportions de phénocristaux épars sont très variables et peuvent dépasser 40%. Elles représentent à l'affleurement un volume beaucoup plus important que les xénolites. Leurs principaux caractères permettent de les interpréter en terme de mélange imparfait (mingling) de magmas (première partie du mémoire, Read et al., 1983; Vernon, 1983; Genestier, 1984).

La nature des minéraux principaux des enclaves (y compris les phénocristaux) est identique à celle des cristaux la roche hôte (hornblende verte et plagioclase); toutefois, les minéraux colorés y sont plus abondants et le pyroxène n'y a jamais été observé. Le quartz est en quantité négligeable (tab. 2-2).

Les enclaves microgrenues sont, soit éparses, soit regroupées en couloirs ou en essaims ("îlots"). Dans les deux cas elles sont arrondies ou

ovoïdes (fig. 2, planche III, p. 131) et/ou aplaties dans les plans de foliation. Les enclaves microgrenues anguleuses sont très rares (fig. 3, planche III). Les contacts avec leur matrice dioritique sont francs, sans bordure figée ni zone réactionnelle.

Nous n'avons pas pu établir de différences significatives entre, l'orientation générale des enclaves, l'orientation préférentielle des minéraux dans les roches hôtes et cette même orientation dans les enclaves. La direction générale des essais et des couloirs est systématiquement concordante sur la foliation.

	Enclaves (T1) n=4	Enclaves (DQ) n=9	Filons (T1) n=2
Plagioclase	50,8 (± 1,8) %	50,0 (± 3,5) %	40,2 %
Quartz	0,2 (± 0,3)	0,3 (± 0,3)	0,5
Biotite	11,9 (± 0,7)	4,8 (± 1,4)	13,7
Hornblende. verte	33,3 (± 3,2)	42,4 (± 3,4)	42,4
Opaques	1,6 (± 0,3)	1,6 (± 0,3)	2,3
Accessoires	2,2 (± 1,6)	0,9 (± 0,6)	0,9
Sat.	0,4	0,6	1,2
Col.	49	50	59
Biot.	26	10	24

Tableau 2-2 : Compositions minéralogiques moyennes des enclaves éparses dans les diorites quartziques (DQ), des enclaves éparses et des filons dans les tonalites T1.

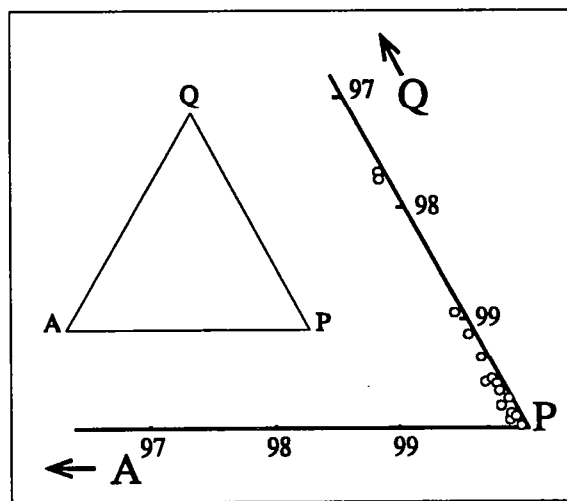


Figure 2-14 : Position des enclaves éparses et des filons syn-plutoniques dans la classification de Streckeisen (1976); Genestier (1984).

Les proportions relatives des enclaves varient avec la nature de la roche hôte. C'est dans les diorites quartziques que l'on dénombre le plus grand nombre d'enclaves par unité de surface (soit globalement plus de 10% du volume total de roche et localement, dans les essais, plus de 50%). Dans les tonalites, leur proportion relative est inférieure à 5% du volume total de roche, à l'exception de zones où les enclaves représentent jusqu'à 25% et plus de ce volume. Dans les diorites, elles sont petites et disséminées : leur proportion y est faible en apparence mais ce caractère est difficile à quantifier car les affleurements de diorite sont relativement rares et souvent de mauvaise qualité.

La figure 2-15 permet d'observer que la composition minéralogique des enclaves éparses varie en fonction de leur répartition. Deux groupes peuvent être distingués (Genestier, 1984) : les enclaves riches en biotite dans les tonalites (T1 et T2; type Ia) et les enclaves pauvres en biotite dans les diorites quartziques (type Ib).

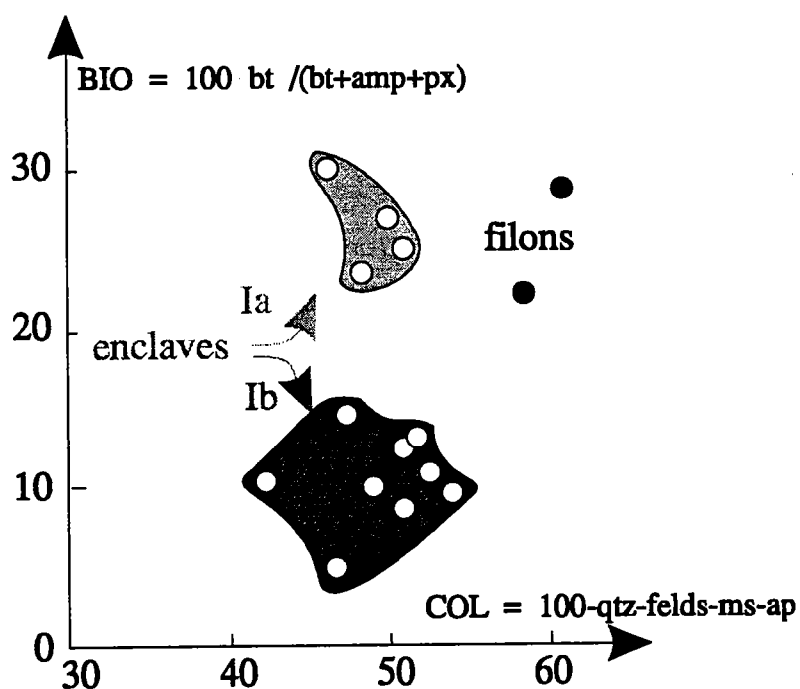


Figure 2-15 : Distinction minéralogique entre les enclaves éparses dans les tonalites (type Ia) et dans les diorites quartziques (type Ib); Genestier (1984).

(b) les filons syn-plutoniques.

Les filons basiques de longueur plurimétrique à décimétrique et de largeur métrique sont des structures syn-plutoniques surtout caractéristiques des tonalites T1 (plage de Plévenon : planche II, p. 129). Ils sont beaucoup plus rares dans les diorites quartziques mais nous en avons observé quelques exemples sur les plages de la Baie de la Fresnaye (bordure sud-est de l'intrusion, fig. 5, planche I, p. 121).

Ils se présentent sous forme d'intrusions planaires ondulantes et continues et forment avec les roches hôtes des systèmes complexes traduisant des injections mutuelles entre les deux types de magmas (fig. 1 planche II). Les contacts avec les roches hôtes sont francs, lobés et très souvent irréguliers. Des enclaves dont les angles sont particulièrement émoussés se détachent en général sur leur bordure (figs. 2 et 3, planche II). Il existe également des filons réguliers dont les extrémités apparaissent très arrondies (fig. 4, planche II). La fragmentation peut ne pas se limiter aux bordures et affecter le coeur des filons (fig. 5, planche II).

Les bordures figées à l'interface entre les deux magmas sont rares; elles existent cependant (fig. 6, planche II). Nous n'en avons jamais observé au niveau des enclaves sur la bordure des filons.

Les textures des filons et des enclaves qui leur sont associées sont en général strictement microgrenues : il n'y a jamais de phénocristaux (fig. 5, planche IV, p. 141). Cependant, cette texture n'est pas parfaitement homogène et l'apparition de grains plus gros (1-1.5 mm) coïncide souvent avec l'existence de pipes zonés (fig. 1, planche III, p. 131). Ces structures cylindriques n'ont pas été étudiées au cours de ce travail.

On peut remarquer que contrairement aux enclaves éparées (point a, fig. 4, planche IV), les plagioclases des filons et des enclaves associées dans les tonalites T1 ont enregistré deux stades de cristallisation successifs, à savoir : (a) cristallisation rapide de microlites automorphes correspondant actuellement aux coeurs des plagioclases chargés en inclusions et fortement altérés; (b) cristallisation plus lente des bordures limpides de plagioclase dans lesquels les inclusions ne sont pas piégées. Ces deux stades confirment que, dans l'ICFL, des magmas basiques chauds sont injectés dans un réservoir de magma plus froid, conformément à ce que nous avons vu en première partie du mémoire. Le stade (a) correspond alors au rééquilibrage des températures des deux magmas et le stade (b) correspond au refroidissement normal de l'intrusion.

Comme dans les roches hôtes, les minéraux des filons sont orientés. Ces orientations préférentielles dans les deux types de roche concordent parfaitement. Par contre, les épontes des filons sont généralement obliques sur la foliation, plus rarement parallèles et exceptionnellement perpendiculaires à celle-ci (fig. 2-16).

Les minéraux des filons sont identiques à ceux des enclaves microgrenues éparses présentées au niveau du point a (tab. 2-2). L'ensemble de ces hétérogénéités basiques microgrenues (enclaves éparses, filons et enclaves associées) se distinguent donc des roches hôtes par : l'absence de pyroxènes; des apatites fortement aciculaires constituant un indice de refroidissement rapide (Capdevila, 1967) contrairement aux roches hôtes où elles sont trapues; la rareté de la cummingtonite et du quartz.

Par ailleurs, afin de compléter l'inventaire lithologique de l'ICFL, les filons d'aplitites (Shufflebotham, 1989), de microgranites et les pegmatites à deux micas recoupant les structures de l'ICFL n'ont pas été étudiés au cours de ce travail.

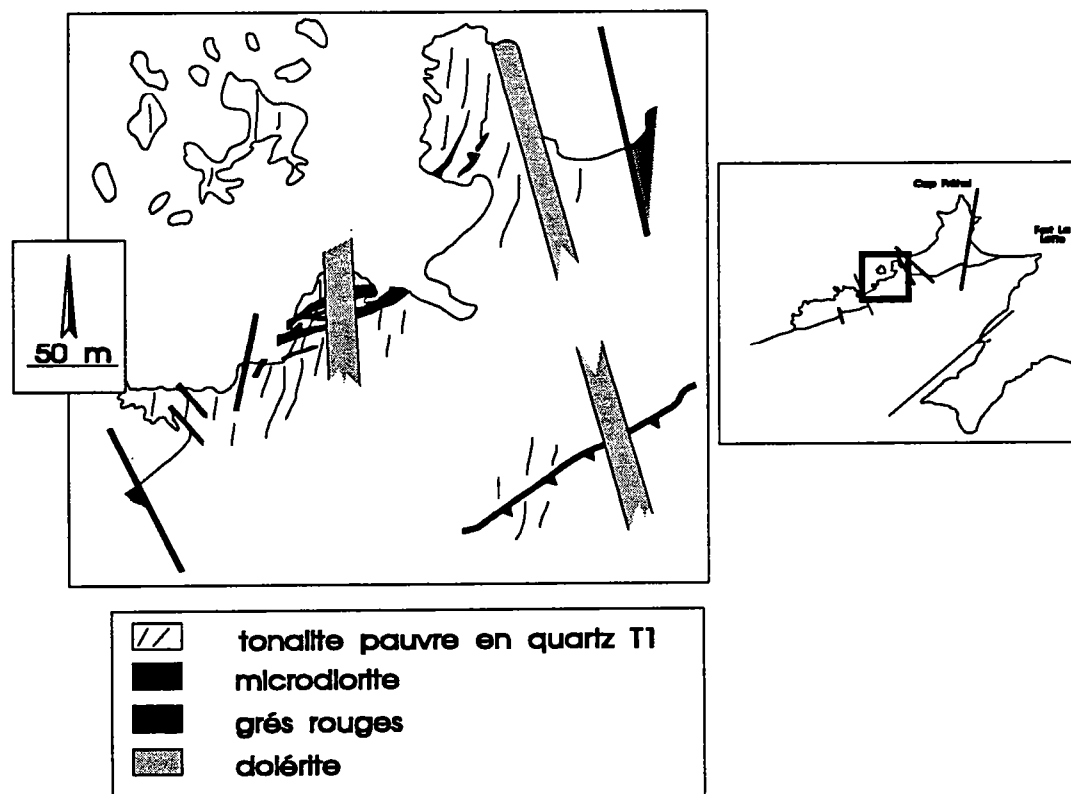


Figure 2-16 : Les filons syn-plutoniques de la plage de Plévenon.

Toutes ces observations nous permettront, par la suite, d'envisager en détail les modalités et les conditions de l'injection et de la fragmentation du magma basique dans l'ICFL. Nous pouvons déjà les interpréter en partie et formuler quelques hypothèses.

Nous venons de voir que les roches microgrenues forment des structures magmatiques relativement variées. La diversité de ces structures peut être observée à tous les niveaux, aussi bien des points de vue morphologiques que structuraux, texturaux ou minéralogiques.

Ces différences sont interprétées comme des marqueurs d'une évolution depuis les filons syn-plutoniques non fragmentés, représentant des structures d'injection, jusqu'aux enclaves sombres éparses résultant de la fragmentation des filons et d'une dispersion mécanique. En effet, dans l'ICFL, toutes les structures intermédiaires entre ces deux extrêmes existent (fig. 2-17): filons fragmentés sur la bordure puis au coeur, couloirs d'enclaves et essaims (îlots) d'enclaves. Ce mode de formation des enclaves microgrenues par fragmentation de structures d'injection a été identifié sur de nombreux autres objets géologiques (par exemple, Furman et Spera, 1985; Hill et al. 1985).

De plus, la répartition de ces structures variées au sein des différentes roches hôtes n'est pas quelconque (fig. 2-17). Ainsi, les filons syn-plutoniques discordants sur la foliation ont été principalement observés dans les tonalites T1; un exemple unique a été repéré au sein des diorites quartziques à proximité de la bordure sud de l'ICFL (fig. 5, planche I, p. 121). Au contraire, les couloirs d'enclaves parallèles à la foliation sont surtout caractéristiques des diorites quartziques.

Cette sélectivité du type de structure en fonction de la nature de la roche hôte est corrélable avec le contraste rhéologique entre les deux magmas (Furman et Spera, 1985; Sparks et Marshall, 1986; Frost et Mahood, 1987). On peut supposer que quels que soient l'instant et le lieu de l'injection, le magma basique a des propriétés constantes. Au cours d'un même stade d'alimentation, la zonation rhéologique du magma résident (fig. 1-20) entraîne par conséquent la formation des structures les plus évoluées au coeur de l'intrusion. Dans la première partie du mémoire, nous avons vu que cette zonation pouvait résulter (a) du gradient de température entre l'encaissant et l'intrusion elle-même. Dans l'ICFL, deux autres possibilités (b et c) peuvent être envisagées. Si l'intrusion a partout la même température au moment de l'injection, sa zonation inverse (fig. 2-11) favorise également l'apparition des contrastes de rhéologie plus faibles

entre les magmas dioritiques vers le coeur qu'entre le magma dioritique injecté et le magma tonalitique de bordure. L'organisation interne de l'intrusion et la répartition des différents magmas résidents (b) apparaît ainsi comme un second facteur de contrôle. Enfin, en négligeant ces effets de compositions différentes du magma résident, les proportions relatives de magmas basiques plus importantes dans les diorites quartziques que dans les tonalites T1 peuvent également suggérer que la zonation rhéologique résulte (c) de températures d'équilibrage thermique local plus élevées vers le coeur que sur la bordure de l'intrusion.

Nous avons également vu dans le chapitre de la première partie consacré au mélange (fig. 1-34; Barbarin, 1989; Pitcher, 1991) que les enclaves éparses peuvent témoigner de stades d'injection très précoces dans le temps tandis que les filons syn-plutoniques peuvent se former au cours des stades d'injection les plus tardifs. Cette hypothèse ne peut pas être écartée dans l'ICFL puisque, par exemple au sein des tonalites T1, coexistent les deux types de structures. Cette observation indique que l'alimentation ne s'est pas produite au cours d'une étape unique. Différentes périodes d'injection doivent donc être envisagées pour expliquer cette coexistence de ces structures opposées dans un schéma d'évolution injection-fragmentation-dispersion tel que celui que nous venons de construire. Nous venons de parler de "périodes" mais aucune donnée ne permet d'exclure la possibilité d'une alimentation en magma basique continue dans l'ICFL.

Pour avancer dans la discussion des conditions (contrastes rhéologiques) et des modalités (précocité, intermittence) de l'injection, de la fragmentation et de la dispersion, il est maintenant nécessaire de quantifier les propriétés physiques des magmas et d'identifier la nature des échanges chimiques et mécaniques qui caractérisent les roches de l'ICFL. Nous allons donc d'abord envisager les conditions physiques de leur mise en place à partir de leurs caractéristiques minéralogiques. Ensuite, nous aborderons les processus de différenciation grâce à la géochimie des éléments majeurs et de quelques éléments traces, avant de véritablement discuter des mécanismes de formation des structures.

structures décimétriques

structures métriques

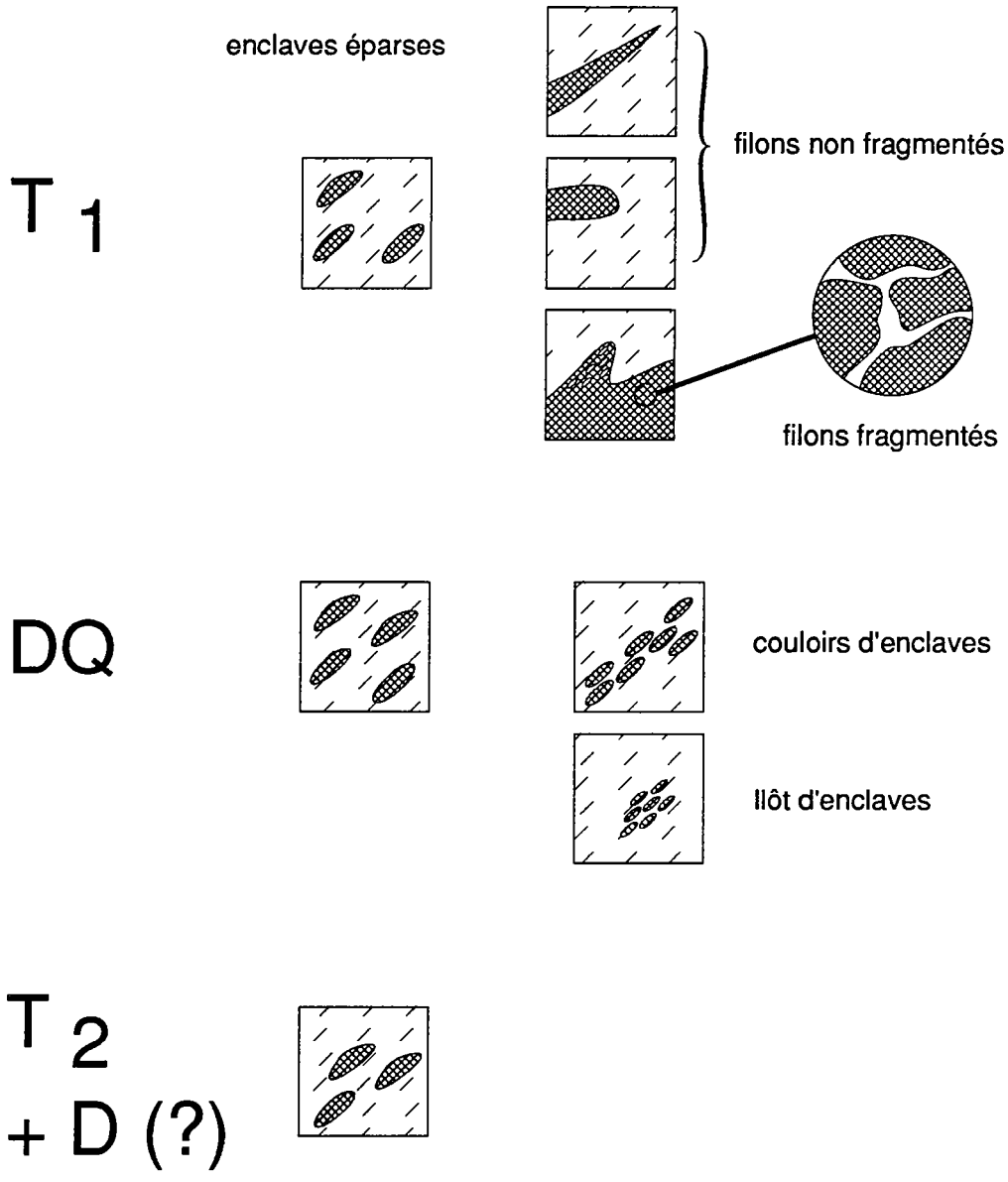
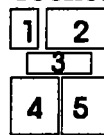


Figure 2-17 : Représentation schématique et synthétique des principaux types de structures basiques de l'ICFL en fonction de la nature du magma résident.

Planche IV :

Principaux caractères minéralogiques et texturaux des roches de l'ICFL.



Lumière naturelle (× 25).

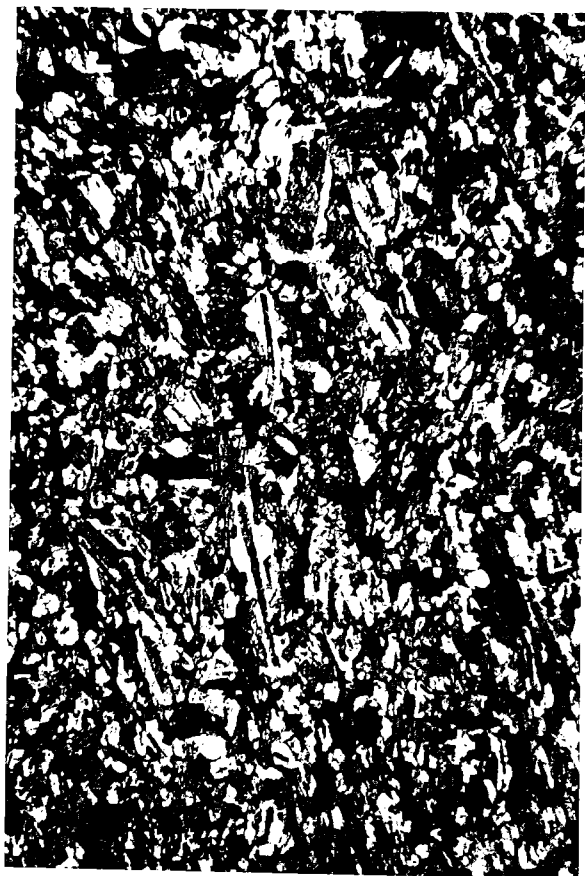
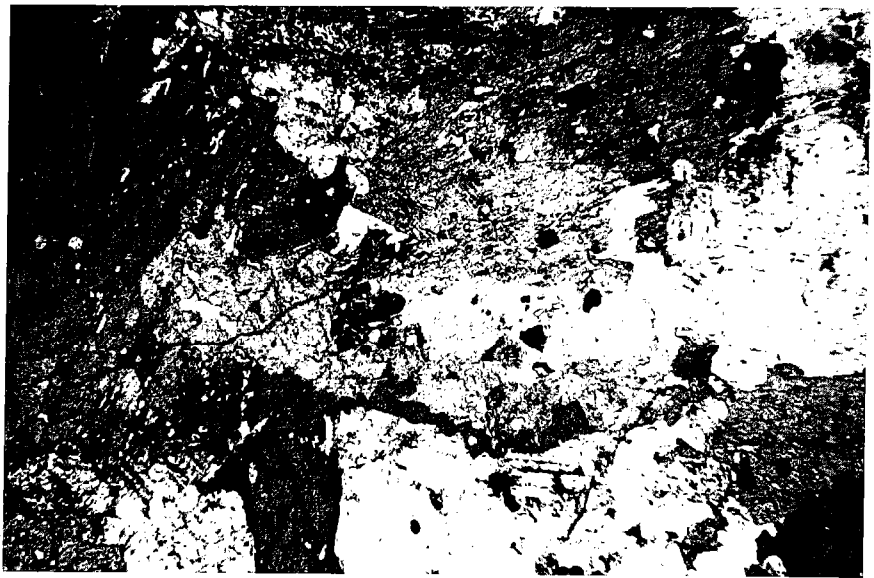
Figure 1 : Au centre de la photographie, clinopyroxène altéré et résiduel (gris foncé à noir) au coeur d'une hornblende zonée (minéral gris clair à gris plus foncé vers le haut et le bas). Le quartz apparaît en blanc, un minéral opaque dans l'amphibole, en noir; les plagioclases totalement altérés sont disposés autour de l'amphibole. Diorite quartzique.

Figure 2 : Au centre, les grains de minéraux opaques (noir) sont en inclusion dans une amphibole zonée depuis des compositions de cummingtonite (zones en gris clair) jusqu'à des compositions de hornblendes vertes (zones les plus sombres de la photographie). Ces granules de minéraux opaques sont associés et fragmentés par des produits phylliteux : l'ensemble pourrait correspondre à d'anciens orthopyroxènes. Les plagioclases (en bas ou à l'extrême droite) constituent des zones blanches d'aspect plus hétérogène que la cummingtonite du centre de la photographie; le quartz apparaît en blanc. Diorite quartzique.

Figure 3 : La réaction de déshydratation de la cummingtonite (zones les plus claires dans la hornblende plus sombre). On peut remarquer les minuscules vermicules de quartz (en blanc) disséminé dans la partie supérieure de la hornblende. En bas et à droite, le plagioclase. En noir, les minéraux opaques. Diorite quartzique.

Figure 4 : Texture classique, finement grenue à microgrenue des enclaves dioritiques éparses et le contact avec la diorite hôte (quart inférieur droit). En sombre les hornblendes. En clair, les plagioclases. En noir les minéraux opaques. On peut remarquer, dans la microdiorite, le cristal détaché de la roche hôte et, à droite (milieu de la photographie) le plagioclase fortement zoné (altération différentielle et zones plus riches en inclusions) de la diorite hôte.

Figure 5 : Texture microgrenue classique dans les microdiorites des filons syn-plutoniques. En blanc, le plagioclase non altéré. En sombre, le plagioclase altéré et riche en inclusions. En noir, les hornblendes. On remarque l'orientation préférentielle (foliation) et la zonation des plagioclases sub-automorphes (coeur sombre, bordure blanche) témoignant de deux étapes de cristallisation.



3- Minéralogie et séquence de cristallisation.

3.1- Composition des phases.

Les analyses des phases minérales ont été effectuées à la microsonde électronique automatisée CAMEBAX (IFREMER, Brest) sous une tension accélératrice de 15 kV et une intensité de 15 nA pour un temps de comptage de 0.6 s. La plupart des analyses ont été effectuées par Genestier (1984) et seules quelques analyses (pyroxène, cummingtonite) complètent cet échantillonnage initial. Les méthodes de calcul des formules structurales des différentes espèces minérales sont les mêmes que celles décrites par Bremond d'Ars (1990).

Les reliques d'orthopyroxène, totalement déstabilisées en un produit phylliteux de type serpentineux (bastite) associé à des minéraux opaques n'ont pas été analysées. Il en est de même pour les lamelles de biotite, la plupart du temps transformées en chlorite et dont les clivages sont envahis par de la préhnite et par des granules de minéraux opaques. Les phases des leucodiorites n'ont pas été analysées.

La composition des phases majeures est relativement constante d'un type pétrographique à l'autre que se soit dans la série diorite-tonalite et dans les roches microgrenues qui forment les structures magmatiques.

Les clinopyroxènes reliques sont très rares au sein du massif et seul un échantillon de diorite quartzique a permis de les analyser. Ce sont des augites (tab. 2-3; Morimoto, 1988). Elles sont très pauvres en Ti et Cr (0.2 %) et présentent un caractère orogénique marqué (fig. 2-18, Leterrier et al., 1982).

SiO ₂	52,79	Si	1,970	Wo	45,1
TiO ₂	0,13	Ti	0,004	En	23,0
Al ₂ O ₃	0,91	Al	0,040	Fs	16,9
Cr ₂ O ₃	0,06	Cr	0,002		
FeO*	10,24	Fe ³⁺	0,034		
MnO	0,35	Fe ²⁺	0,286		
MgO	13,43	Mn	0,011		
CaO	22,13	Mg	0,747		
Na ₂ O	0,31	Ca	0,885		
K ₂ O	0,00	Na	0,022		
Total :	100,35	K	0,000		
		Total :	4,001		

Tableau 2-3 : Composition des clinopyroxènes dans les diorites quartziques de l'ICFL.

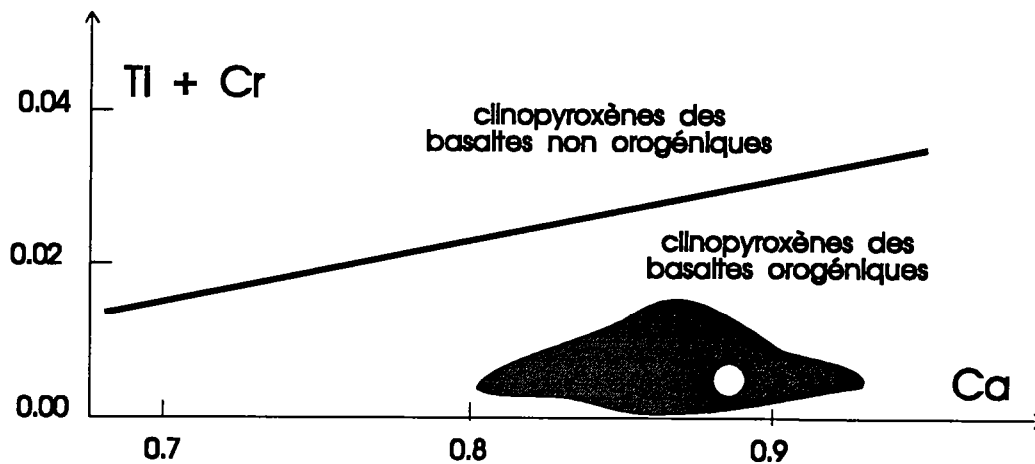


Figure 2-18 : Le caractère orogénique des clinopyroxènes de l'ICFL (rond blanc) et comparaison avec les clinopyroxènes du massif gabbro-dioritique de Squiffiec (zone grisée) dans le diagramme de Leterrier et al. (1982).

Le plagioclase est systématiquement zoné (tab. 2-4); les coeurs peuvent varier de An₇₀ (labrador-bytownite dans les diorites) à An₄₅ (andésine dans les tonalites T2) tandis que les parties externes des cristaux ont des compositions oscillant de An₆₀ (labrador dans les diorites) à An₅ (albite dans la tonalite T2). Dans les enclaves des tonalites T1 les compositions mesurées varient du labrador à l'oligoclase (An₅₆ à An₃₆):

	Ech. 130 (D)		Ech. 104 (T2)		Ech. 135a (enT1)	
	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure
SiO ₂	50,08	53,07	57,21	66,30	51,48	58,66
Al ₂ O ₃	31,78	29,76	24,95	20,39	25,19	26,17
FeO*	0,06	-	1,45	0,10	2,92	0,20
MnO	-	-	0,06	0,03	-	0,02
MgO	-	0,01	-	-	0,02	0,01
CaO	14,63	12,08	10,37	1,01	13,28	7,52
Na ₂ O	3,30	4,58	6,58	10,64	5,81	7,65
K ₂ O	0,02	0,07	0,08	0,14	0,07	0,05
An %	71	59	46	5	56	36

Tableau 2-4 : Compositions des plagioclases de l'ICFL, l'échantillon 135a est enclavé dans les tonalites T1. Genestier, 1984.

tab. 2-4). Cependant, la plupart des plagioclases analysés ou dont la composition a été déterminée optiquement révèlent que l'andésine domine dans toutes les roches de l'ICFL.

Les amphiboles calciques sont essentiellement des magnésio-hornblendes (tab.2-5) en particulier lorsqu'elles englobent de l'augite relictuelle. Cependant, leur composition évolue de manière continue entre un pôle tschermakitique et un pôle actinolitique (Si compris entre 7.7 et 6.3) tandis que le paramètre mg^* ($mg^* = Mg^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$) est relativement constant et toujours supérieur à 0,5 (Leake, 1978; fig. 2-19). Cette variation maximale n'a été observée que dans les échantillons de diorite; les analyses sur les autres types pétrographiques (DQ, T1, T2 et microdiorites) ne permettent pas de confirmer ou de rejeter l'hypothèse d'une gamme de variation similaire. Cette variation de composition des amphiboles peut être gouvernée par le refroidissement (Helz, 1973).

Les cummingtonites : ce sont des magnésio-cummingtonites. Malgré un nombre d'analyses limité, il est possible comme dans l'intrusion dioritique de Saint Quay Portrieux de distinguer deux populations (Fabriès et al., 1984; fig. 2-20) :

- les cummingtonites primaires avec des teneurs relativement élevées en alumine (>2%) et en CaO (jusqu'à 9%);
- les cummingtonites résultant de la déstabilisation d'un orthopyroxène et caractérisées par des teneurs basses en alumine (<= 1%) et en CaO (<1%).

Les minéraux opaques; il s'agit essentiellement d'ilménite (tab. 2-6) dont la teneur en MnO (valeur moyenne de 2%) est typique des ilménites entrant dans la composition des roches dioritiques (Haggerty, 1976). Cependant, de la magnétite a été également décelée dans un échantillon de diorite quartzique (échantillon 33); elle ne renferme que très peu de titane (teneur moyenne en TiO₂ 0,03%).

Ech. : n =	130(D) 10	33(DQ) 8	33(DQ) 8	135b(T) 8	104 (T2) 3	99en 5	135a 8	713 11
SiO ₂	45,51	45,56	53,55	45,63	46,85	44,12	45,70	44,97
TiO ₂	1,30	0,86	0,12	1,21	1,12	0,91	0,81	1,03
Al ₂ O ₃	10,09	10,18	1,87	8,92	8,74	11,23	9,78	10,63
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,02	0,02	0,05	0,00	0,02	0,05
FeO*	16,43	17,29	22,32	17,51	16,75	16,29	17,07	16,59
MnO	0,35	0,48	1,01	0,45	0,30	0,32	0,32	0,26
MgO	12,65	12,11	18,06	11,22	11,68	10,87	11,40	11,50
CaO	9,54	9,42	1,21	10,43	11,11	10,77	10,98	11,30
Na ₂ O	1,17	1,22	0,20	1,33	1,16	1,40	1,32	1,34
K ₂ O	0,49	0,29	0,01	0,43	0,42	0,32	0,37	0,34
Total	97,53	97,44	98,44	97,15	98,18	96,23	97,77	98,01
Si	6,65	6,67	7,74	6,76	6,85	6,57	6,71	6,58
Al IV	1,35	1,33	0,30	1,24	1,15	1,43	1,29	1,42
Al VI	0,39	0,43	0,05	0,32	0,36	0,55	0,04	0,42
Ti	0,14	0,09	0,01	0,14	0,12	0,10	0,09	0,11
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,58	0,64	0,18	0,55	0,41	0,51	0,55	0,57
Fe ²⁺	1,09	1,12	0,73	1,46	1,52	1,39	1,42	1,36
Mn	0,04	0,06	0,13	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03
Mg	2,76	2,64	3,89	2,48	2,55	2,41	2,49	2,51
Fe M4	0,34	0,35	1,78	0,16	0,12	0,13	0,13	0,11
Ca	1,50	1,48	0,19	1,66	1,74	1,72	1,73	1,77
Na M4	0,16	0,17	0,03	0,18	0,14	0,15	0,15	0,12
Na A	0,17	0,18	0,03	1,20	0,19	0,26	0,23	0,26
K	0,09	0,05	0,00	0,08	0,08	0,06	0,07	0,06
mg*	0,66	0,64	0,61	0,60	0,61	0,61	0,62	0,63
	Mg-Hb	Mg-Hb	Cum.	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb

Tableau 2-5 : Compositions représentatives des amphiboles de l'ICFL. Genestier (1984). Les échantillons 99en, 135a et 713 correspondent respectivement à une enclave dans les diorites quartziques, à une enclave dans les tonalites T1 et à un fragment des filons syn-plutoniques dans T1.

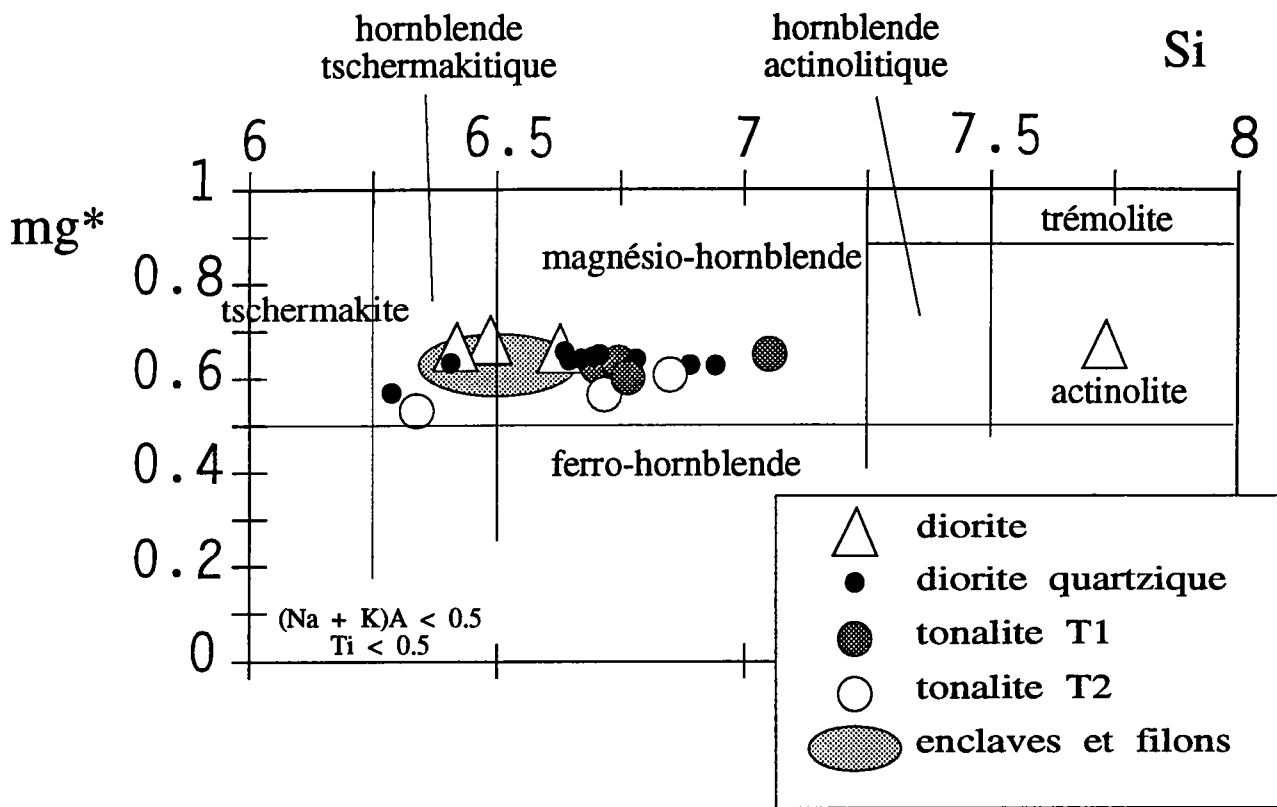


Figure 2-19: Les amphiboles vertes de L'ICFL dans la classification de Leake (1978).

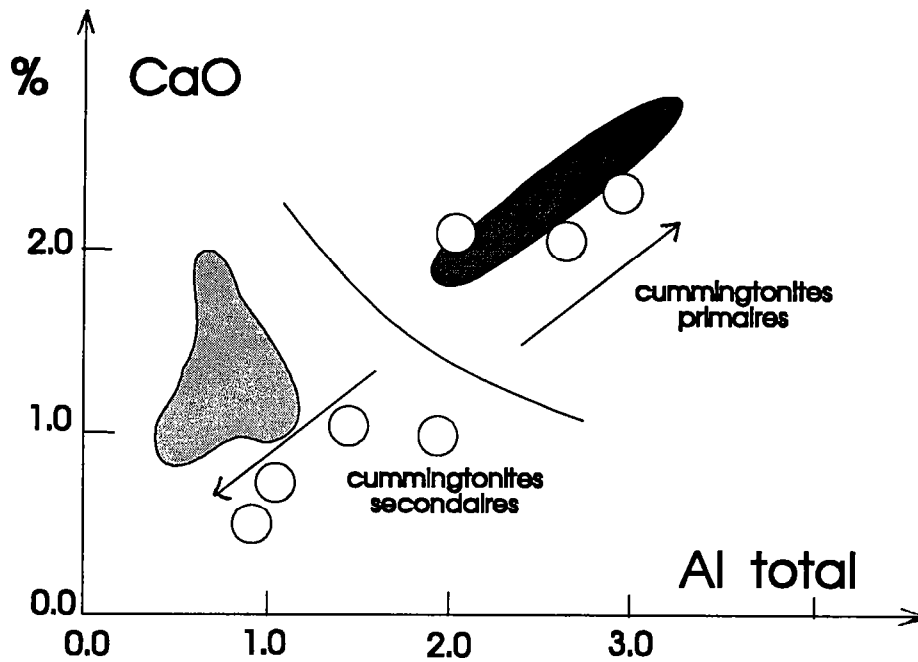


Figure 2-20 : Comparaison des cummingtonites de l'ICFL avec celles du massif de St. Quay Portrieux: distinction entre les minéraux primaires et les amphiboles résultant de la réaction du magma avec un orthopyroxène (Fabriès et al., 1984).

	D (éch. 130) n=4	T1 (éch. 135b) n=4	T2 (éch. 104) n=4	Filon (éch. 713) n=4	D Q (éch. 33) n=10
SiO ₂	0,24	0,22	0,38	0,14	0,30
Al ₂ O ₃	0,14	0,04	0,12	0,04	-
FeO*	42,85	42,40	43,60	41,16	31,20
Fe ₂ O ₃	6,82	4,89	-	4,60	69,49
MnO	1,02	2,52	2,54	2,61	0,03
MgO	0,05	0,11	0,13	0,23	0,05
CaO	-	0,02	0,18	0,04	0,04
Na ₂ O	-	0,01	0,02	-	0,05
K ₂ O	-	0,01	-	-	-
TiO ₂	49,96	50,17	53,30	48,78	0,03
Cr ₂ O ₃	-	0,01	0,04	0,05	0,03

Tableau 2-6 : Compositions des minéraux opaques de l'ICFL.

3.2- Séquence de cristallisation.

L'analyse des relations entre les diverses phases minérales conduit à proposer un ordre de cristallisation, similaire dans tous les types pétrographiques, y compris au sein des roches microgrenues (filons et enclaves, fig. 2-21).

(1) cristallisation des minéraux opaques et accessoires en inclusion dans toutes les autres phases (sauf le quartz);

(2) cristallisation des phases majeures: orthopyroxène, clinopyroxène et surtout plagioclase (il est toujours sub-automorphe sauf dans les enclaves, souvent en inclusion dans les amphiboles) puis amphiboles (cummingtonite puis hornblende verte), le plagioclase continue à nucléer. La biotite peut apparaître en même temps que la hornblende verte, mais sa cristallisation se poursuit après celle de l'amphibole;

(3) cristallisation du quartz xénomorphe.

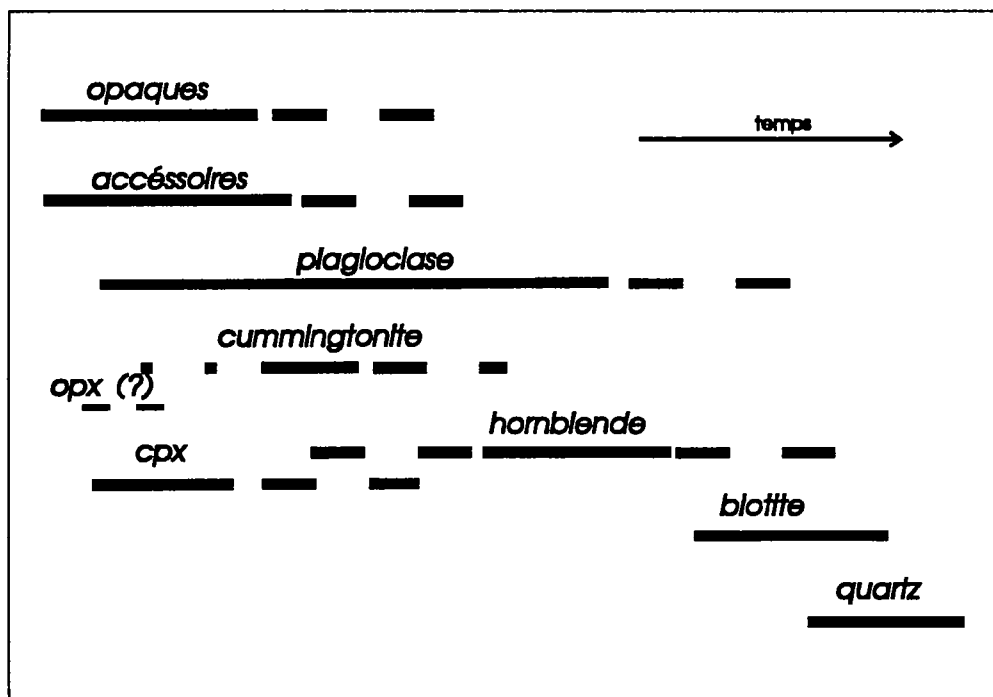


Figure 2-21 : Représentation schématique de l'ordre de cristallisation dans l'ICFL.

Pendant le second stade, deux observations permettent de confirmer la cristallisation relativement précoce d'orthopyroxène qui n'a a été directement observé en lame mince :

- les granules bastitiques renfermant des minéraux opaques;
- la présence de cummingtonite (voir p. 144; Fabriès et al., 1984).

De plus, toutes les phases de la réaction d'hydratation de la cummingtonite (Asklund, 1925; Stewart, 1946) ont été observées dans ces roches (fig. 3, planche IV, p. 141); elle correspond à la réaction $3\text{Cummingtonite} + 14\text{Anorthite} + \text{H}_2\text{O} = 7\text{Hornblende} + 10\text{SiO}_2$; les amphiboles de type cummingtonite apparaissent souvent au sein des hornblendes vertes qui sont parfois riches en inclusions globuleuses de quartz.

Cette réaction a également été décrite dans les autres intrusions de la Baie de Saint Briec avec lesquelles nous avons déjà eu l'occasion de comparer l'ICFL (Saint Quay Portrieux : Arnaud, 1980; Fabriès et al., 1984; Squiffiec : Hallot DEA Rennes 1988, non-publié). Les similitudes que nous avons signalées constituent autant d'arguments permettant de relier la mise de place de ces trois intrusions dans la baie au même processus magmatique (Barrois, 1934).

Par ailleurs, des phénomènes d'altération de type hydrothermal et/ou de démixtion des phases sous l'effet du refroidissement affectent tardivement les biotites (développement de préhnite, aiguilles de sagénite, chloritisation, granules d'opagues ceinturés de leucoxène), les plagioclases (saussuritisation) et permettent localement d'observer le développement de petites plages éparses de muscovite dans les roches hôtes. Cependant, aucun argument ne permet de préciser lequel ou lesquels de ces événements tardifs correspondent à des circulations de fluides tardi-magmatiques et/ou métamorphiques.

4- Estimations des conditions physiques de mise en place.

Comme dans le cas des ordres de cristallisation, nous n'avons pas été en mesure de montrer des différences significatives entre les magmas des roches hôtes et ceux des structures basiques. Les estimations des conditions physiques seront donc, sauf cas particulier discuté, globales pour l'ensemble des termes de l'ICFL.

4.1- Pression totale et teneur en eau.

En fonction de la teneur en Al total des hornblendes, de nombreux géobaromètres ont été proposés (Hammarstrom et Zen, 1984; Hollister et al., 1987; Johnson et Rutherford, 1989). Ces baromètres ne sont pas précis (± 2 à 3 kbar). Ils permettent néanmoins d'obtenir dans un premier temps un ordre de grandeur de la pression au moment de la cristallisation des amphiboles. Rutter et al. (1989) comparent les lois empiriques des auteurs précédents aux conditions expérimentales dans lesquelles ils ont obtenu leurs minéraux et concluent en faveur de la validité de ces outils (fig. 2-22). Cependant, les nombreux facteurs (pression, température, composition, fugacité d'oxygène) qui contrôlent la répartition de l'aluminium entre les hornblendes naturelles, les autres minéraux et le magma font encore l'objet d'études et de discussions (Blundy et Holland, 1990; 1992 a et b; Vyhnal et al., 1991; Hammarstrom et Zen, 1992; Rutherford et Johnson, 1992; Poli et Schmidt, 1992). Malgré ces réserves nous avons utilisé ces géobaromètres dans le cas de l'ICFL (fig. 2-22) : une estimation d'environ 6 kbar peut dans un premier temps être retenue.

Par ailleurs, l'apparition tardive de l'amphibole par rapport au plagioclase et aux pyroxènes indique que le magma est sous saturé en eau au début de la cristallisation. La diminution de la teneur en Al^{IV} du coeur vers la bordure des amphiboles confirme cette observation (Allen et Boetcher, 1978). On peut, à partir des résultats expérimentaux sur des magmas de composition basaltique ou intermédiaire, fixer la pression totale d'un magma dans lequel le plagioclase est précoce aux environs de 4-5 kbar au maximum (fig. 2-23A; Eggler, 1972 a et b; Eggler et Burham, 1973, Green, 1982; Foden et Green, 1992). Cinq kbar correspond donc à la valeur de pression maximale que l'on peut admettre pour les magmas de l'ICFL. On constate par conséquent que les géobaromètres basés sur la teneur en Al total des hornblendes ont tendance à légèrement surestimer la pression.

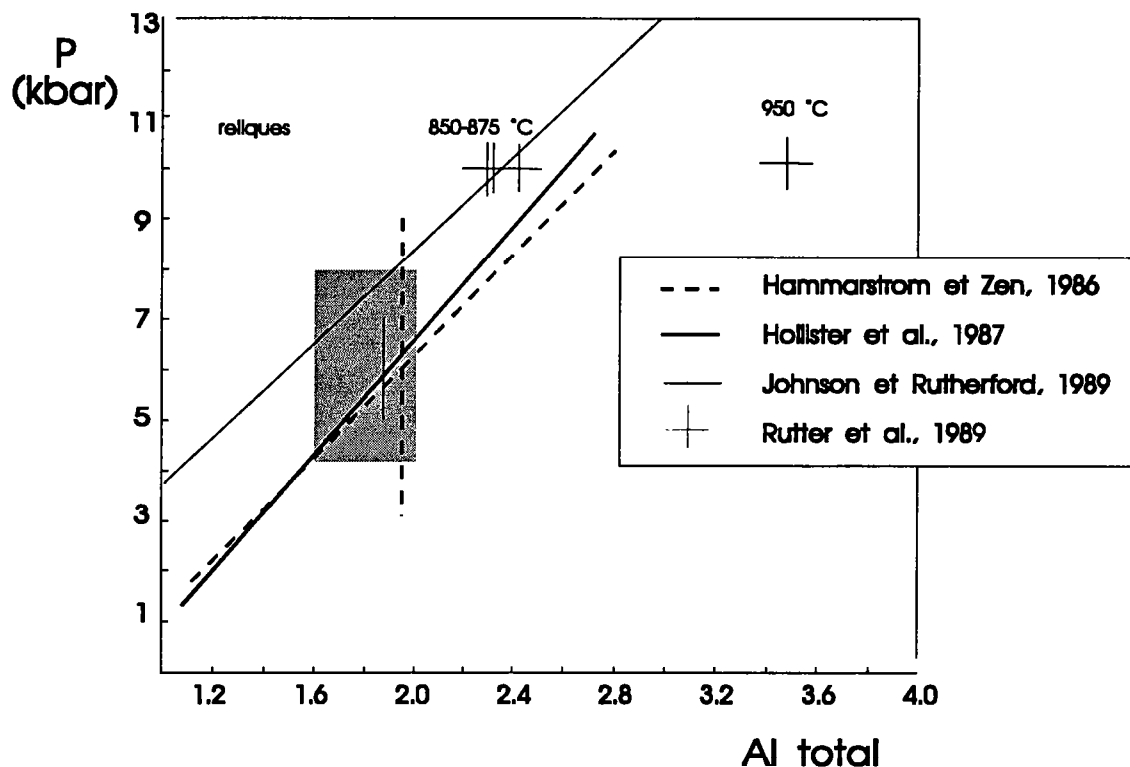


Figure 2-22 : Estimations de pression en fonction de la teneur en Al total des amphiboles: les différents géobaromètres cités dans le texte sont représentés par les droites. Les croix correspondent à des hornblendes expérimentales obtenues dans des magmas tonalitiques partiellement fondus. La zone en grisé représente le domaine de composition des hornblendes de l'ICFL et les valeurs de pression approximatives que l'on peut estimer.

Contrairement à l'intrusion de Saint Quay Portrieux, où Fabriès et al. (1984) reconnaissent plusieurs stades de cristallisation en fonction de la profondeur avec un stade ultime à des pressions voisines 3 à 4 kbar, l'ICFL ne renferme pas de témoins d'une étape de cristallisation à pression plus élevée que la pression de mise en place. Le massif de Saint Quay Portrieux est intrusif dans la formation détritique peu métamorphique de Binic. Il est donc susceptible d'enregistrer les pressions minimales de mise en place de l'ensemble du plutonisme qui cristallise aux environs de 580 Ma (Arnaud, 1980; Fabriès et al., 1984). Comme en témoignent les xénolites, l'ICFL ne semble pas atteindre ces niveaux sédimentaires. Nous retiendrons donc finalement la valeur de 4 kbar pour la mise en place et la cristallisation de l'intrusion, soit une profondeur d'environ 13 km.

A partir des données expérimentales relatives à la solubilité de l'eau dans les magmas, il est possible d'estimer que les magmas dioritiques peuvent admettre jusqu'à 8 % d'eau dissoute à 4 kbar (Dingwell, 1986, fig. 1-7). Dans l'ICFL, cette valeur est maximale (magmas sous saturé au début de la cristallisation).

La séquence de cristallisation plagioclase-amphibole dans des magmas de composition basaltique indique que les teneurs en eau étaient inférieures à 5 % pour une pression de 2 kbar et une fraction de CO₂ dans la phase fluide ou pour une pression de 5 kbar et une phase fluide qui ne contient que de l'eau (fig. 2-23 B et Cb; Baker et Eggler, 1983; Foden et Green, 1992). Eggler (1972a) et Green (1982) établissent que ce même ordre de cristallisation apparaît dans les magmas andésitiques pour des teneurs en eau inférieures à 6%.

Dans l'ICFL, ces valeurs (5-6%) correspondent donc à des teneurs en eau maximales : la valeur la plus forte correspond aux magmas les plus acides (tonalites) et la plus faible aux magmas les plus basiques (diorites et microdiorites). Nous n'avons pas pu déterminer l'ordre de cristallisation plagioclase-pyroxène et par conséquent nous ne pouvons pas estimer la valeur minimale des teneurs en eau des magmas de l'ICFL avec précision. Comme le pyroxène a été rarement observé et comme lorsqu'il subsiste il n'apparaît qu'à l'état de relique, il a fallu qu'il réagisse avec le magma. Par conséquent sa cristallisation a probablement été très précoce. Si tel est le cas, on sait que la cristallisation du plagioclase précède celle des pyroxènes dans des magmas basaltiques pour des teneurs en eau particulièrement faibles d'environ (ou inférieur à) 2 % (Eggler, 1972b; Foden et Green, 1992). 2% est également la teneur limite pour les magmas andésitiques (Eggler, 1972a, b). Il est donc probable que la teneur en eau dans les magmas de l'ICFL était supérieure à 2%.

La cristallisation précoce des minéraux opaques par rapport au plagioclase semble indiquer selon les travaux de Baker et Eggler (1983; fig. 2-23) qu'au moins dans les termes les plus basiques, la fraction d'eau dans la phase fluide était dominante et que les teneurs en eau étaient probablement proche des valeurs limites supérieures. Cependant ces auteurs remarquent que la précocité des minéraux opaques est également fortement dépendante de la fugacité d'oxygène.

Lorsque nous effectuerons les calculs de viscosité nous utiliserons donc essentiellement la valeur de 4% sachant que les teneurs en eaux des magmas de l'ICFL peuvent varier entre 2 et 6%.

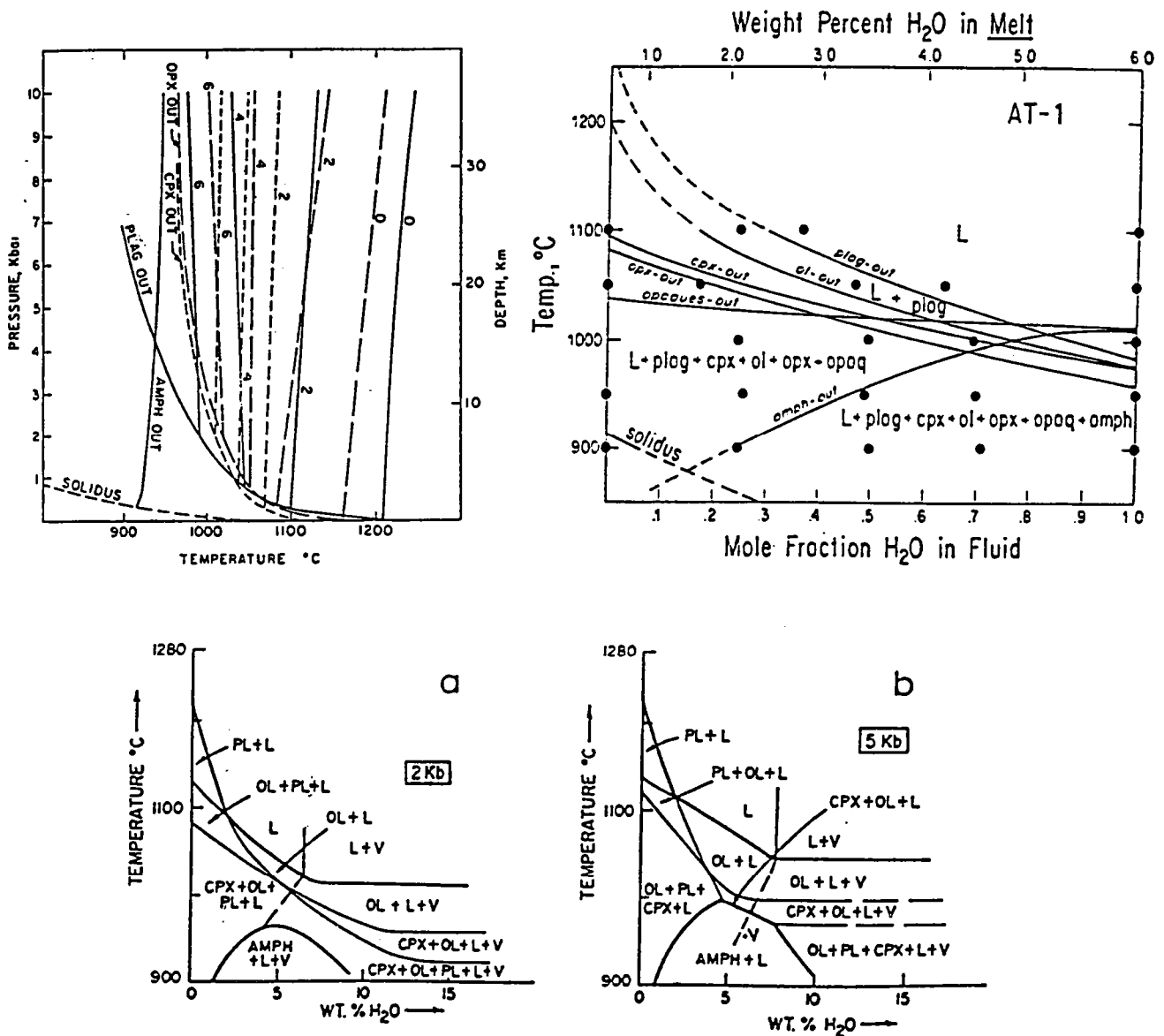


Figure 2-23 : (A) Courbes de fusion d'une andésite du Paracutin. Les courbes à gauche du diagramme correspondent à des conditions de saturation en eau; les autres lignes sont des courbes de fusion à différents teneurs en eau comme indiqué par le chiffre (pourcentage pondéral d'eau). Les courbes continues correspondent au liquidus du plagioclase, les lignes en tiret long à l'orthopyroxène, en tiret court, le clinopyroxène (Egglar 1972b). (B) Relations de phases dans un basalte riche en alumine à 2 kbar en fonction de la température et de la fraction molaire d'eau dans la phase fluide. Baker et Egglar, 1983. (C) Relations de phases dans des basaltes riches en alumine en fonction de la température et de la teneur en eau des magmas, à (a) 2 et (b) 5 kbar. Foden et Green, 1992.

4.2- Températures.

Le géothermomètre empirique de Kudo et Weill (1970) permet de calculer la température de l'équilibre chimique entre le plagioclase et le liquide silicaté qui contient ces minéraux. Ce calcul peut être mené si l'on connaît la pression partielle en eau du système, P_{H_2O} , et les compositions du liquide et du minéral. Les auteurs indiquent que la précision de la méthode n'est pas très élevée et que pour le calibrage de la méthode, la moyenne des écarts entre les températures calculées et les températures mesurées sont d'environ 270 °C. Pour effectuer ces calculs dans les magmas de l'ICFL, nous avons en plus supposé (a) que la phase fluide est exclusivement composée d'eau, et que donc $P_{H_2O} = P$ totale; (b) que la composition de la roche totale (voir la partie géochimie du mémoire) représente la composition du liquide avec lequel le plagioclase est en équilibre. Nous n'avons pas de contraintes pour confirmer ou infirmer le point a. Par contre, le point b est surtout valide en début de cristallisation et les calculs ont été effectués à partir des coeurs de plagioclases. Kudo et Weill (1970) n'ont calibré leur géothermomètre que pour $P_{H_2O} = 0.5, 1$ et 5 kbar, nous avons donc extrapolé leur corrélation pour une pression de 4 kbar. Les résultats sont les suivants:

D et microdiorites: 1020 °C; DQ : 890 °C; T1 : 830 °C; T2 : 660°C.

On peut remarquer que ces températures sont très basses en particulier en ce qui concerne les roches les plus différenciées (T2). Compte tenu des nombreux facteurs d'incertitude présentés ci dessus (calibrage, points a et b) auxquels il faut ajouter les erreurs analytiques sur les mesures de composition, il est surtout intéressant de confronter ces résultats à une autre méthode d'estimation.

Blundy et Holland (1990; 1992 a et b) ont proposé un géothermomètre dépendant de la pression et basé sur la teneur en Al^{IV} des amphiboles et la teneur en albite du plagioclase. Les températures d'équilibre entre ces deux minéraux donnent avec quatre couples hornblende-plagioclase dans les différents termes de l'ICFL:

D: 900° C; DQ : 790 °C ; T1 et T2 : 750°C;

microdiorites : 750 à 850 °C.

Les erreurs à assigner à ces températures sont importantes puisque le thermomètre tient compte de la composition des amphiboles (voir p. 150) et de nombreux auteurs suggèrent que cette méthode doit être testée à partir de données expérimentales (Hammarstrom et Zen, 1992; Rutherford et

Johnson, 1992; Poli et Schmidt, 1992). Les écarts calculés entre les températures minimales et maximales dans un même échantillon de l'ICFL peuvent atteindre 80°C.

Ces températures s'échelonnent sur une gamme de variation moins large que les températures calculées avec la méthode de Kudo et Weill (1970) : elles sont moins élevées pour les roches basiques et intermédiaires (jusqu'à T1) corrélativement au fait que les amphiboles sont plus tardives que les plagioclases. Par contre cette logique n'apparaît pas pour les termes les plus acides (T2) et montre ainsi les limites de ces méthodes empiriques d'estimation des conditions physiques de cristallisation. Ces dernières estimations de température s'accordent cependant avec les données expérimentales de Helz (1973). En effet, la comparaison des compositions d'amphiboles de l'ICFL avec les amphiboles expérimentales dont on connaît les températures de cristallisation (Helz, 1973) indique que les hornblendes de l'ICFL ont pu cristalliser entre 930 et 750 °C.

Par ailleurs, à la manière de Frost et Lindsay (1987), Bremond d'Ars (1990) établit un modèle de courbes liquidus, liquidus à saturation et solidus à 4.5 kbar (pression totale) en fonction de la teneur en SiO₂ et H₂O (fig. 1-6). Pour estimer les températures de liquidus et de solidus des gabbros et diorites cadomiens de Guernesey il utilise les divers travaux expérimentaux de Wyllie (1977), Eggler (1972a) et Naney (1983). Ce modèle (Bremond d'Ars, 1990) permet d'obtenir pour les différents termes de l'ICFL :

- diorites et microdiorites T_{liq} = 1100°C, T_{sol} = 690°C.
- diorites quartziques et tonalites T1 : T_{liq} = 1080°C, T_{sol} = 660°C.
- tonalites fortement quartziques T2 T_{liq} = 1050°C, T_{sol} = 650°C.

Il faut noter que l'estimation de T_{sol} est très approximative car elle est fortement dépendante de la fraction d'eau dans la phase vapeur (Eggler, 1972a). On remarque que les températures de liquidus des magmas les plus basiques sont proches des températures des équilibres entre le plagioclase et les liquides. C'est pour les roches les plus acides (T2) que cet écart est le plus grand et pour lesquelles la méthode de Kudo et Weill (1970) ne semble pas adaptée. Ces températures de solidus et de liquidus sont compatibles avec les températures de cristallisation simultanée des amphiboles et des plagioclases. Ce sont ces valeurs (T_{liq}, T_{sol}) que nous utiliserons ultérieurement.

4.3- Fugacité d'oxygène.

La fugacité d'oxygène, fO_2 , est vraisemblablement élevée dans les magmas de l'ICFL puisque la présence de magnétite a été identifiée comme une phase précoce dans certaines diorites quartziques : cette phase ne peut apparaître au liquidus que pour des fugacités d'oxygène supérieures au tampon Ni-NiO (Eggler, 1972a; Eggler et Burham, 1973; Baker et Eggler, 1983). La présence simultanée de magnétite et d'ilménite dans les diorites quartziques permet une estimation de fO_2 au cours du rééquilibrage des oxydes ferro-titanés qui se produit en général tardivement dans les évolutions magmatiques.

La première méthode de calcul utilisée est celle de Stormer, (1983) avec la formulation de Spencer et Lindsley (1981) : dans l'échantillon de diorite quartzique analysé (Genestier, 1984) les oxydes peuvent s'être équilibrés à des températures voisines de 500°C pour des fugacités d'oxygène d'environ 10^{-18} Pa, c'est à dire approchant les conditions d'oxydo-réduction du tampon HM (hématite-magnétite).

Les estimations T- fO_2 à partir de la méthode proposée par Ghiorso et Sack (1991) indiquent que la magnétite et l'ilménite ont pu s'équilibrer tôt et à des fugacités moins élevées. La fugacité d'oxygène peut être comprise entre les tampons QFM et NNO vers 900°C (fig. 2-24). Ces estimations sont similaires aux fugacités déterminées dans la plupart des laves basaltiques et andésitiques à hornblende (Carmichael et Ghiorso, 1990). Nous retiendrons donc que le rééquilibrage des minéraux opaques a pu être précoce dans l'ICFL et cette dernière estimation indique qu'au cours de la cristallisation la fugacité d'oxygène a diminué si de la magnétite est véritablement apparue au liquidus.

En conclusion, on peut retenir comme conditions de mise en place et comme caractéristiques initiales des principaux magmas de l'ICFL :

Pression	4 kbar
Teneur en eau	2 à 6 %
Températures de liquidus et de solidus	D et microdiorites : 1100- 690°C DQ et T1 : 1080-660°C T2 : 1050-650°C
Fugacité d'oxygène	entre les tampons QFM et NNO à 900°C

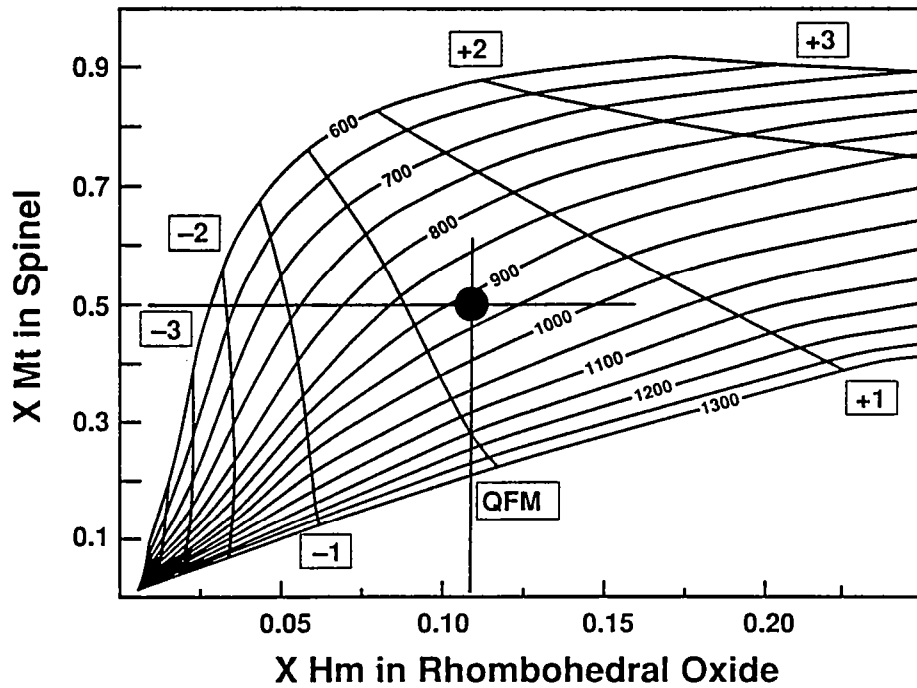


Figure 2-24 : Estimation de la fugacité d'oxygène dans l'ICFL à partir des fractions molaires d'hématite dans la phase rhomboédrique (abscisse) et de la fraction molaire de magnétite dans la phase cubique (ordonnée). Ghiorso et Sack, 1991. Les fugacités d'oxygène relatives sont données sur les courbes isoplètes en unités logarithmiques au-dessus (+1, +2, +3) ou au-dessous (-1, -2...) du tampon QFM.

5- Caractères géochimiques et pétrogenèse.

Les caractéristiques chimiques (éléments majeurs et quelques éléments en traces) des différentes roches de l'ICFL sont regroupées en annexe. Les valeurs moyennes sont données ici. Les analyses chimiques ont été effectuées à Géosciences Rennes par fluorescence X (spectromètre séquentiel Phillips PW1404, tube à anticathode de Rhodium : les précisions sur les mesures figurent en annexe). Seuls les spectres de Terres Rares des termes principaux de l'intrusion (roches microgrenues et grenues sauf les leucodiorites) ont été obtenus par activation neutronique (par H. Martin).

Ces analyses confirment l'existence des six types de roches reconnus pétrographiquement et que nous avons regroupés en trois ensembles (les quatre termes de la série diorites-tonalites, les leucodiorites et les microdiorites).

5.1- La série diorites-tonalites.

Les documents de la figure 2-25 et le tableau 2-7 permettent d'illustrer les principaux caractères chimiques des roches de la série diorites-tonalites:

- (i) les analyses montrent que les différents termes de la suite se distinguent les uns des autres; mais si les différences sont bien marquées entre les tonalites (T1 et T2), elles sont beaucoup plus ténues entre les diorites et les diorites quartziques;

- (ii) une série de différenciation presque continue se dessine et s'étale sur une gamme relativement large de teneur en silice (50 à 65 % en masse) des diorites aux tonalites T2; la lacune de composition qui apparaît entre 60 et 64 % de silice (entre T1 et T2) semble caractéristique de l'ICFL (Genestier, 1984; Shufflebotham, 1987);

- (iii) dans cette suite, les éléments alcalins apparaissent comme les seuls éléments majeurs dont les teneurs demeurent constantes avec l'augmentation de l'acidité (tous les autres ont des teneurs qui diminuent lorsque SiO₂ augmente); ce sont également avec CaO les éléments majeurs les plus dispersés; la somme des alcalins est toujours proche de 5% avec de manière constante une prédominance de Na₂O sur K₂O; K₂O augmente sensiblement vers les tonalites T1 corrélativement à un enrichissement en biotite, mais diminue de T1 à T2;

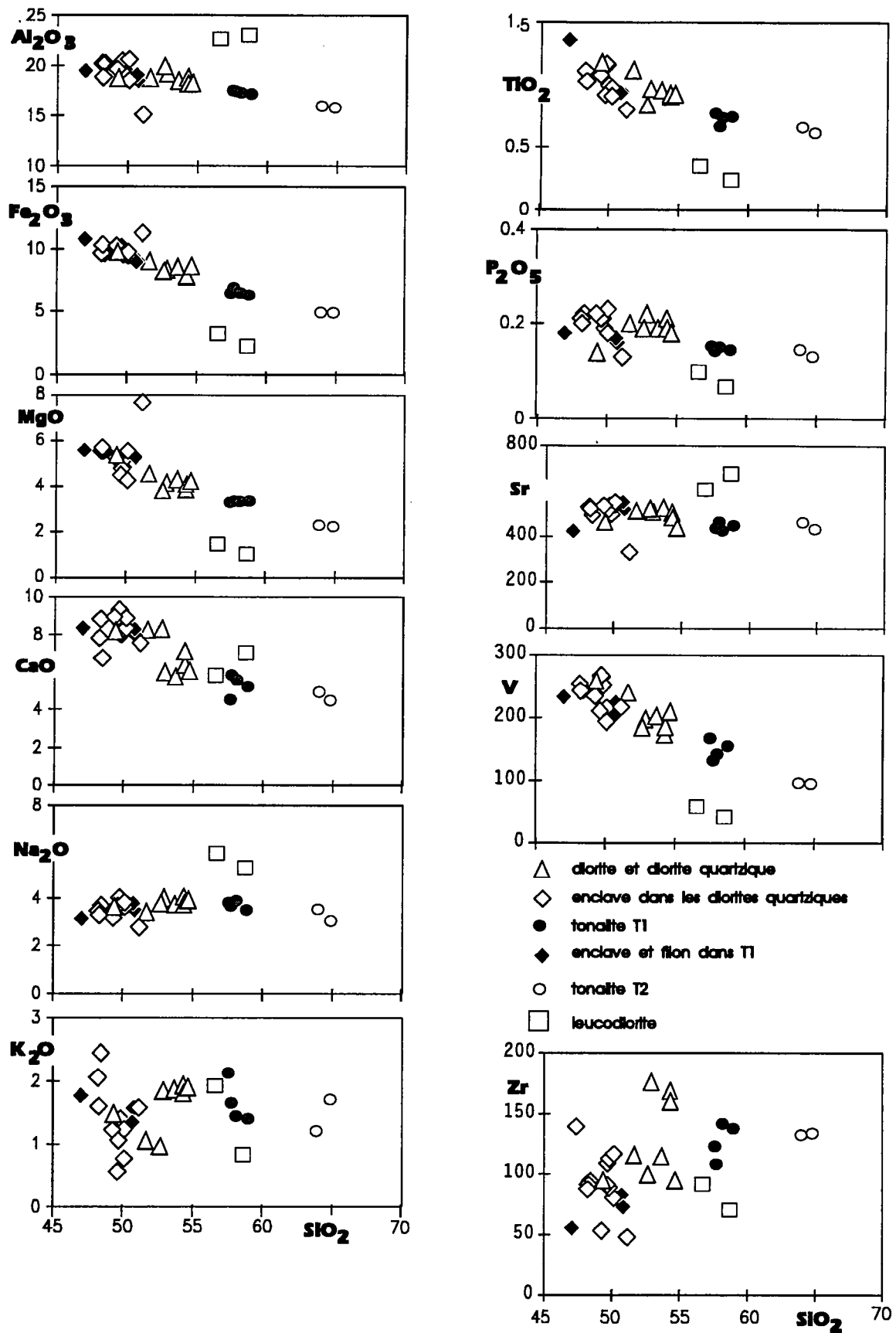


Figure 2-25: Diagrammes de Harker réalisés avec les échantillons récoltés au cours de ce travail. Éléments majeurs en pourcentage pondéral d'oxydes et les éléments traces en ppm.

- (iv) les teneurs en alumine sont élevées (de 20 à 16% des diorites aux tonalites T2); elles reflètent les proportions élevées de plagioclase notamment dans les termes les plus basiques;

- (v) les valeurs décroissantes de $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ qui passent d'environ 15% à 8% de D à T2; $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MgO}$ est constant et voisin de 2;

- (vi) on peut distinguer parmi les éléments en traces comme pour les éléments majeurs deux groupes en fonction de leur dispersion (les écarts types permettent d'évaluer un degré de dispersion, tab 2-7) :

- les éléments les plus dispersés sont en particulier Zr, Rb, Sr, Ba et Y; cette dispersion est souvent plus marquée dans les diorites quartziques que dans les autres termes et semble décroître avec l'acidité (Zr par exemple) : les analyses de certains termes pétrographiques (DQ ou T1) semblent montrer des corrélations secondaires "internes" avec, pour une très faible augmentation de silice, une variation non négligeable de la teneur de l'élément considéré; c'est le cas de Zr qui augmente (fig. 2-23);

- les éléments traces les moins dispersés sont aussi ceux qui montrent un comportement "compatible" des diorites aux tonalites T2 (Ni, Co, V, Cr); il convient également de noter les teneurs particulièrement basses en Ni de ces roches (<25 ppm);

- (vii) les 4 spectres de Terres Rares sur les échantillons (Genestier, 1984) représentatifs de la lignée principale diorite-tonalite observée précédemment montrent (a) un fractionnement positif, plus important pour le spectre de la tonalite T2 par rapport à un ensemble D-T1; (b) une légère anomalie positive en Eu, mieux marquée au niveau de l'analyse de la tonalite T2, et (c) que les tonalites T2 ont des teneurs en TR lourdes significativement plus basses que les autres termes de la suite (fig. 2-26).

La plupart de ces données chimiques permettent d'interpréter la série observée comme le résultat d'une évolution par cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique riche en alumine. Cette hypothèse a été testée dans l'intrusion de Saint Quay Portrieux (Arnaud, 1980; Barrat, 1986) dont les termes dioritiques ont des compositions, en éléments majeurs et en éléments traces, très proches des roches de l'ICFL. Le fractionnement d'un cumulat composé d'orthopyroxène (ou/et d'olivine), de clinopyroxène, de plagioclase (andésine), de magnétite, d'ilménite et d'apatite peut rendre compte, avec des taux de cristallisation globaux élevés (80%), de l'apparition des magmas tonalitiques à partir des liquides dioritiques. Au cours de cette évolution, la composition du cumulat a pu évoluer et la participation de

	D			DQ			T1			T2		
	Moy.	σ	n	Moy.	σ	n	Moy.	σ	n	Moy.	σ	n
SiO ₂	50,94	1,00	5	53,87	1,05	14	58,70	1,39	11	64,05	0,47	4
Al ₂ O ₃	19,41	0,57	5	18,76	0,63	14	17,59	0,41	11	16,02	0,34	4
Fe ₂ O ₃ *	9,02	0,41	5	8,26	0,55	14	6,69	0,39	11	5,06	0,09	4
MnO	0,15	0,02	5	0,14	0,01	14	0,11	0,02	11	0,07	-	4
MgO	4,68	0,49	5	4,16	0,34	14	3,57	0,19	11	2,39	0,06	4
CaO	8,00	0,26	5	6,91	0,81	14	5,56	0,44	11	4,83	0,19	4
Na ₂ O	3,75	0,30	5	3,89	0,33	14	3,80	0,24	11	3,59	0,21	4
K ₂ O	1,08	0,31	5	1,26	0,46	14	1,57	0,17	11	1,26	0,14	4
TiO ₂	1,05	0,10	5	0,93	0,08	14	0,80	0,06	11	0,63	0,02	4
P ₂ O ₅	0,17	0,03	5	0,18	0,02	14	0,16	0,02	11	0,12	0,03	4
PF	1,44	0,29	5	1,82	0,45	14	1,85	0,45	11	1,60	0,20	4
<i>Total</i>	<i>99,69</i>			<i>100,19</i>			<i>100,40</i>			<i>99,62</i>		
Nb	8	3	5	8,07	2	14	8	2	11	6	2	4
Zr	101	17	5	123,79	31	14	126	13	11	129	9	4
Y	24	4	5	21	4	14	20	4	11	11	2	4
Sr	512	26	5	485	34	14	455	24	11	441	27	4
Rb	29	10	5	37	17	14	44	8	11	36	5	4
Co	28	5	4	27	3	10	23	2	6	16	2	4
V	222	29	4	187	27	10	156	11	6	102	9	4
Ni	26	7	5	20	6	14	21	5	11	14	1	4
Cr	51	21	4	42	16	13	49	14	10	42	2	3
Ba	398	99	5	474	158	14	550	93	11	632	89	4
Zn	88	3	3	83	4	12	71	4	9	56	1	2
Cu	54	22	3	34	7	12	28	10	8	4	1	2
Th	1	-	1	2	1	6	7	4	6	1	-	1
Hf	2	-	1	3	-	1	5	-	1	4	-	1
Ta	(0,4)	-	1	(0,5)	-	1	(0,5)	-	1	(0,2)	-	1
Cs	1	-	1	1	-	1	1	-	1	1	-	1
Sc	21	-	1	23	-	1	17	-	1	10	-	1
Ga	20	-	2	20	1	8	19	1	4	16	1	2
Qz				4,14			12,40			24,32		
Or	6,39			7,43			9,26			7,45		
Ab	31,70			32,92			32,19			30,36		
An	32,95			30,01			26,31			23,19		
MgDi	1,45			0,80			0,07					
Fe-Di	0,78			0,42			0,03					
Ca-Di	2,36			1,30			0,10					
Mg-Hy	9,59			9,57			8,82			5,95		
Fe-Hy	5,14			4,97			3,16			1,03		
Mg-Ol	0,42											
Fe-Ol	0,25											
Ap	0,39			0,42			0,36			0,27		
Ilm	1,99			1,76			1,52			1,19		
Cor										0,26		
Mag	4,23			4,09			3,95			3,75		

Tableau 2-7 : Compositions chimiques moyennes et analyses normatives des termes de la suite diorites-tonalites de l'ICFL.

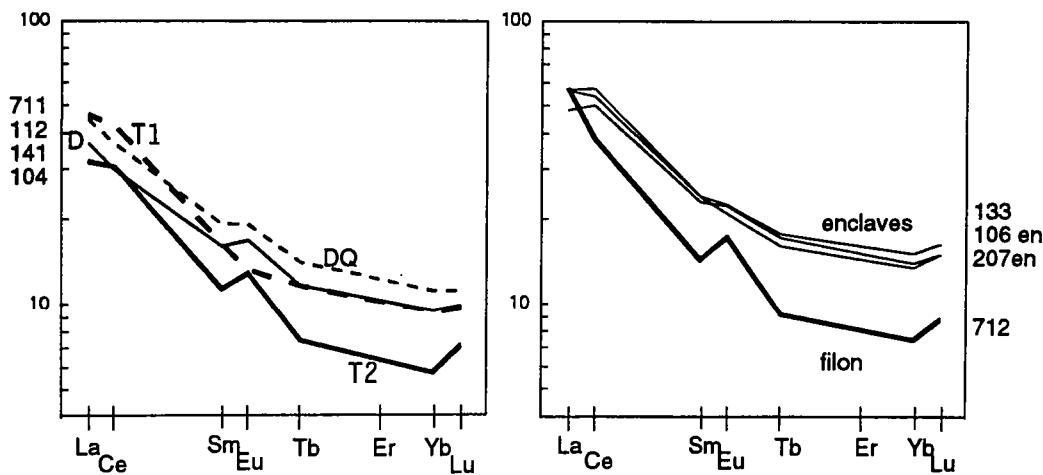


Figure 2-26 : Spectres de Terres Rares obtenus par H. Martin (activation neutronique) des diorites (141), diorites quartziques (112) et tonalites (T1 : 711 et T2 : 104) à gauche et des microdiorites à droite (enclave dans les diorites quartziques: 133b et 207en; dans la tonalite T1 enclave éparse 106en et filons syn-plutoniques: 712).

l'amphibole et de la biotite ne peut pas être exclue surtout dans les stades ultimes (entre T1 et T2) où nous avons constaté une légère diminution de la teneur en K₂O.

On peut remarquer que l'échantillon de diorite quartzique analysé est plus riche en Terres Rares que tous les autres termes de la suite. Par contre, le faciès le plus différencié est le plus pauvre en Terres Rares. Il n'y a donc pas, au cours de la différenciation, de progression continue avec la croissance ou la décroissance régulière des teneurs en certains éléments traces. Cette observation peut conforter une hypothèse de changement de composition du cumulat avec la différenciation mais montre surtout que les processus pétrogénétiques dans l'ICFL sont complexes. La dispersion des teneurs de certains éléments au sein des différents faciès va dans ce sens même si elle a pu être accentuée par des phénomènes d'altération tardi- et post- magmatiques. En particulier, on sait que la différenciation peut, en plus de (a) la cristallisation fractionnée, avoir deux autres origines : (b) le mélange avec les magmas basiques qui viennent réalimenter le réservoir que nous discuterons après avoir présenté les caractères chimiques des microdiorites et (c) la contamination crustale.

Les rapports isotopiques initiaux du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i recalculés à 590 Ma sont relativement homogènes pour les échantillons de l'ICFL

analysés (Vidal, 1980; Guerrot, 1989). En effet, les valeurs varient entre 0.7045 et 0.7048; elles sont légèrement plus élevées que le rapport moyen (chondritique) du manteau au même âge (0.704). Deux échantillons (diorite et diorite quartzique, Genestier, 1984) ont été analysés en Sm-Nd (Guerrot, 1989). Ils donnent respectivement des valeurs de ϵ_{Nd} ($t=590\text{Ma}$) de +5 et +1,9 et peuvent indiquer qu'avec la différenciation, les magmas s'écartent du pôle mantellique (+9 à +7 vers 590Ma). Par conséquent, comme pour les autres intrusions du même âge que l'ICFL (Coutances et Saint Quay Portrieux), il n'est pas possible d'écarter parmi les processus de différenciation de ces magmas, l'intervention de la contamination crustale (Guerrot, 1989) : les données isotopiques (Sm-Nd et Rb-Sr) montrent cependant que ces magmas restent juvéniles. Leurs écarts par rapport aux valeurs moyennes du manteau sont restreints. Ces écarts peuvent ne pas être significatifs surtout si la source mantellique est enrichie (manteau sous continental, par exemple; Menzie, 1990). De même, il n'est pas possible, en contexte de subduction, de distinguer à partir de ces seules données s'il y a une véritable contamination crustale ou s'il y a une contribution à la source des sédiments entraînés par la plaque subductée (Davidson, 1991).

5.2- Les leucodiorites : géochimie, formation et implications.

Les leucodiorites n'ont été échantillonnées que dans les tonalites T1 et les diorites quartziques (un échantillon par faciès); elles ont une composition chimique qui reflète leur constitution essentiellement plagioclasique (tab. 2-8 et annexe pour les échantillons spécifiques à l'ICFL) :

- plus de 20 % d' Al_2O_3 ; 6 à 8 % de CaO; 5 à 6 % de Na_2O .

Les caractères morphologiques des structures que forment ces roches dans les magmas de la suite diorite-tonalite ou dans les autres intrusions de la Baie de Saint Briec (Saint Quay Portrieux; Squiffiec) permet d'interpréter ces roches comme des éléments de magmas très fortement cristallisés (comportement presque solide). Ces roches peuvent se former précocement à partir de leurs magmas hôtes. Cette hypothèse est en accord avec la cristallisation du plagioclase à des températures proches du liquidus. Barrat (1986) propose qu'à Saint Quay Portrieux il s'agisse de niveaux qui se sont formés par accumulation locale de plagioclases susceptibles de flotter. Mais, de tels "flottats plagioclasiques" sont surtout envisageables dans le cas de magmas anhydres. En effet, la flottaison du

plagioclase est un mécanisme possible pour expliquer la formation des anorthosites lunaires et terrestres (Walker et Hays, 1977; Morse, 1982). Or nous avons vu que les magmas de l'ICFL sont hydratés. De plus, cette hypothèse n'est pas adaptée pour expliquer la géométrie verticale de ces structures (planche I, p. 121).

Un mécanisme de type "filtre presse" nous semble mieux rendre compte de l'ensemble des observations sur ces structures syn-plutoniques. En particulier, le parallélisme des interfaces avec la foliation permet d'envisager que, dans le magma où ont essentiellement cristallisé des plagioclases, les liquides résiduels aient pu être localement expulsés sous l'effet des contraintes tectoniques. Ces structures ont ensuite pu subir de légères réorientations et apparaître localement oblique sur cette foliation.

Au contraire, Erikson (1977) à propos du batholite de Mont Stuart (Washington State, USA) qui par de nombreux aspects (déformation, faciès pétrographiques, compositions) est comparable à l'ICFL, interprète sur la base d'arguments géochimiques, les leucodiorites comme des injections de liquides résiduels appauvris. Nous n'avons pas retenu cette possibilité à partir des caractères morphologiques, structuraux et minéralogiques (précocité de la cristallisation du plagioclase) que nous avons observés.

De plus, à partir des différents magmas (sauf T2) de la suite diorite-tonalite de l'ICFL, il est possible grâce aux leucodiorites d'expliquer en partie la dispersion de certains éléments chimiques. En effet, les diagrammes de la figure 2-27 qui tiennent compte de toutes les analyses chimiques disponibles sur l'ICFL (auxquelles on a ajouté le champ de l'ensemble des leucodiorites du Massif Armoricaïn) permettent de distinguer deux tendances principales : (a) la lignée de différenciation diorite-tonalite précédemment discutée et (b) des alignements secondaires apparemment contrôlés par le champ des leucodiorites. Ainsi, la variation de composition chimique à SiO₂ constant, au sein des tonalites T1 par exemple, peut être interprétée en terme d'extraction partielle et en quantité variable de liquides intergranulaires au moment de serrages tectoniques. Ces derniers, peuvent parfois (localement) aboutir à la formation de leucodiorites, mais permettent surtout d'engendrer au sein d'un même groupe de roche des compositions différentes en certains éléments chimiques.

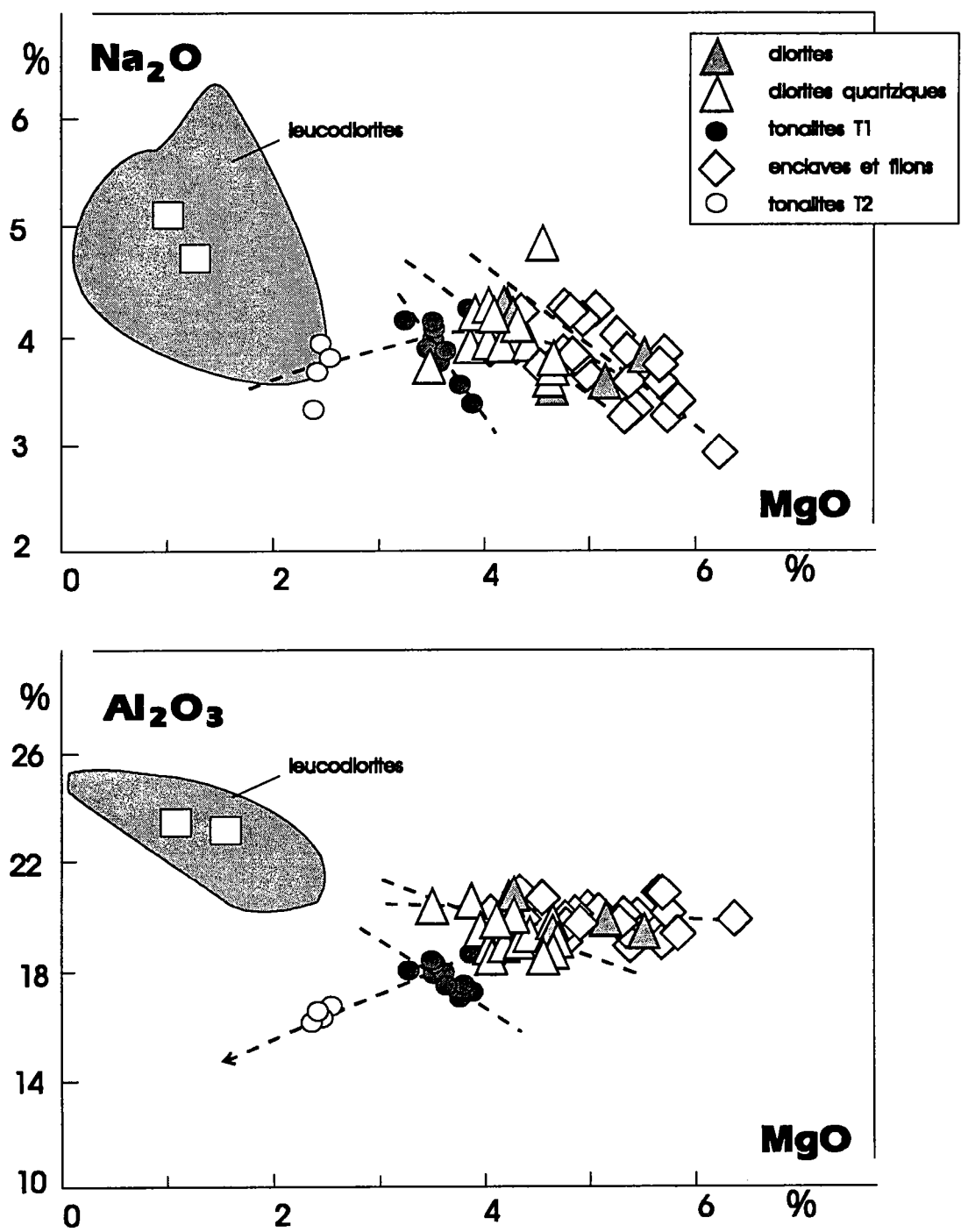


Figure 2-27 : Evolutions chimiques primaires (D-DQ-T1-T2) et secondaires possiblement gouvernées par les leucodiorites. Sur cette figure apparaissent toutes les données chimiques disponibles sur l'intrusion : Genestier (1984); Shufflebotham (1987) et ce travail. Le champ des leucodiorites a été obtenu à partir des analyses de Arnaud (1980) dans l'intrusion de Saint Quay Portrieux.

Pour continuer avec l'exemple des tonalites T1, chaque échantillon peut représenter un magma appauvri d'une partie de son liquide résiduel et les analyses les plus proches des leucodiorites sont, dans ces conditions, les plus éloignées de la composition initiale du magma. Mais, le devenir des liquides résiduels expulsés est inconnu et dans l'absolu, on ne peut pas exclure le fait que certains autres échantillons de ce même faciès pétrographique T1 puissent être enrichis par ces liquides riches en magnésium. Il nous est donc impossible de connaître les caractéristiques initiales des magmas de la lignée de différenciation diorite-tonalite de l'ICFL. Par conséquent, on suppose arbitrairement que la moyenne des compositions de chaque terme de la série représente la composition des magmas initiaux pour justifier l'hypothèse de cristallisation fractionnée et de contamination crustale mineure que nous avons formulé en 5.1.

Le contrôle des leucodiorites sur la composition des diorites quartziques est moins net que sur celle des tonalites T1 si l'on ne considère que les analyses de leucodiorites provenant de l'ICFL. Cependant, on peut envisager l'extension du phénomène à tous les types pétrographiques par comparaison avec les données provenant des autres intrusions de la Baie de Saint Brieuc (Saint Quay Portrieux : Arnaud, 1980 et Squiffiec). On peut ainsi évaluer l'ampleur des variations chimiques envisageables au sein des leucodiorites corrélativement aux variations chimiques des magmas dans lesquels vont s'opérer ces phénomènes de différenciation secondaires. Cette variabilité des compositions de leucodiorites (tab. 2-8; 53-60 % de SiO₂, fig. 2-27) constitue notre principal argument pour envisager l'importance des effets de fractionnements secondaires résultant de la cristallisation sous contraintes des intrusions dioritiques de la Baie de Saint-Brieuc.

On peut noter également qu'un tel mécanisme de "filtre-presse" implique des taux de cristallisation d'au moins 50% dans les magmas où les cristaux doivent au moins former une charpente précoce pour ne pas être entraînés avec les liquides intergranulaires.

Compte tenu de la variété des processus pétrogénétiques que nous avons évoqué jusqu'alors, on peut se demander si la signature géochimique du mélange et des interactions chimiques qui peuvent se produire à l'issue de la réalimentation du réservoir en magma basique est encore distinguable. C'est ce que nous allons rechercher maintenant à partir de la géochimie des microdiorites.

	LEUCODIORITES DU M.A.		
	Moyenne	σ	nb
SiO ₂	56,63	2,05	10
Al ₂ O ₃	22,63	1,15	10
Fe ₂ O ₃ *	3,15	1,21	10
MnO	0,05	0,03	10
MgO	1,23	0,59	10
CaO	7,51	0,97	10
Na ₂ O	4,87	0,66	10
K ₂ O	1,71	0,42	10
TiO ₂	0,46	0,27	10
P ₂ O ₅	0,08	0,10	10
PF	1,53	0,76	10
Total	99,85		
Nb	6	1,3	3
Zr	83	8,6	3
Y	10	6,3	3
Sr	607	69,9	3
Rb	54	19,5	3
Co	10	3,7	3
V	64	21,3	3
Ni	247	221,7	7
Cr	20	2,9	3
Ba	477	132,6	3
Zn	31	3,0	2
Cu	9	5,5	2
Ga	20	0,5	2
Qz	4,49		
Or	10,09		
Ab	41,19		
An	34,86		
Mg-Di	0,67		
Fe-Di	0,78		
Ca-Di	2,39		
Ap	0,19		
Ilm	0,87		
Hém	1,86		
Mag	0,86		

Tableau 2-8 : Composition chimique moyenne et analyse normative des leucodiorites du Massif Armoricain. St. Quay Portrieux: Arnaud, 1980, Squiffiec (1analyse) et Fort la Latte (deux analyses).

5.3- Les microdiorites.

5.3.1- Caractères chimiques.

- les filons syn-plutoniques.

Les microdiorites qui constituent les filons syn-plutoniques ou les enclaves associées à ces filons (fragmentation interne ou de bordure) correspondent aux roches qui ont les compositions les plus basiques de l'ICFL (48 % de SiO₂ environ, tab. 2-9). Elles n'ont été échantillonnées que dans les tonalites T1 (fig. 2-25, p.159). Ces compositions sont très proches de celles de basaltes riches en alumine ("HAB", tab. 2-10). On peut remarquer que l'allure du spectre de Terres Rares des filons est très voisine de celui des tonalites T2 avec lesquelles les microdiorites en filon ne sont jamais contact sur le terrain (fig. 2-26 p. 162).

Comme les filons présentent occasionnellement des bordures figées au niveau de leur interface avec le magma hôte (fig. 6, planche II, p. 129), ces microdiorites sont, a priori, les roches qui ont les compositions les plus proches de véritables liquides. Mais, certains caractères texturaux (accolement serré de baguettes de plagioclases, fig. 5, planche IV, p. 141) et les teneurs en alumine très élevées (19 % environ) de ces roches rapidement refroidies dans un premier temps, suggèrent la possibilité d'une accumulation de plagioclases. Ces roches sont susceptibles d'avoir perdu une partie non négligeable des liquides intergranulaires baignant les microlites à l'issue du rééquilibrage thermique local. Après une brève présentation des caractéristiques chimiques des enclaves éparses, nous allons envisager les Terres Rares comme des marqueurs possibles de ces migrations de liquides.

- les enclaves éparses.

Les enclaves montrent des compositions voisines de celles des termes dioritiques grenus et très proches, bien que légèrement plus acide, des filons syn-plutoniques. Ainsi, lorsque l'on parle d'injections de magmas "basiques" dans l'ICFL, ce terme doit être nuancé pour ce qui concerne les diorites de la suite diorites-tonalites. Dans les diagrammes de Harker (fig. 2-25) certains éléments majeurs (Fe₂O₃*, MgO, CaO par exemple) permettent d'observer un alignement des points représentatifs des enclaves

	Filons syn-plutoniques			Enclaves et filons		
	Moyenne	σ	nb	Moyenne	σ	nb
SiO ₂	47,59	0,86	3	49,26	1,12	24
Al ₂ O ₃	19,29	0,23	3	19,40	1,02	24
Fe ₂ O ₃ *	10,64	0,32	3	10,04	0,63	24
MnO	0,17	0,01	3	0,17	0,02	24
MgO	5,17	0,40	3	5,13	0,73	24
CaO	7,91	0,54	3	8,15	0,59	24
Na ₂ O	3,50	0,44	3	3,66	0,39	24
K ₂ O	1,39	0,22	3	1,22	0,41	24
TiO ₂	1,36	0,05	3	1,14	0,19	24
P ₂ O ₅	0,16	0,02	3	0,18	0,03	24
PF	2,01	0,21	3	1,68	0,45	24
Total	99,19			100,03		
Nb	4	2,2	3	8	2,5	24
Zr	53	2,5	3	82	20,2	24
Y	15	0,8	3	24	7,7	24
Sr	430	4,5	3	497	53,3	24
Rb	38	4,8	3	35	13,7	24
Co	36	4,2	3	31	5,1	20
V	220	15,0	3	234	23,8	20
Ni	19	3,2	3	24	16,7	24
Cr	9	0,0	1	53	74,7	20
Ba	449	92,7	3	506	226,8	24
Zn	88	0,0	1	91	6,5	16
Cu	50	0,0	1	74	32,3	16
Ga	19	0,0	1	21	1,1	12
Or	8,19			7,21		
Ab	29,62			30,95		
An	32,83			32,92		
Mg-Di	1,26			1,50		
Fe-Di	0,87			1,02		
Ca-Di	2,23			2,64		
Mg-Hy	0,30			2,76		
Fe-Hy	0,21			1,88		
Mg-Ol	7,93			5,96		
Fe-Ol	6,04			4,48		
Ap	0,38			0,42		
Ilm	2,58			2,16		
Mag	3,95			3,69		

Tableau 2-9 : Compositions moyennes des filons syn-plutoniques et de l'ensemble des microdiorites (enclaves et filons) de l'ICFL.

dans le prolongement de la suite majeure des roches grenues de l'ICFL. Par contre, des éléments majeurs tels que Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , voire même Al_2O_3 et surtout les éléments traces (Rb, Sr, Ba, Co, Zr, Y notamment) montrent que les enclaves éparses peuvent constituer des alignements indépendants de l'évolution majeure diorites-tonalites. On peut noter également que les enclaves éparses que nous avons échantillonnées dans les tonalites T1 ont, parmi les microdiorites, les teneurs les plus fortes en silice. De plus, les teneurs en Terres Rares des enclaves sont systématiquement plus élevées (sauf La) que tous les autres types pétrographiques de l'ICFL (seul le spectre des leucodiorites n'est pas connu). Le fractionnement des Terres Rares est minimum (fig. 2-26, p. 162).

SiO₂	49.8	Nb	2
Al₂O₃	19.0	Zr	81
FeO*	9.8	Y	-
MnO	0.2	Sr	518
MgO	5.8	Rb	17
CaO	10.7	Co	31
Na₂O	3.4	V	260
K₂O	1.0	Ni	13
TiO₂	0.9	Cr	11
P₂O₅	0.2	Ba	364

Tableau 2-10 : Composition moyenne de 33 basaltes riches en alumine (Brophy et Marsh, 1986).

5.3.2- La migration des liquides intergranulaires ?

Sur la figure 2-27 on peut constater que l'ensemble des microdiorites semble suivre une évolution qui est peu différente des lignés secondaires dirigées vers les leucodiorites. Comme dans les roches hôtes, nous proposons que les microdiorites correspondent à des éléments de magmas parfois appauvris ou enrichis par rapport au magma originel. L'expulsion des liquides résiduels à l'issue de la cristallisation provoquée par le rééquilibrage thermique local engendre alors une partie des variations de composition chimiques que montrent les microdiorites (tab. 2-9). A ce propos, on peut noter que les éléments chimiques qui montrent une dispersion maximale dans les enclaves sont les mêmes que ceux présentant une dispersion importante dans les roches hôtes.

Mais on peut également remarquer (fig.2-27) que contrairement aux évolutions secondaires des roches hôtes, la tendance évolutive générale des microdiorites ne se traduit pas par un enrichissement ou un appauvrissement en alumine. La possibilité de migration des liquides intergranulaires n'est donc pas aussi nettement marquée dans les microdiorites que dans les magmas hôtes. On peut essayer de chercher des traceurs susceptibles de révéler des anomalies corrélables avec l'hypothèse de migration.

Le spectre de Terres Rares de l'échantillon 712 qui correspond à celui d'un filon (fig.26, p. 162) est, par exemple, radicalement différent de celui des microdiorites qui forment des enclaves éparses, aussi bien dans les diorites quartziques que dans les tonalites. De plus, ce spectre est très proche de celui de la tonalite T2. Le seul point commun entre ces deux roches est qu'elles forment des filons reconnus comme les injections les plus tardives dans l'histoire thermique de l'ICFL. Nous n'avons pas d'arguments irréfutables mais l'idée qui découle de ces observations est la suivante. La mise en place des filons dans les magmas fortement cristallisés (donc particulièrement à même de jouer le rôle d'un étau en transmettant aisément les contraintes) nous semble une situation particulièrement adéquate pour engendrer dans les magmas injectés un peu moins cristallisés que les magmas hôtes, une migration tardive des liquides intergranulaires. On peut donc se demander dans quelle mesure, les spectres très semblables de roches de nature totalement différentes ne sont pas caractéristiques des mécanismes qui peuvent affecter ces filons indépendamment de leur composition. Sans pouvoir prouver que le mécanisme en question

correspond à la migration des liquides intergranulaires nous pensons pouvoir avoir des arguments suggérant que les microdiorites dans les filons ont des compositions plus éloignées des liquides réalimentant le réservoir que les enclaves microgrenues éparses.

5.3.3- Le mélange dans l'ICFL.

- introduction mécanique de phénocristaux?

L'un des principaux caractères des enclaves de l'ICFL est de présenter des proportions variables de phénocristaux de plagioclase, de hornblende et accessoirement de biotite. Une interprétation classique suggère qu'ils aient cristallisé dans le magma hôte, puis qu'ils se soient introduits mécaniquement dans le magma des enclaves. Dans de nombreux exemples à travers le monde, cette interprétation est issue de l'observation des textures de déséquilibre chimique qui caractérisent en général ces xénocristaux magmatiques (Didier, 1973; Vernon, 1983). Dans l'ICFL, les résorptions de cristaux n'ont jamais été observées. Nous venons de voir que les magmas des microdiorites (enclaves et filons) et les magmas des roches hôtes (D et DQ en particulier) présentent des contrastes de composition très faibles. Ainsi lorsque les cristaux sont introduits mécaniquement dans le magma des microdiorites, ils ne sont pas soumis à d'importantes variations des conditions d'équilibre et ce mécanisme d'échange est plus difficile à mettre en évidence.

Dans les enclaves de l'ICFL, la présence ou l'absence de phénocristaux n'engendre pas de modifications significatives de leur composition. Notre échantillonnage ne nous a pas permis de montrer des corrélations entre la teneur des éléments et les proportions des phénocristaux dans les enclaves. De même, lorsque nous avons analysé deux enclaves contenant 15 et 30 % de phénocristaux, avant et après extraction des amphiboles, des plagioclases et des biotites d'une taille supérieure au grain moyen de la matrice de l'enclave, nous n'avons pas constaté de différence dans les analyses (tab. 2-11).

Ces résultats impliquent que le mécanisme à l'origine de la présence des phénocristaux dans les enclaves est tel qu'il n'entraîne pas de modifications de la composition modale des microdiorites. Tout se passe donc comme si les proportions relatives entre les hornblendes et les plagioclases étaient les mêmes au niveau des phénocristaux et de la

N° Ech. N° Ana.	89-27E 10505	89-27ET 10511	89-29 10506	89-29T 10517
SiO2	49,76	49,71	50,68	50,11
Al2O3	19,44	19,28	19,12	18,60
Fe2O3	9,60	9,61	8,97	9,45
MnO	0,17	0,17	0,16	0,16
MgO	4,86	4,80	5,29	5,57
CaO	8,01	8,17	8,28	8,34
Na2O	4,04	4,04	3,79	3,63
K2O	0,93	0,85	1,14	1,04
TiO2	1,16	1,17	0,94	0,98
P2O5	0,21	0,21	0,17	0,18
PF	1,31	1,06	1,35	1,24
Total	99,49	99,07	99,89	99,30
Nb	11	11	9	9
Zr	112	110	83	81
Y	26	25	19	20
Sr	527	536	551	540
Rb	30	26	35	31
Co	31	31	33	34
V	265	268	204	216
Ni	18	16	47	47
Cr	29	22	70	83
Ba	337	286	392	354
Zn	91	91	88	94
Cu	46	47	99	99
Ga	21	21	20	19
Or	5,50	5,02	6,74	6,15
Ab	34,19	34,19	32,07	30,72
An	32,16	31,96	31,79	31,39
Mg-Di	1,50	1,73	2,04	2,18
Fe-Di	0,98	1,14	1,19	1,31
Ca-Di	2,59	3,01	3,41	3,68
Mg-Hy	3,07	3,22	5,10	5,88
Fe-Hy	2,01	2,12	2,97	3,52
Mg-Ol	5,28	4,91	4,22	4,07
Fe-Ol	3,80	3,57	2,71	2,69
Ap	0,49	0,49	0,39	0,42
Ilm	2,20	2,22	1,79	1,86
Mag	3,72	3,73	3,45	3,50

Tableau 2-11 : Comparaison de la composition totale d'enclaves à texture microgrenue porphyrique (89-27E dans DQ : 30% et 89-29 dans T1: 15% volumiques de phénocristaux) avec celle de la matrice microgrenue qui cimente les phénocristaux (27ET et 29T).

matrice. Il est peu probable que l'introduction mécanique agisse de la sorte. C'est pourquoi nous suggérons que dans l'ICFL, la plupart des phénocristaux dans les microdiorites porphyriques ont cristallisé à partir du magma dans lequel on les observe aujourd'hui. L'introduction mécanique n'est cependant pas exclue au moins au niveau des bordures des enclaves (fig. 4, planche IV, p. 141) où parfois les phénocristaux d'amphibole sont particulièrement xénomorphes.

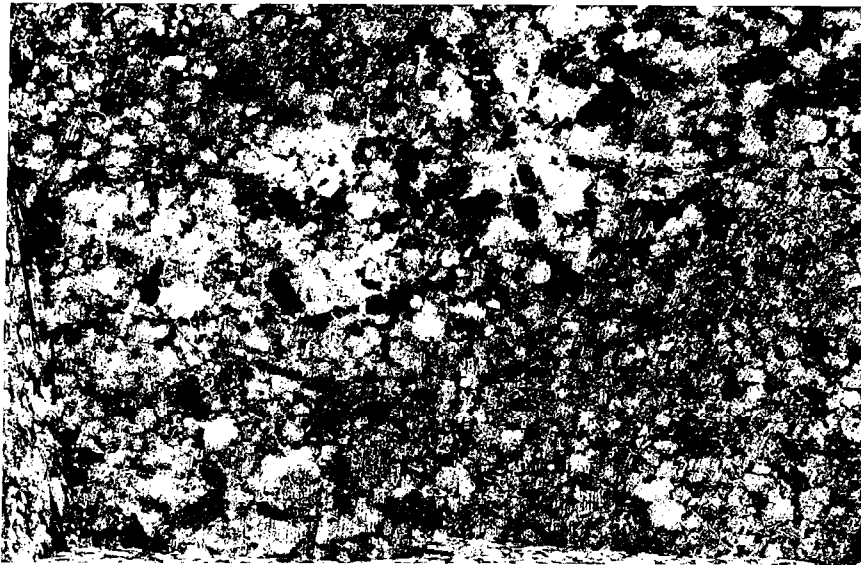
- la cristallisation des phénocristaux à partir du magma des enclaves et ses implications.

Les phénocristaux sont très rares dans les filons syn-plutoniques. Ces derniers indiquent donc que d'une manière générale les magmas injectés ne contenaient pas de cristaux précoces (primo-cristaux) témoignant de stades de cristallisation antérieurs à la réalimentation. Le magma microdioritique est injecté à l'état liquide au moins dans les stades les plus tardifs.

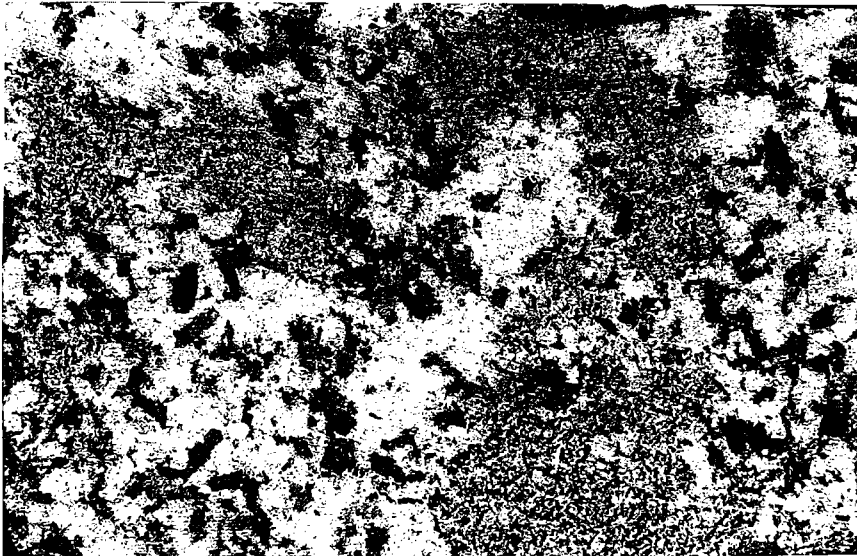
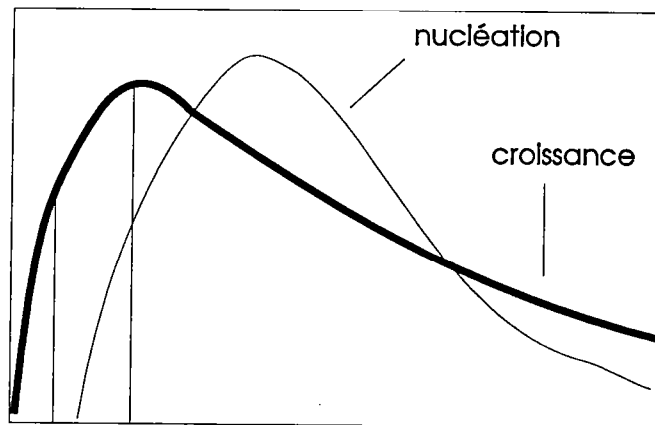
Par conséquent, si c'est également le cas pour les stades d'injection précoce, la seule origine possible pour la plupart des phénocristaux est de croître à l'intérieur de l'enclave au cours du stade de refroidissement lent de l'intrusion (équilibre thermique global) après le rééquilibrage thermique local du magma injecté avec le magma hôte (Sparks et Marshall, 1986). La présence ou l'absence de phénocristaux dans le magma injecté dépend donc de la température d'équilibre locale entre les deux magmas. Lorsque l'injection est précoce, donc à température d'équilibre élevée, le refroidissement rapide du premier stade entraîne la formation de microlites avec une densité qui permettra la croissance de cristaux de taille comparable à celle des roches hôtes. Par contre, au cours des stades d'injection plus tardifs (les filons, par exemple), les taux de nucléation très élevés à l'issue du rééquilibrage thermique local ne permettent pas la croissance de cristaux de grande taille : par manque d'espace tous les cristaux ont sensiblement la même taille réduite. Dans le cas des filons, la température d'équilibre est plus basse que dans le cas des enclaves. Mais elle n'atteint pas la température de solidus des magmas injectés comme en témoignent les auréoles de surcroissance des baguettes de plagioclases (fig. 5, planche IV, p. 141).

En terme de degré de surfusion cela signifie que la surfusion est plus importante au moment du rééquilibrage thermique au niveau des filons que pour les enclaves (fig. 2-28).

1



2

Taux de nucléation
ou de croissance

1 2

Degré de surfusion

Figure 2-28 : Variations de texture des enclaves au contact des tonalites T1 correspondant sur 1 et 2 à la roche dont les grains sont les plus gros (env. 1 cm) et interprétation schématique des conditions de nucléation cristallisation du magma basique dans les deux cas; 1: enclaves à grains moyens (peu de nucléi au départ) et 2: enclaves en bordure de filon à grains fins (nombreux nucléi au départ) : les filons et leurs enclaves se sont trouvés figés et ont conservé les principaux caractères de la structure d'injection initiale.

L'examen des conditions de nucléation et de cristallisation au niveau des magmas qui forment les structures prouve donc que l'écart thermique entre le magma hôte et le magma injecté a été plus important lors de l'injection des filons qu'au moment de la formation des enclaves.

On peut également interpréter ces différences de texture comme un effet de vitesses de refroidissement différentes dans les filons et dans les enclaves. En effet, les vitesses de refroidissement contrôlent également les taux de nucléation. Les refroidissements les plus rapides favorisent les taux de nucléation les plus élevés. Par conséquent au moment de la formation de certaines enclaves dont la texture est presque grenue la vitesse de rééquilibrage thermique avec le magma hôte pouvait être très peu différente de la vitesse de refroidissement globale de l'intrusion.

Pour expliquer les enclaves pauvres en phénocristaux et réellement porphyriques, on ne peut exclure l'hypothèse d'injections précoces de magmas renfermant quelques cristaux.

- Echanges chimiques, hybridation et conclusions.

Nous venons de voir que d'importants échanges chimiques ne sont pas assurés par le transfert des minéraux du magma hôte vers le magma injecté. Pourtant, les diagrammes de Harker (fig. 25, p. 159) montrent que la majeure partie des enclaves éparses présente une composition intermédiaire entre celle des filons syn-plutoniques et celle des roches de la lignée de différenciation principale de l'ICFL (diorites-tonalites). On peut également remarquer que le spectre de Terres Rares de la diorite quartzique est en position intermédiaire entre le spectre des autres roches de la suite et ceux des enclaves éparses dans les roches de l'ICFL (fig. 26, p. 162). Dans le cas où cette caractéristique est un effet de mélange cela veut dire que la composition en Terre Rares des enclaves est plus proche de celle du magma injecté que la composition des filons syn-plutoniques eux mêmes qui sont pourtant plus tardifs. Par conséquent, il est possible que les teneurs en Terres Rares des filons syn-plutoniques résultent de phénomènes secondaires tels que la migration des liquides intergranulaires.

L'ensemble de ces caractères chimiques suggère que l'hybridation n'est pas un phénomène négligeable dans l'ICFL que les roches soient hôtes ou injectées. Mais lorsque l'on essaie de quantifier ces taux d'hybridation à partir de deux pôles de composition différents, on se heurte à un obstacle majeur : la sélectivité des divers éléments chimiques vis à vis des processus

pétrogénétiques variés. En effet, tout se passe comme si chaque élément chimique (ou plus exactement chaque groupe d'éléments parmi un grand nombre) est un traceur d'un processus pétrogénétique spécifique.

C'est la raison principale de la difficulté d'interprétation des données chimiques et des variations importantes des teneurs en certains éléments au sein d'un même faciès pétrographique. Cependant, nous avons pu montrer la diversité des processus pétrogénétiques susceptibles d'expliquer les principaux caractères chimiques des roches de l'ICFL. Nous retiendrons qu'il faut compter trois stades d'évolution distincts et successifs pour expliquer l'ensemble des caractères chimiques observés:

- les évolutions antérieures à l'interaction des deux magmas (cristallisation fractionnée, pauvreté en nickel);
- l'hybridation et les mélanges postérieurs aux injections les plus précoces;
- les processus tardifs d'évolution des magmas partiellement hybrides par fractionnements secondaires.

Dans le détail :

- (a) la différenciation de la série diorites-tonalites peut résulter:
 - (a1) de la cristallisation fractionnée à partir d'un magma à composition proche d'un basalte riche en alumine;
 - (a2) de la contamination à la source ou lors de l'ascension des magmas différenciés;
 - (a3) du mélange et des interactions avec les magmas ré-injectés;
 - (a4) des processus de fractionnement secondaires par migration des liquides intergranulaires au-delà de 50% de cristaux.

- (b) les variations de compositions des microdiorites qui ont des compositions de basaltes riches en alumine peuvent être surtout produites par :

- (b1) les interactions chimiques avec les divers magmas hôtes; nos données chimiques ne nous permettent pas de considérer l'introduction mécanique de phénocristaux comme un mécanisme majeur d'échange dans l'ICFL;
- (b2) la migration tardive des liquides intergranulaires en même temps qu'elle se produit pour les roches hôtes.

On peut ajouter que la possibilité d'échanges chimiques et les conditions de cristallisation sont essentiellement contrôlée par :

- les températures de rééquilibrage des magmas en présence;
- les temps de résidence des magmas en enclaves;

Nous avons vu que dans l'ICFL ces paramètres sont variables en fonction du type de structure observé. Dans ce qui suit nous qualifions abusivement les magmas injectés de magmas basiques parcequ'ils sont nettement moins riches en silice que la plupart des autres faciès de l'ICFL, mais leur contraste de composition avec les diorites est négligeable.

6- Injection et fragmentation des microdiorites.

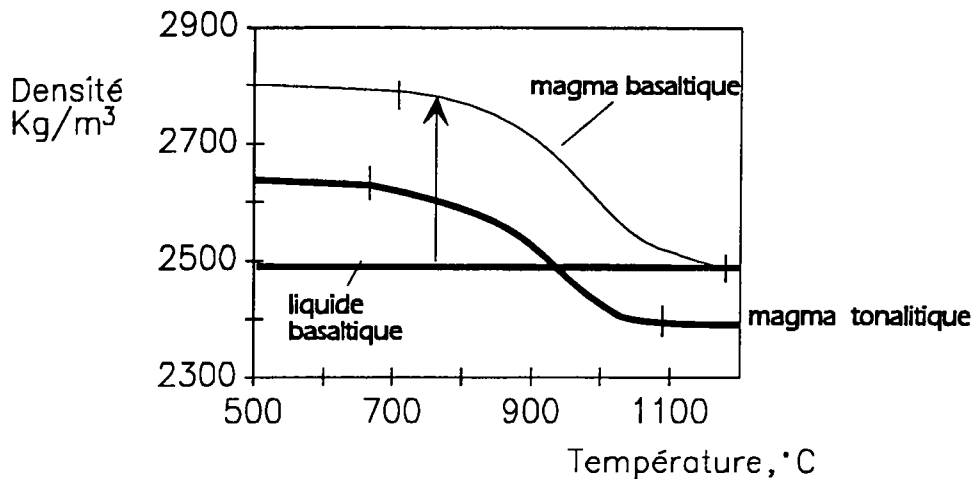
6.1- Estimation des conditions physiques des interactions.

6.1.1- Les contrastes de densité.

Nous avons vu que pendant l'injection, le magma basique peut être considéré comme un liquide et qu'il est possible de calculer la densité d'un liquide si on connaît sa composition chimique (premier chapitre). Nous avons effectué ce calcul à partir de la composition des roches de l'ICFL. Sachant que ces compositions ne sont plus représentatives des magmas originels comme nous venons de le voir, il convient de noter l'incertitude importante introduite par la méconnaissance des compositions originelles.

Un autre grand facteur d'incertitude que nous avons discuté en première partie concerne le choix du modèle de cristallisation modale. Or, nous avons vu que la cristallisation des phénocristaux dans les enclaves est envisageable à partir des seuls magmas basiques. Compte tenu des similitudes de compositions des matrices d'enclaves et de l'assemblage des phénocristaux, il est possible que le modèle de cristallisation modale (p. 26-27) soit proche de la véritable cristallisation des magmas de l'ICFL.

A partir des valeurs de la densité des solides gabbroïques et tonalitiques fournies par Maloof (1985) et de nos calculs sur celles des liquides basaltiques (composition des microdiorites) et tonalitiques (proche de la composition des tonalites T1), nous avons extrapolé sur l'intervalle thermique de cristallisation les densités approximatives des magmas partiellement cristallisés de l'ICFL (fig. 2-29). Quel que soit le taux de cristallisation le magma basique est plus dense que le magma acide avec lequel il est à l'équilibre thermique. Par contre, il peut y avoir une inversion du contraste de densité entre un liquide basaltique et un magma tonalitique partiellement cristallisé car les magmas de l'ICFL montrent des contrastes de composition modérés. On peut ainsi définir une température du magma acide pour laquelle il y a inversion. Lorsque les magmas présentent un fort contraste de composition, par exemple, lors de l'interaction d'un liquide basaltique avec un magma granitique, cette inversion ne peut se produire qu'à très basse température. Au contraire, plus le magma acide a une composition proche de celle du liquide basique, plus cette inversion se produit à une température élevée.



| températures liquidus et solidus
 ↑ saut de densité par équilibrage thermique

Figure 2-29: Courbes schématiques d'évolution des densités des magmas de l'ICFL au cours de la cristallisation (magma microdioritique et tonalite T1). Les températures correspondent à celles du magma résident T1. Au cours de l'injection, à "basse température", le liquide basique est susceptible d'être moins dense que le magma acide. Par contre, à l'issue du rééquilibrage thermique dans ce domaine thermique, le magma basique partiellement cristallisé devient, comme il est à plus haute température, plus dense que le magma acide.

Dans l'ICFL, si on considère que les liquides basaltiques sont injectés à une température proche de leur liquidus, cette inversion se produit pour des valeurs de températures dans les tonalites T1 d'environ 900-950 °C. Cette estimation permet donc de distinguer deux domaines de température pour les magmas hôtes :

- un domaine de haute température où le liquide basaltique injecté est plus dense que le magma résident;
- un domaine de basse température où, au contraire, la densité du liquide basique est inférieure à celle du magma résident.

Nous avons évoqué au cours du second chapitre le rôle déterminant du contraste de densité sur la forme des structures d'injection : les contrastes de densité déstabilisants ($\Delta\rho = \rho_{\text{hôte}} - \rho_{\text{injecté}} > 0$) favorisent dans les milieux déformables la formation de structures d'injection verticales (filons); les contrastes de densité stabilisants ($\Delta\rho < 0$) permettent les épanchements horizontaux (sills). Par conséquent, au cours de l'injection

chacun des deux domaines thermiques que nous venons de définir est schématiquement caractérisé par un type de structure. Les structures planes (filons, couloirs d'enclaves) de l'ICFL se sont donc formées dans le domaine des basses températures pour lesquelles les conditions de densité sont déstabilisatrices.

6.1.2- Les propriétés rhéologiques.

Estimation des viscosités.

Comme précédemment, on suppose que le liquide basique est injecté à la température de son liquidus. Dans ces conditions le magma basique injecté présente une viscosité inférieure à la viscosité du magma acide, quel que soit le taux de cristallisation de ce dernier (fig. 2-30 estimations selon la méthode décrite par Bremond d'Ars, 1990; voir première partie).

Par contre, à l'issue de l'équilibrage thermique le contraste de viscosité entre les magmas basique et acide est susceptible de s'inverser à cause de la cristallisation rapide à laquelle est soumis le magma basique (second chapitre; Sparks et Marshall, 1986; Frost et Linsley, 1988; Fernandez et Barbarin, 1991).

La figure 2-30 représente les viscosités des magmas dioritiques et tonaliques de l'ICFL. Les calculs ont été menés avec des valeurs de paramètres correspondant aux conditions physiques et aux caractéristiques moyennes des magmas que nous avons précédemment présentés (pression : 4 kbar; teneur en eau : 4%). La valeur du seuil de cristallinité de la transition entre les comportements fluide et solide est de 60%. L'inversion des viscosités pour les magmas de l'ICFL (composition proche de celle des microdiorites et des tonalites T1), se produit, dans ces conditions, à une température d'équilibre d'environ 950°C. On peut évaluer l'influence des différents paramètres de calcul sur cette valeur de température à l'aide de la figure 2-31. En faisant varier le pourcentage rhéologique critique (teneur en cristaux critique), la teneur en eau et la pression totale, on constate que les valeurs s'étendent sur une large gamme de température (920 à 1000°C). On remarque également que cette inversion du contraste de viscosité se produit lorsque le magma basique présente environ le double de la teneur en cristaux du magma acide.

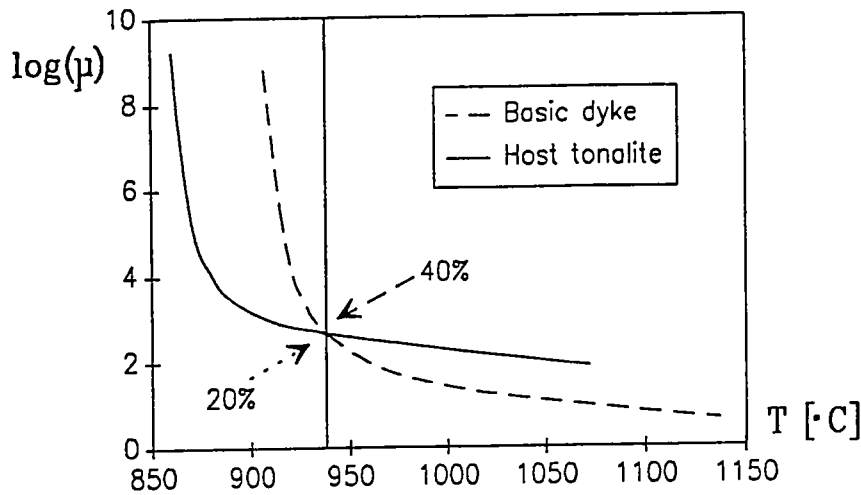


Figure 2-30: Estimations des viscosités des magmas acides et basiques de l'ICFL en fonction de la température d'équilibre (température du magma acide) : il y a inversion des viscosités lorsque le magma basique atteint une proportion de cristaux qui correspond au double du taux de cristallisation du magma acide. Le taux de cristaux critique utilisé pour le calcul est de 60%, une teneur en eau de 4% et une pression totale de 4 kbar.

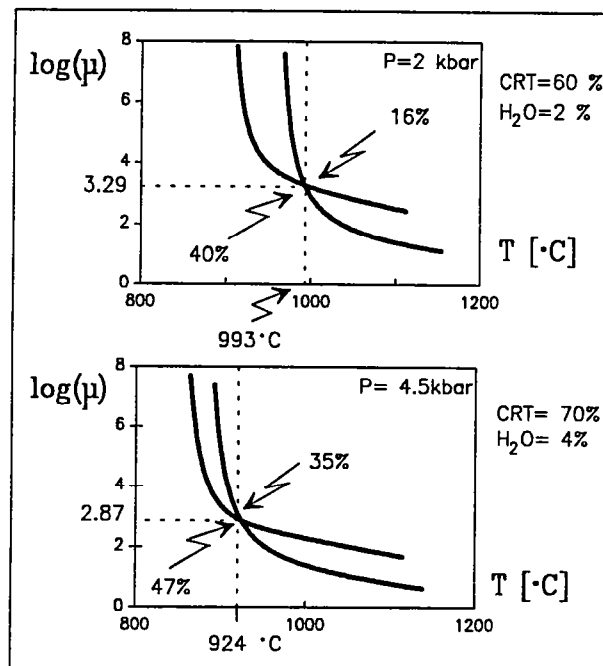


Figure 2-31: Variation de la température d'inversion du contraste de viscosité entre deux magmas de l'ICFL (magma basaltique : microdiorites et tonalite T1) avec différentes valeurs pour les paramètres de calcul: CRT=pourcentage de cristaux critique de la transition rhéologique entre les comportements plastiques et visqueux. Comme sur la figure précédente, les chiffres près des courbes indiquent les teneurs en cristaux à la température d'inversion: la valeur la plus élevée correspond au magma basique.

Nos observations pétrographiques nous permettent de considérer qu'à l'échelle des affleurements, au cours d'un même épisode d'injection, la quantité de magma basique est très faible par rapport à la quantité de magma acide. En effet, nous interprétons la grande variété des structures au sein de presque tous les faciès acides comme le témoin du caractère itératif de l'injection (p.136-137). Cette approximation est totalement justifiée si l'on considère les injections tardives (filons peu ou pas fragmentés) dans les tonalites T1 qui ne représentent qu'une infime partie du volume total des roches présentes à l'affleurement. Par conséquent, la **température d'équilibre** entre les deux magmas peut être considérée comme étant celle de la **température locale du magma acide hôte**. Dans un graphe représentant l'évolution de la viscosité en fonction de la température d'équilibrage des deux magmas, on peut distinguer trois domaines spécifiques du comportement du magma basique (fig. 2-32):

- (i) le magma basique est plus fluide que le magma résidant: le mélange et l'homogénéisation chimique sont a priori favorisés; il peut y avoir disparition des hétérogénéités si les conditions hydrodynamiques s'y prêtent; on appellera ce domaine le domaine **fluide**;

- (ii) le magma injecté est plus visqueux que le magma hôte : on favorise la conservation partielle d'hétérogénéités chimiques et la formation d'enclaves arrondies si la fragmentation intervient après l'équilibrage thermique; c'est le domaine **visqueux**;

- (iii) le magma basique peut être assimilé à un **solide** et dans ces conditions la fragmentation des hétérogénéités basiques préexistantes permet d'expliquer l'apparition des enclaves anguleuses dans un domaine thermique (iiia) où le magma acide est encore suffisamment mobile pour être à son tour injecté dans les structures basiques. Un domaine (iiib) où la cristallisation ne permet plus aucune mobilité du magma acide doit être distingué; la mobilisation des liquides intergranulaires et quelques échanges chimiques entre ces liquides peuvent aussi se produire.

La transition entre les modes de déformation fluides et solides.

La relation de Maxwell permet d'estimer la position de la transition rhéologique entre les comportements ductiles et fragiles des magmas très peu cristallisés dans un diagramme température-temps (Dingwell et Webb; 1989; 1990; première partie). Cette transition apparaît lorsque les vitesses d'application des contraintes sont trop rapides pour laisser le temps au

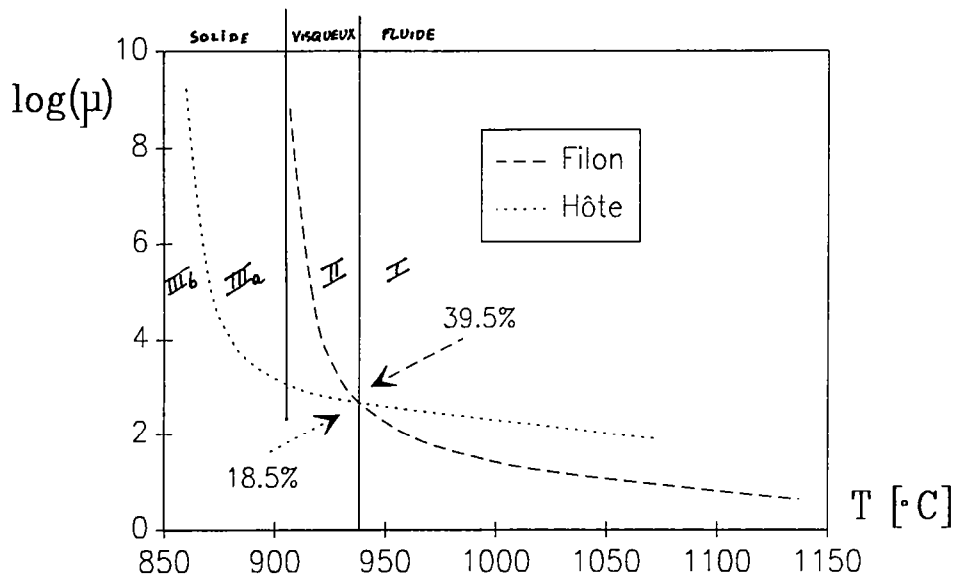


Figure 2-32: Les modes de déformation des éléments de magma basique à l'équilibre thermique avec le magma acide résident.

magma d'accommoder la déformation par des réarrangements structuraux. L'extension du domaine de déformation non-newtonien du côté des hautes températures et vers les temps caractéristiques de la déformation les plus longs n'est connue.

Munis d'estimation de viscosités nous avons étendu la méthode aux domaines thermiques où les taux de cristallisation sont intermédiaires (fig. 2-33). Dans ces domaines de température intermédiaires, les valeurs calculées sont peu fiables : les résultats de Dingwell et Webb (1989; 1990) ont été obtenus avec des liquides et ne s'appliquent théoriquement qu'aux systèmes liquides. Dans les magmas très fortement cristallisés, on se rappelle que la position de cette même transition dans un espace température-temps peut être estimée comme Furman et Spera (1985) le font dans un exemple du batholite de la Sierra Nevada (fig. 2-33; domaine de basse température).

Nous avons représenté dans un même diagramme température-temps les deux courbes correspondant aux deux méthodes dans leurs domaines respectifs et étendus de températures. Ceci nous permet d'estimer sur la totalité de l'intervalle de cristallisation la position de la transition rhéologique fluide-solide pour un magma de composition connue (fig. 2-

33). Dans les domaines de température intermédiaires, la valeur du temps caractéristique de rupture est surtout fonction de la valeur de la teneur en cristaux critique utilisée pour calculer la viscosité. En effet, la transition solide-fluide estimée à partir de la relation de Maxwell devient quasiment indépendante de la vitesse de déformation lorsque le taux de cristallisation s'approche de 60% (valeur utilisée pour tous les calculs qui suivent). Dans le domaine de basse température la rupture dépend essentiellement de la pression fluide : les fortes pressions fluides réduisent les vitesses de déformation (Furman et Spera, 1985).

Comme nous l'avons fait pour les viscosités, nous avons comparé les temps caractéristiques de ruptures d'un magma basaltique avec celui d'un magma tonalitique T1 (fig. 2-34). Nous considérons comme pour les viscosités que le temps caractéristique du magma basique à l'équilibre thermique avec le magma acide ne dépend que de la température du magma acide (en abscisse sur la figure).

Munis de ces approximations sur les densités, les viscosités et les temps caractéristiques de déformation nécessaires à la rupture pour les magmas de l'ICFL, nous nous proposons d'essayer de cerner les conditions de température, de teneurs en cristaux et de vitesses de déformation qui correspondent à la formation des structures de l'ICFL.

6.2- Contraintes pétrographiques.

Les observations de terrains apportent de nombreuses contraintes. Notre objectif est ici de les résumer.

6.2.1- Relations entre les structures syn-plutoniques et la déformation.

La concordance des directions de la foliation dans les microdiorites avec celles des tonalites T1 et l'obliquité des directions de filons sur cette foliation, permettent d'établir que la mise en place des structures d'injection est plus précoce que l'acquisition de l'orientation préférentielle des minéraux. On admet généralement que les minéraux des magmas sont capables de s'orienter préférentiellement pour des taux de cristallisation relativement élevés, correspondant à la transition rhéologique fluide-solide (Cruden, 1990; Fernandez et Barbarin, 1991).

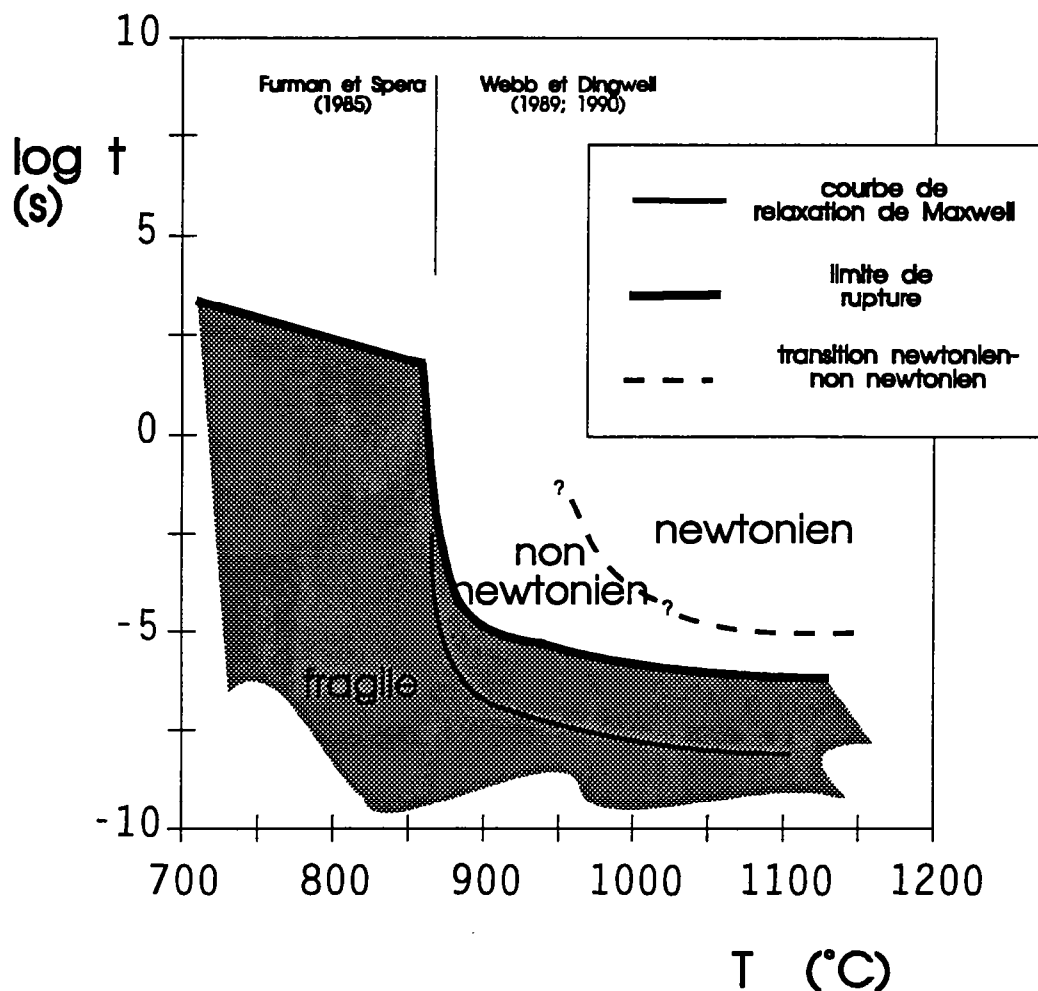


Figure 2-33: *Calculs de la transition entre les comportements fragiles et non newtoniens des magmas partiellement cristallisés en fonction de la température et du temps caractéristique de la déformation (inverse de la vitesse d'application des contraintes). Voir texte, première partie du mémoire.*

Dans l'ICFL, l'orientation des minéraux dans les filons n'est pas compatible avec les directions supposées d'écoulement dans de telles structures planes. En admettant que les magmas de l'ICFL puissent enregistrer une foliation résultant d'une cristallisation sous contraintes à partir de teneurs en cristaux d'environ 60%, les calculs de viscosités montrent que les structures d'injection syn-plutoniques des tonalites T1 sont apparues à des températures d'au moins 850°C. On considère qu'à température plus basse le magma acide n'est plus assez mobile pour s'injecter dans le magma basique.

Au cours du refroidissement le magma basaltique est susceptible de présenter une orientation minéralogique avant le magma tonalitique (Cruden, 1990; Fernandez et Barbarin, 1991). Dans ces conditions, ces auteurs pensent que la réorientation des structures basiques au gré des mouvements convectifs (instabilité gravitaire, déformation tectonique...) peut engendrer l'obliquité des foliations entre les matériaux acides et basiques. Ceci n'a jamais été observé dans l'ICFL et suggère donc que l'apparition de la foliation a été très tardive.

Par conséquent, ces contraintes pétrographiques nous permettent de proposer la limite thermique minimale de mise en place des structures syn-plutoniques dans les tonalites T1 de l'ICFL (850°C). A cause des contrastes de composition, pour les diorites quartziques cette température minimale est sous estimée. Au contraire elle est surestimée si l'injection se produit dans les tonalites T2.

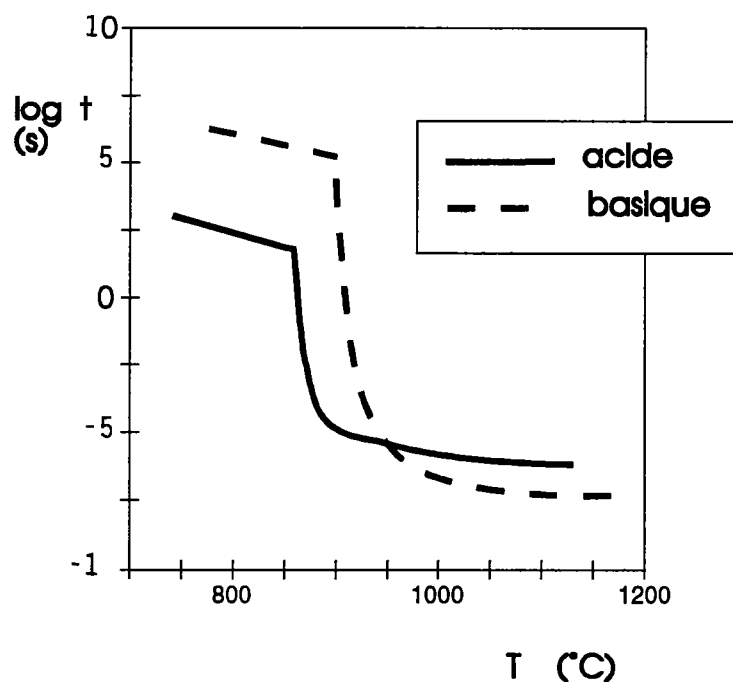


Figure 2-34: Comparaison des positions relatives dans un espace température-temps des transitions rhéologiques fragile-non newtonien des deux types de magma de l'ICFL (un magma basaltique et un magma tonalitique), la température où les courbes se croisent correspond à la température d'inversion des viscosités de la figure 3-3. Au cours de l'injection les temps caractéristiques de déformation sont d'environ 1s (Furman et Spera, 1985; Spera et al., 1988) l'injection d'un liquide basaltique ne peut engendrer la rupture fragile du magma acide que si la température de ce dernier est au plus d'environ 850-900°C.

Nous avons vu que le magma basique au niveau des filons a subi une surfusion importante. Il est donc à l'issue de l'équilibrage thermique vraisemblablement riche en cristaux. Malgré cela, les pipes magmatiques dans les filons syn-plutoniques des tonalites T1 suggèrent qu'à l'issue du rééquilibrage thermique, le magma basique est encore très mobile. Cette mobilité peut être favorisée par des hétérogénéités de composition locales (teneur en eau par exemple).

6.2.2- La convection dans l'ICFL.

Nous avons des évidences des phénomènes de convection c'est à dire d'un brassage actif tous les stades du refroidissement. Dans l'ICFL, quel que soit le mécanisme de fragmentation, la dispersion mécanique des enclaves est un fait d'observation. La présence d'enclaves isolées ou regroupées en îlots (amas) et sans relations apparentes les unes avec les autres, indiquent que les mouvements convectifs dans le magma ont joué un rôle non-négligeable. De plus, cette convection peut permettre d'expliquer la réorientation des couloirs d'enclaves parallèlement aux plans de foliations de l'intrusion : il est en effet difficile de concevoir que les injections basiques fragmentées (couloirs d'enclaves) et que les filons tonalitiques (T2) tardifs se soient localisés dans les plans de foliation. En effet, la majorité de ces plans suggèrent une importante composante en aplatissement montrant que les filons auraient dû s'orienter dans des plans sub-verticaux perpendiculaires à la foliation. Dans ces conditions, il faut admettre soit (a) que ces structures ont été réorientées, soit (b) que la majorité des filons syn-plutoniques (microdiorites fragmentées en couloirs d'enclaves et tonalite T2) s'est localisée dans des discontinuités (cisaillements précoces?), soit (c) que le système de contraintes était radicalement différent de celui imposé par la déformation régionale. Nous ne retenons pas (c) car il est peu probable que le régime de déformation ait changé entre la mise en place des structures et la fin de la cristallisation de l'intrusion.

6.3- Modalités de l'injection dans l'ICFL.

Dans l'ICFL, les structures d'injections sont planaires et verticales. De telles structures suggèrent que les contrastes de densité étaient déstabilisants au moment de l'injection (densité du liquide injecté inférieure à la densité du magma résident). Par ailleurs, les températures minimales que nous venons d'estimer sont basées sur le fait que les magmas résidents peuvent encore se comporter comme des fluides. Ils étaient donc déformables : seuls des contrastes de densité déstabilisants permettent la formation de structures d'injection verticales dans les systèmes de contraintes isotropes (par exemple Lister et Kerr, 1991). La cristallisation sous contraintes de l'ICFL indique que ces dernières conditions ont pu favoriser la géométrie planaire des filons perpendiculairement à l'axe des contraintes minimales au moment de l'injection.

La gamme de température comprise entre la température d'inversion du contraste des densités (950 °C) et la température à laquelle le magma tonalitique montre une brusque augmentation de sa viscosité (850°C si la teneur en cristaux critique est de 60%), correspond à l'intervalle thermique sur lequel s'est effectuée l'injection permettant la formation des structures fragmentées. La valeur inférieure est obtenue grâce aux contraintes de mobilité du magma acide pour démanteler les structures d'injection basiques et, éventuellement, disperser les enclaves. Cet intervalle de température correspond à des teneurs en cristaux dans le magma acide entre 20% et 60%, la teneur en cristaux de la transition entre les comportements rigides et ductiles. Cette dernière valeur que nous avons fixée à 60% pour effectuer nos calculs est fonction de la vitesse de déformation (l'inverse du temps caractéristique de la déformation, voir premier chapitre). Bien entendu, les filons non-fragmentés ont pu se mettre en place à des températures plus basses que 950°C : il n'y a aucune raison pour que les injections basaltiques cessent lorsque la température du magma tonalitique décroît.

Pour tenir compte de cette vitesse de déformation on peut comparer les temps caractéristiques de rupture des magmas aux temps caractéristiques de refroidissement par rééquilibrage thermique. Pour des structures décimétriques à métriques ces temps caractéristiques sont d'environ 10^5 s (formule n°5, p. 74). Ce temps représente le temps moyen que met le magma basique de la structure pour s'équilibrer thermiquement par conduction avec le magma acide. Les structures d'injection de liquides

dans un magma partiellement cristallisé ne se forment que lorsque le temps caractéristique de la déformation est beaucoup plus court que le temps caractéristique de refroidissement.

La valeur de la limite inférieure est donnée par les phénomènes volcaniques les plus rapides pour lesquels le dégazage favorise les temps caractéristiques les plus courts (10^{-2} s; fig. 1-12). Spera et al. (1988) retiennent la valeur de 1 s pour caractériser les temps de transport des magmas basaltiques dans la croûte.

Les estimations de la gamme de température du magma tonalitique au moment de l'injection de la majorité des structures de l'ICFL (850-950°C) ont une implication importante. L'injection n'a probablement pas provoqué la fracturation du magma acide partiellement cristallisé sauf dans les cas extrêmes d'alimentation : injection tardive avec des vitesses élevées. Au voisinage de 900°C il faut des vitesses de déformation d'environ 10^{-5} s⁻¹ pour provoquer la rupture fragile du magma tonalitique lors de l'injection, c'est à dire, des vitesses de quatre ordres de grandeur supérieures aux vitesses de déformation couramment admises lors du transport de magmas fluides dans la croûte (fig. 2-34). Si l'on retient l'estimation de Spera et al. (1988; 1 s) pour le transport de magmas basaltiques, à 900°C le comportement du magma résident est, d'après les modèles de calculs, non-newtonien (fig. 2-34). De même, les filons non fragmentés de l'ICFL qui peuvent présenter des extrémités arrondies (fig. 2, planche II, p. 129) et qui témoignent dans ce cas d'un mode de déformation du magma résident plutôt fluide que fragile, indiquent que si l'injection a eu lieu en deçà de 900°C les temps caractéristiques sont plus longs que $10^{2.5}$ s (soit des vitesses de déformation $< 3.10^{-3}$ s⁻¹).

C'est ce dernier résultat qui a motivé les expériences analogiques que nous présenterons en troisième partie du mémoire. Il nous faut encore tenter de préciser les conditions de formation des enclaves à partir des structures d'injection.

6.4- La fragmentation des structures d'injection.

6.4.1- La fragmentation postérieure à l'équilibrage thermique.

Les filons syn-plutoniques des tonalites de l'ICFL permettent d'envisager les écarts thermiques entre le liquide basaltique et le magma tonalitique. Cet écart est au maximum de 250°C dans les conditions ou

nous avons mené les calculs de viscosité et si l'on considère que les magmas basaltiques super fondus n'existent pas. Les courbes rhéologiques des diorites quartziques sont plus proches de celles du magma basaltique que le sont celles des tonalites T1 : l'inversion des densités se produit à plus haute température et la gamme des températures que l'on peut admettre lors des injections est plus élevée. 250°C constituent par conséquent, une estimation maximale et globale pour l'écart thermique entre les magmas résidents et injectés de l'ICFL.

Nous avons montré que l'équilibrage thermique, dans la plupart des enclaves éparées et arrondies n'a pas abouti, comme dans les filons, à la cristallisation presque totale sous forme de microcristaux. Au contraire, ces microcristaux devaient être suffisamment espacés pour permettre la croissance de cristaux susceptibles d'atteindre des tailles de minéraux comparables à celles des roches hôtes. De plus, on a reconnu dans tous les cas (tonalites T1 et DQ) la nécessité d'avoir des objets basiques suffisamment fluides pour former des enclaves arrondies. Contrairement aux enclaves anguleuses, ces dernières devaient accommoder leurs formes en fonction des contraintes imposées. Toutes ces données suggèrent que la plus grande partie des magmas basiques de l'ICFL a été injectés précocement et à des températures $\geq 900^\circ\text{C}$. Cette température correspond à la valeur de changement de pente brutale de la courbe de transition rhéologique solide-fluide du magma basique.

En fait, la figure 2-35 permet de distinguer les domaines température-temps des modes de déformation des magmas basaltiques à l'équilibre thermique avec le magma résident. Quelle que soit la vitesse de déformation du mécanisme de fragmentation, au-delà de 900°C , le magma basique se comporte comme un fluide non-newtonien. A une température inférieure, son comportement dépend surtout de la vitesse de déformation : seules les vitesses les plus rapides permettent d'expliquer l'apparition des enclaves anguleuses (rupture fragile) dans les diorites quartziques de l'ICFL. Il faut donc admettre que dans l'ICFL, les vitesses de déformation imposées par les mouvements de convection pouvaient atteindre au moins localement 10^{-5} s^{-1} . Si la fragmentation anguleuse a eu lieu vers 900°C , les temps caractéristiques de déformation devaient être au moins égaux à ceux de l'injection.

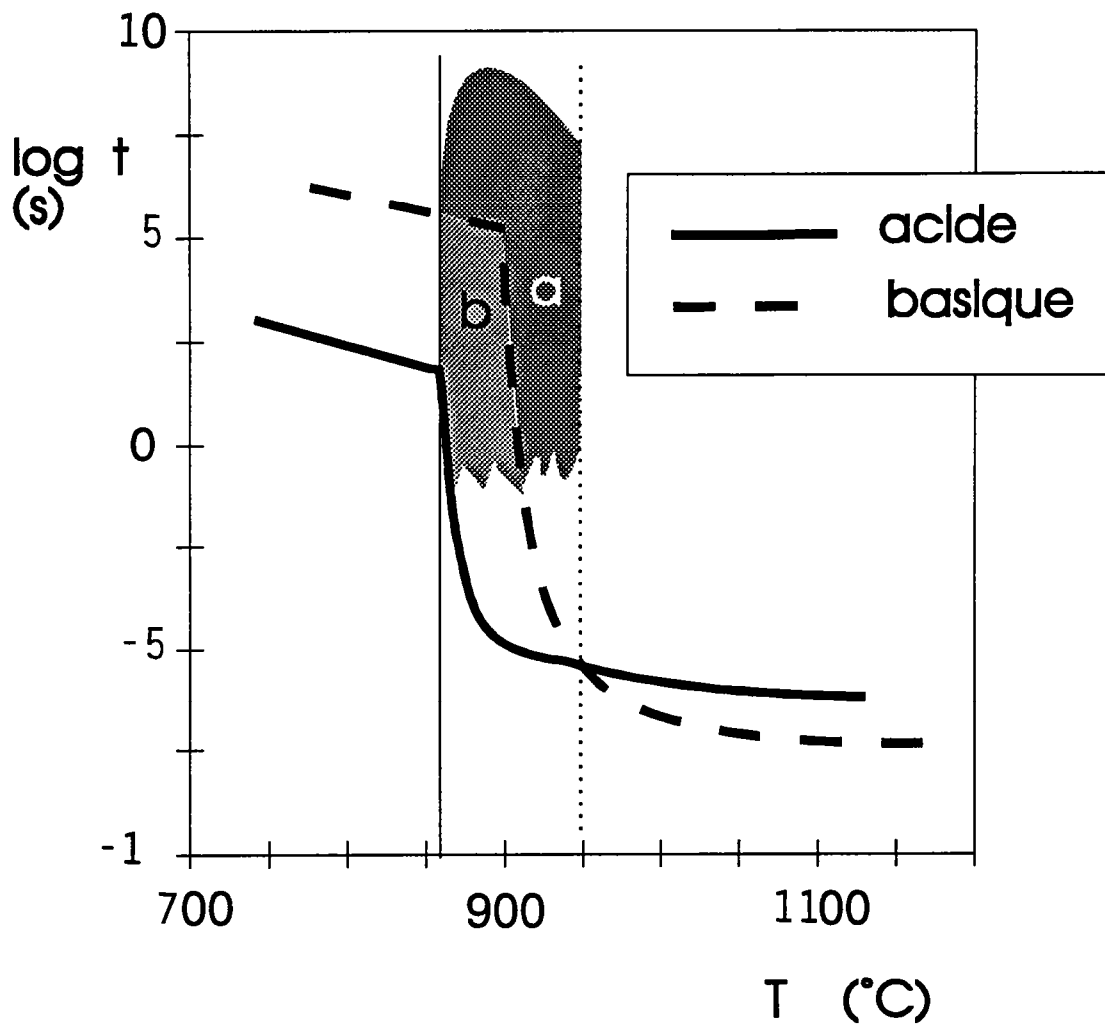


Figure 2-35: Domaines température-temps caractéristiques de la déformation correspondant aux conditions possibles de formation des enclaves de l'ICFL. A l'issue du rééquilibrage thermique entre les deux magmas : (a) domaine de formation des enclaves arrondies; (b) domaine de formation des enclaves anguleuses. Il est peu probable de former des enclaves anguleuses avant que cet équilibre thermique soit atteint sauf avec des vitesses de déformation extrêmement rapides. Il est possible de former des enclaves arrondies caractéristiques d'un mode de déformation fluide au cours du stade d'injection avant l'équilibrage thermique.

6.4.2- Fragmentation synchrone de l'injection?

Dans ce qui a précédé nous n'avons envisagé la formation des enclaves uniquement comme le résultat d'une fragmentation postérieure à l'équilibrage thermique entre le magma injecté et le magma hôte. L'apparition des enclaves anguleuses dont la fragmentation suppose que le magma basique a acquis son mode de déformation fragile, constitue a priori un obstacle majeur à la formation des enclaves au cours du stade d'injection.

Le caractère partiellement fragmenté des filons dans les tonalites T1 et les textures des microdiorites suggèrent que le magma basique a refroidi en masse et qu'il a rapidement acquis des teneurs en microlites élevées. Dans ces conditions, la température d'équilibre pouvait être relativement basse. Dans un tel cas de fragmentation tardive il est surprenant de ne jamais observer aux bordures des filons des enclaves anguleuses. Une explication possible est que les vitesses de déformation par convection n'ont pas permis la rupture fragile. Mais par ailleurs, on sait que ces vitesses importantes ont pu être atteintes dans les diorites quartziques (rares enclaves anguleuses). On peut se demander pourquoi aucune preuve ne subsiste dans les tonalites T1. Une explication pourrait être que la fragmentation a pu opérer avant la fin de l'équilibrage thermique. Dans ce cas, le mode de déformation du magma basique est un mode de déformation fluide même si les vitesses de déformation sont aussi grandes que les vitesses d'injection. Il est donc rhéologiquement possible de ne produire que des enclaves arrondies marquant un mode de déformation fluide du magma injecté avant que ne s'achève le rééquilibrage thermique.

7- Conclusions sur l'étude de l'ICFL.

Nous avons pu établir au cours de cette étude que l'ICFL est caractérisé par une grande variété de structures syn-plutoniques témoignant d'interactions de magmas contemporains dans des conditions diverses. Nous proposons de résumer les résultats importants comme suit:

La profondeur de cristallisation de l'intrusion inversement zonée est d'environ 13 km. Elle cristallise dans un contexte tectonique actif et a enregistré surtout sur sa bordure sud le fonctionnement de décrochements senestres.

Les roches grenues forment une lignée de différenciation depuis des diorites jusqu'à des tonalites. Les caractères chimiques de ces roches permettent de les interpréter par l'intervention de nombreux processus (cristallisation fractionnée, mélange, migration tardive des liquides intergranulaires qui peut aboutir à la formation de leucodiorites).

La plupart des structures syn-plutoniques microdioritiques que ces roches hôtes renferment se sont mises en place in situ, à la profondeur de cristallisation de l'intrusion (sauf peut être les structures susceptibles de témoigner d'interactions plus précoces : les enclaves microgrenues éparses et les îlots).

Les structures les plus tardives sont toutes des structures planaires verticales (filons syn-plutoniques, couloirs d'enclaves); elles permettent d'observer la fragmentation des structures d'injection qui aboutit, in situ, à la formation d'enclaves.

Le contraste de densité entre le liquide injecté et le magma partiellement cristallisé résident est susceptible de s'inverser parce que les magmas qui interagissent présentent un faible contraste de composition.

Les contrastes de viscosité s'inversent avec le refroidissement lorsque les magmas qui interagissent sont à l'équilibre thermique.

Au moment de la plupart des injections du magma basique, le magma hôte a un comportement assimilable, en fonction de sa teneur en cristaux (20-60%) et de la vitesse d'application des contraintes (environ 1 s^{-1}) à celui de fluides ou à celui de solides. Ces conditions correspondent à celles, au moins vers les plus basses températures, où le fluide est non-newtonien.

Les caractères morphologiques des structures (arrondies ou anguleuses) ont été utilisés pour déterminer les modes de déformation du magma acide (stade d'injection) ou du magma basique (stade de fragmentation). La figure 2-36 résume l'ensemble des hypothèses et des résultats de nos estimations des conditions de formation des structures. La fragmentation peut être soit synchrone de l'injection et la formation d'enclaves anguleuses n'est pas envisageable, soit postérieure à l'équilibrage thermique et à $T < 900^{\circ}\text{C}$. Les temps caractéristiques de convection doivent être de toute façon très courts pour produire des enclaves anguleuses (vitesses de déformation élevées $> 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

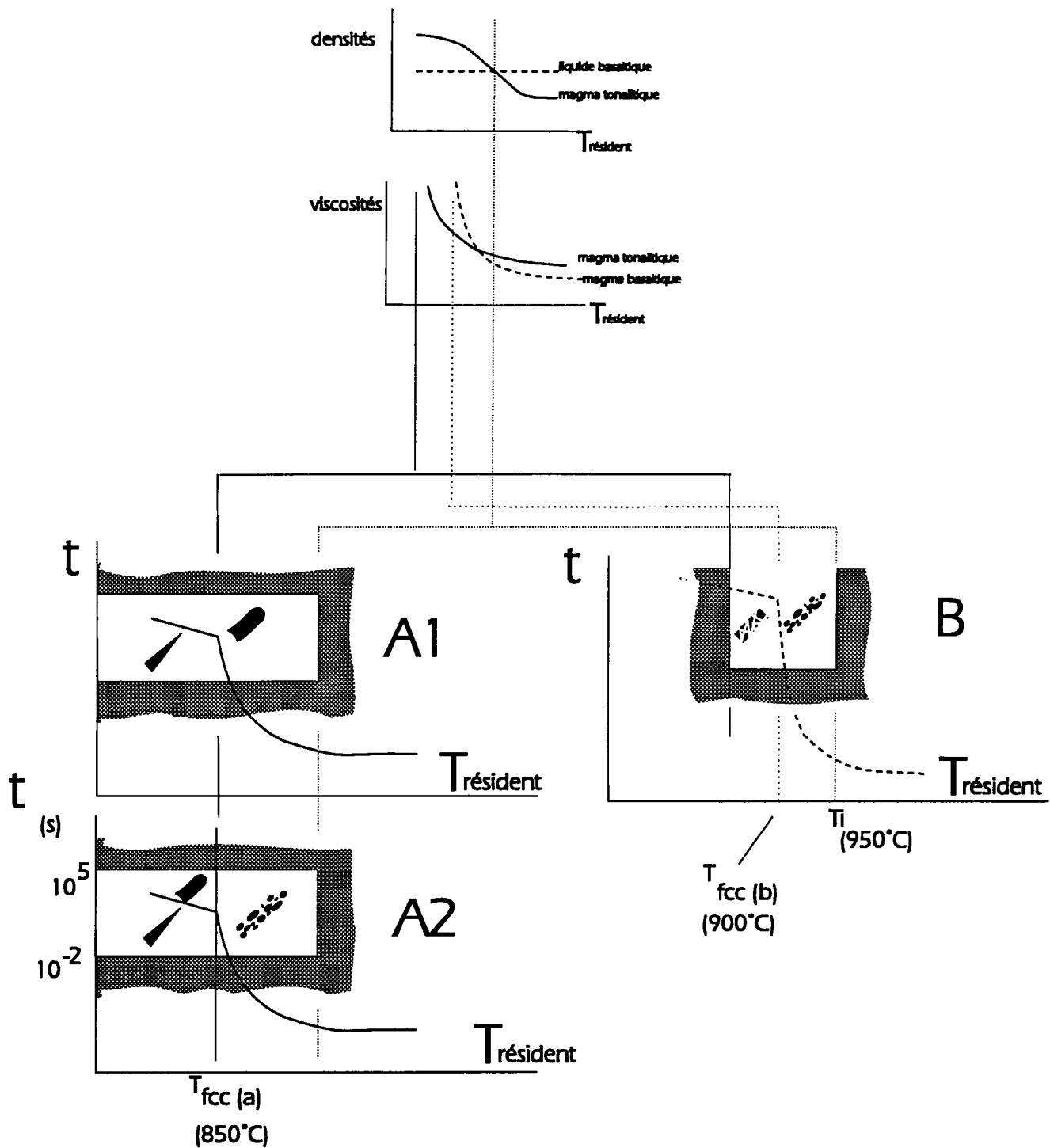


Figure 2-36 : Synthèse des conditions de formation des structures de l'ICFL. Rappels des figures précédentes. Représentation des domaines température-temps dans lesquels on peut attendre les différents types de structures représentées schématiquement.

A1 : injection sans fragmentation;

A2 : injection et fragmentation synchrones;

B: fragmentation postérieure à l'équilibre thermique.

t = temps caractéristique de déformation;

$T_{résident}$ = température du magma hôte;

T_i = température d'inversion du contraste de densité;

T_{fcc} = températures de la transition rhéologique solide-fluide pour le magma acide (a) et basique (b).

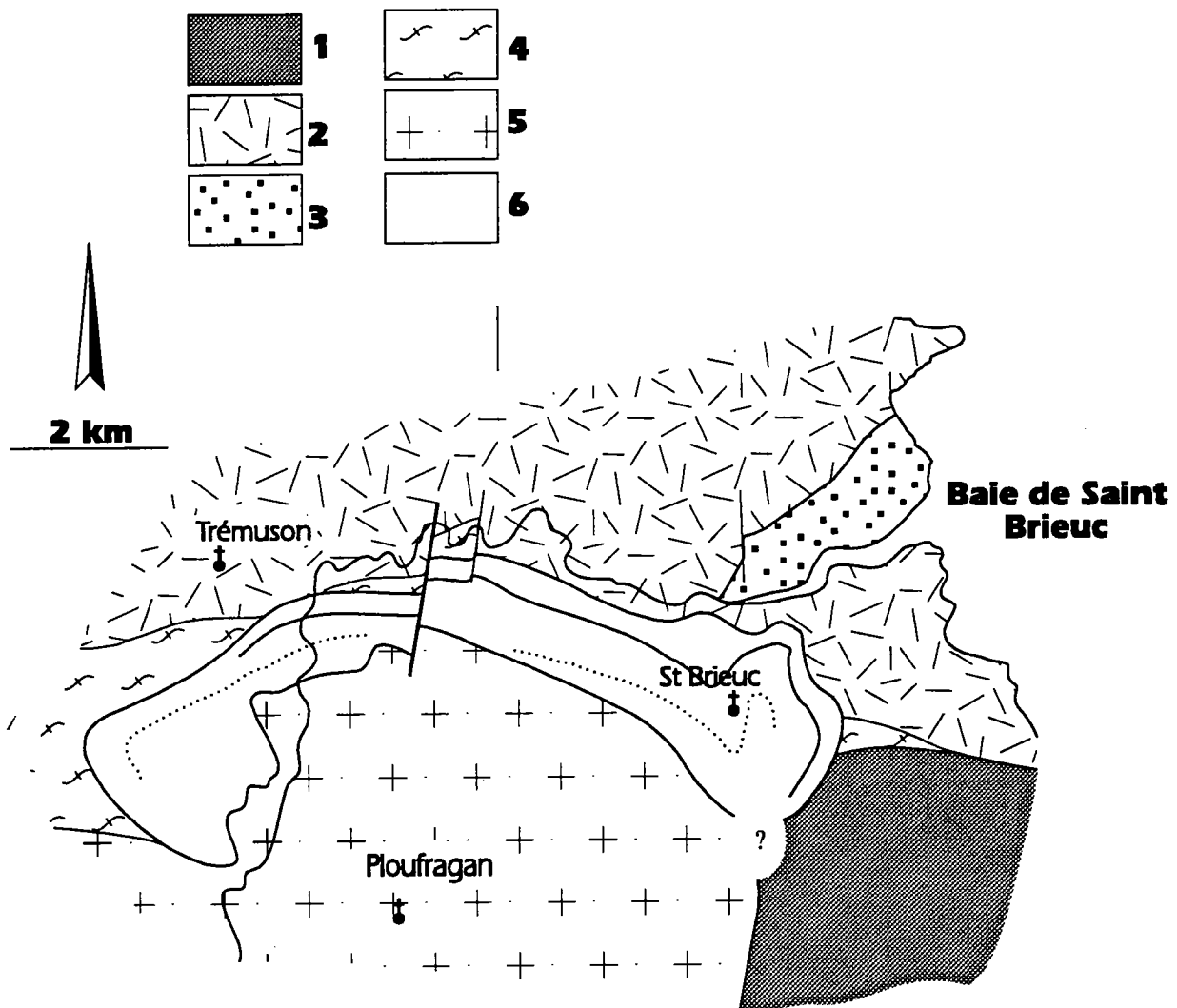


Figure 2-37 : Carte géologique de région de Saint Brieuc établie en collaboration avec R. Hébert. La ligne continue à l'intérieur du pluton représente la limite approximative des faciès du groupe I (essentiellement au Nord de cette ligne) avec les faciès intermédiaires; la ligne discontinue correspond au tracé de la transition entre ces mêmes faciès intermédiaires et les granodiorites du groupe II (les plus au Sud).

1: formation d'Yffiniac; 2 : formation de Lanvollon; 3 : formation du Légué; 4: intrusion de Squiffiec; 5: granitoïde de Ploufragan; 6 : "granodiorite" de Saint Brieuc (ISB).

III- L'INTRUSION DE SAINT-BRIEUC.

L'intrusion de Saint Briec est localisée à l'Ouest de la baie du même nom. Son étude va nous permettre d'envisager des aspects du mélange magmatique différents de ceux que nous venons d'explorer dans l'intrusion de Fort La Latte. Nous allons abandonner momentanément l'étude des structures d'injection magmatiques car, contrairement "au Fort-la-Latte", cette intrusion ne montre pas d'affleurements présentant de spectaculaires structures syn-plutoniques.

1- Esquisse géologique et travaux antérieurs.

L'Intrusion de Saint-Briec (ISB) dessine une intrusion dont les contours cartographiques présentent deux lobes principaux. Le lobe le plus à l'Est est centré sur l'agglomération de Saint-Briec (fig. 2-37). Elle est bordée à l'Ouest par les gabbros-diorites de Squiffiec, au Nord par la formation de Lanvallon, à l'Est par les metabasites d'Yffiniac et au Sud par les granitoïdes de Ploufragan rattachés à la ceinture migmatitique de Saint Malo-Guingamp. L'ensemble de ces formations a été brièvement décrit au début de la seconde partie de la thèse (voir contexte géologique).

L'ISB est une intrusion qui n'a jamais fait l'objet d'une étude pétrographique détaillée. Elle est, dans un premier temps, assimilée aux dioritoïdes structurés (Coutances, Fort-la-Latte, Saint-Quay et Squiffiec), improprement regroupés sous le label "Syénite de Coutances" (Barrois, 1895; 1934; Jérémme, 1924). Cependant, dans la région de Saint Briec, Barrois (1895) distingue dans cet ensemble hétérogène plusieurs faciès de compositions et de textures différentes, parmi lesquels le "granite à amphiboles" de Saint-Briec. Chantraine (1966) confirme l'opposition entre les diorites déformées de Plouvara-Squiffiec (bordure ouest de l'ISB) et les granitoïdes isotropes de l'ISB dont il souligne ainsi le caractère tardif ou post-tectonique dans l'histoire cadomienne. Une tentative de datation Rb-Sr sur roche totale (603 ± 96 Ma, Vidal, 1980; Graviou et al., 1988) confirme, dans un premier temps, que l'ISB est une intrusion cadomienne mais ne permet pas, plus tard, de préciser si elle est tardi-cadomienne comme le pensent Le Gall et Barrat (1987) ou bien seulement tardive par rapport à l'épisode de déformation majeur reconnu en Baie de Saint Briec (Balé et Brun, 1983). Les données isotopiques Rb-Sr (Vidal, 1980) sont réutilisées et couplées à de nouvelles données Sm-Nd (Guerrot, 1989); elles

permettent d'établir que l'ISB est l'intrusion la plus contaminée parmi les dioritoïdes de la baie (Fort la Latte, Saint-Quay): un modèle pétrogénétique faisant intervenir la contamination crustale par un composant granulitique profond d'un magma mantellique différencié est envisagé pour toutes ces intrusions, alors supposées sub-contemporaines (Guerrot, 1989). On sait aujourd'hui que l'ISB se met en place à 533 ± 11 Ma (U-Pb sur monozircon, Hébert et al., 1993) et nous allons voir que cette datation permet également de connaître l'âge du granite de Ploufragan.

2- Description pétrographique.

Les variations de composition modale à l'intérieur du pluton montrent que sa constitution évolue de manière continue depuis des diorites quartziques jusqu'à des tonalites et/ou des granodiorites (fig. 2-38). De façon à clarifier l'exposé, deux ensembles pétrographiques principaux ont été distingués en fonction de leur répartition géographique, de la texture des roches qui les composent et, de la présence ou de l'absence d'enclaves à l'affleurement. Il est important de noter le caractère arbitraire de cette distinction étant donnée l'existence de faciès transitionnels en position intermédiaire (fig. 2-37) qui expliquent pourquoi les contacts entre les faciès ne sont quasiment jamais observés.

2.1- Les termes "basiques" du groupe I.

Le premier groupe (I) est essentiellement constitué de diorites quartziques, finement grenues (taille moyenne du grain < 2 mm) et exceptionnellement grenues, qui n'ont été échantillonnées que sur les bordures nord et nord-est de l'ISB (fig. 2-37). A l'exception de xénolites d'amphibolites provenant de l'encaissant au Nord du pluton et de rares xénocristaux de quartz anguleux, blindés dans une auréole de minéraux ferro-magnésiens, cet ensemble I ne contient pas d'autres enclaves. C'est précisément cette absence s'ajoutant aux analogies de texture avec les diorites quartziques qui permettent de rapporter certains des faciès transitionnels à composition de granodiorite ou de tonalite à ce groupe I : il s'agit (i) de granitoïdes localisés dans la frange nord (dont l'unique échantillon déformé du massif); (ii) des enclaves tonalitiques de type microgrenu en inclusion dans les faciès rattachés au groupe II.

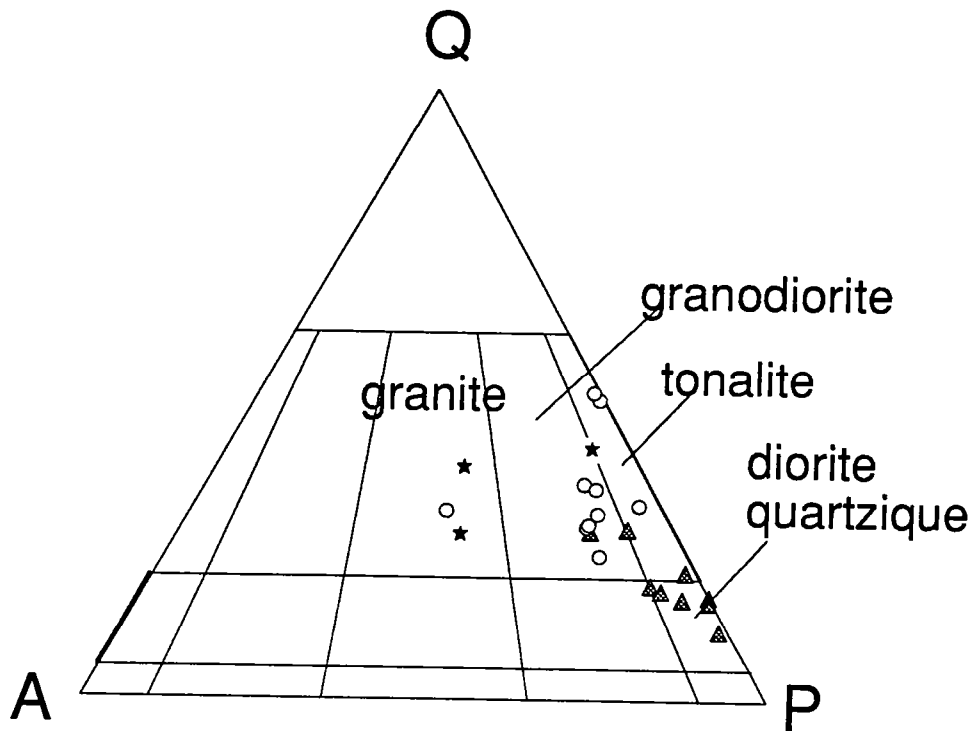


Figure 2-38 : Diagramme de Streckeisen : variation des compositions modales des roches de l'ISB et de Ploufragan; le faciès intermédiaire de l'ISB entre les roches du groupe I (triangles) et celles du groupe II (ronds) n'a pas été distingué; dans l'intrusion de Ploufragan (étoiles), a (aprites à tourmaline) et b (unique échantillon grenu de granite) n'ont pas été analysés chimiquement.

Bien que ces enclaves soient particulièrement rares, elles permettent d'envisager la contemporanéité des magmas des deux groupes. Dans les roches du groupe I, le plagioclase est sub-automorphe et présente un zonage normal fortement marqué (andésine-oligoclase). Des reliques d'augite au coeur des cristaux de hornblende vert-pâles et des biotites souvent chloritisées constituent les principaux minéraux ferro-magnésiens (tab. 2-12). Le quartz et le microcline lorsqu'il existe, sont interstitiels. Les opaques sont généralement dominants sur les autres minéraux accessoires : apatite aciculaire, zircon et sphène.

2.2- Les termes "acides" du groupe II et les faciès transitionnels.

Les roches du groupe II et des faciès transitionnels représentent plus de 80% du volume total des affleurements du massif. Elles se différencient de celles du groupe I (1) par la présence systématique d'enclaves surmicacées centimétriques parfois associées à des "nodules" de quartz de taille décimétrique, et (2) par une texture grenue

	n° ech.	Pl	Hbl	Px	Qtz	Bt	Kfs	Ms	Crd	Acc.
Groupe I	90-25	54.00	20.00	2.00	8.00	15.00				1.00
	90-27	37.00			37.00	25.00				1.00
	90-23	60.00	5.00		16.00	13.00	5.00			1.00
	90-51	55.00	15.00		8.00	18.00				3.00
facies interm.	90-19	46.00	10.00		20.00	18.00	4.00			1.00
	90-67	48.00	10.00	1.00	13.00	22.00	5.00			1.00
	90-49	62.00	5.00		14.00	16.00	3.00			1.00
Groupe II	90-58	50.00	2.00		21.00	11.00	16.00			1.00
	90-28	47.00			29.00	17.00	6.00			1.00
	90-57	46.00	1.00		22.00	20.00	9.00			1.00
Gran. Plouf	90-29	32.00			26.00	20.00	3.00	12.00	7.00	0.50

Tableau 2-12 : Compositions modales représentatives des groupes de roches qui composent le massif de Saint Briec et le granite de Ploufragan.

(taille moyenne du grain 3-4 mm) généralement isotrope (sauf dans la bordure occidentale). Les granodiorites dominent largement mais des tonalites ont également été échantillonnées (fig. 2-38). Au contact avec le granite de Ploufragan ces tonalites renferment parfois de la muscovite.

La minéralogie de ce groupe est identique à celle du groupe I. Il convient de noter cependant que la biotite constitue le minéral ferromagnésien dominant et que l'amphibole et surtout le clinopyroxène sont particulièrement rares. L'apatite est systématiquement trapue.

Les enclaves surmicacées sont de tailles et de proportions variables. Elles sont particulièrement rares dans les faciès transitionnels. Les plus petites (environ 1cm) sont généralement recristallisées et ont souvent perdu la fabrique conservée dans les plus grosses (10 cm). Elles renferment essentiellement de la biotite et de la muscovite, (\pm plagioclase, \pm apatite). Certaines d'entre elles présentent une couronne réactionnelle de hornblende au contact de la granodiorite hôte (fig. 2-39).

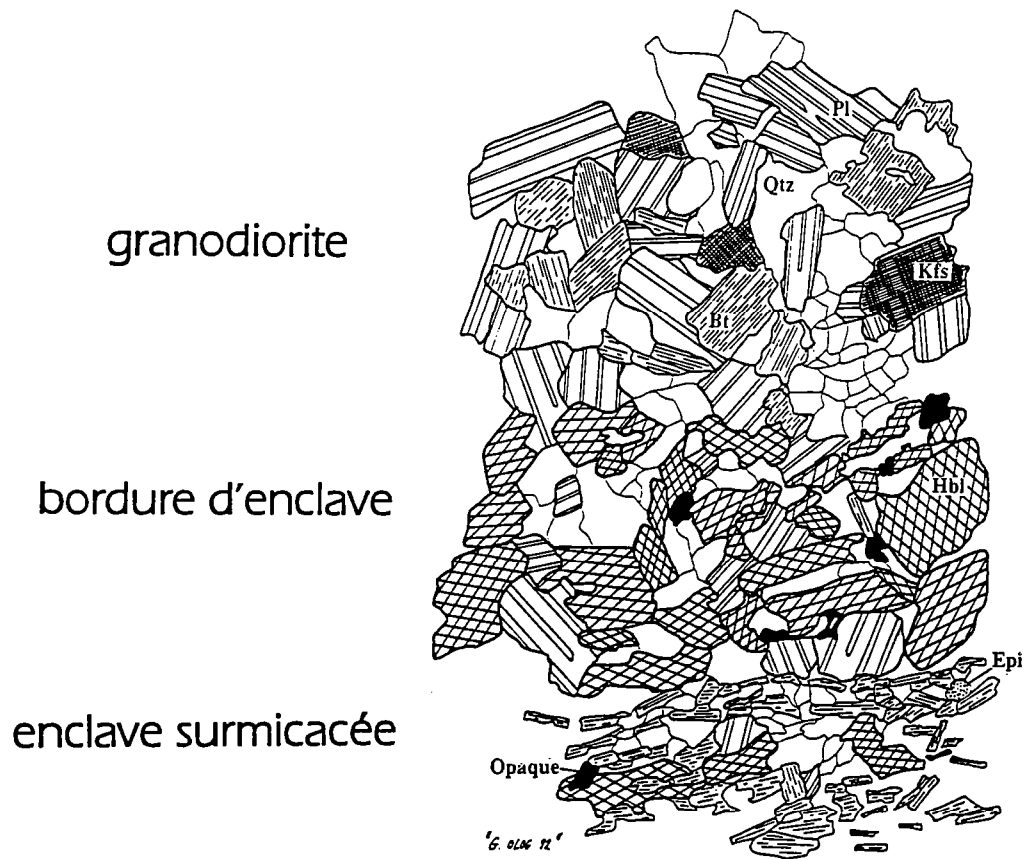


Figure 2-39 : Représentation microscopique du contact entre une granodiorite de l'intrusion de Saint Briec et une enclave surmicacée bordée par un niveau riche en amphiboles. Dessin de R. Hébert d'après lame mince ($\times 25$).

3- Principaux caractères chimiques et interprétation pétrogénétique.

Les enclaves surmicacées dans les granitoïdes sont généralement interprétées comme des témoins d'une origine crustale des magmas qui les renferment (Chappell et al., 1987; Didier et Barbarin, 1991). Ces enclaves constituent des restites de fusion partielle entraînées par les liquides avec lesquels elles sont supposées être en équilibre. A l'inverse, des enclaves en déséquilibre dans le magma hôte présentent des recristallisations ou des auréoles réactionnelles. Dans l'ISB, nous interprétons les textures des enclaves surmicacées (fig. 2-39) comme des témoins d'une introduction mécanique d'un corps solide restitique dans le magma du groupe II. La présence de nodules de quartz de grandes tailles est compatible avec cette interprétation.

Par ailleurs, l'absence d'enclaves surmicacées et la paragenèse minérale dans le groupe dioritique I, ainsi que la comparaison avec les autres massifs cadomiens (Graviou et Auvray, 1985) suggèrent que ces magmas ont une origine mantellique (Chappell et White, 1974; Didier et al., 1982). Les observations pétrographiques dans les deux groupes sont cohérentes avec un modèle d'interactions entre des magmas crustaux et mantelliques au sens large.

Les compositions chimiques représentatives des deux ensembles sont regroupées dans le tableau 2-13 (analyses par fluorescence X, Géosciences Rennes). Elles confirment le caractère arbitraire de la distinction entre les deux groupes de magmas. Ces données montrent, en effet, une série de différenciation continue depuis les roches du groupe I vers celles du groupe II (fig. 2-40). On peut constater dans les diagrammes de Harker, qu'au sein des deux groupes, les analyses sont peu dispersées pour la plupart des éléments majeurs et des éléments traces. Par contre, les roches du groupe I (% SiO₂ ≈ 55 %) peuvent présenter des variations de teneurs en certains éléments, dont par exemple TiO₂, Y, Cr. On note également que les tonalites et les granodiorites, distinguées par leurs compositions modales, ont en fait une composition chimique quasiment identique. Dans les tonalites et les granodiorites, l'essentiel du potassium se répartit respectivement, dans les biotites et dans les feldspaths alcalins (tab. 2-12). Cette identité géochimique des roches du groupe II permet d'envisager des variations des conditions physiques de cristallisation au sein du massif.

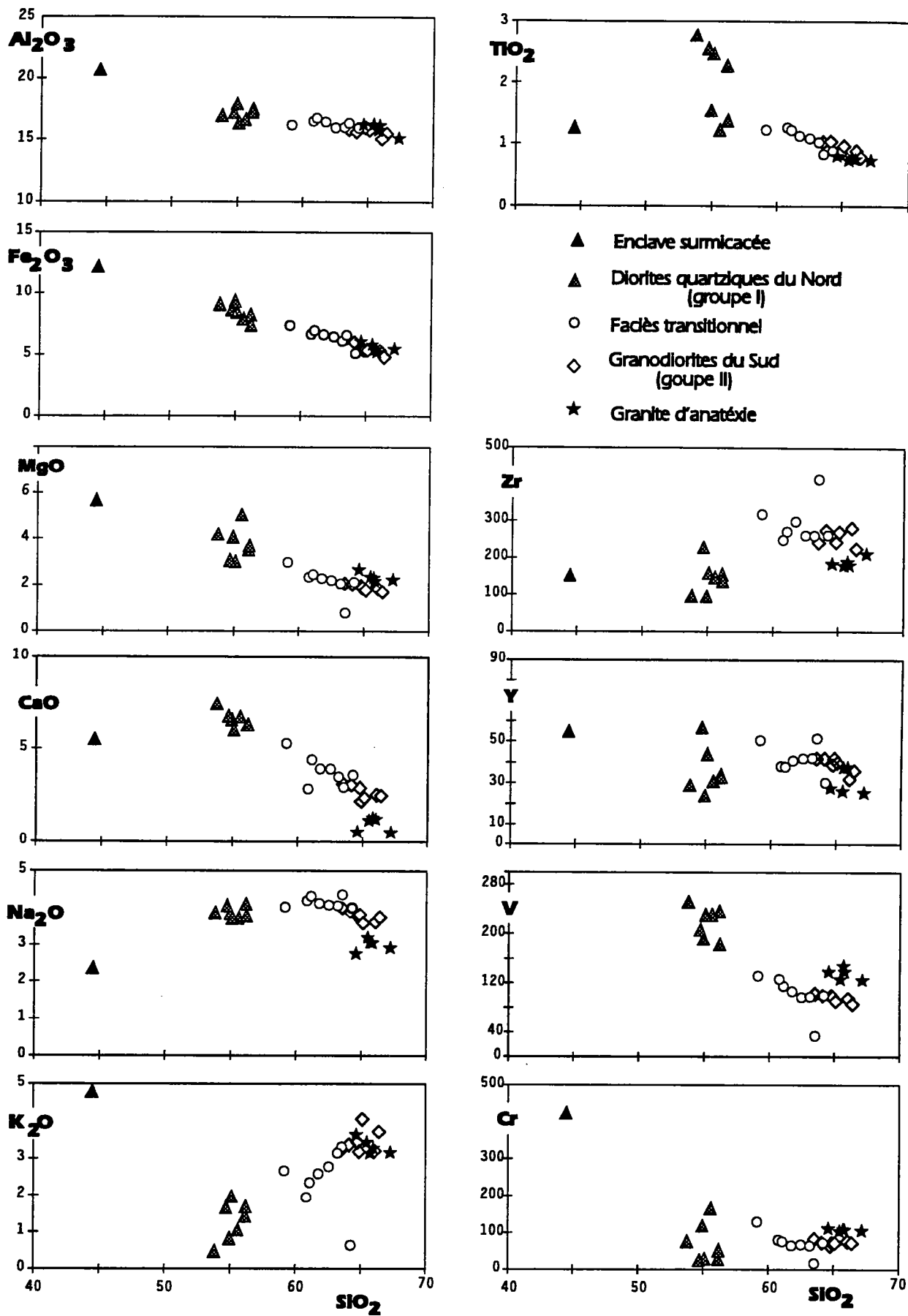


Figure 2-40 : Diagramme de Harker dans les roches de l'ISB et de Ploufragan.

De plus, ces données s'accordent avec l'hypothèse d'une introduction de composants crustaux dans un magma plus basique mantellique tel qu'on peut l'envisager à partir des données isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($t=540\text{Ma}$) ≈ 0.707 ; Vidal, 1980; ϵ_{Nd} ($t=540\text{Ma}$) = + 0.5 et -0.5; Guerrot, 1989). L'augmentation du rapport A/CNK des roches du groupe I vers celles du groupe II, l'apparition du corindon normatif dans les granodiorites riches en enclaves surmicacées et l'augmentation des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ avec la teneur en silice témoignent d'une possibilité de mélange entre des produits mantelliques et crustaux dont la proportion augmente significativement avec la différenciation. Il est donc probable que le mélange provoque, pour une large part, cette différenciation. L'hybridation entre les magmas mantelliques par les magmas crustaux est continue et d'intensité croissante depuis les diorites quartziques jusqu'aux granodiorites. Une classification des granitoïdes orogéniques particulièrement adaptée aux roches de l'ISB a récemment été proposée par Castro et al. (1991). Etablie à partir des granitoïdes hercyniens d'Espagne, elle présente une classification basée sur l'intensité des interactions entre les produits mantelliques et crustaux. Dans cette classification, les caractères pétrographiques et géochimiques des faciès du groupe I correspondent aux magmas hybrides de type Hm. Les magmas du groupe II constituent un type hybride plus évolué (Hss ou Hs) dans lequel les proportions de contaminant magmatique crustal introduites lors du mélange ont été plus importantes (tab. 2-14).

Les faciès transitionnels suggèrent qu'un mélange "in situ" -synchrone de la mise en place du pluton- entre les deux magmas hybrides (groupes I et II) a pu intervenir. Mais, il convient d'envisager des phénomènes d'hybridation plus précoces entre les produits crustaux et mantelliques dans un site plus profond que celui de la mise en place et de la cristallisation de l'intrusion. Ces derniers permettent d'expliquer le caractère hybride des magmas des deux groupes. Ils doivent être distingués d'un éventuel mélange plus tardif entre les produits hybrides.

Un système d'alimentation continu par des magmas de plus en plus contaminés dans le temps peut également être envisagé pour compléter le schéma précédant : les magmas les plus précoces et les moins hybrides se trouvent "figés" au contact nord avec des amphibolites "froides". Ils sont repris sous forme d'enclaves magmatiques microgrenues par les magmas les plus évolués et les plus tardifs.

	I	Interméd.	II
N° Ech.	90-24	90-19	90-57
N° Ana.	10892	10889	10899
SiO ₂	53,80	59,14	65,13
Al ₂ O ₃	16,97	16,22	15,79
Fe ₂ O ₃	9,11	7,37	5,36
FeO	nd	nd	nd
MnO	0,17	0,11	0,08
MgO	4,21	3,01	1,80
CaO	7,47	5,32	2,40
Na ₂ O	3,87	4,01	3,59
K ₂ O	0,48	2,68	4,05
TiO ₂	2,78	1,23	0,97
P ₂ O ₅	0,19	0,23	0,22
PF	1,33	0,81	1,02
Total	100,38	100,13	100,41
Nb	14	15	14
Zr	97	319	271
Y	29	51	40
Sr	352	195	209
Rb	11	101	146
Co	27	21	14
V	252	132	91
Ni	10	13	16
Cr	75	129	71
Ba	241	652	846
Zn	87	96	76
Cu	14	14	13
Th	1	4	7
Ga	20	21	20
Qz	9,41	10,47	21,40
Or	2,84	15,84	23,93
Ab	32,75	33,93	30,38
An	27,51	18,34	10,47
Mg-Di	2,95	1,84	
Fe-Di	0,06	0,68	
Ca-Di	3,47	2,73	
Mg-Hy	7,53	5,65	4,48
Fe-Hy	0,14	2,09	0,32
Ap	0,44	0,53	0,51
Ilm	5,28	2,34	1,84
Cor			1,66
Mag	6,19	4,44	4,14
A / CNK	0,84	0,85	1,08

Tableau 2-13 : Analyses chimiques représentatives des roches de l'ISB.

type S	type Hs	type Hss	type Hm	type M
leucogranites (2 micas) syeno- et monzo- granites	monzogranites à granodiorites	granodiorites et tonalites	tonalites (généralement à grain fin)	quartz-diorites et tonalites
restites métamorphiques (bt, crd, sil, etc.)	restites métamorphiques rares enclaves basiques	enclaves basiques dominantes	pauvre en enclaves peu ou pas de restites	enclaves exclusivement cumulatives
phases résiduelles des réactions de fusion (felds.K, crd, sil, etc.) amas de bt-sil.	mégacristsaux de felds.K et crd. des réactions de fusion amas de bt	mégacristsaux de felds.K résorbés. réaction crd-bt. fréquente amas de bt-hb.	amas de hb. caractéristiques de la réaction px-hb. et bt-hb	phases ferro-magnésienne stables. réactions péritectiques uniquement
zonation simple du plagioclase, pas de zones de résorption	plagioclases zonés de façon complexe avec d'évidentes zones de résorption			zonation simple oscillante dans le plagioclase
pas de xénocristsaux	peu ou pas de xénocristsaux (apatites aciculaires?)	xénocristsaux de hornblende en amas	xénocristsaux : felds.K, plag. et quartz.	pas de xénocristsaux
association majeur avec le métamorphisme régional de haut degré	généralement associé avec les granitoïdes de type M et S dans de larges batholites avec des contacts transitionnels; au niveau épizonal, chaque type peut apparaitre sous forme d'intrusions discrète isolées			généralement associé avec de petits stocks de roches ultra-basiques
rappports isotopiques crustaux $\delta^{18}O \geq 10\%$ $87Sr/86Sr(i) > 0,708$ $\epsilon_{Nd} < 0$	rappports isotopiques très variables; rappports isotopiques généralement intermédiaires entre des rappports mantelliques et crustaux; droites de mélange caractéristiques.			$87Sr/86Sr(i) < 0,704$ $\epsilon_{Nd} > 0$ généralement (manteau apauvre)
$K2O/Na2O > 1$ A/CNK > 1	$K2O/Na2O$ voisin de 1 A/CNK voisin de 1	$K2O/Na2O < 1$ A/CNK < 1		
fusion partielle de roches sédimentaires variations chimiques expliquées par des variations en proportion de restite	formé par mélange de magmas (hybridation) d'origine mantellique (type M) et de magmas anatectiques supra-crustaux (type S)			différenciation de magmas basaltiques d'origine mantellique

Tableau 2-14 : Classification des granitoïdes hercyniens d'Espagne (Castro et al., 1991).

4- Relations avec les granitoïdes de Ploufragan.

4.1- Description pétro-géochimique.

Le granitoïde de Ploufragan constitue un exemple typique de granitoïde d'anatexie, rattaché structurellement à la ceinture migmatitique de haute température de Saint Malo-Guingamp dont la mise en place se situe vers 540 Ma (Graviou et al., 1988; Brun et Balé, 1990; Hébert et Ballèvre, 1992).

Localisé au Sud de Saint Briec (fig. 2-36), il s'agit d'un granitoïde à grain beaucoup plus fin que les granodiorites de l'ISB (taille moyenne \approx 2 mm). Il est hétérogène et présente des variations importantes dans les proportions, d'enclaves surmicacées, de xénolites méta-sédimentaires, de nodules de quartz décimétriques et d'intensité de déformation. Les roches de ce massif ont été décrites sous le terme de gneiss à 2 micas (Chantraine, 1966 ; Cogné et Sagon, 1976). Dans les zones où nous avons échantillonné (voir annexe) les tonalites dominant. Il existe également des granites, des granodiorites et des filons aplitiques à tourmaline. Quelquefois ces tourmalines forment des enclaves ("cocardes"; Le Fort, 1991). Seules les tonalites ont fait l'objet d'analyses chimiques.

Dans les tonalites, le plagioclase et de rares cristaux d'orthose perthitique sont sub-automorphes. On observe parfois de la cordiérite automorphe pseudomorphosée en biotites et muscovites. Au moins deux générations de biotites et de muscovites ont été identifiées : les phyllosilicates primaires dispersés dans la matrice et les secondaires qui remplacent la cordiérite. Le quartz et le microcline sont interstitiels.

Le caractère anatectique de ces tonalites de type S (Chappell et White, 1974) est confirmé par les analyses chimiques (tab. 2-15). En particulier, leur composition permet de vérifier qu'elles peuvent correspondre, en fonction des conditions (essentiellement la pression, teneur en fluides), à l'eutectique du système Qz-Ab-Or (fig. 2-41; Winkler, 1976) et qu'elles renferment toutes du corindon normatif (tab. 2-15).

Migmatites Ploufragan		
	Moyenne	σ
SiO ₂	65,79	0,83
Al ₂ O ₃	16,00	0,47
Fe ₂ O ₃ *	5,70	0,27
MnO	0,06	0,00
MgO	2,41	0,15
CaO	1,00	0,32
Na ₂ O	3,02	0,15
K ₂ O	3,36	0,18
TiO ₂	0,79	0,03
P ₂ O ₅	0,14	0,06
PF	2,10	0,31
Total	100,36	
Nb	15	0,5
Zr	192	11,5
Y	31	5,4
Sr	180	18,4
Rb	120	9,2
Co	15	2,2
V	137	8,7
Ni	31	3,5
Cr	110	2,5
Ba	857	93,1
Zn	82	10,9
Cu	16	4,3
Th	11	0,9
Ga	21	1,0
Qz	29,37	
Or	19,87	
Ab	25,52	
An	4,02	
Mg-Hy	6,00	
Fe-Hy	1,50	
Ap	0,33	
Ilm	1,49	
Cor	5,93	
Mag	3,93	
A / CNK	> 1,4	

Tableau 2-15 : Moyenne de cinq analyses chimiques du granite de Ploufragan.

4.2- Relations granodiorite hybride-granite d'anatexie

L'examen du contact entre les granodiorites hybrides du Sud du PSB et le granite de Ploufragan révèle: (a) l'absence d'auréole thermo-métamorphique; (b) la présence de lobes à toutes les échelles d'observation (km ou dam) entre les deux granitoïdes, (fig. 2-42) (c) des contacts diffus que la différence de grain entre les deux roches permet de localiser précisément (fig. 2-43); (d) la présence locale d'aprites à tourmaline en amas ("cocardes", Le Fort, 1991), intrusives dans le granite de Ploufragan et la granodiorite de Saint Briec, et impliquant des circulations de fluides tardives. Les observations (a) (b) (c) permettent d'établir que les deux magmas (Ploufragan et Saint Briec) sont contemporains. Même si les lobes peuvent résulter d'une géométrie des contacts sub-parallèle (Chantraine, 1966; fig. 2-44) à la surface d'érosion, ils correspondent néanmoins à un système d'injections réciproques entre les deux magmas sub-contemporains .

La conservation de l'identité physique et chimique des deux magmas s'accorde avec les viscosités élevées des magmas acides en partie cristallisés que constituaient ces systèmes. Ceci n'empêche pas qu'ils aient pu présenter des contrastes de viscosité non négligeables au moment de leur mise en contact.

Cependant, plusieurs arguments s'avèrent contradictoires lorsque l'on veut quantifier ce contraste : (a) la structuration est généralisée (mais non systématique) dans le granitoïde de Ploufragan alors que dans la granodiorite de Saint Briec les foliations sont très rares (exclusivement à l'Ouest) (b) à l'échelle cartographique le granite de Ploufragan tronque l'ISB dont la forme particulière a déjà été soulignée; (c) la proportion d'injections granitiques (Ploufragan) observée est supérieure à la quantité des injections granodioritiques (type ISB) dont un seul exemple est actuellement connu (Chantraine, 1966). Si les arguments (b) et (c) indiquent que le magma anatectique est plus fluide que le magma granodioritique au moment de la mise en place, l'argument (a) suggère les relations inverses. Cette contradiction peut s'expliquer dans un environnement de magmas contemporains où l'alimentation jusqu'au site de mise en place des différents produits ne s'effectue pas en un seul stade dans les deux intrusions. On conçoit aisément qu'à l'intérieur d'un même ensemble pétrographique (Ploufragan) puissent coexister, à la suite d'injections successives (venues multiples sub-contemporaines), des magmas de

compositions identiques avec des propriétés rhéologiques (teneurs en cristaux) totalement différentes. Une telle hypothèse permet de mieux comprendre les hétérogénéités de déformation ainsi que les injections réciproques entre les magmas de Ploufragan et de Saint Brieuc.

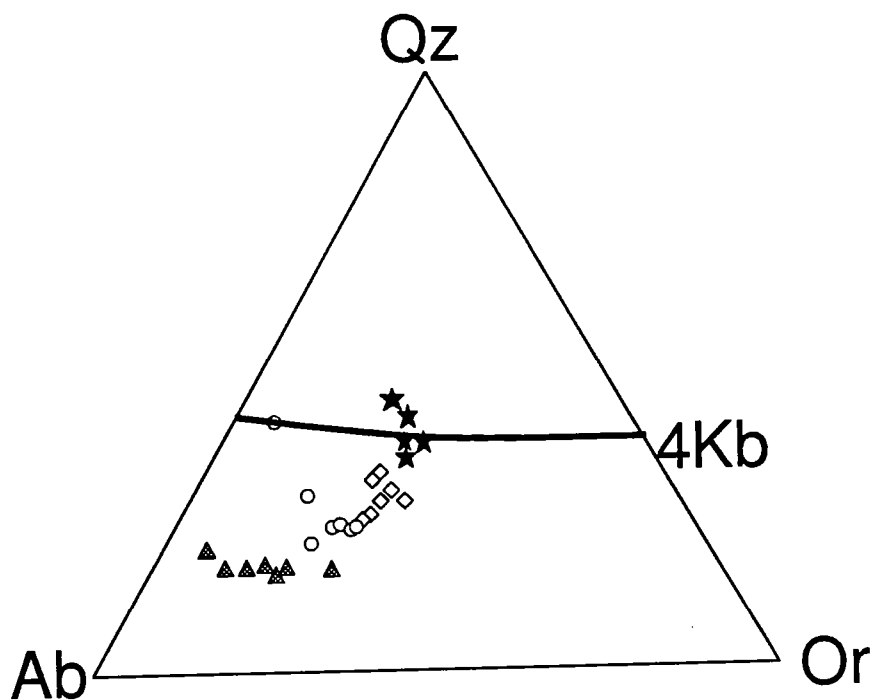
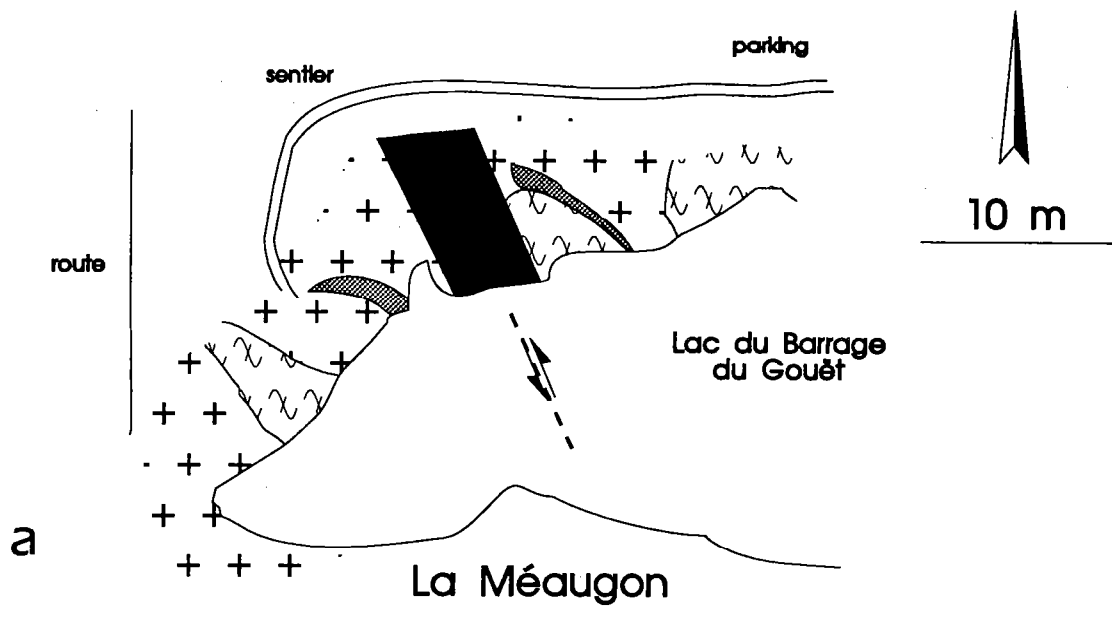


Figure 2-5 : Positions relatives des analyses de l'ISB et du granite d'anatexie de Ploufragan; la courbe à 4kbar correspond à l'eutectique du système Qtz-Ab-Or à cette pression (Winkler, 1976) . Même légende que la figure 2-40, p. 205.



- + + granodiorite
- x x granite d'anatexie
- ▨ aplite à tourmaline
- dolérite

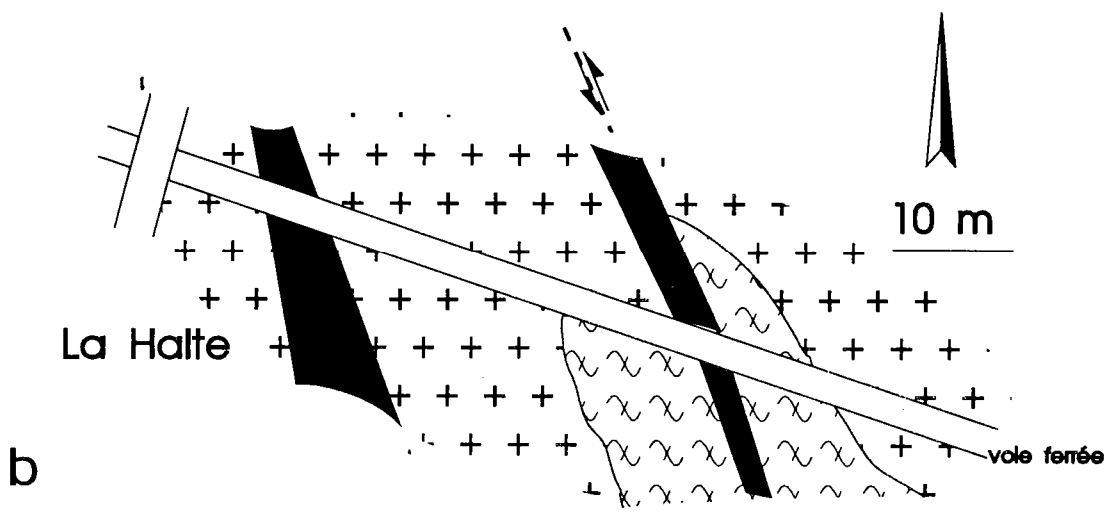


Figure 2-42: Détails d'affleurements à proximité de la vallée du Gouët au nord (a) et au sud (b) de la Méaugon; illustration des contacts lobés et digités entre les deux types de granitoïde.

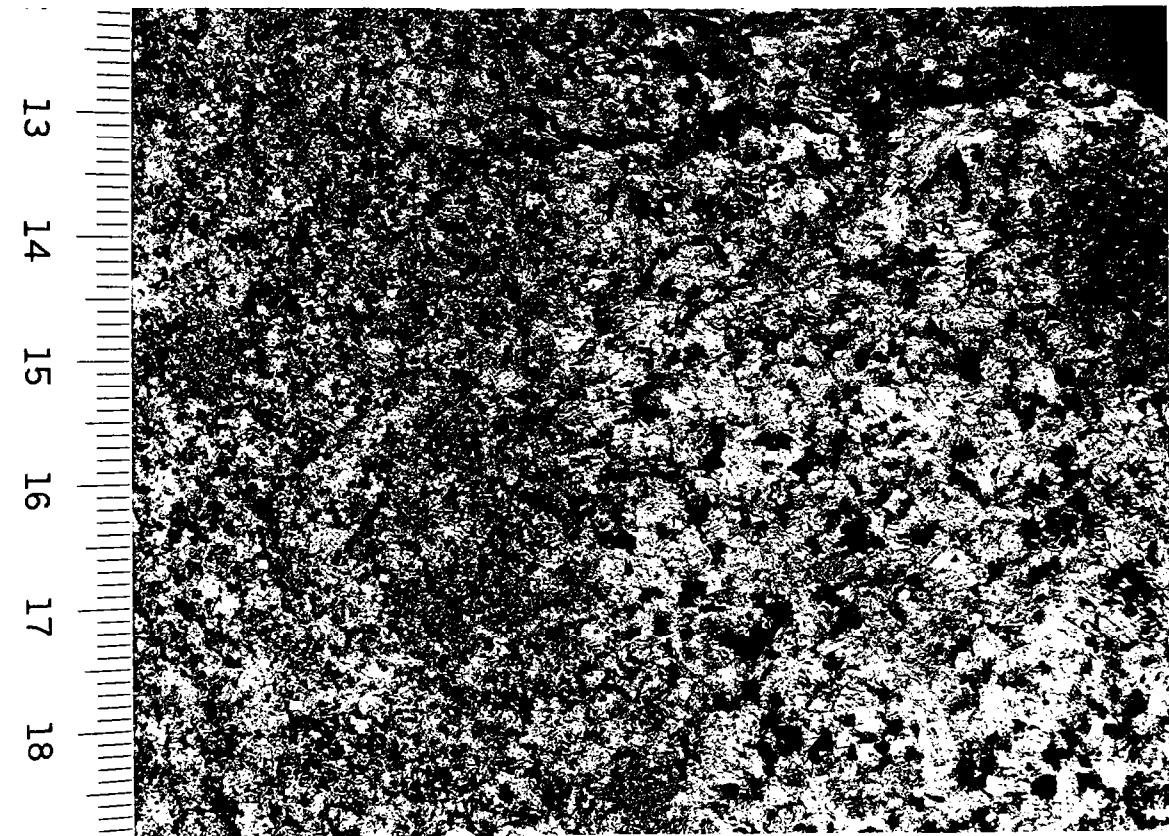
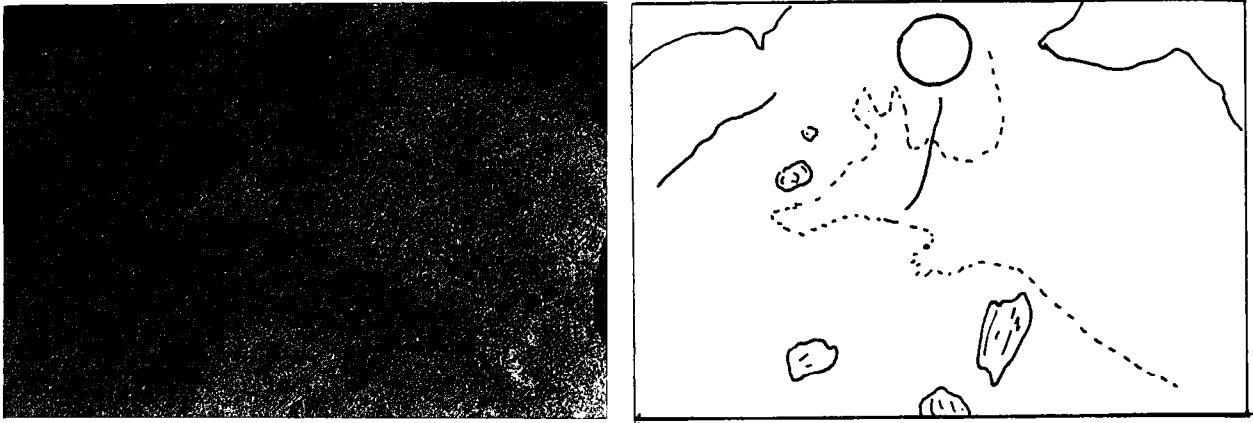


Figure 2-43 : Détails des contacts entre le granite d'anatexie à grains fins de Ploufragan (à gauche) et les granodiorites hybrides de Saint Brieuc à grains plus grossiers (à droite sur les photographies). En haut, on peut remarquer la morphologie irrégulière des contacts francs et les enclaves restitiques dispersées dans le granite d'anatexie (La Méaugon). En bas, les minéraux noirs correspondent aux biotites tandis que les grains les plus clairs correspondent aux quartz (en gris), aux plagioclases et aux feldspaths alcalins (en blanc).

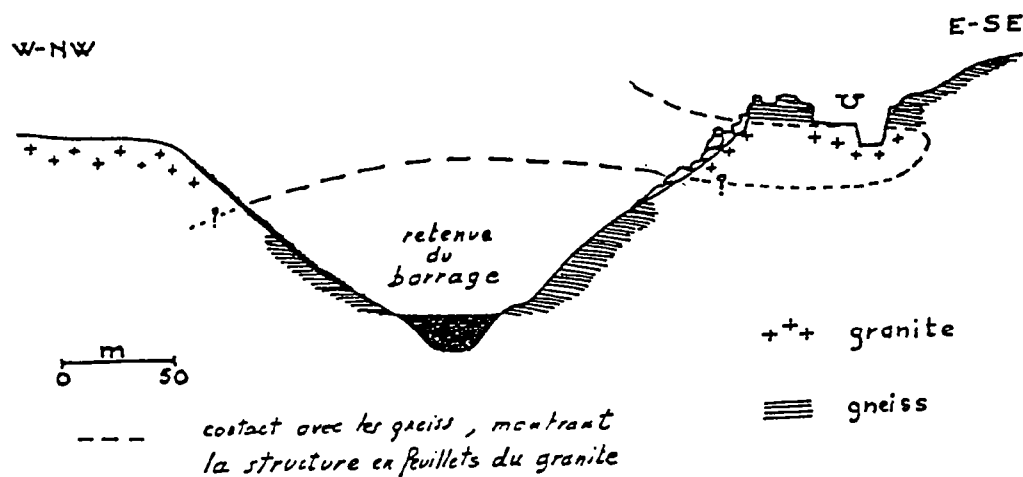


Figure 2-44 : Coupe interprétative des relations entre les granitoïdes de la Vallée du Gouët (Chantraine, 1966).

Les données obtenues au cours de cette étude suggèrent que les granitoïdes de Ploufragan sont des contaminants potentiels pour les granodiorites hybrides de l'ISB. En effet, l'examen des analyses chimiques (tab. 2-13 et 2-15; figs. 2-38 et 2-39) montre que, pour la plupart des éléments, les granodiorites de Saint-Brieuc ont des compositions intermédiaires entre les diorites quartziques et le granite d'anatexie. Cependant, il est possible que la composition du contaminant ne soit pas exactement celle des tonalites de Ploufragan dont les rapports Rb/Sr sont plus bas que certaines granodiorites hybrides. Pour expliquer cette anomalie, on peut envisager plusieurs hypothèses : une hétérogénéité de la source crustale en profondeur; des circulations de fluides tardimagmatiques; un modèle de fractionnement restitique (Chappell et White, 1987). Ces possibilités ne s'excluent pas mutuellement.

La contemporanéité des magmas hybrides et des produits d'anatexie, ainsi que la mise en évidence de mélanges précoces, permettent de discuter l'éventuelle contribution thermique des produits mantelliques lors de la fusion crustale sur ce segment cadomien (Graviou et Auvray, 1985; Le Gall et Barrat 1987; Bremond d'Ars et al., 1992).

Bremond d'Ars (1990) a étudié la base de la chambre magmatique basique du complexe plutonique nord de Guernesey. Il conclue que la mise en place et la cristallisation des magmas mantelliques peuvent engendrer la fusion partielle de l'encaissant. L'essentiel de l'histoire pétrogénétique se passe sur la site de cristallisation. Un tel modèle n'est pas envisageable à Saint Briec car les magmas qui se mettent en place sont des magmas hybrides (ou différenciés) dont les interactions précoces ont débuté à des profondeurs supérieures (plus forte pression) à celles de mise en place de l'intrusion.

Dans ces conditions, on ne peut pas exclure que les magmas mantelliques aient pu engendrer la fusion d'une partie du matériel crustal avec lequel ils interagissent au cours de l'ascension. Cependant, cette hypothèse se heurte au problème majeur de l'évaluation des proportions relatives entre les deux types de matériaux. Bien que la proportion de matériel basique nécessaire à la fusion de la croûte dépende de nombreux facteurs (compositions, chaleurs latentes...), on sait que cette proportion doit être importante (> 50% du volume total de magmas produits) pour que le liquide acide puisse être extractible (Huppert et Sparks, 1988; Bergantz, 1989). Or, en Baie de Saint Briec, le volume apparent de matériel hybride est très inférieur au volume des produits anatectiques. Il faut donc admettre, dans le cadre de cette hypothèse de fusion induite par les magmas mantelliques, que d'importants volumes de matériaux basiques (trop denses pour traverser la croûte?) se sont accumulés en profondeur (interface croûte inférieure-croûte supérieure? voir second chapitre). En effet, seuls les granites d'anatexie (Ploufragan) et les produits mantelliques différenciés (ISB) semblent pouvoir atteindre les niveaux structuraux supérieurs.

Nous ne sommes pas en mesure actuellement de proposer un modèle pétrogénétique plus précis. Nous en resterons donc à la localisation préférentielle des magmas mantelliques au niveau d'une discontinuité de densité dans la croûte qui peut contribuer, avec l'activité tectono-métamorphique régionale (épaississement-relaxation? voir contexte géologique; Lagarde et al., 1992), à engendrer la production de magmas crustaux .

5- L' ISB : Conclusions.

Cette étude a permis de préciser ou d'établir : (1) les éléments de la chronologie relative locale, à savoir, l'antériorité de la diorite déformée de Squiffiec recoupée cartographiquement par l'intrusion de Saint Brieuc (voir travaux antérieurs sur l'ISB); (2) le caractère contaminé et hybride (Castro et al. 1991) des diorites quartziques et des granodiorites de Saint Brieuc résultant de "l'interaction de produits mantelliques (s.l.) et crustaux"; (3) la mise en place synchrone des magmas hybrides de l'intrusion de Saint Brieuc et du granite d'anatexie de Ploufragan vers 530 Ma et donc la confirmation de son appartenance à la ceinture de haute température de Saint Malo-Guingamp (4) la forte probabilité que le granitoïde de Ploufragan corresponde au contaminant responsable des caractères hybrides du massif de Saint. Brieuc.

Par conséquent, la contamination crustale peut être envisagée non plus en terme d'interaction magma-solide (Guerrot, 1989) mais véritablement sous la forme de mélanges et d'interactions entre les magmas contemporains, avant et pendant leur mise en place sur leur lieu de cristallisation. En effet, il n'existe pas d'évidence de mélange "in situ" entre les granitoïdes d'anatexie et les granodiorites hybrides bien que les deux magmas se mettent en place en même temps. Dans ces conditions, on envisage les étapes pétrogénétiques suivantes (fig. 2-45):

(a) intrusion, accumulation, cristallisation et différenciation de magmas mantelliques et basiques dans la croûte qui induisent la fusion partielle de leur encaissant ou se mettent en place dans une croûte déjà partiellement fondue pour des raisons structurales;

(b) ascension et mélanges entre les produits partiellement fondus d'origine mantellique et d'origine crustale; au cours de ce stade précoce le mélange produit au moins deux stocks de magmas hybrides (groupe I et II); les magmas anatectiques sont également capables de monter sans se mélanger aux produits mantelliques.

(c) mise en place, injections mutuelles, et cristallisation des venues magmatiques successives et probablement multiples qui vont constituer les intrusions de Saint Brieuc et de Ploufragan. Les magmas les moins hybrides (groupe I) précèdent vraisemblablement les plus évolués (groupe II). C'est au cours de ce stade que l'on peut envisager des interactions "in situ" permettant d'expliquer la zonation interne de l'ISB et l'apparition des faciès intermédiaires.

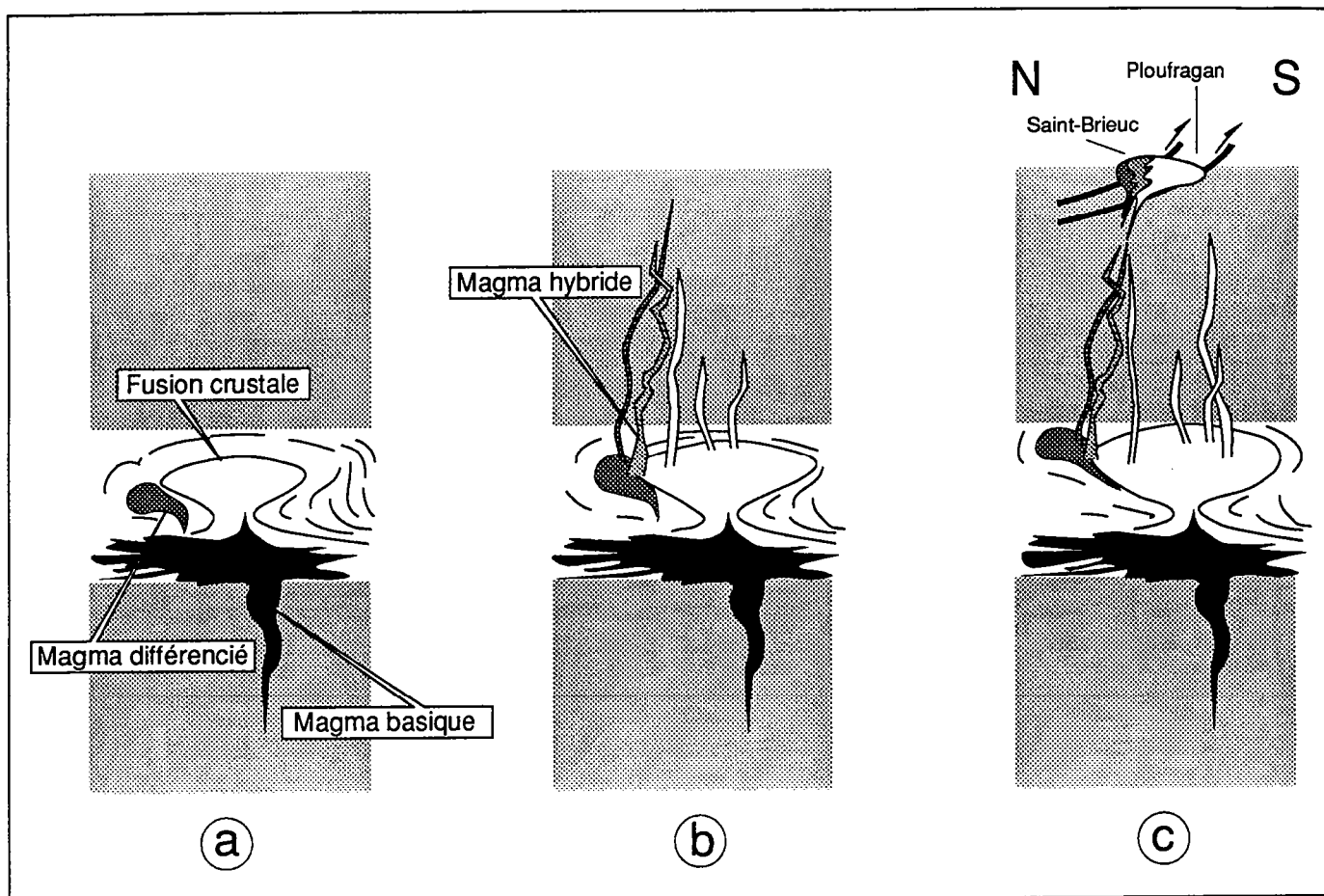


Figure 2-45 : Schéma interprétatif de l'évolution et de l'hybridation vers 530 Ma en Baie de Saint Brieuc (voir texte). Inspiré de Brun et al. (1990).

Deuxième partie : CONCLUSIONS.

Les résultats de notre étude pétrographique confirment la chronologie relative des événements cadomiens en Baie de Saint Brieuc :

- (1) une phase tectono-métamorphique majeure (fonctionnement de décro-chevauchements à vergence sud-ouest vers 600-580 Ma, Balé et Brun, 1983; Brun et Balé, 1990; Hébert et Ballèvre, 1992) contemporaine de la mise en place de volumes importants d'intrusions plutoniques de compositions basiques à intermédiaires (Saint Quay-Portrieux, Fabriès et al., 1984; l'ICFL, Genestier, 1984; Squiffiec); les magmas sont caractérisés par une affinité mantellique au sens large; ces magmas peuvent se différencier par cristallisation fractionnée; les phénomènes de mélange peuvent être importants mais difficiles à décrypter à l'aide des données chimiques à cause de la diversité des processus pétrogénétiques qui agissent; une contribution crustale mineure est envisageable (par exemple comme à Guernesey, Bremond d'Ars, 1990); la plupart des roches ont perdu leurs liquides résiduels avant la fin de la cristallisation;

- (2) un épisode de migmatisation et de mise en place de volumes importants de produits d'anatexie (Saint Malo-Ploufragan; 540-530 Ma) susceptibles d'interagir par mélange avec des magmas mantelliques : mise en place et cristallisation de petits stocks granodioritiques hybrides (ISB). Au cours de cet épisode, l'ISB constitue un argument supplémentaire pour discuter de la contribution mantellique à la fusion crustale au cadomien (Graviou et Auvray, 1985; Le Gall et Barrat, 1987) dans la mesure où l'origine du métamorphisme cadomien n'a pas encore été clairement identifiée (Hébert et Ballèvre, 1992).

La variété des magmas produits caractérise l'activité pendant les deux périodes (590 Ma : ICFL et ISB : 530 Ma).

Dans l'ICFL, la composition des magmas les plus basiques peut être rapprochée de celle de basaltes riches en alumine. Ce type de basalte s'injecte à l'état liquide dans les magmas plus différenciés et y forme une grande variété de structures syn-plutoniques (enclaves microgrenues et filons). La présence même de ces structures indique que les degrés d'homogénéisation résultant du mélange ne sont pas très élevés bien que les données chimiques et la présence d'enclaves éparses ne nous permettent pas d'exclure la possibilité d'hybridations antérieures très précoces. Les injections basiques se sont poursuivies tout au long du refroidissement de l'intrusion. Les contrastes de densité déstabilisants ont très probablement

structures les plus tardives caractérisées par leur géométrie planaire et sub-verticale (filons fragmentés ou non, couloirs d'enclaves).

Dans l'ISB, au contraire, les magmas ont des caractères hybrides qui témoignent du mélange avec un degré d'homogénéisation élevé; les taux de mélange entre les magmas d'origine mantellique et d'origine crustale sont variables. L'ascension des magmas les plus basiques semble précéder celle des magmas les plus évolués : comme tous les magmas sont contemporains il n'est pas possible d'exclure que les viscosités puissent contrôler les vitesses d'ascension. Cette évolution temporelle peut également être interprétée en terme de production de volumes croissants de magmas crustaux qui peuvent renforcer (ou à défaut, engendrer) un filtre de densité particulièrement sélectif.

Ces interprétations impliquent pour la géologie régionale des changements importants au niveau de la croûte entre 590 et 530 Ma :

- avant 570 Ma, les magmas basiques et intermédiaires peuvent atteindre tous les niveaux structuraux de la croûte et la surface (il existe des volcanites, voir le contexte géologique) ;

- après 570 Ma, seuls les produits intermédiaires et acides peuvent atteindre les niveaux structuraux supérieurs de la croûte (et la surface);

Par conséquent, si des magmas mantelliques sont toujours produits avec des taux importants au moment de la cristallisation des intrusions du type Saint Brieuc, il n'est pas possible d'y observer des structures d'injections basiques comme dans l'ICFL. En effet, l'ISB témoigne d'interactions de magmas contemporains acides-basiques précoces et au contraire de l'ICFL, le pole basique du mélange initial n'intervient plus après la mise en place de l'intrusion.

Par ailleurs, dans le cas de l'ICFL, nous avons montré que les structures d'injection les plus tardives peuvent se fragmenter en couloirs d'enclaves microgrenues : ces enclaves peuvent apparaître lorsque le magma hôte a atteint son site de cristallisation et qu'il est probablement soumis à des mouvements de convection peu vigoureux. La plupart des structures se forment dans les conditions (teneur en cristaux, vitesse de déformation) ou le magma hôte présente un comportement non-newtonien. Un tel comportement contraste avec les conditions dans lesquelles ont été effectuées les expériences analogiques réalisées pour étudier le mélange (interactions liquides-liquide; voir première partie). C'est la raison qui a motivé l'orientation de nos recherches vers la formation des structures d'injection en milieu non newtonien.

Troisième partie :

**ASPECTS EXPERIMENTAUX DE L'INJECTION,
EFFETS NON-NEWTONIENS et IMPLICATIONS.**

Nos objectifs:

- dresser le panorama des expériences antérieures (dispositif, conditions...) en matière d'injection de liquide dans des milieux plus visqueux et de rhéologie variable (newtonien ou non newtonien);

- présenter les résultats d'une série d'expériences préliminaires d'injection d'eau dans un milieu à rhéologie complexe non newtonien qui peut de plus présenter des propriétés plastiques;

- comparer les caractères morphologiques des structures obtenues dans les diverses conditions expérimentales avec ceux des structures naturelles dans les chambres magmatiques et, discuter des principaux effets de l'apparition de propriétés non-newtoniennes lors de l'injection dans les réservoirs magmatiques partiellement cristallisés.

Nous avons vu, dans l'ICFL que lorsqu'un liquide basaltique s'injecte dans un magma plus acide partiellement cristallisé, il se forme essentiellement des structures planaires. Les caractères morphologiques de détail de ces structures (fragmentation) peuvent être acquis, soit au cours de l'injection, soit postérieurement par convection (sens large). Selon toute vraisemblance ces structures se mettent en place dans un milieu qui présente des propriétés non-newtoniennes. De plus, dans la première partie du mémoire, nous avons montré la variété des comportements rhéologiques que sont susceptibles de présenter les magmas partiellement cristallisés. Au cours de l'injection, si les propriétés des liquides injectés sont constantes quelle que soit la température du magma résident, ce n'est pas le cas pour ce dernier, ni pour les premiers lorsqu'ils tendent vers l'équilibre thermique. Ainsi, dans ces conditions de températures identiques, les systèmes d'injection réciproques que nous avons décrit dans l'ICFL, peuvent correspondre, par exemple, à des interactions complexes entre deux fluides non-newtoniens. On peut alors penser que ces changements de comportements rhéologiques qui dépendent également des vitesses d'application des contraintes (vitesses d'injection) peuvent influencer les caractéristiques morphologiques et les tailles des structures d'injection. Si on se rappelle le principe de l'instabilité magmatique énoncé dès l'introduction de la première partie et l'influence des formes et des tailles sur les possibilités de mélange, on conçoit dans ce cas l'intérêt de recenser en fonction des différentes possibilités d'interaction (rhéologie, vitesse d'injection...) les structures et leurs caractéristiques morphologiques initiales. Nous proposons donc à la suite des travaux antérieurs de poursuivre cette démarche à l'aide d'expériences analogiques en se limitant, toutefois, aux cas d'injection de liquide dans un milieu à rhéologie variable et en particulier non-newtonienne.

En effet, les modalités de l'injection en milieu non-newtonien ne sont pas très bien connues. Le phénomène a surtout été étudié de manière numérique ou analogique dans des dispositifs expérimentaux spéciaux (cellules de Hele Shaw; par exemple, Van Damme, 1989). Comme nous le verrons, ces cellules ne sont pas véritablement adaptées pour représenter la réalité tridimensionnelle d'un réservoir magmatique. Cependant, les résultats de ces études suggèrent l'intérêt des effets non-linéaires au cours de l'injection. Les formes des structures obtenues expérimentalement peuvent être dans un premier temps comparées avec celles que l'on obtient lors de l'injection dans les milieux newtoniens. Comme nous allons le

montrer, des différences peuvent être constatées. Par ailleurs, les ressemblances morphologiques entre les structures obtenues expérimentalement et les figures magmatiques naturelles permettent d'envisager que dans la nature et dans les cellules de Hele Shaw, les processus sont voisins. Mais pour modéliser de véritables injections dans des systèmes tridimensionnels, nous avons également réalisé des expériences d'injection d'eau dans une cuve contenant une suspension d'argile dont les propriétés rhéologiques sont complexes (non-newtonien, propriétés élastiques...). Les résultats de ces expériences permettent d'envisager les conditions de formation des structures planaires dans les milieux non-newtoniens et présentent également des différences avec les résultats d'injection dans des milieux newtoniens. Nous qualifierons ces expériences de préliminaires parce que nous n'avons pas été en mesure de quantifier avec une précision satisfaisante l'ensemble des paramètres expérimentaux (les viscosités et coefficients des lois rhéologiques notamment)

Nous allons commencer par rappeler le principe de similitude de la mécanique des fluides et donner quelques éléments qui permettent d'évaluer qualitativement ou quantitativement la représentativité des modèles par rapport à la réalité que l'on cherche à modéliser. Puis nous ferons une revue des travaux expérimentaux concernant l'injection d'un fluide dans un autre fluide plus visqueux, aussi bien en milieu newtonien qu'en milieu non-newtonien. Nous préciserons quelques détails des expériences représentant la réalimentation de réservoirs magmatiques que nous avons déjà évoqué dans le second chapitre de ce mémoire (Sparks et al., 1980; Huppert et al., 1986; Campbell et Turner, 1989). Ensuite, nous décrirons nos propres expériences et résultats. Ce mémoire s'achèvera par une brève discussion concernant les implications des expériences antérieures et de nos propres résultats dans les applications en magmatologie. Nous concluons sur les conditions de formation de structures planaires dans les milieux non-newtoniens et viscoplastiques.

1- Similitude et dimensionnement.

Tous les systèmes dans lesquels circulent des fluides, même lorsqu'ils sont aussi différents que des chambres magmatiques et des cuves expérimentales, sont décrits par les mêmes équations de transport de matière et de conservation de masse (par exemple Tritton, 1977). En mécanique des fluides, le principe de similitude dynamique stipule que des systèmes sont équivalents quand tous les nombres sans dimensions qui régissent les écoulements dans les modèles expérimentaux et dans la nature sont égaux. Le modèle est alors qualifié d'analogique. Lorsqu'on étudie un phénomène, cette condition d'égalité des nombres sans dimensions est valable pour tous les paramètres susceptibles d'influencer le système. Les forces et les paramètres de contrôle phénoménologiques qui peuvent intervenir dans les milieux naturels sont particulièrement nombreux et parfois complexes. Nous avons déjà évoqué pour l'injection, la dynamique de l'écoulement et l'importance des effets thermiques. Mais il convient aussi de considérer la géométrie du dispositif et les effets des propriétés physico-chimiques des magmas.

A cause de cette diversité, au laboratoire, les analogues sont rarement idéaux : par exemple, notre étude ne tiendra pas compte des effets thermiques. Les modèles offrent cependant l'avantage d'accéder au moins à la compréhension d'une partie des aspects d'un phénomène ou d'un mécanisme. Ainsi, notre investigation se limite à l'identification des effets du comportement rhéologique du milieu hôte et du contraste de densité lors de l'injection de liquides dans un milieu résident. La pression d'injection est également un paramètre que nous ferons varier. Notre objectif est de représenter l'intrusion de liquides basiques dans des réservoirs magmatiques plus acides et de chercher les mécanismes qui ont pu contrôler la formation des structures que nous avons pu identifier au cours de l'étude pétro-géochimique dans l'ICFL.

Les forces fondamentales qui régissent les écoulements de fluides sont pour l'essentiel les forces visqueuses, les forces gravitaires et les forces inertielles. Dans certains cas, les forces capillaires qui correspondent aux tensions de surface, peuvent également jouer un rôle sensible.

Les nombres sans dimensions utilisés pour quantifier les rapports entre ces forces sont :

- le nombre de Reynolds qui correspond au rapport des forces inertielles sur les forces visqueuses :

$$Re = U l \rho / \eta$$

où U est la vitesse de déplacement du fluide (m/s), l la taille caractéristique de la structure d'écoulement (m), ρ et η , respectivement la densité (kg/m^3) et la viscosité (Pa. s) du fluide; ce nombre quantifie la turbulence des systèmes d'écoulement ($Re < 2000$: régimes laminaires; $Re > 2400$: régimes turbulents, Tritton, 1977).

- le nombre de Froude qui exprime le rapport des forces inertielles aux forces gravitaires :

$Fr = U / (l g \Delta\rho/\rho)^{1/2}$; les nouvelles quantités introduites dans cette formule par rapport à la précédente sont g , la constante gravitationnelle universelle (9.8 m s^{-2}) et $\Delta\rho$, le contraste de densité (valeur absolue).

- le nombre capillaire qui donne le rapport des forces visqueuses et des forces capillaires $Ca = U \eta / T$ où T correspond aux tensions de surfaces entre les deux fluides (N.m^{-2} ou Pa.m);

Les autres nombres sans dimension que l'on peut utiliser pour proportionner les dispositifs expérimentaux aux systèmes naturels sont les rapports de viscosité et les rapports de longueur ou de densité.

Le tableau suivant donne les ordres de grandeurs récapitulatifs des principaux nombres sans dimension et paramètres que l'on peut attendre dans les systèmes naturels au cours de l'injection d'un nouveau liquide (noté b pour basique ou i , pour injecté) dans un magma résident (a pour acide ou h pour hôte).

$U \approx 1 \text{ m/s}$ (temps caractéristique de la déformation $\approx 1\text{s}$) ; $l \approx 1\text{m}$; L , taille du réservoir (sur laquelle on a des propriétés physiques constantes) $\approx 1 \text{ hm} - 1\text{km}$.

η_a	$10^3 - >10^{10}$
η_a/η_b ($\eta_b=10^2\text{Pa.s}$)	> 10
ρ_a/ρ_b	≈ 1
$Re (i)$	≥ 1
$Re (h)$	≤ 1

On peut noter la large gamme de variation de certains paramètres comme la viscosité du magma résident. Celle-ci entraîne un grand nombre de possibilités (en fonction de la température du magma résident) pour les valeurs de Re ou du rapport des viscosités. De plus, nous avons fixé pour

ces calculs U à 1m/s mais lorsque nous avons déterminé l'intervalle possible des temps caractéristiques d'injection, on se rappelle que ces valeurs pouvaient s'étendre indépendamment de la température du magma résident entre 10^{-2} et 10^5 s. Elles correspondent pour une distance de propagation d d'échelle hectométrique à des vitesses $U=d/t$ qui s'étendent également sur une large gamme de valeurs (10^2 - 10^{-3} m/s). Si ce large intervalle laisse une plus grande liberté de choix des paramètres expérimentaux qui sont souvent difficilement modulables parce qu'ils sont imposés par les matériaux utilisés, elle inhibe la représentativité du modèle par rapport au système naturel dont les valeurs précises des paramètres sont souvent méconnues. Pour cette raison, les travaux expérimentaux que nous allons présenter ne sont pas strictement dimensionnés. Dans notre cas, une telle opération suppose d'importantes spéculations sur les paramètres naturels tels que l'épaisseur des niveaux magmatiques susceptibles de présenter une rhéologie non-newtonienne, la taille des sources ou encore les paramètres rhéologiques non-newtoniens. Pour les mêmes raisons, les conclusions que nous déduirons des expériences en milieu non-newtoniens seront essentiellement phénoménologiques : nous chercherons si les phénomènes que nous observons expérimentalement trouvent des applications naturelles ou inversement si certaines structures magmatiques ne constituent pas des évidences de l'intervention de certains mécanismes étudiés expérimentalement.

2- Les Travaux antérieurs.

Comme nous l'avons déjà signalé (second chapitre du mémoire) il existe de nombreux travaux concernant l'injection de liquides dans des fluides newtoniens plus visqueux. Un grand nombre d'entre eux a été réalisé dans des dispositifs expérimentaux tridimensionnels. Nous commencerons donc par donner les principales caractéristiques de l'injection dans ces conditions. Il existe également des expériences d'injection en milieu newtonien dans des cellules dites de Hele Shaw. Il s'agit de cellules à géométrie planaire assimilables à des dispositifs bidimensionnels. C'est dans ce type de cellule qu'ont été réalisées les seules expériences d'injections connues dans des fluides avec une rhéologie plus complexe que celle des milieux newtoniens. Avant de présenter nos propres résultats d'expériences d'injection en milieu non-newtonien contenu dans un

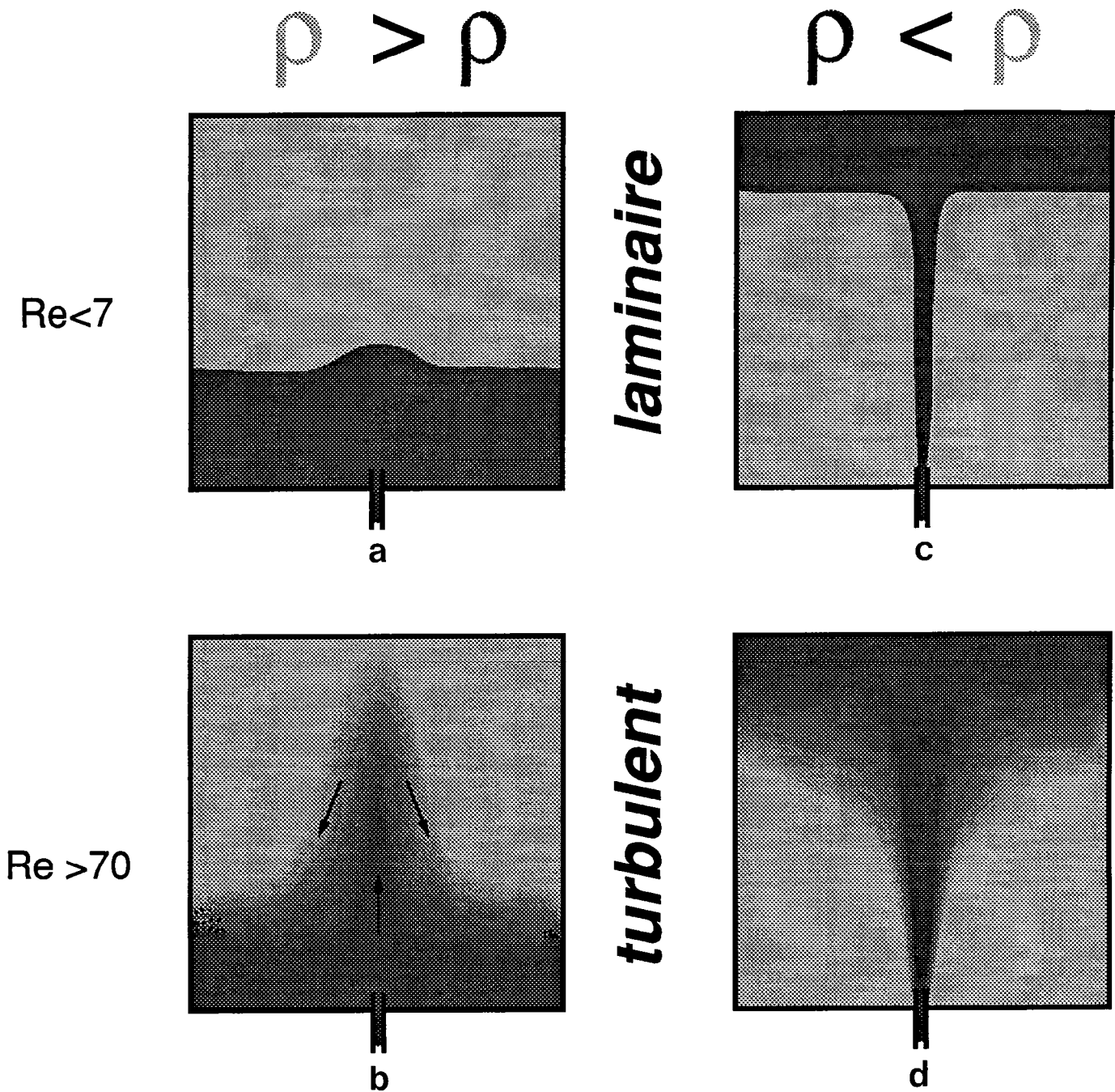


Figure 3-1 : Représentation schématique des quatre principaux modes possibles de réalimentation des réservoirs magmatiques en fonction du contraste de densité et du nombre de Reynolds qui quantifie la turbulence du milieu résident ($Re=2r U_0 \rho/\eta$; voir p. 225 pour comparaison; r et U_0 sont le rayon et la vitesse initiale dans le conduit d'alimentation). (a) et (b) correspondent aux "fontaines laminaires" et "turbulentes". (c) et (d) aux cas des "panaches laminaires" et des "panaches turbulents". D'après Philpotts (1990).

dispositif tridimensionnel, nous passerons en revue les caractéristiques de l'injection en cellule de Hele-Shaw.

2.1 - Injections en milieu newtonien.

2.1.1- Dispositifs expérimentaux tridimensionnels.

Parmi les premières expériences connues, relatives à l'intrusion de fluide dans un autre fluide plus visqueux à l'aide d'un dispositif expérimental tridimensionnel, figure celles concernant l'étude des instabilités gravitaires (instabilités de Rayleigh-Taylor). De telles instabilités sont caractérisées par de faibles nombres de Reynolds (Whitehead et Luther, 1975). En effet, dans un système composé de deux couches superposées, si le niveau inférieur est moins dense que le niveau sus-jacent, le contraste de densité déstabilisant engendre spontanément la formation de "panaches" dans le niveau supérieur. Les caractéristiques cinétiques de l'injection sont contrôlées par le contraste de densité entre les deux fluides.

D'autres systèmes, en particulier ceux qui sont utilisés pour modéliser la réalimentation de réservoirs magmatiques, correspondent à des cas d'injection forcée. Dans ces derniers, le moteur de l'injection est indépendant du contraste de densité entre les fluides et les nombres de Reynolds sont susceptibles d'être significativement plus élevés que ceux impliqués au cours du développement des instabilités gravitaires.

Nous avons déjà expliqué que le contraste de densité joue un rôle majeur dans la détermination de la direction de propagation d'un fluide injecté de manière forcée dans un autre fluide plus visqueux. On se rappelle en effet qu'un contraste de densité déstabilisant (densité du fluide injecté < densité du fluide résident) permet, si le fluide est injecté à la base du réservoir, l'ascension de structures verticales. Au contraire, si le contraste est stabilisant, le fluide se propage le long de la surface au niveau de laquelle les densités sont équivalentes, ou bien si une telle surface n'existe pas à réellement, le fluide s'épanche à la base du réservoir (fig. 3-1; Campbell et Turner, 1985; 1986; 1989; Lister et Kerr, 1991).

Plusieurs dispositifs expérimentaux tridimensionnels sont envisageables. Les instabilités gravitaires ont été étudiées à l'aide de sources d'alimentation planaires (par exemple Elder, 1970), linéaires (Kerr et Lister, 1988) ou ponctuelle (Whitehead et Luther, 1975). Nous traiterons

ici essentiellement les cas qui correspondent aux injections forcées ou non à partir d'une source linéaire ou ponctuelle. Il convient d'ajouter que nous limitons notre revue aux systèmes expérimentaux dans lesquels, l'alimentation est stationnaire (débit d'alimentation constant).

Les panaches : contraste de densité déstabilisant.

Lorsque la **densité du liquide injecté est inférieure à celle du fluide résident** et lorsque les forces inertielles sont négligeables devant les forces visqueuses ($Re < 1$), à partir d'une source ponctuelle (injection forcée ou non), deux types de "panaches" ("creeping plumes") peuvent se former en fonction du contraste de viscosité (Olson et Singer, 1985; fig. 3-2):

- les panaches diapiriques (conduit d'alimentation d'une taille caractéristique comparable à celle de la "tête" dont la forme évoque celle des champignons) lorsque les viscosités entre les deux fluides sont approximativement identiques;

- les panaches à tête sphérique ("cavity plume" : conduit d'alimentation presque d'un ordre de grandeur plus fin que la taille du réservoir sphérique qui constitue la tête de la structure) lorsque le fluide injecté est significativement moins visqueux que le fluide résident;

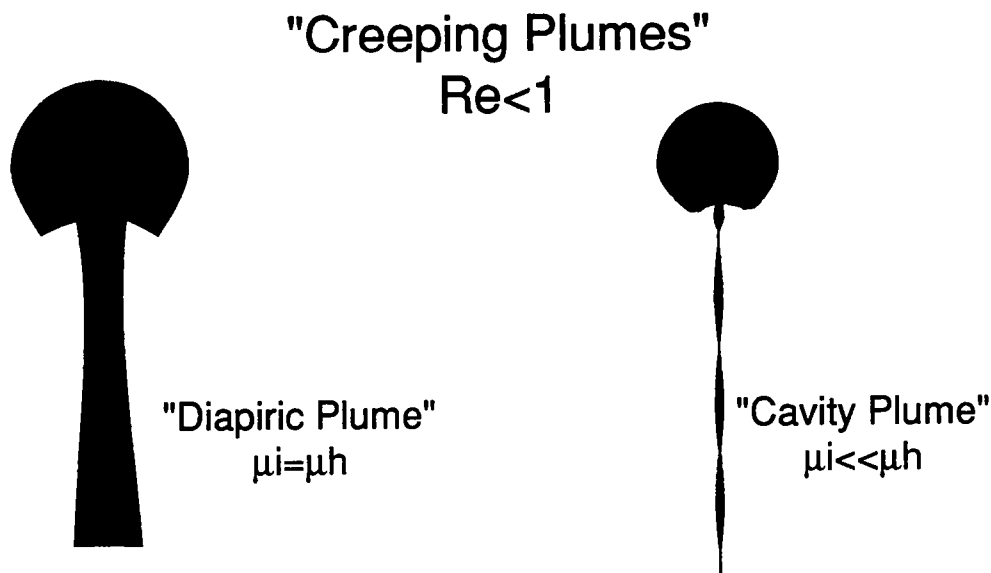


Figure 3-2: *Caractéristiques morphologiques des panaches dans les conditions d'écoulement laminaire ("creeping plumes": $Re < 1$). A gauche, le contraste de viscosité est négligeable, à droite la viscosité du fluide injecté est de plusieurs ordres de grandeur inférieure à celle du fluide résident.*

Lorsque l'interface entre les fluides est caractérisée par une forte tension de surface (fluides immiscibles), la forme sphérique est favorisée, le conduit d'alimentation peut disparaître et une succession de gouttelettes ascendante peut être observée (Whitehead et Luther, 1975). A partir d'une source ponctuelle, ces panaches laminaires persistent jusqu'à ce que la tête ait rejoint le bord libre supérieur de la cuve. Si l'alimentation persiste alors, seul demeure le conduit d'alimentation cylindrique.

A partir d'une source linéaire, Kerr et Lister (1988) obtiennent également des panaches régulièrement espacés sur la longueur de la fente mais ils précèdent une structure planaire verticale et continue sur la longueur totale de la fente d'alimentation. Lorsque les panaches ont atteint le bord libre supérieur de la cuve, ce "mur" s'étend de la base au sommet du dispositif. Ce caractère transitoire des panaches montre qu'en milieu newtonien, une source linéaire permet la formation de structures planaires. Dans leurs expériences d'injection à partir d'une source linéaire, Kerr et Lister (1988) observent également les changements de morphologie des têtes de panaches (forme en "champignon" à la forme sphérique) lorsque d'une expérience à l'autre, ils augmentent le contraste de viscosité. Dans le cas d'une source planaire, l'injection permet la formation de panaches qui vont perdurer jusqu'à ce qu'ils atteignent le bord supérieur libre de la cuve. Par conséquent, l'apparition de **structures planes verticales** dans les **milieux newtoniens** caractérise les dispositifs d'injection à **source linéaire**. Par ailleurs, il faut également noter que des phénomènes de capture de panaches que nous aurons l'occasion de détailler dans d'autres circonstances, ont été observés dans les dispositifs d'injection à source planaire.

Lorsque le nombre de Reynolds (Re_i , pour injecté) s'écartent significativement des conditions d'écoulement laminaires que nous venons de décrire ($Re_i \gg 1$), les panaches qui se forment sont qualifiés de panaches turbulents (Huppert et al., 1986). Ces panaches sont caractérisés par une augmentation de la taille de la zone turbulente avec la hauteur atteinte par le fluide injecté. C'est le seul cas de réalimentation de réservoir, si le contraste de viscosité est faible (Sparks et al., 1980; Huppert et al., 1986), qui peut permettre le mélange surtout si la cuve est plus haute que large (Campbell et Turner, 1986).

Des instabilités apparaissent, lorsque les nombres de Reynolds (Re_i et Re_h) augmentent depuis des valeurs qui correspondent aux écoulements laminaires (panaches décrits précédemment) jusqu'aux écoulements

turbulents (panaches turbulents). Ces instabilités sont, pour des valeurs intermédiaires et croissantes des nombres de Reynolds, d'abord (a) des variations axi-symétriques de la largeur du conduit d'alimentation, ensuite (b) des variations de la position de l'axe du conduit le long de sa hauteur, puis (c) les perturbations sont de plus en plus marquées et deviennent non-stationnaires (fig. 3-3). La succession panache, instabilités a, b et c caractérise surtout les expériences où le contraste de viscosité est faible ($Re_i \approx Re_h$). L'instabilité b disparaît de la succession lorsque le fluide injecté a une viscosité beaucoup plus faible que le fluide résident.

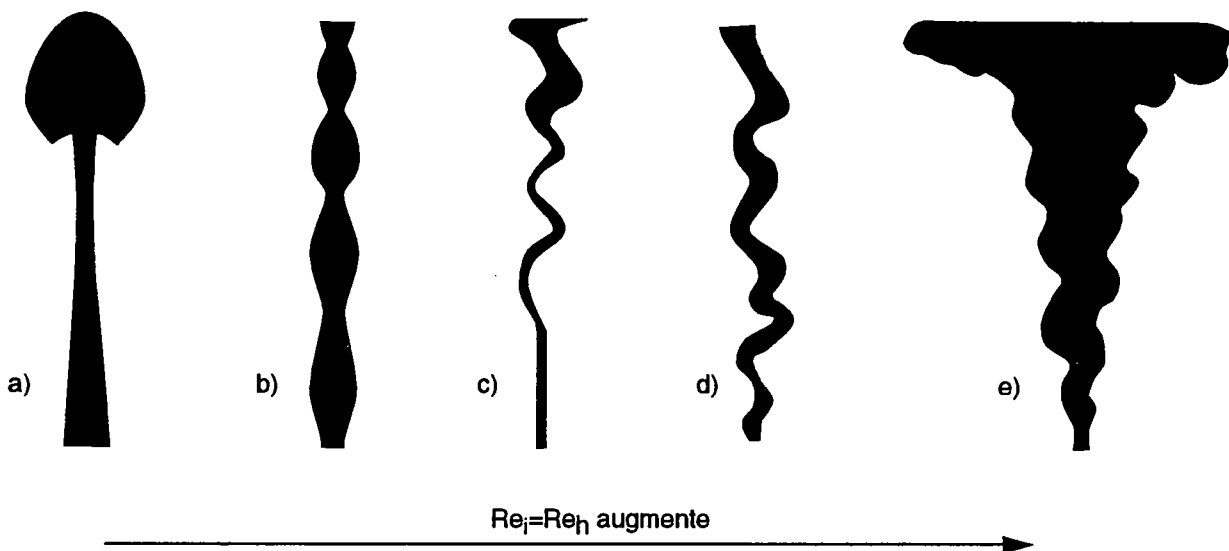


Figure 3-3: *Instabilités résultant de l'augmentation du nombre de Reynolds lorsque les viscosités des deux fluides sont identiques ($Re_i = Re_h$, variant entre 1 : panache laminaire (a) à gauche et 10^3 : panache turbulent (e) à droite) lors de l'injection d'un fluide de plus faible densité que le milieu résident. Les instabilités (b), (c) et (d) sont respectivement qualifiées de "varicose instability", "meander instability" et "unsteady plume". Huppert et al. (1986)*

Les fontaines : contraste de densité stabilisant.

Lorsque le fluide injecté est plus dense que le fluide résident, les structures caractéristiques sont appelées des fontaines (fig. 3-1; Campbell et Turner, 1985; 1986; 1989). Comme précédemment des différences importantes apparaissent en fonction de la valeur du contraste de viscosité et de la violence de l'injection. Des expériences ont été menées avec des sources ponctuelles ou des sources linéaires.

Lorsque le régime d'écoulement est laminaire lors de l'injection, le fluide injecté s'épanche à la base de la cuve sans former de fontaine ni se mélanger avec le fluide résident quel que soit le contraste de viscosité. Il en résulte une stratification de la cuve. En augmentant les vitesses d'injection une fontaine apparaît. Turner (1973) observe que lorsque l'écoulement est stationnaire, l'extrémité supérieure de la fontaine oscille autour d'une hauteur qui est une fraction constante (0.7 si la source est ponctuelle) de la hauteur maximale initialement atteinte par la structure. Cette dernière correspond à la hauteur où les forces inertielles sont annulées par les forces gravitaires. Elle dépend donc essentiellement de la vitesse initiale de l'injection et de la différence de densité entre les fluides.

Les mouvements ascendants dans cette structure sont localisés à l'aplomb du conduit d'alimentation et sont entourés par les mouvements de fluides descendants (annulaires si la source est ponctuelle). Si le contraste de viscosités (faible) et les mouvements convectifs turbulents (vitesses rapides) dans la structure le permettent, ils peuvent entraîner le fluide résident et permettre la formation d'une couche de fluide hybride qui s'étale à la base de la cuve. Campbell et Turner (1985) notent que des changements morphologiques apparaissent le long de la fontaine lors de la croissance de la couche hybride : l'interface vacille au niveau de la base de la fontaine lorsque que le fluide injecté traverse la couche hybride; par contre, l'interface au sommet de la structure est très régulière et arrondie et c'est à ce niveau de l'interface que le contraste de viscosité est le plus élevé.

Lorsque l'alimentation est arrêtée les fontaines disparaissent et les liquides se superposent en couches horizontales.

2.1.2- La digitation visqueuse en cellule de Hele Shaw.

La cellule de Hele Shaw (1898) est constituée de deux plaques parallèles séparées par un intervalle étroit correspondant à la longueur caractéristique du dispositif et qui lui confère une géométrie plane (fig. 3-4). Dans les expériences d'injection, cet espace est rempli par le matériau hôte plus visqueux que le fluide injecté (voir par exemple, Homsy 1987; Van Damme, 1989). L'injection peut être effectuée indifféremment à partir d'une des extrémités de la cellule ou au milieu de l'une des plaques. On parle alors respectivement de cellule axiale ou de cellule radiale et la position de la source détermine la ou les direction(s) de propagation des structures.

Cette cellule planaire (taille caractéristique réduite, souvent $< 1\text{mm}$) est particulièrement adaptée à la modélisation des écoulements de plusieurs phases dans les milieux poreux (taille moyenne des pores \approx longueur caractéristique de la cellule). Ainsi, l'une des applications directes d'injection dans ce dispositif concerne l'extraction des huiles dans les réservoirs pétrolifères (Homsy, 1987; Lemaire, 1990).

La formation d'instabilités au cours de l'écoulement simultané de deux phases dans une cellule de Hele Shaw a été mise en évidence depuis longtemps (Hill, 1952; Saffman et Taylor, 1958). L'écoulement est en effet susceptible de produire une interface entre les fluides fortement lobée et digitée en fonction des paramètres expérimentaux. La formation de cette instabilité en forme de doigt constitue ce que l'on appelle la digitation visqueuse.

Nous proposons de montrer les différents paramètres expérimentaux qui contrôlent la stabilité de l'interface pendant l'injection, c'est à dire, les facteurs dont la variation occasionne des perturbations morphologiques notables.

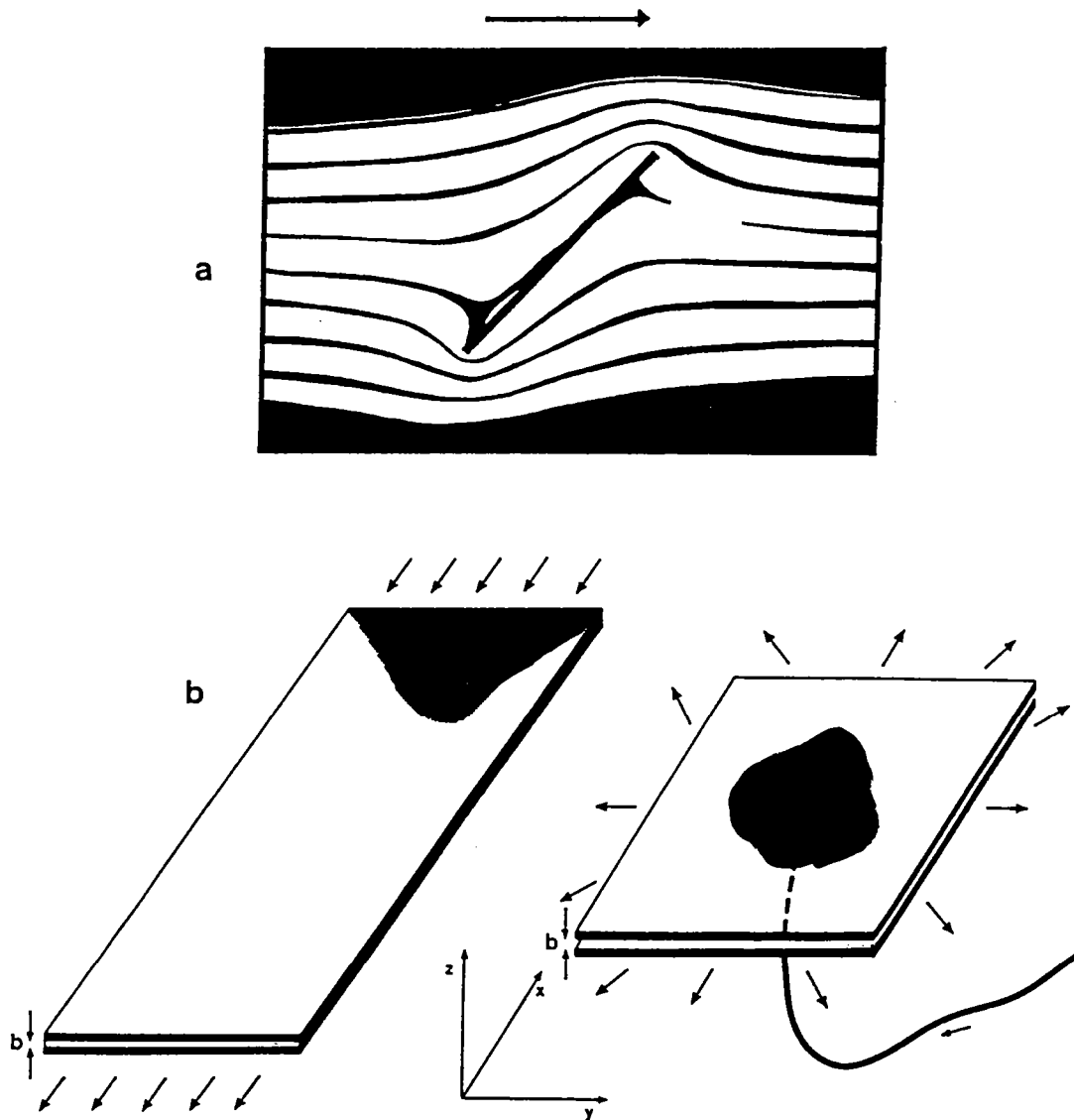


Figure 3-4: Cellules de Hele Shaw. (a) expérience originelle de Hele Shaw (1898), visualisation des lignes de courant d'eau autour d'un obstacle compris entre deux plaques parallèles. (b) cellules axiales (à gauche) et radiales (à droite). L'espace étroit est rempli par le fluide le plus visqueux, le fluide injecté est introduit, soit par une extrémité en cellule axiale, soit par le milieu de l'une des plaques de verre en cellule radiale. Dans ce dernier cas, les structures se développent dans toutes les directions du plan. D'après Lemaire (1990).

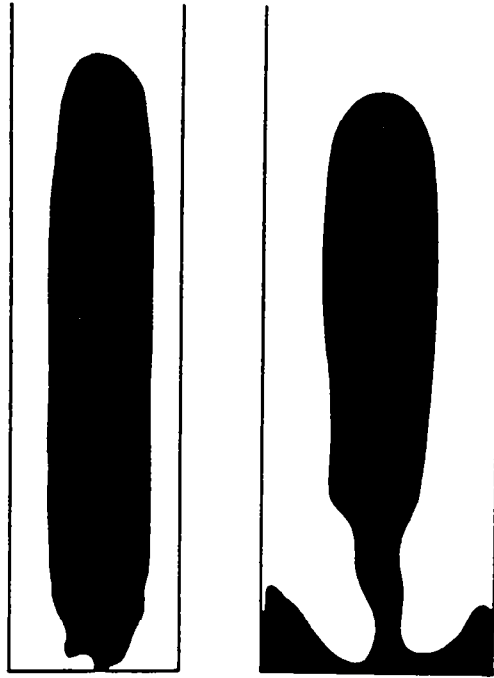


Figure 3-5: Doigts lisses obtenus en cellule de Hele Shaw par injection d'eau dans de l'huile (à gauche; Hele Shaw, 1898) ou de l'air dans de la glycérine (à droite; Saffman et Taylor, 1958). D'après Van Damme (1989).

Fluides immiscibles

Saffman et Taylor (1958), en utilisant des fluides dont l'interface est caractérisée par une tension de surface non-négligeable, décrivent la formation d'une structure régulière unique et lisse au cours de l'écoulement des deux phases (fig. 3-5). Ce "doigt visqueux", très régulier, croît à partir d'une perturbation initiale sur l'interface; celle-ci entraîne une augmentation du gradient de pression dans le fluide hôte (fig. 3-6). Cette instabilité s'accélère au fur et à mesure de son développement (Homsy, 1987; Van Damme, 1989). Le fluide injecté, moins visqueux que le fluide hôte, a une pression interne qui peut être assimilée à une constante.

La largeur du doigt lisse (w , en m) est contrôlée par les valeurs du nombre capillaire réduit $1/B$. Lorsque $1/B$ varie de 0 à 10^3 , w diminue de moitié. $1/B$ est un nombre sans dimension tel que

$$1/B = 12 (w/b)^2 \mu U/T$$

où b est l'espacement entre les plaques de la cellule de Hele Shaw (m), μ la viscosité du fluide hôte (Pa.s), U la vitesse de propagation de l'interface à l'extrémité du doigt (m/s), T la tension de surface entre les fluides (Pa.m).

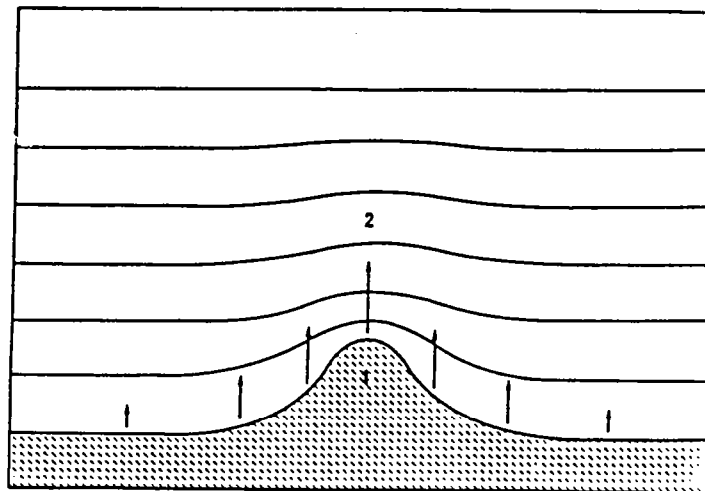


Figure 3-6: Courbes isobares engendrées par une perturbation de l'interface entre le fluide de faible viscosité (1) et le fluide de forte viscosité (2). On remarque que la perturbation provoque un resserrement des courbes isobares provoquant ainsi une augmentation du gradient de pression et une accélération de la perturbation (digitation) qui va se développer. D'après Van Damme (1989).

Le paramètre $1/B$ est utilisé pour estimer les conditions de stabilité des interfaces en cellules de Hele Shaw. Ainsi, à l'aide de fluides immiscibles on peut montrer que la morphologie de l'interface n'est pas stable mais varie fortement avec les paramètres d'écoulement (Van Damme, 1989). En augmentant $1/B$ jusqu'à des valeurs supérieures à 10^3 , les perturbations morphologiques observées sont successivement (fig. 3-7):

- (i) le vacillement asymétrique;
- (ii) la bifurcation frontale;

Ces changements de régime d'écoulement sont encore exacerbés pour des valeurs plus fortes de $1/B$ et les structures obtenues en domaine newtonien, toujours avec des fluides immiscibles peuvent être fortement ramifiées (fig.3-8).

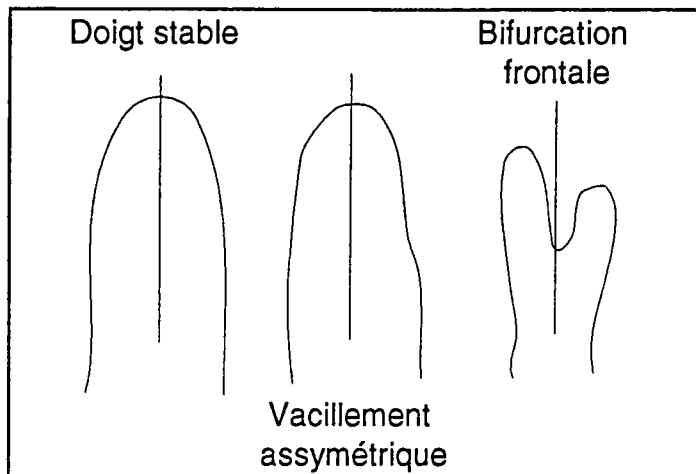


Figure 3-7: Modes de perturbation des caractères morphologiques des interfaces en cellule de Hele Shaw (Van Damme, 1989).

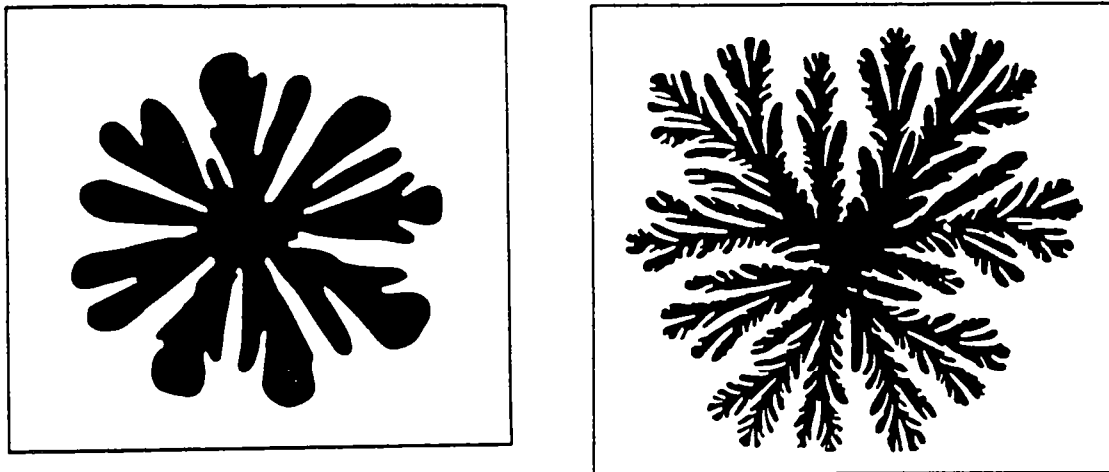


Figure 3-8: Figures radiales en cellule de Hele Shaw obtenues avec des fluides newtoniens non miscibles (à gauche : air dans de la glycérine) et miscibles (à droite : eau dans une solution de fruidose). Adapté par Van Damme (1989).

Fluides miscibles.

La miscibilité favorise l'apparition des perturbations de l'interface (Van Damme, 1989). En effet, lorsque la tension de surface diminue, $1/B$ augmente. Ainsi, par exemple, les conditions d'instabilité de l'interface sont favorisées dans les fluides miscibles à des vitesses d'écoulement plus faibles qu'avec des fluides immiscibles. La tension de surface est en effet, un paramètre stabilisant.

Par ailleurs, on peut également noter que les conditions d'écoulement divergeant imposés par les cellules radiales favorisent aussi l'apparition des perturbations morphologiques qui se traduisent essentiellement par une augmentation des ramifications dans les structures (fig. 3-8).

Toutefois, aucune des figures d'injection obtenues avec des fluides newtoniens dans les conditions les plus déstabilisantes (fluides miscibles, cellules radiales) atteint le degré de complexité des interfaces dendritiques très fortement ramifiées qui peuvent être obtenues à l'aide d'un fluide hôte viscoélastique.

2.2 - Injections en milieu non newtonien et en cellule de Hele Shaw.

L'injection en cellule de Hele Shaw est le seul cas connu d'expérience d'injection dans des milieux non-newtoniens. Là encore, comme en milieu newtonien, on parle de digitation visqueuse ou plus spécifiquement en fonction des propriétés du fluide utilisé de digitation viscoélastique. Dans ces conditions, les structures d'injection obtenues sont particulièrement variables et plus complexes que les figures d'injection dans les fluides newtoniens. Les structures d'injection d'un fluide newtonien dans les suspensions viscoélastiques plus résistantes varient, en effet, depuis des doigts assez peu perturbés jusqu'aux formes les plus complexes à organisation géométrique fractale (Nittman et al., 1985; fig. 3-10).

On peut noter que la découverte du régime de digitation "fractal" est récente (Nittman et al., 1985). Malgré cela, ce régime d'écoulement a déjà fait l'objet de nombreuses simulations tant numériques qu'analogiques parce qu'il présente un intérêt majeur pour la compréhension des phénomènes de croissance chaotique (Ben Jacob et al., 1985; Robinson, 1985; Nittman et

al., 1986; Sander, 1986; Van Damme et al., 1987; De Gennes, 1987; Meakin, 1991; parmi d'autres).

La plupart des travaux auxquels nous allons faire référence maintenant ont été menés par Van Damme et son équipe au Centre de Recherches sur la Matière Condensée d'Orléans. Ces expériences ont été réalisées à l'aide de suspensions d'argile synthétique (la laponite) qui présente des propriétés viscoélastiques complexes. Les paramètres de la loi rhéologique de la laponite dépendent de la concentration d'argile en suspension dans l'eau (fig. 3-9). Dans les expériences, les effets de corps ne sont pas pris en compte parce que la cellule planaire est disposée horizontalement de manière à éliminer l'action des forces gravitaires (Homsy, 1987; Van Damme, 1989).

Avec une expression dont la formulation est analogue à la formule de $1/B$ pour le domaine newtonien, en domaine non-newtonien, on peut définir un paramètre $1/B^*$ dans lequel $\mu=\eta$ et où η représente, cette fois, la viscosité non-newtonienne qui dépend de la vitesse d'application des contraintes. Comme précédemment, on peut suivre l'évolution des perturbations morphologiques lorsque ce nombre capillaire réduit augmente.

Van Damme et al. (1989) décrivent deux séries d'expériences permettant d'évaluer l'ampleur des variations de forme des structures avec les changements des paramètres d'écoulement (fig. 3-10a). Dans les deux séries, les expériences sont menées à l'aide de fluides immiscibles et en cellule axiale. On se rappelle que ces conditions d'écoulement sont particulièrement stabilisatrices. Ces effets stabilisants existent également en digitation viscoélastique. La première série d'expérience (série I) est réalisée à pression d'injection variable et les caractéristiques rhéologiques de la suspension d'argile sont maintenues constantes. La concentration en laponite est faible (3 %) et la loi rhéologique correspondante presque linéaire ($n=0.73$, exposant de rhéofluidification). Dans la seconde série d'expériences (série II), la pression d'injection ne varie plus mais la résistance de la suspension est accrue par augmentation de la concentration en colloïde : il y a augmentation de la valeur du seuil d'écoulement et diminution de l'exposant de rhéofluidification (fig. 3-9). Par conséquent, dans les deux séries il y a augmentation du nombre capillaire réduit soit par augmentation des vitesses de propagation des interfaces contrôlées par la pression d'injection, soit par augmentation de la viscosité non-newtonienne.

S/L	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.10	0,03
τ_0 (Pa)	1.6	3	8	30	82	137	0,4
m	0.60	0.55	0.51	0.48	0.45	0.42	0,73
τ_B (Pa)	6	12	25	57	130	220	

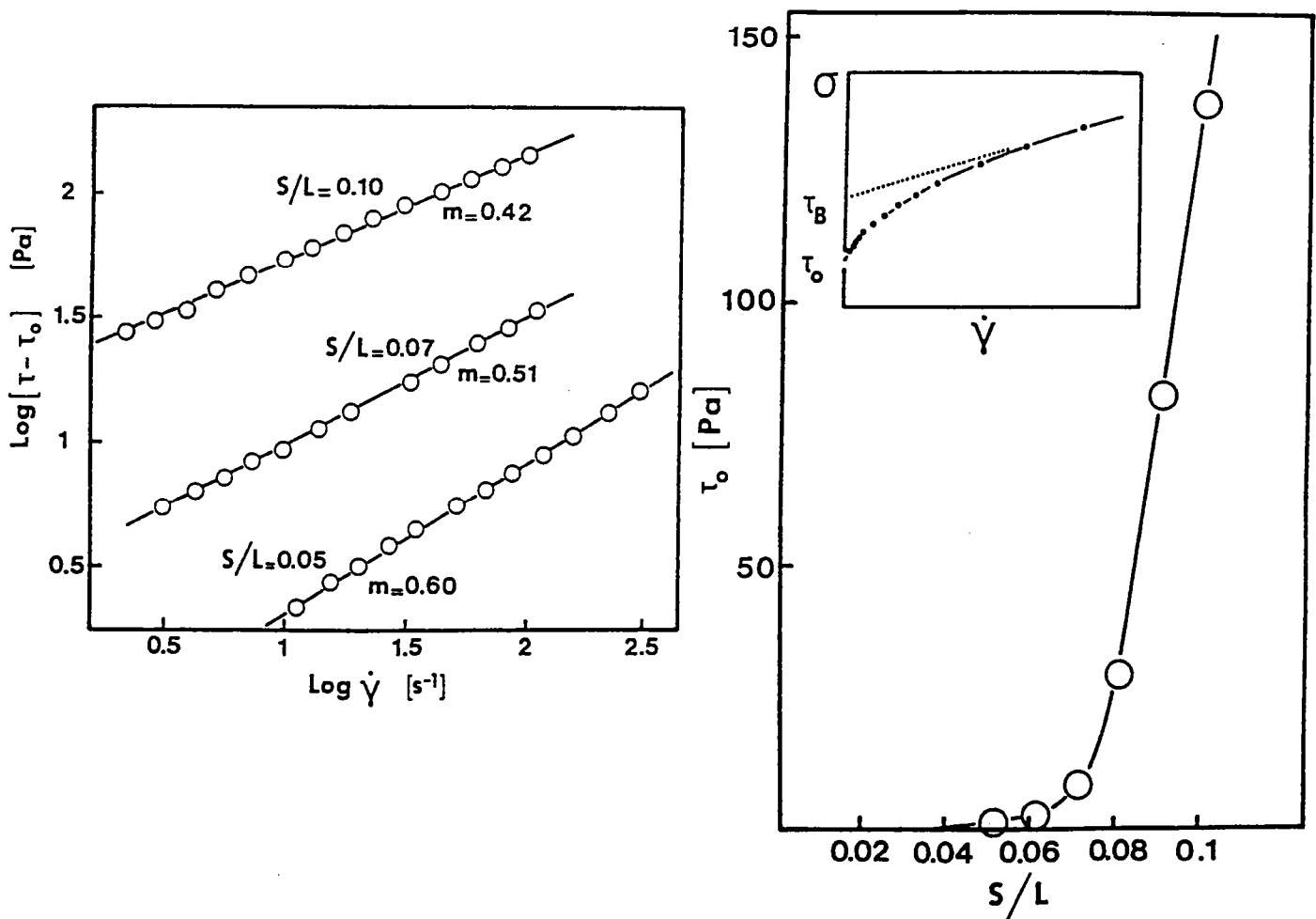


Figure 3-9: Estimations des paramètres des lois rhéologiques des suspensions de laponite en fonction de la concentration massique S/L (solide sur liquide, Lemaire, 1990).

A pression d'injection modérée (série I : $Re \sim 10^{-2}$ et $1/B^* < 10^4$) des doigts du type de ceux de Saffman-Taylor sont observés. Ils sont affectés comme en domaine newtonien par des perturbations de type vacillement asymétrique. Lorsque $1/B^*$ augmente, des bifurcations frontales apparaissent.

Pour des valeurs de $1/B^*$ encore plus élevées ($\sim 10^5$, $Re \sim 1$; série I), la morphologie originelle en doigt a quasiment disparu et on constate que la structure est totalement fragmentée et n'est constituée que par un assemblage de bulles irrégulières ("blobs"). Van Damme et al. (1989) soulignent la complexité de la structure obtenue et le caractère chaotique de sa croissance. Ce régime d'écoulement est également qualifié de régime transitoire. Toutefois, cette fragmentation doit être interprétée comme le résultat des effets dominants des tensions de surfaces entre les deux fluides. En effet, les valeurs des nombres capillaires Ca , recalculés à partir des données expérimentales révèlent que dans ce régime chaotique, Ca tend vers l'unité et est significativement plus élevé dans ces conditions que dans toutes les autres expériences des deux séries que nous décrivons actuellement (fig. 3-10a et tab. 3-1).

A partir de ces structures chaotiques, donc à pression d'injection élevée, débute la seconde série d'expériences. Pour des valeurs de $1/B^*$ d'environ 10^6 ($Re \sim 20$) un nouveau régime d'écoulement est atteint et les véritables interfaces dendritiques apparaissent. Nittman et al. (1985) obtiennent des structures identiques avec des fluides miscibles. Ils démontrent le comportement fractale de l'interface. La description fractale introduit la notion de perte de longueur caractéristique dans les phénomènes qui régissent l'apparition de ces structures. La loi d'échelle qui gouverne ce phénomène est tel que la dimension fractale de l'interface dendritique est de 1.7 (Mandelbrot, 1975; Van Damme, 1989).

$1/B^*$	10^4	10^5	10^6
Re (fluide hôte)	$\sim 10^{-2}$	~ 1	~ 20
Ca	$2 \cdot 10^{-2}$	0.3	$7 \cdot 10^{-2}$

Tableau 3-1 : Paramètres d'écoulements des trois types de structures de la figure 3-10a.

Van Damme et al. (1988; 1989) montrent que lorsque l'injection produit des interfaces dendritiques la morphologie générale de la structure n'est quasiment pas dépendante de la présence ou de l'absence de tensions de surface entre les fluides. Ces auteurs concluent que bien que les mécanismes de croissance fractale ne soient pas encore parfaitement clairs, l'instabilité de l'interface est principalement due aux propriétés viscoélastiques du fluide hôte. Dans le régime dendritique les variations de $1/B^*$ ($\sim 10^6$) n'entraîne que des variations de la largeur globale du système dendritique et de la largeur des branches individuelles de la structure ramifiée (Van Damme et al., 1988).

Il convient de signaler également les changements significatifs de régimes d'écoulement contrôlés par le dispositif expérimental. En augmentant de quelques millimètres l'espacement entre les plaques de la cellule il est possible de passer du régime dendritique à un régime d'écoulement de type Saffman-Taylor. Les doigts qui sont produits sont perturbés par les deux principaux modes de perturbation décrits précédemment (fig. 3-10b et fig. 3-6; Van Damme et al. 1987). Une des implications importante de cette observation est que la formation des interfaces dendritiques lors de l'injection semble restreintes aux dispositifs particuliers caractérisés par une géométrie plane et une taille caractéristique réduite ($< \text{mm}$ en cellule de Hele Shaw).

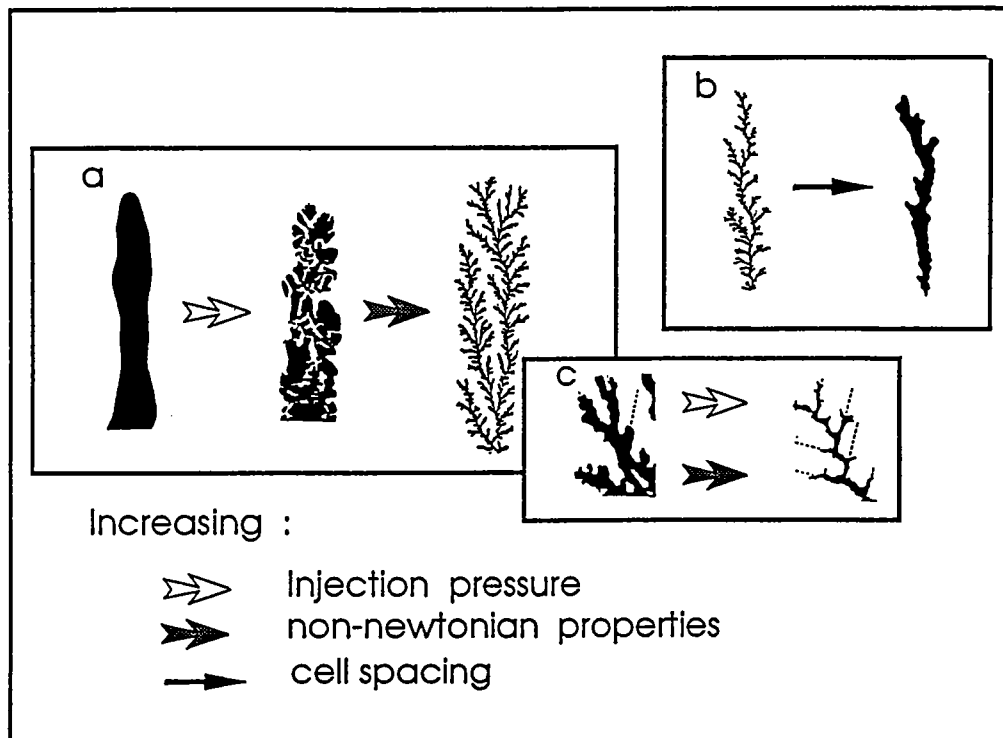


Figure 3-10: Caractères morphologiques des structures d'échelle centimétrique obtenues en cellule de Hele Shaw en injectant un fluide newtonien (air) dans une suspension viscoélastique d'argile et les principaux facteurs de variations (pression d'injection \equiv vitesse de déformation; propriétés non newtoniennes \equiv exposant de rhéofluidification et seuil d'écoulement; taille caractéristique de la cellule, b. (a) et (b) Structures de digitation. Les paramètres d'écoulement des structures (a) sont donnés, de gauche à droite, dans le tableau 3-1. (c) la transition du régime de digitation à celui de la fracturation. Van Damme et al. (1989); Lemaire et Van Damme, 1989).

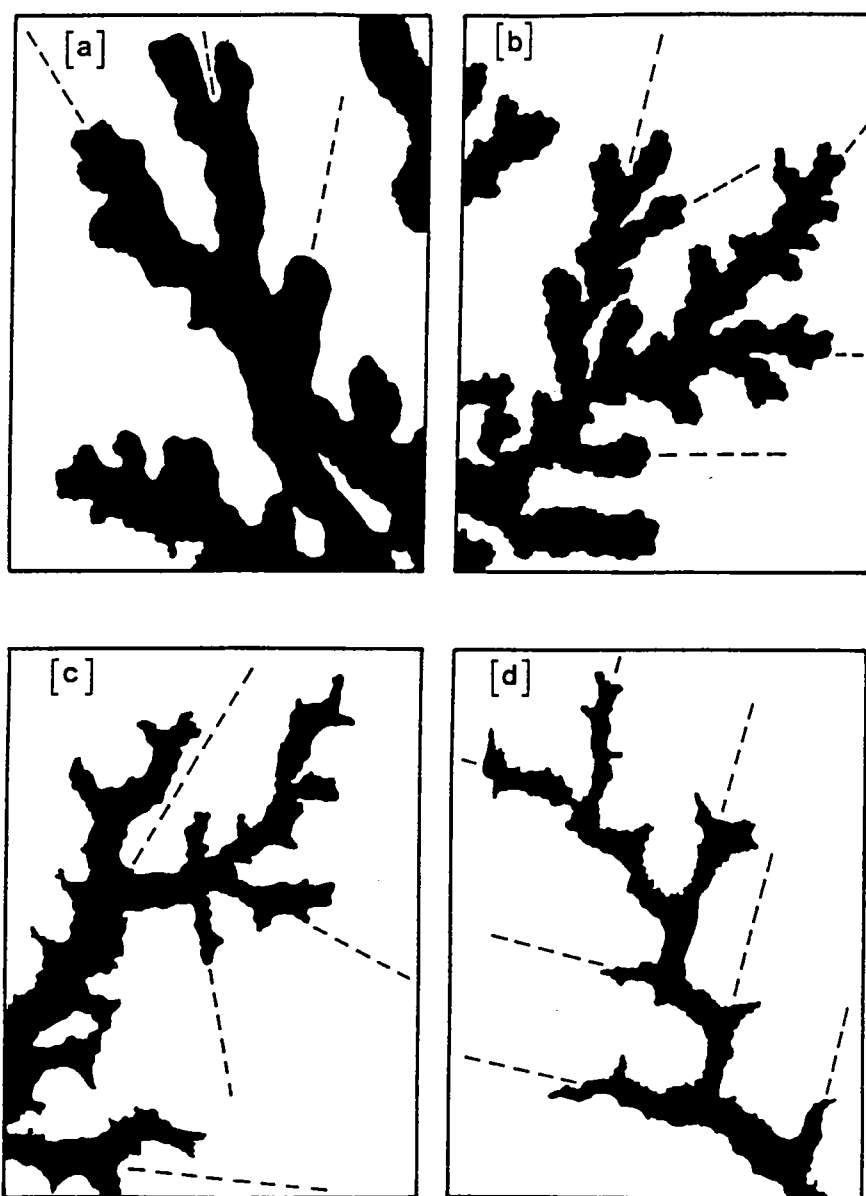


Figure 3-11: *Vues de détail des structures au niveau de la transition digitation-fracturation: ouverture des angles de branchement et diminution de la largeur moyenne des branches de a à d (d'après Van Damme et al., 1987).*

2.3- La fracturation en cellule de Hele Shaw.

En cellule de Hele Shaw à partir du régime d'écoulement des structures fractales, si on augmente encore les valeurs de $1/B^*$ ($> 10^6$) dans la suspension viscoélastique (augmentation des pressions d'injection ou de la concentration de la suspension), un changement drastique du mode de déformation de la suspension de laponite est observé (fig. 3-10c et fig. 3-12; Lemaire et Van Damme, 1989; Van Damme et Lemaire, 1990). On passe du régime de digitation visqueuse où la déformation du fluide hôte est caractérisée par des écoulements plastiques à la fracturation où le comportement fragile du matériau viscoélastique produit également des structures ramifiées. Toutefois, on différencie ces structures de celles en digitation par (fig. 3-10c; fig. 3-11 et tab. 3-2):

- (i) des angles de branchement des rameaux plus importants;
- (ii) l'inversion de la concavité de l'interface;
- (iii) des vitesses de croissances plus élevées.

La transition est caractérisée par un nombre de Deborah du système (De) voisin de l'unité. De représente le rapport sans dimension entre le temps caractéristique de relaxation structurale des matériaux (\sim viscosité/seuil de plasticité) et le temps caractéristique de la déformation (distance caractéristique parcourue/vitesse de propagation). Lorsque De est supérieur à 1 la déformation est trop rapide pour que le matériau puisse se relaxer et les fractures se forment; par contre, lorsque $De < 1$, il a le temps d'accommoder sa structure et sa réponse à la sollicitation (fig. 3-12).

Il convient de noter que la fracturation a également été observée dans des dispositifs tridimensionnels (Lemaire, 1990).

DIGITATION

- croissance continue à l'extrémité des doigts
- largeur des doigts homogène, qui n'évolue pas durant la croissance
- extrémité des doigts convexe, à faible courbure
- angle de branchement inférieur à 90°
- profil méandreux (longueur géodésique élevée)
- figure connexe
- dimension fractale comprise entre 1,6 et 1,7

FRACTURATION

- fracturation brutale et discontinue, souvent en arrière du front
- épaisseur des fractures hétérogène, qui évolue durant la croissance
- extrémité des fissures en pointe
- angle de branchement voisin de 90°
- profil rectiligne (faible longueur géodésique)
- figure apparemment non connexe (fentes en échelon)
- dimension fractale inférieure à 1,5
- taux de déplacement plus faible

La transition entre les deux régimes est contrôlée par:

- la tension interfaciale;
- la vitesse de propagation de l'instabilité;
- le temps caractéristique de relaxation interne du milieu, qui dépend du rapport S/L de la pâte;
- la rigidité du système expérimental, qui dépend de l'épaisseur des plaques de la cellule.

Tableau 3-2 : Résumé des caractéristiques générales des régimes de digitation et de fracturation (d'après Lemaire, 1990).

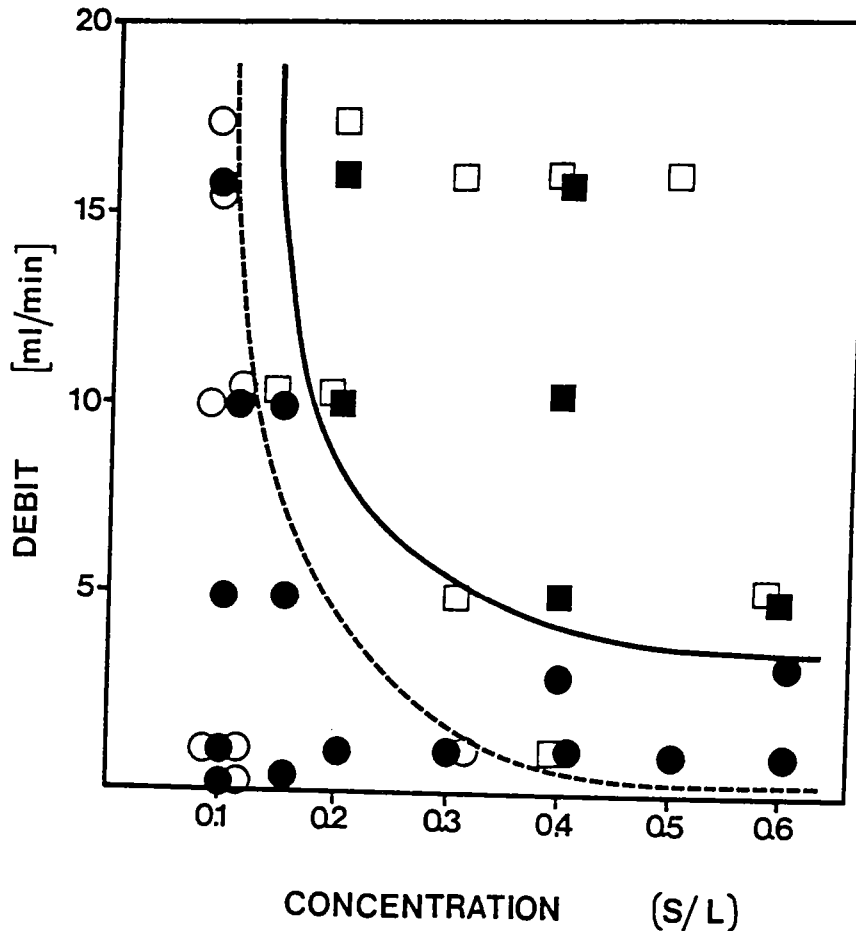


Figure 3-12: Diagramme de phase digitation fracturation dans un plan débit d'injection-concentration en colloïde, en cellule de Hele Shaw. Les axes représentent respectivement la vitesse de déformation et l'écart des propriétés rhéologiques du fluide résident par rapport à un liquide newtonien. Les cercles correspondent à des figures de digitation visqueuse, les carrés à des figures de fracturation. Les symboles ouverts représentent des injections de fluides miscibles (eau) et les symboles pleins représentent des intrusions de fluides non-miscibles (dodécane). Les courbes indiquent les frontières entre les domaines de digitation (inférieurs) et les domaines de fracturation (supérieurs) dans les cas d'interactions de fluides miscibles (pointillés) et non miscibles (ligne continue); sur ces courbes De , le nombre de Déborah est voisin de l'unité. Lemaire et Van Damme, 1989.

Nous pouvons retenir de cette revue des travaux expérimentaux en cellule de Hele Shaw que :

(i) dans les conditions les plus stabilisantes (fluides immiscibles, cellules axiales, fluides newtoniens) d'importants changements morphologiques dépendants des paramètres d'écoulement peuvent être observés;

(ii) quelle que soit la rhéologie du fluide hôte, les perturbations morphologiques des structures d'injection sont exacerbées lorsque des fluides miscibles interagissent mais les tensions de surface peuvent rendre compte de perturbations spécifiques comme le caractère fragmenté des structures d'injection du régime transitoire de Van Damme et al. (1989);

(iii) les fluides viscoélastiques complexes fournissent des variations morphologiques plus importantes que les fluides newtoniens; certains types d'interfaces comme les structures dendritiques semblent néanmoins restreints aux dispositifs planaires. Quoi qu'il en soit, les propriétés viscoélastiques favorisent l'apparition des irrégularités morphologiques dans les structures d'injection. Bien que l'on puisse montrer que les propriétés viscoélastiques apparaissent comme des facteurs très déstabilisants au cours de la formation des interfaces pendant l'injection, on ne sait pas si les perturbations morphologiques résultent surtout de la diminution de l'exposant de rhéofluidification (propriétés visqueuses des fluides non-newtoniens) ou plutôt de l'augmentation du seuil de plasticité (propriétés élastiques; Van Damme, 1989).

Ces expériences fournissent donc de précieux renseignements sur les conditions de stabilité des interfaces. Mais, la taille caractéristique réduite qui est introduite par les cellules bi-dimensionnelles de Hele Shaw, n'a a priori pas de signification pour les applications magmatiques. En effet, les structures syn-plutoniques sont en général caractérisées par une géométrie tridimensionnelle; elles se mettent en place dans un volume et entraînent, le plus souvent, la déformation de l'ensemble du magma (liquide+cristaux). Les modèles d'injection en cellule de Hele Shaw ne sont donc pas satisfaisants pour simuler la réalimentation des réservoirs magmatiques. C'est l'une des raisons pour laquelle nous avons mené des expériences d'injection en milieu non-newtonien dans une cuve, c'est à dire dans un dispositif tridimensionnel.

3- Injections dans un milieu viscoélastique tridimensionnel.

Il n'existe pas de travaux expérimentaux connus en cellule tridimensionnelle utilisant des fluides non-newtoniens. Une série de 20 expériences a donc été réalisée à Rennes Géosciences pour constituer une étude préliminaire de l'injection en milieu non-newtonien. Une ébauche d'un "diagramme de phase", contraste des propriétés rhéologiques-contraste des densités entre les fluides hôtes et injectés, a pu être réalisée. L'influence de la pression d'injection qui détermine les vitesses de déformation n'a été que partiellement étudiée.

3.1- Dispositif expérimental et paramètres d'injection.

3.1.1- Le dispositif expérimental.

La cellule expérimentale que nous avons conçue est composée de deux réservoirs superposés qui communiquent par une fente de 100×1 mm (fig. 3-13). Le choix d'une source linéaire à été guidé par le fait qu'en domaine newtonien, ce type de source favorise l'apparition des structures planaires (Kerr et Lister, 1988) et la géométrie plane de ces structures est le principal caractère des structures que l'on a pu observer sur le terrain. Le réservoir inférieur est destiné à recueillir le fluide injecté et est relié à une cuve de stockage. Cette cuve est surélevée par rapport à la cellule et cette hauteur de charge (ΔH) permet de contrôler la pression d'injection. Les temps d'injection sont de quelques secondes (6 à 15 s) et la surface importante de la cuve supérieure justifient que pendant l'injection la pression puisse être considérée comme une constante : les variations du niveau de fluide injecté sont de l'ordre de quelques millimètres.

La figure 3-13 montre également la forme en marche d'escalier de la fente d'injection. Nous n'avons pas contrôlé l'influence de la seconde largeur au niveau de la marche de la fente (5mm) sur les tailles caractéristiques des structures que nous avons observées. De plus, dans les expériences présentant les plus faibles contrastes rhéologiques et pour limiter les échanges prématurés entre les deux réservoirs, on a ajouté, au niveau de l'interface un milieu poreux dont les mailles sont suffisamment large pour ne pas être bouchées par la suspension de laponite (Tampon Jex). L'observation et l'enregistrement des phénomènes ont été effectués

grâce à un appareil photographique assurant une prise de vue par seconde sous un éclairage latéral.

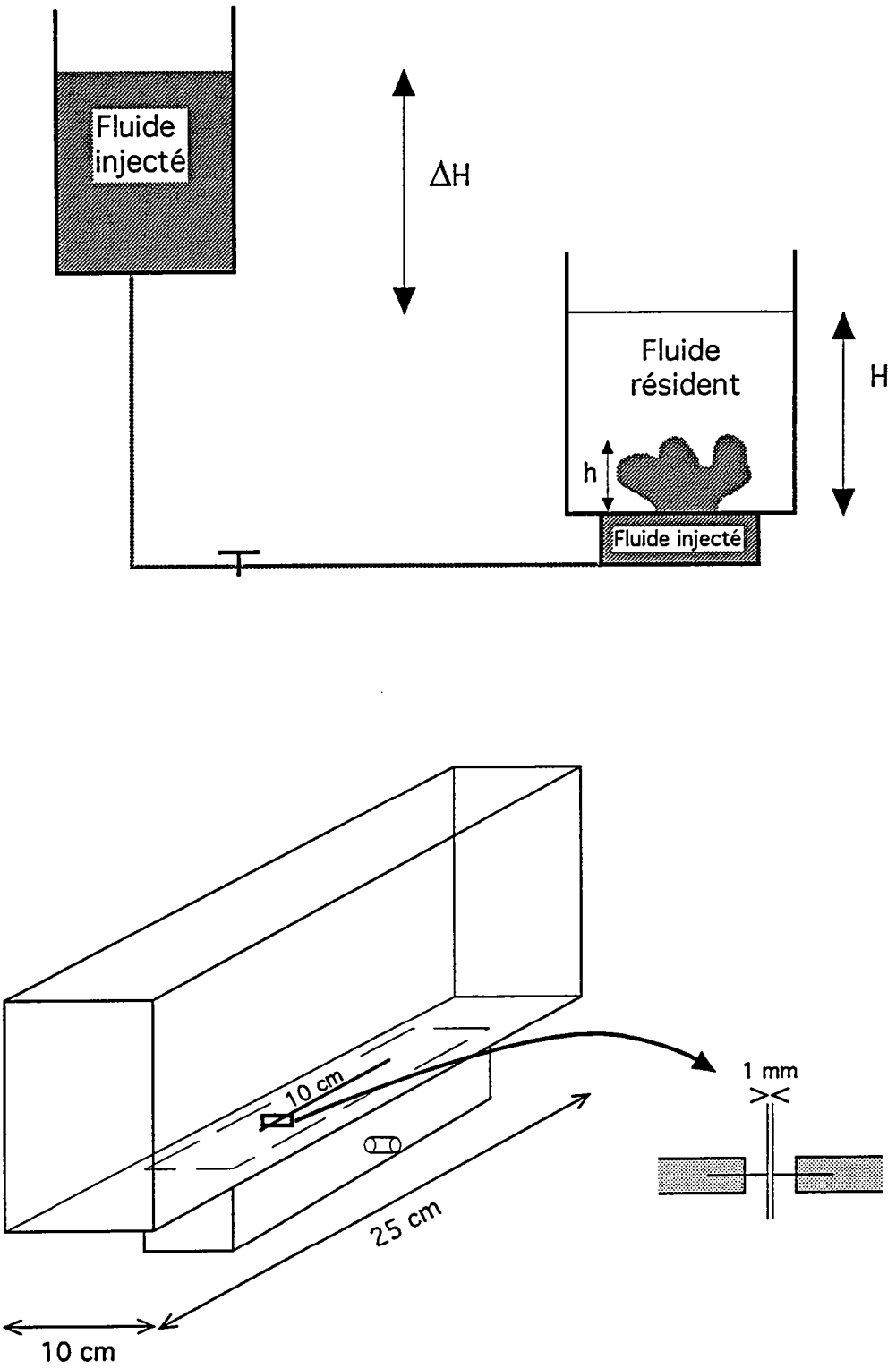


Figure 3-13: Caractéristiques du dispositif expérimental utilisé.

3.1.2- Le fluide injecté.

Le fluide injecté est de l'eau colorée avec du bleu de méthylène ou avec du rose amaranthe (3 à 6 % en masse). La densité de cette eau peut être ajustée à la valeur désirée en y ajoutant du polytungstate de sodium avec des pourcentages pondéraux faibles $\ll 10\%$. Dans toutes les expériences les valeurs de densité sont voisines de l'unité. Les faibles concentrations et en particulier celles du polytungstate de sodium n'induisent pas de modifications significatives de la rhéologie du fluide injecté par rapport à l'eau pure (fig. 3-14).

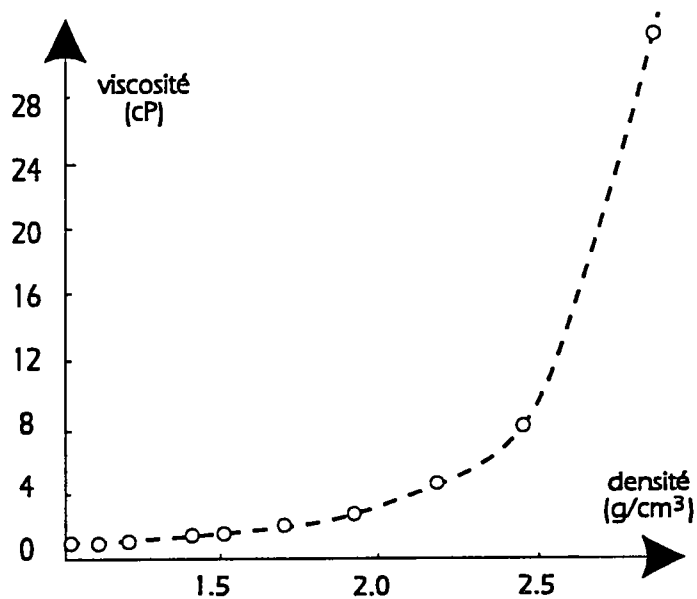


Figure 3-14: Variation de la viscosité des solutions aqueuses de polytungstate de sodium en fonction de leur densité.

Temps (h)	Viscosité à $\sim 10^{-1} \text{s}^{-1}$ (Pa.s)	Densité Kg/m^3
4	0,086	992
8	0,21	1007
18	0,67	-
22	1,7	-
26	~ 86	-

Tableau 3-3 : Mesures de viscosité apparentes dans les suspensions de laponite à 2.03% en fonction de la durée du repos de la suspension depuis sa préparation (l'âge de la suspension).

3.1.3- Le fluide hôte.

Le fluide résident dans le réservoir supérieur de la cellule expérimentale consiste en une suspension aqueuse complexe et viscoélastique d'argile synthétique, la laponite (grade RD des laboratoires Chimilab Essor). Elle présente le double avantage d'être transparente et de permettre de travailler sur des gammes importantes de propriétés non-newtoniennes. Ses paramètres rhéologiques sont directement corrélables avec la concentration pondérale de poudre ajoutée à l'eau (fig.3-9; Van Damme et al., 1988; Lemaire, 1990) alors que la densité reste toujours très proche de 1 (tab. 3-3). En cellule tridimensionnelle, elle devient inutilisable pour des concentrations en poids supérieures à environ 4% à partir desquelles, les bulles d'air incorporées au cours du mélange n'ont pas pu être éliminées.

La complexité du comportement des suspensions de laponite réside essentiellement dans des effets de thixotropie. Ce sont des "effets de mémoire" des sollicitations préexistantes (Lemaire, 1990). En effet, en fonction du mode opératoire utilisé pour la préparation de la suspension, les propriétés rhéologiques peuvent varier. Comme Van Damme et ses collaborateurs, nous avons donc toujours utilisé la même procédure de

préparation d'une expérience à l'autre; dans notre cas : mélange avec un mixeur rotatif pendant deux heures (temps nécessaire pour obtenir une suspension transparente) de la poudre et de l'eau dans les conditions de température ambiante (20 à 28 °C); puis repos et mise en place dans la cuve expérimentale. Les propriétés des suspensions de laponite sont très constantes avec la température, ce qui constitue un inconvénient majeur pour trouver une méthode permettant par exemple d'éliminer les bulles d'air. Nous avons pu constater la variation des propriétés rhéologiques des suspensions de laponite avec le temps de repos, en réponse à la formation de microstructures dans la suspension. En effet, avec le temps, un "vieillissement" correspondant à une augmentation de la résistance globale du matériau a été observé (augmentation de l'exposant et du seuil d'écoulement). Ce vieillissement peut être accéléré par l'évaporation de l'eau qui n'est pas piégée dans les réseaux de l'argile. Les tests par pesée sur des échantillons témoins ont livré des taux d'évaporation d'environ 2.5% (en masse) par semaine, sur la période de réalisation des expériences. En une semaine, cette évaporation entraîne au maximum (puisque'elle n'affecte en réalité que la partie supérieure des récipients et que le calcul est conduit sur le volume total), une augmentation de la concentration des suspensions de laponite de 0.05%. Cette valeur est du même ordre de grandeur que les incertitudes calculées sur les concentrations de suspension et l'évaporation à elle seule ne permet pas d'expliquer le vieillissement observé.

Dans nos expériences, pour faire varier le contraste de rhéologie entre les deux fluides nous avons exploité ce "vieillissement" en plus des variations rhéologiques avec la concentration. Malheureusement, Rennes Géosciences ne dispose pas de rhéomètre et il n'a pas été possible d'effectuer les contrôles rhéologiques systématiques qui s'imposent lorsque l'on désire quantifier les paramètres des lois d'écoulement. Toutefois, des essais de mesure de viscosités apparentes ont été menés à des taux de déformation fixes et voisins de 0.1 s^{-1} par une méthode de chute de bille. (tab. 3-3).

Par ailleurs, les suspensions de laponite sont miscibles dans l'eau et les effets des tensions interfaciales entre les deux fluides peuvent être totalement négligés (Van Damme et al., 1987).

3.2- Les Résultats.

Nous avons cherché à décrire et caractériser les structures d'injection dans les deux grands domaines de déformation des suspensions de laponite que nous avons exposé précédemment (Van Damme et Lemaire, 1990): le domaine de déformation fluide qui correspond en cellule de Hele Shaw aux régimes de digitation et le domaine du comportement fragile marqué par la fracturation. Dans les expériences à 2% massique de poudre diluée dans l'eau la suspension s'est toujours comportée comme un fluide (avec les pressions d'injection utilisées) quel que soit le vieillissement du matériau. Le mode de déformation par fracturation correspond plus spécifiquement aux deux expériences menées dans la laponite diluée à 4 %.

3.2.1- *Le mode de déformation fluide.*

Nous avons essentiellement travaillé avec de faibles contrastes de densité entre les fluides en essayant dans certaines expériences d'approcher au mieux des contrastes nuls ($\Delta\rho = \rho_{\text{hôte}} - \rho_{\text{injecté}} \sim + 8$ à -3 kg/m^3). Mener une expérience dans des conditions de $\Delta\rho$ nul est parfois délicat à cause de la grande sensibilité des densités avec la température ambiante. En effet, nous avons pu constater en manipulant que des inversions de densité peuvent être induites par la présence de sources de chaleur telles que les lampes d'éclairage. L'âge de la suspension est le paramètre que nous avons utilisé pour montrer les évolutions des structures d'injection en fonction du contraste de rhéologie entre le fluide hôte (non-newtonien à rhéologie variable) et le fluide injecté (newtonien à viscosité constante). Lorsque le comportement rhéologique de la suspension est proche de celui des fluides newtoniens (exposant de rhéofluidification proche de 1 et seuil d'écoulement négligeable) on peut distinguer deux types principaux de structures qui sont les mêmes que ceux observés lors de l'injection dans des fluides newtoniens :

- le domaine de formation des panaches lorsque $\Delta\rho > 0$ (contraste déstabilisant);
- le domaine des épanchements et des fontaines en base de cuve lorsque $\Delta\rho < 0$ (contraste stabilisant);

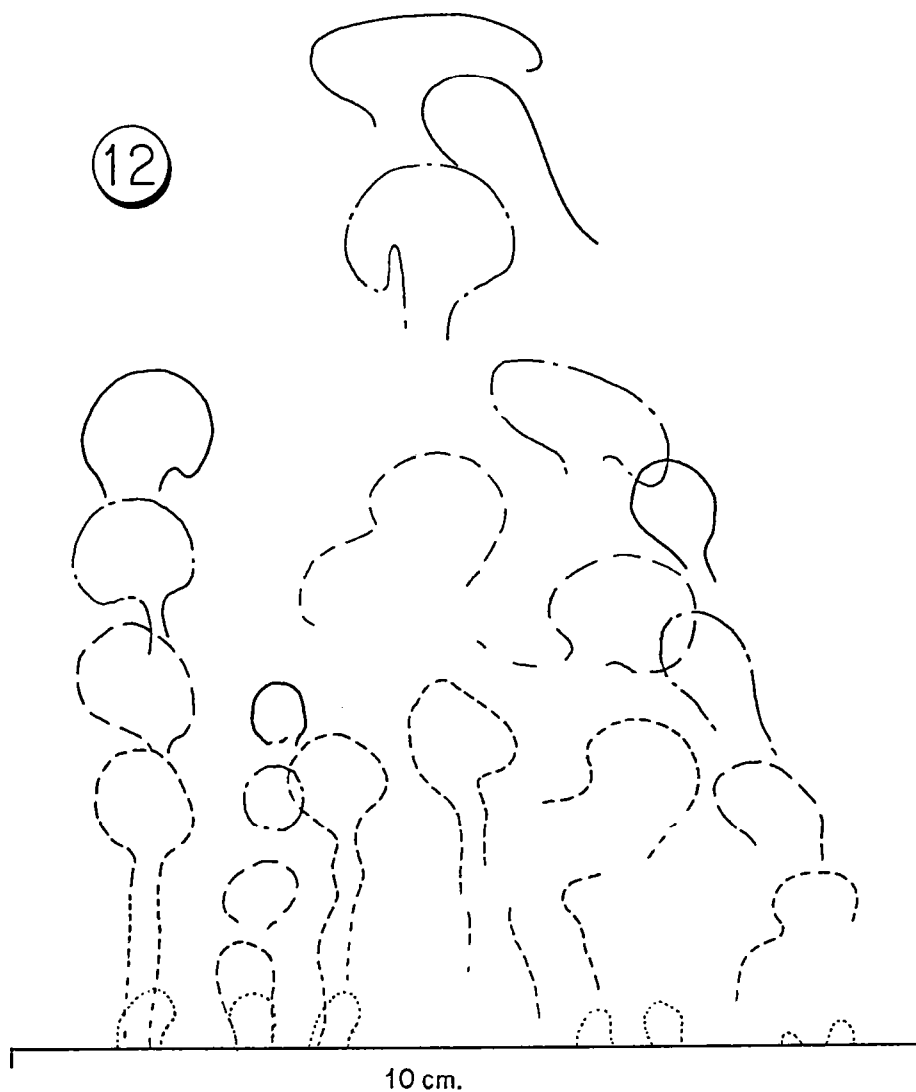


Figure 3-15: Evolution spatiale et temporelle (à 1 s: pointillé fin, puis 7, 12 et 19 s: trait plein après le début de l'injection) des panaches ascendants obtenus au cours de l'expérience n°12 (voir tab. 3-4); l'injection ne s'amorce pas seule; l'alimentation a été coupée à 7s; On remarque le phénomène de capture et les irrégularités des têtes de panache. Re (résident) ≈ 0.1 .

Expérience n°	concentration S/L % pondéral	temps (âge) jours	contraste de densité $\Delta\rho = \rho_{\text{hôte}} - \rho_{\text{injecté}}$ kg/m ³	Pression d'injection Pa
4	2.04	8	+5	3700
5	2.04	8	+5	3800
6	2.04	1	+6	3400
7a	2.04	1	+6	3000
7b	2.04	1	+6	1600
8	2.04	1	+6	500
8a	2.04	1	+6	450
9	2.04	1	+6	630
9a	2.04	1	+6	550
10	2.04	1	-1	710
11	2.04	1	-1	500
12	2.04	1	$\approx +1$	500
13	2.04	4	≈ 0	500
14	2.04	4	≈ 0	400
15	2.04	5	+3	530
16	2.04	0.5	≈ 0	340
17	2.04	0.5	≈ 0	3900
18	2.04	1	-1	2800
19	3.76	1	≈ -1	≈ 10000

Tableau 3-4: Synthèse des conditions d'expériences dans lesquels le mode de déformation fluide a été observé.

Lorsque au contraire, les propriétés non newtoniennes sont importantes (les valeurs de l'exposant de rhéofluidification et du seuil d'écoulement sont éloignées de celles des fluides newtoniens) on peut considérer que trois types de structures se développent avec des pressions d'injection modérées:

- les panaches ascendants lorsque le contraste de densité est fortement déstabilisant dans les suspensions de laponite jeunes;

- les structures qui apparaissent lorsque le contraste de densité est déstabilisant dans les suspensions très matures (une semaine de repos); ce sont des instabilités qui sont morphologiquement proches des fontaines et qui évoluent également vers les épanchements en base de la cuve;

- les fontaines et les épanchements en base de réservoir lorsque le contraste de densité est stabilisant.

Les deux derniers types seront traités en même temps.

Les panaches.

Ils se forment lorsque le contraste de densité est positif (le plus souvent dans nos expériences $\Delta\rho \sim +6$) dans des suspensions de laponite encore jeunes (1 à 2 jours). Dans ces conditions (expériences n° 6, 8, 9 et 12; tab. 3-4) l'injection produit, sur la longueur de la fente, des instabilités périodiques de longueur d'onde centimétrique pendant le stade d'initiation. Ces instabilités s'individualisent ensuite en panaches qui ont dans les premiers stades de l'évolution toujours une tête sphérique. Cependant, au cours de l'ascension cette tête peut prendre des formes elliptiques avec de grands axes soit allongés dans la direction de propagation du panache, soit perpendiculaires à cette direction dans les stades ultimes de l'ascension, lorsque la tête du panache approche le bord libre supérieur de la cellule expérimentale (fig. 3-15). Les conduits ombilicaux de ces panaches sont irréguliers sur la hauteur de la structure et ils peuvent parfois vaciller.

Les vitesses de propagation verticales que nous avons mesurées au front des panaches sont en général constantes pour chaque structure sur quasiment toute la durée de l'ascension (fig. 3-16). Elles montrent également que tous les panaches n'évoluent pas à la même vitesse (fig. 3-12). Lorsque les variations de la distance parcourue sur la verticale sont non linéaires, nous avons pu constater une corrélation systématique avec le phénomène de capture. Cette capture est contrôlée par le panache le plus proche. La figure 3-16 illustre également pour différentes expériences, les variations du nombre des panaches existants avec le temps écoulé depuis le début de l'injection. Globalement pour toutes les expériences, on constate que le nombre de panache est en général le plus élevé dans les premières secondes de l'injection. Dans ces stades précoces l'instabilité n'est pas encore un véritable panache (pas de conduit sous la tête) et le nombre indiqué sur le graphique correspond au nombre de protubérances périodiques initiales que l'on peut compter sur la longueur totale de la fente. La diminution du nombre des panaches avec le temps indique que parmi ces instabilités initiales toutes ne se développent pas et que les plus rapides capturent les plus lentes. Avec le temps écoulé depuis le début de l'injection, on observe également que le taux de capture diminue. C'est au cours de ces derniers stades du développement de l'instabilité que nous avons pu identifier deux types de captures:

- (a) la capture des têtes de panaches par d'autres têtes de panaches qui les précèdent et qui sont plus rapides; ce sont elles qui dominent dans

les premiers stades de développement des instabilités; elles entraînent des accélérations des vitesses d'ascension des panaches au cours de la capture;

- (b) la capture des têtes de panaches par des conduits d'alimentation de panaches préexistants; elle se traduit par un ralentissement des vitesses ascensionnelles pendant la capture au profit des déplacements latéraux du fluide injecté en direction des conduits d'alimentation voisins (fig. 3-16).

Ces phénomènes de capture engendrent une croissance plus rapide de certaines des têtes qui peuvent alors atteindre le double de la taille des têtes des panaches voisins. Cependant, ces différences de taille ne sont pas les seules raisons de l'ascension plus rapide de certains panaches par rapport aux autres. En effet, nous avons pu observer, dans une même expérience que certains panaches se développent plusieurs secondes après le début de l'injection alors que les panaches les plus rapides ont déjà presque atteint le niveau supérieur de la cuve.

Quelques unes des expériences sur les panaches (séries 6 & 7, 8 et 9 dans le tableau 3-3) ont été l'occasion de vérifier les effets de mémoire des sollicitations précédentes dans les matériaux non-newtoniens. Après un premier stade d'injection (6, 8 et 9) et une période de repos de quelques minutes un nouvel épisode injection a été provoqué (respectivement 7a, 8a et 9a). Parfois trois stades d'injection successifs après repos ont été tentés (6, 7a, 7b). Dans tous les cas, de nouveaux panaches se sont localisés aux mêmes endroits que les panaches des stades précédents (fig. 3-17). Les anciens conduits ne sont pas systématiquement réutilisés. Il ne se forme pas non plus de nouveau conduit. Dans ces nouvelles générations, les panaches sont plus diffus et nettement moins individualisés que dans les premières générations : dans les zones où sont canalisés les écoulements, après le passage des têtes de panache les conduits tendent à se rejoindre et à former des structures planes et verticales. Nous interprétons ces observations comme le résultat de la dilution locale de la suspension de laponite après le passage de la première génération de panaches. Cette dilution engendre localement dans le milieu résident des propriétés rhéologiques qui s'approchent de celles des fluides newtoniens. L'apparition de ces structures planes dans les fluides non-newtoniens ne nous apparaît donc possible que dans le cas de la réutilisation de conduits préexistants.

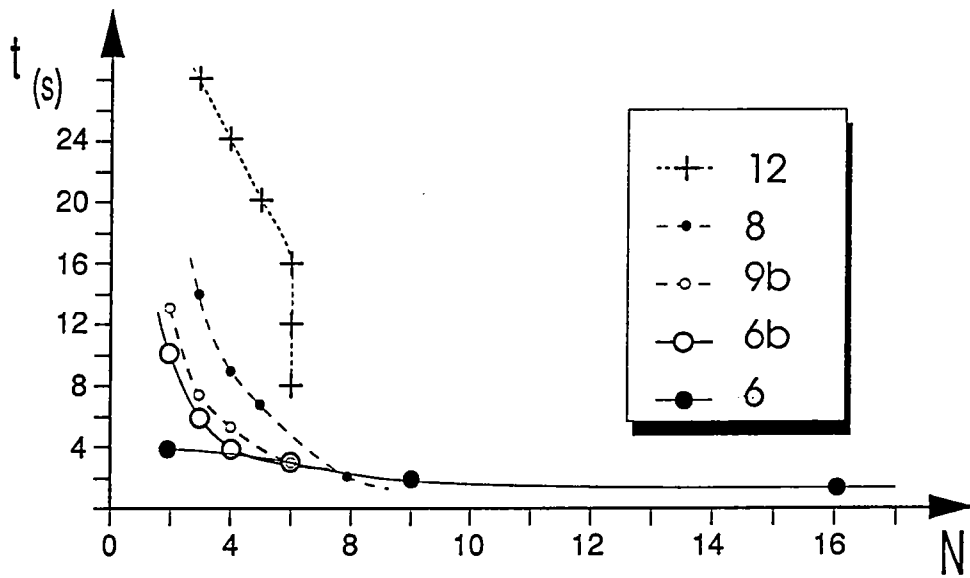
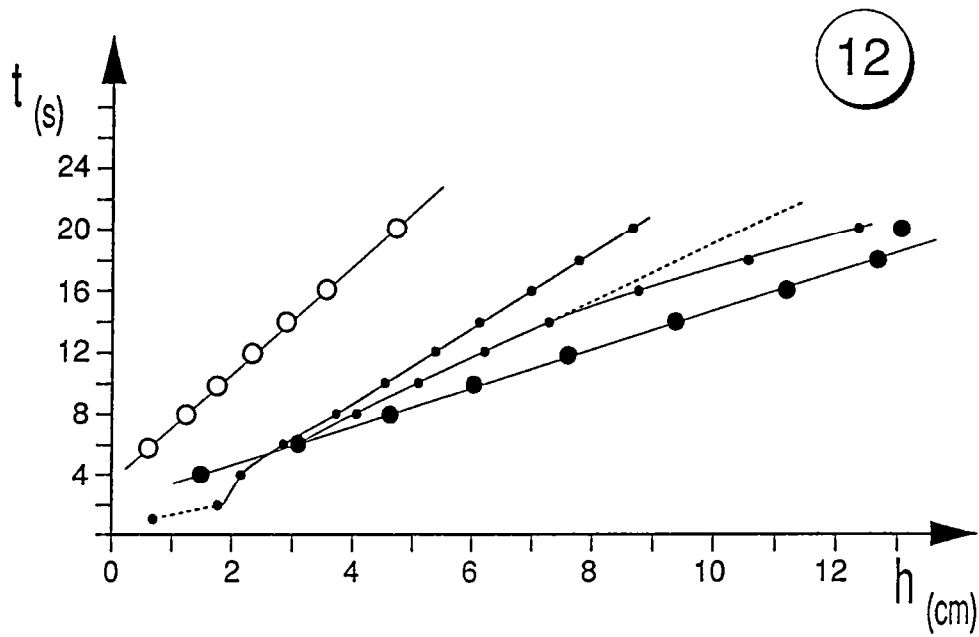


Figure 3-16: Variation de la hauteur h atteinte par les panaches et du nombre de panaches N avec le temps t . Les panaches les plus rapides (gros points noirs) et les plus lents (points blanc), ont au cours des expériences n°12, 6 et 8, des vitesses constantes. Celles-ci peuvent s'accélérer ou ralentir comme le montrent les courbes intermédiaires et ces variations sont corrélables au phénomène de capture.

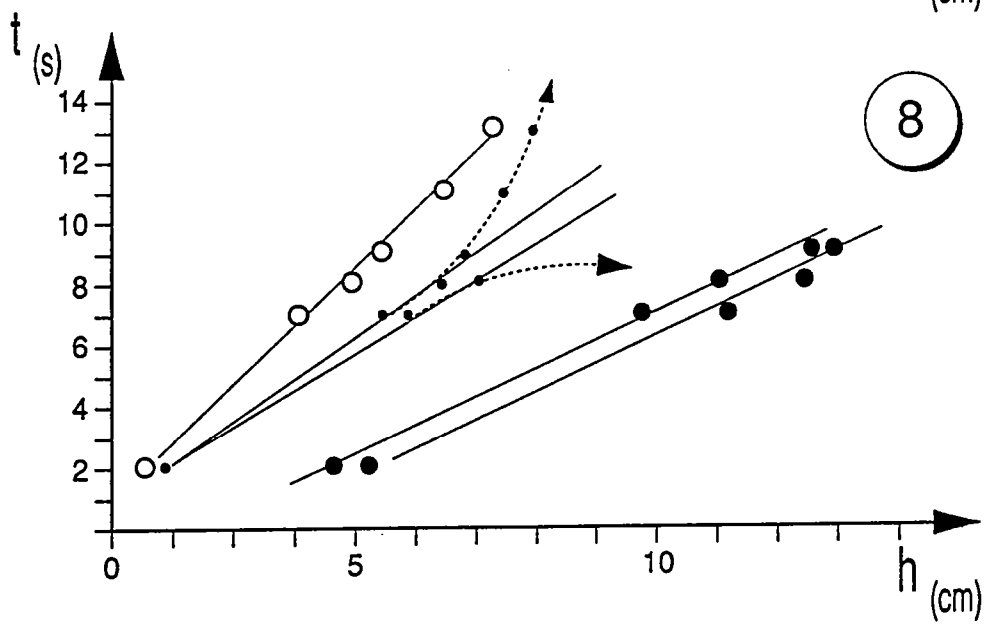
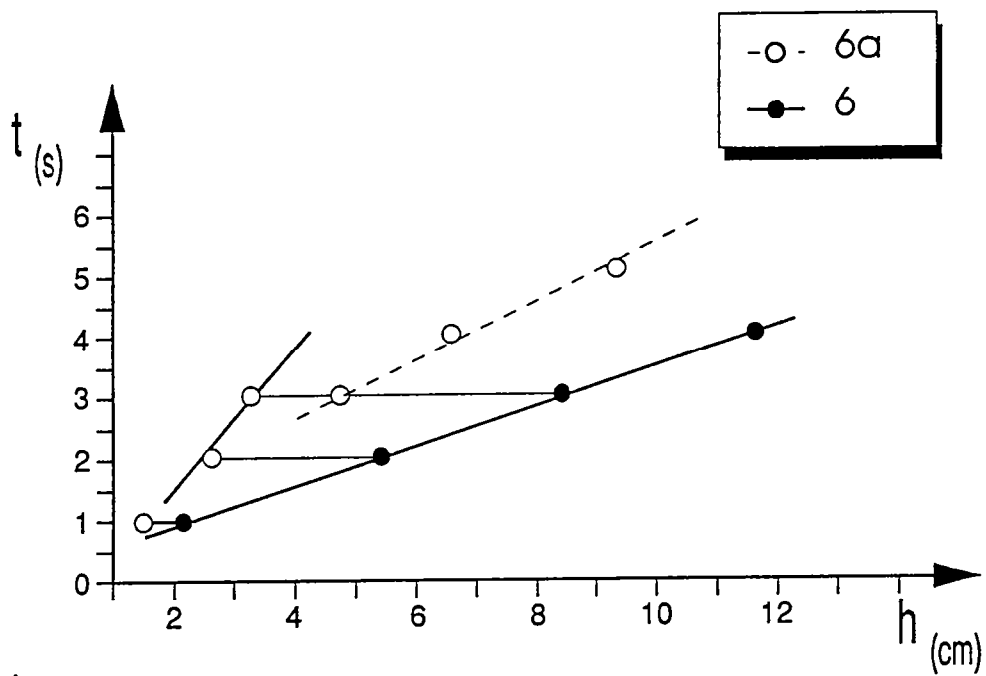


Figure 3-16 (suite).

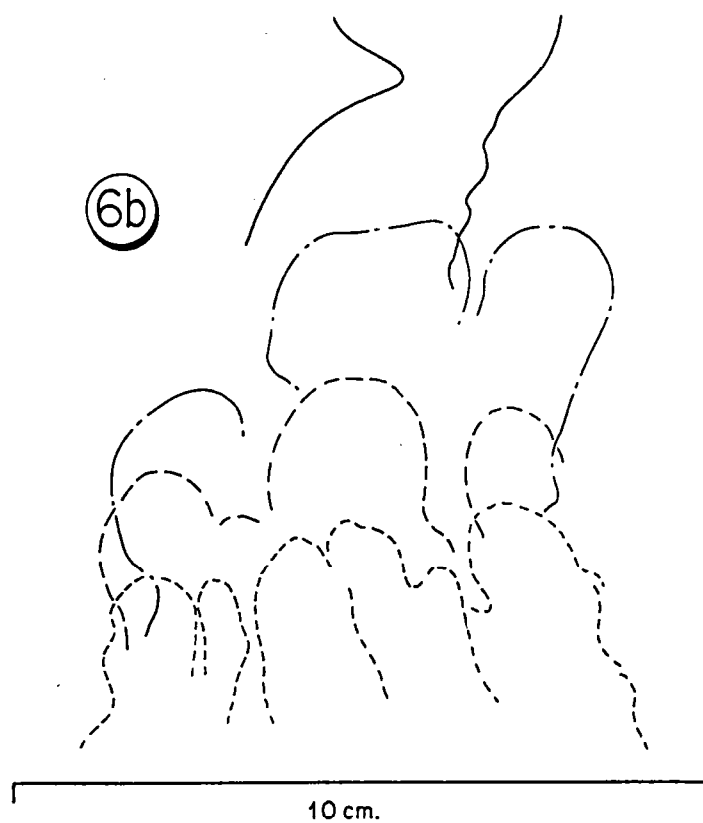
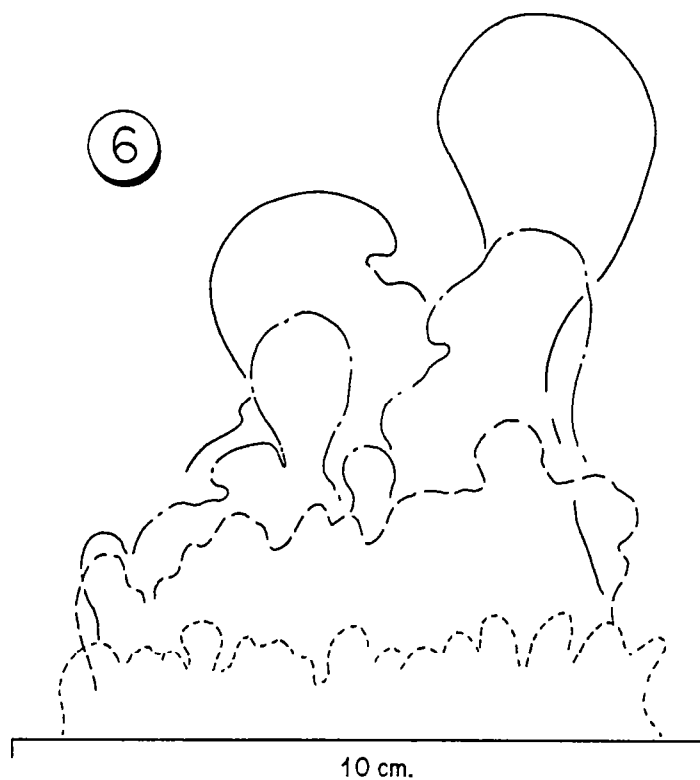


Figure 3-17: Evolution dans le temps (à 2, 3, 4 et pour 6b à 7 s après le début de l'injection) et dans l'espace des panaches des expériences 6 et 6b: en 6b, les anciens conduits de l'expérience n°6 sont réutilisés. Dans l'expérience 6 au-delà de 7s (arrêt de l'injection), comme dans l'expérience 6b, il n'y a qu'un seul conduit localisé au milieu de la cuve.

Les "fontaines" et les structures d'épanchements.

Ces structures correspondent aux deux cas d'expériences suivants:

- (a) les injections avec un contraste de densité légèrement stabilisants ou voisin de zéro (tab 3-3 : expériences n° 10, 11, 13, 14, 16, 17, 18 et 19);

- (b) les injections avec un contraste de densité déstabilisant seulement dans les suspensions de laponite matures (tab 3-3 : n° 4, 5 et 15).

La précision sur les valeurs de densité sont au maximum de 2 kg/m^3 . On rappelle cependant que les incertitudes sur les densités mesurées sont importantes à cause de la grande sensibilité de ce paramètre aux variations thermiques. Nous avons pu vérifier (par observation) pour les suspensions les plus jeunes, le signe calculé de cette valeur et par conséquent nous avons négligé les éventuelles variations dues à la température.

Dans les deux cas, les structures ressemblent aux fontaines observées lors de l'injection en milieu newtonien. Il y a développement d'une instabilité de morphologie irrégulière sur la longueur de la fente; en général le front n'atteint pas le bord libre supérieur de la cuve (sauf dans les cas d'une forte pression d'injection dans une suspension jeune) et le développement vertical est bloqué; la structure croît alors latéralement en s'élargissant à la base et tend le fluide injecté tend à s'épancher sur le plancher du réservoir supérieur. Il n'y a que très peu de différences entre les deux types de structure.

Nous pouvons envisager quelques exemples.

(a1) Cas de l'expérience 16 :

Deux structures ascendantes ne se développent que ponctuellement à partir de la fente. Ces structures évoquent d'abord des panaches turbulents qui s'élargissent au cours de l'ascension mais rapidement de part et d'autre du conduit d'alimentation, les courants descendants apparaissent. Ces fontaines turbulentes se développent dans une suspension de laponite est très fluide, le contraste de densité légèrement stabilisant. La structure n'atteint pas le sommet de la cuve (environ 15 cm): la pression d'injection est modérée.

(a2) Cas de l'expérience 17 :

Les conditions rhéologiques et le contraste de densité sont identiques au cas (a1); la pression d'injection est de un ordre de grandeur supérieure à celle du cas précédent : les fontaines turbulentes qui se développent à

intervalles réguliers le long de la fente atteignent rapidement le sommet de la cuve (fig. 3-18).

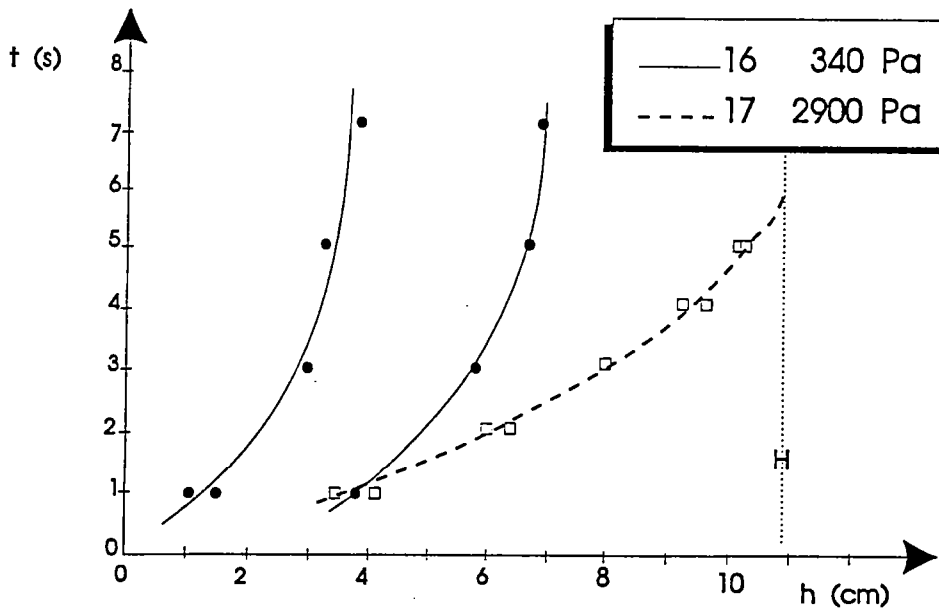


Figure 3-18: Hauteurs atteintes par les panaches turbulents dans les expériences 16 et 17. H représente la hauteur totale de fluide résident au début de l'expérience.

(a3) Cas de l'expérience 18 :

La structure obtenue au cours de cette expérience est présentée (fig. 3-19). Le contraste de densité est légèrement stabilisant et la suspension de laponite est plus résistante que dans les cas précédants. L'initiation de l'injection, puis les vitesses de croissance verticales ne sont pas homogènes sur toute la longueur de la fente. Initialement la structure a un caractère périodique mais les différentes instabilités en forme de doigts coalescent rapidement pour former des ensembles plus volumineux. Au cours de la formation de cette structure le débit global calculé à partir de l'élévation du niveau de fluide résident dans la cuve supérieure est relativement variable (fig. 3-20). La vitesse de croissance verticale du front d'injection diminue au cours de l'injection (fig. 3-21). Il en est de même pour les expériences

réalisées dans des conditions voisines (11 et 10) mais avec des pressions d'injection plus faibles. On constate que la pression d'injection contrôle fortement les hauteurs que peuvent atteindre les différents fronts d'injection (fig. 3-21). Nous avons arrêté l'injection dès que la base de la structure a commencé à s'élargir. Lorsque l'injection est stoppée la forme de la structure demeure stable pendant plusieurs heures.

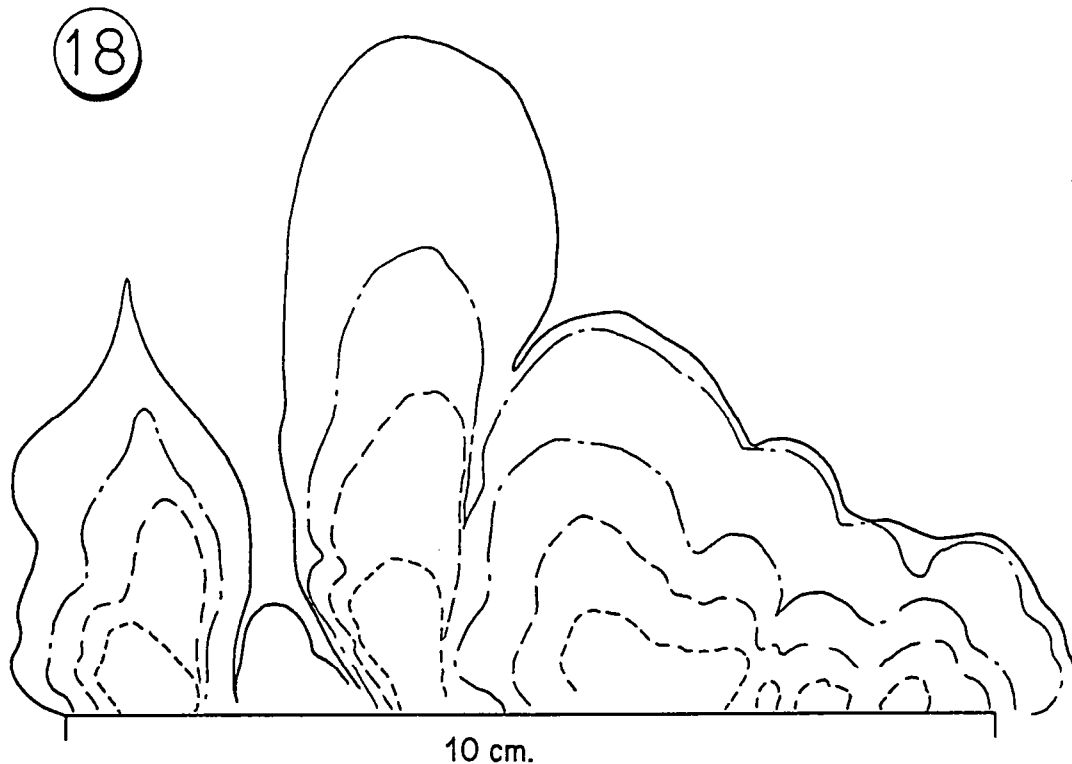


Figure 3-19: *Evolution spatiale et temporelle (1, 2, 4, 6 et 13 s après le début de l'injection) du front d'injection dans l'expérience 18. La pointe sur le doigt gauche est précédée par une bulle d'air. L'injection a duré 12 s.*

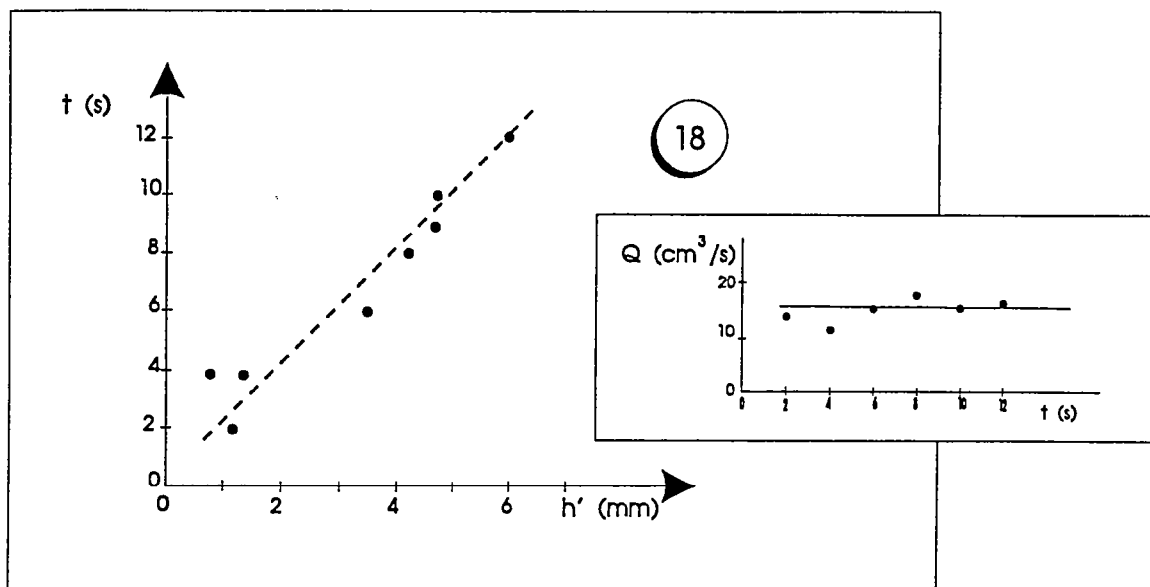


Figure 3-20: Augmentation de niveau h' dans la cuve supérieure au cours de l'injection et le débit d'injection en fonction du temps dans l'expérience 18.

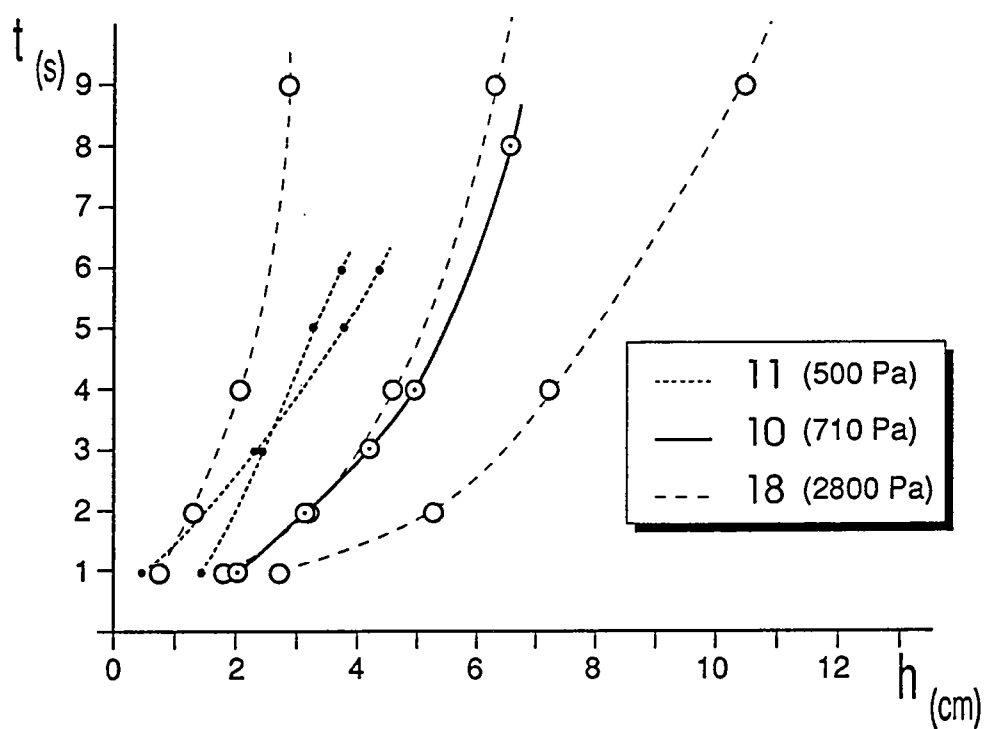


Figure 3-21: Hauteurs (h) atteintes par le front d'injection dans les expériences 11, 10 et 18 dont les conditions sont données tab. 3-4.

(a4) Expériences n° 4 et 5 :

Cette fois le contraste de densité est très déstabilisant et la suspension de laponite très mature : contre toute attente la structure n'évolue pas vers la formation de panache. Une fontaine qui s'élève de quelques cm est très rapidement stoppée et l'écoulement est canalisé sous la forme d'un épanchement à la base de la cuve (fig. 3-22). Dans ces expériences comme dans les précédentes, les débits sont variables sur une gamme relativement importante. Nous interprétons cette structure comme résultant de pressions d'injection trop faibles pour pouvoir vaincre la résistance mécanique du fluide résident. Dans ces conditions, l'initiation d'une structure ascendante peut résulter d'un effet de dilution à l'interface entre deux fluides ou du fait que dans notre dispositif, les forces gravitaires sont trop faibles pour relayer les forces inertielles résultant de la vitesse d'injection initiale. Tout se passe comme si l'injection provoquait ensuite un découplage entre la base de la cuve et le fluide résident et la canalisation du fluide injecté. Il faudra envisager de vérifier cette hypothèse en surélevant la fente d'injection au-dessus du plan de la base de la cuve. De même, ce régime particulier doit faire l'objet de modélisation spécifique plus complètes pour envisager la position et les paramètres qui contrôlent la transition entre ces "fontaines" et les panaches lorsque le contraste est déstabilisant (fig. 3-23).

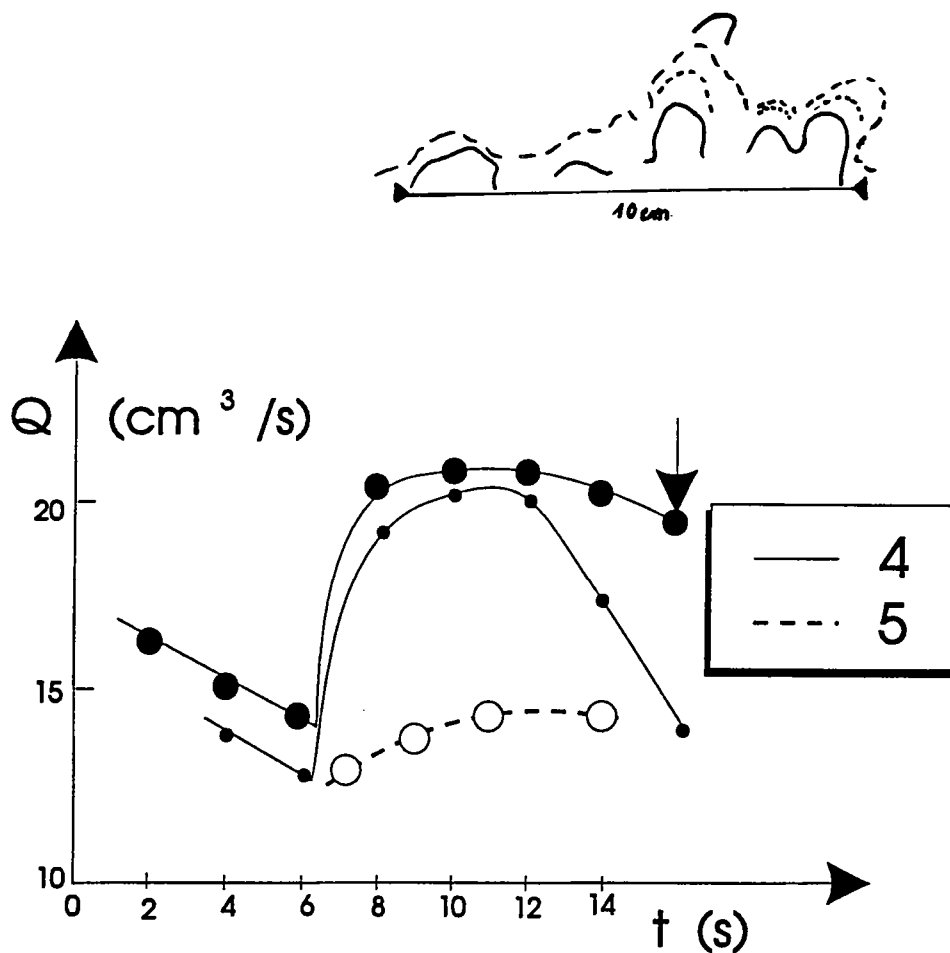


Figure 3-22: Evolution du front d'injection dans l'expérience 4 (position à 2, 3, 4 et 6 s après le début de l'injection). Durée de l'injection 16s. Au delà de 6 s d'injection la variation de la position du front est négligeable. Les courbes indiquent les débits calculés en fonction du temps dans les expériences 4 et 5. On remarque la variation importante autour de 6 s.

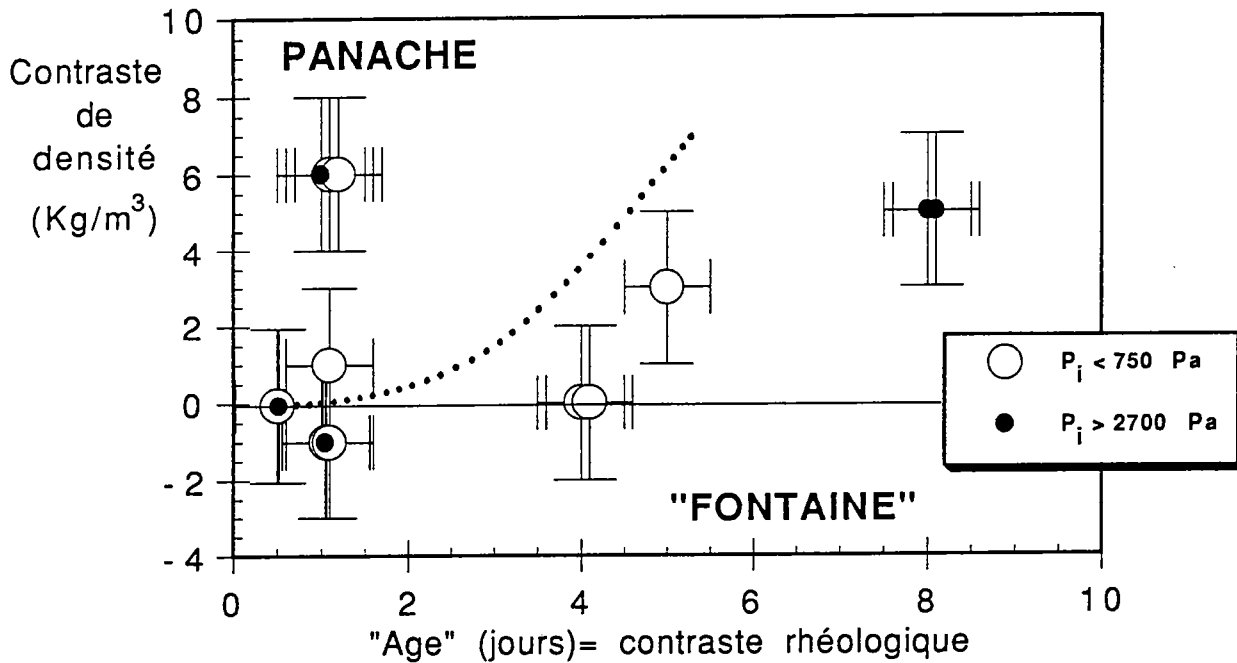


Figure 3-23: Ebauche du diagramme de phase contraste de densité-contraste de rhéologie pour les expériences d'injection en milieu non-newtonien et dont les conditions figurent dans le tableau 3-4. La courbe en pointillé représente la position approximative (pour des pressions d'injection entre 300 et 6000 Pa) de la transition entre les conditions permettant d'observer des panaches et celles dans lesquelles des structures ressemblant aux fontaines des milieux newtoniens sont obtenues.

3.2.2- Le mode de déformation par fracturation.

La fracturation telle qu'elle a pu être définie par Van Damme et Lemaire (1990) n'a été observée et testée que dans deux expériences utilisant de la laponite diluée à 4%. Ce régime n'a pas fait l'objet d'études particulières au cours de ce travail. Nous ne présentons ici que quelques observations. Lemaire (1990) réalise des injections d'eau à l'aide d'une source ponctuelle dans un volume de laponite. Il observe la formation de fractures (angles de branchements forts). Nous pouvons compléter cette observation par le fait que les parois des fractures en cours de formation se comportent comme de petites cellules de Hele Shaw dans lesquels on peut observer des figures de digitation visqueuse comparables à celles obtenues à l'aide de cellules radiales.

Au cours des expériences à partir d'une source linéaire deux résultats différents ont été obtenus mais dans les deux cas il y a formation de structures planes.

Dans l'une des expériences une injection sub-cylindrique verticale très localisée sur la fente à partir de laquelle se développe un réseau de fractures presque horizontales a été observé; cette initiation locale indique que cette expérience est assimilable à un cas d'injection ponctuelle qui peut être favorisée par une très grande hétérogénéité de la suspension de laponite. Cette suspension piège en effet d'innombrables bulles d'air qui par ailleurs rendent difficile l'observation.

Dans la seconde expérience au contraire, l'injection s'est initiée sur la longueur totale de la fente dans une direction parallèle à la surface basale de la cuve. Au cours de la croissance de cette structure planaire d'épaisseur millimétrique un changement de direction à l'approche des parois verticales de la cuve a été observé. Les surfaces de fractures apparaissent donc courbes et permettent d'observer, vue de dessus, une structure concave en forme de coupole qui confirme que comme dans l'expérience précédente le contraste de densité est déstabilisant.

Par conséquent, par fracturation des structures ascensionnelles avec un contraste de densité déstabilisant, il peut se former des structures planes sub-horizontales.

Trois observations nous semblent importantes à rappeler pour conclure sur les principaux résultats de ces expériences d'injection en milieu viscoélastique :

- 1) par rapport aux injections dans un milieu newtonien, le domaine non-newtonien favorise l'apparition de perturbations morphologiques même lorsque la loi rhéologique de la suspension est proche de celle d'un fluide newtonien (des vacillements des conduits de panache, variabilité de la forme des têtes de panaches à faibles nombres de Reynolds, voir expérience n°12). Ces observations confirment ainsi les conclusions des résultats obtenus en cellule de Hele Shaw : la rhéologie non newtonienne favorise l'apparition des instabilités d'interface au cours de l'injection.

- 2) contrairement à l'injection à partir d'une source linéaire dans un fluide newtonien, les propriétés non-newtoniennes ne favorisent pas la formation de structures planaires comme le suggèrent, par ailleurs, Kerr et Lister (1988). Les structures planaires ne sont observées dans les fluides viscoélastiques que lorsque le régime d'écoulement correspond à un mode de déformation fragile du milieu résident (fracturation) ou lorsque d'anciens conduits sont réutilisés dans les modes de déformation fluide. Les écoulements dans ces structures planaires peuvent monter, comme nous l'avons observé furtivement dans le cas de la fracturation à partir d'une source ponctuelle, des figures de digitation comparables à celle obtenues en cellule de Hele Shaw;

- 3) lorsque le contraste de densité est déstabilisant, il n'y a pas toujours formation de panaches et lorsque la pression d'injection ne permet pas de vaincre la résistance mécanique du milieu hôte il se produit essentiellement des épanchements en base du réservoir. En fonction du vieillissement de la suspension pour les conditions de densité favorables à l'apparition d'instabilités gravitaires nous avons pu montrer une évolution continue à pression d'injection équivalente depuis la formation de panaches dans les suspensions les plus jeunes jusqu'aux épanchements en passant par des instabilités dont l'ascension est rapidement inhibée aux profits d'extensions latérales (fig. 3-23). Sur cette figure qui synthétise l'ensemble des expériences que nous avons présenté dans ce mémoire, nous proposons une limite approximative entre les deux types de structures (panache et "fontaines") pour des pressions d'injection comprises entre 300 et 6000 Pa.

4- Comparaison des structures expérimentales et des structures naturelles et applications en magmatologie - perspectives

En cherchant à estimer les conditions de formation des structures syn-plutoniques que nous avons observées sur le terrain, nous avons conclu que la plupart des filons fragmentés de l'ICFL se sont formés lorsque le magma plus acide hôte pouvait présenter des propriétés non-newtoniennes (certaines structures témoignent d'un comportement proche de la rupture fragile). Ces systèmes d'injections réciproques peuvent être interprétés comme le résultat de deux stades d'injection successifs (hypothèse de fragmentation par convection) ou contemporains (hypothèse convective ou instabilité de l'interface au cours de l'injection):

(a) - le liquide basique dans le milieu non newtonien;

(b) - le magma non newtonien dans le magma basique dont le comportement rhéologique est fonction de la température d'équilibre locale ou du stade de refroidissement atteint par le magma basique s'il n'est pas encore à l'équilibre thermique.

Or nous n'avons étudié expérimentalement l'injection que dans le cas (a). Par conséquent nous n'avons pas testé toutes les possibilités d'injection qui peuvent exister et en particulier lors de l'interaction de magmas contemporains. Dans le cas (b) on peut supposer qu'en bordure des structures, le réchauffement du magma acide peut entraîner une diminution de sa résistance. Nous n'avons pas observé de critères texturaux d'un tel phénomène.

Devant l'absence de travaux expérimentaux sur l'injection en milieu non-newtonien et dans des dispositifs tridimensionnels, nous avons effectué quelques expériences préliminaires d'injection de fluide newtonien peu visqueux dans des suspensions synthétiques viscoélastiques. Notre objectif était de recenser les grands types de structures et de les comparer avec celles observées en milieu newtonien afin de dégager en fonctions de conditions expérimentales les principales caractéristiques de l'injection.

Sauf lorsque les paramètres expérimentaux l'ont permis (domaine de fracturation) nous n'avons quasiment jamais obtenu de structures planaires alors que le dispositif expérimental à source linéaire dans lequel nous avons mené les expériences favorise en milieu newtonien la formation de ces structures planes. Cette géométrie, en milieu non newtonien qui subit un mode déformation comparable à celui de fluides, correspond au cas où le

fluide injecté profite de discontinuités préexistantes dans le milieu hôte. Par conséquent les structures d'injection planaires que nous avons observé peuvent profiter :

(i) soit des conduits d'injections très précoces alors que le magma hôte a encore un comportement newtonien; dans ces conditions il est nécessaire que le magma injecté présente un contraste de composition relativement faible avec le magma hôte de manière à ce que le contraste de densité entre les magmas soit déstabilisant et que le magma injecté ne s'épanche pas à la base de la chambre magmatique. Ce n'est donc pas le cas des injections basaltiques dans les tonalites T1 puisque à haute température les suspensions magmatiques acides sont moins denses que les liquides;

(ii) soit des hétérogénéités du magma résident qui a des propriétés non-newtoniennes; les structures planaires se forment par réutilisation de conduits préexistants (anciens conduits de panache ou encore zones de déformation localisées sous l'effet de contraintes extérieures ou induites par la mise en place du réservoir magmatique?); les taux de cristallisation du magma hôte avoisinent les 50% ;

(iii) soit par fracturation lorsque les taux de cristallisation et les vitesses de déformation permettent au magma hôte de se déformer de manière fragile sans qu'il puisse accommoder la déformation par des réarrangements structuraux internes. Si tel est le cas et que les taux de cristallisation sont inférieurs à 60% (en admettant cette valeur comme caractéristique de la transition fluide-fragile aux vitesses de déformation considérées) cela implique que l'injection entraîne dans le magma hôte des vitesses de déformation de plusieurs ordres de grandeur plus rapides que celles généralement admises lors du transport des magmas basiques dans la croûte. On peut difficilement envisager que l'injection affecte des magmas suffisamment cristallisée pour se comporter comme des solides puisque le plus souvent, les structures syn-plutoniques sont fragmentées. Dans ces conditions on est amené à considérer que seuls les liquides intergranulaires ont pu être suffisamment mobiles (par exemple, Michael, 1991).

Nous retiendrons tout particulièrement la notion d'hétérogénéité des réservoirs magmatiques et l'influence que peuvent avoir ces hétérogénéités sur le comportement des systèmes notamment pendant la réalimentation. Nous pensons que les traces d'anciens conduits de panaches de réalimentation ou que des couloirs de cisaillements et des zones de déformation localisées, sont très probablement des structures courantes dans les magmas partiellement cristallisés. Nous proposons que ces

hétérogénéités expliquent la plupart des caractères des filons syn-plutoniques de l'ICFL. En particulier, les bifurcations de filons et leurs orientations sont peu compatibles avec les directions de contraintes régionales (microdiorites, couloirs d'enclaves et filons de tonalites T2 parallèles à la foliation). Si tel est le cas les expériences en cellules de Hele Shaw fournissent des indications directes des mécanismes potentiels susceptibles d'intervenir dans les intrusions magmatiques. En effet, une comparaison, même hâtive, des caractères morphologiques de certaines structures naturelles (fragmentation de filons syn-plutoniques ou encore apparition de structures dendritiques comme McBirney et Sonnenthal, 1990 peuvent en décrire dans le Skaergaard) suggèrent fortement que les mécanismes de digitation visqueuse existent dans la nature (Bébié et al., 1987; Platevoet, 1991). Nous avons vu que les propriétés non-linéaires favorisent les instabilités aux interfaces et nous savons par ailleurs que la cristallisation engendre l'apparition des propriétés non-newtoniennes. Il est donc probable que les structures en position plus marginales dans les intrusions présentent des évidences d'instabilités plus nombreuses que celles situées aux coeurs des massifs. Mais la réalimentation s'effectue rarement en une seule étape. Un tel caractère est probablement oblitéré par la formation des structures les plus tardives.

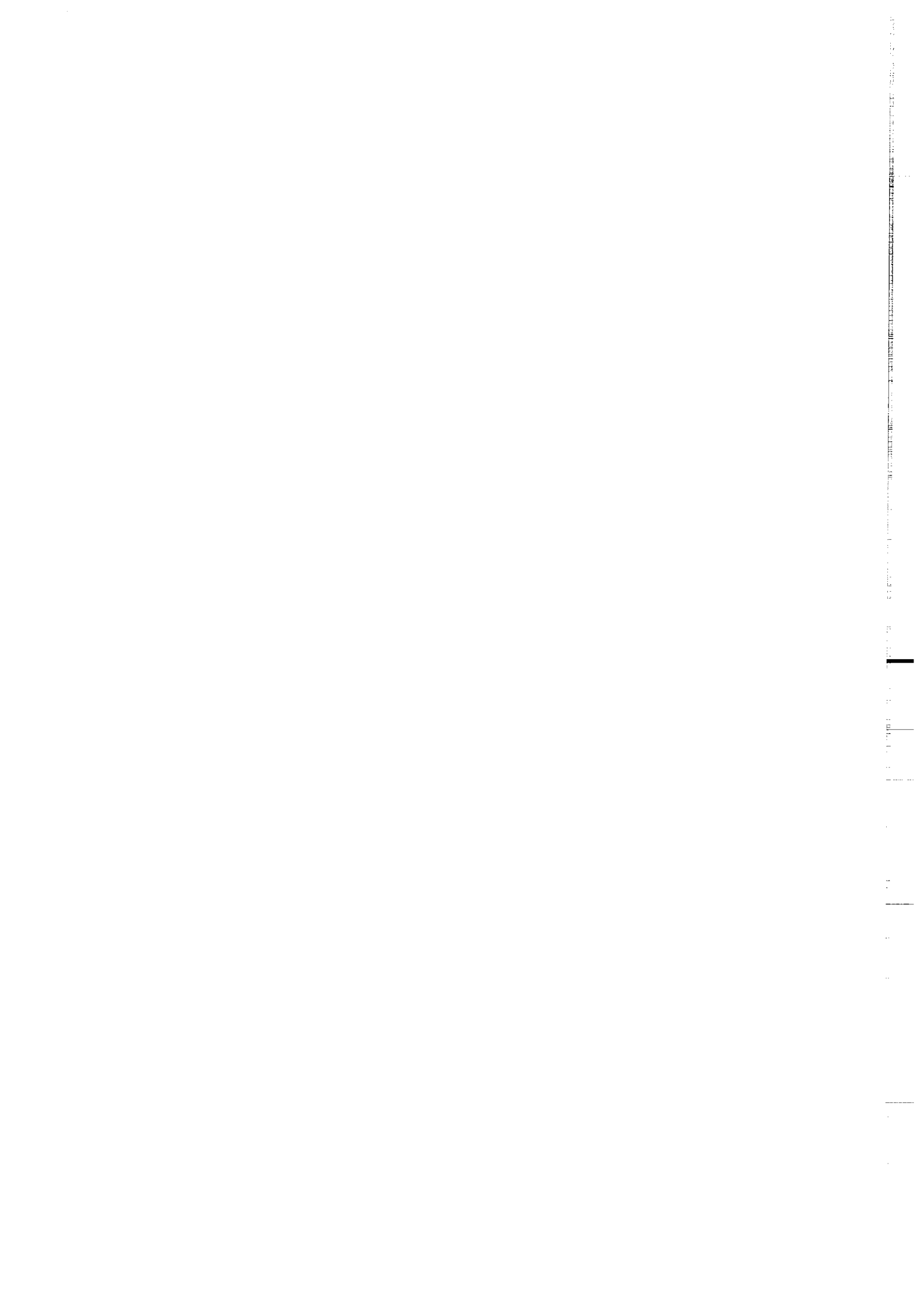
Bien entendu, les conditions expérimentales ne correspondent pas directement aux conditions naturelles; de nombreuses questions demeurent sans réponse. Voici d'abord quelques aspects en relation directe avec le propos de la thèse. L'analyse de la stabilité des interfaces en domaine non newtonien et en cellule planaire nous ont conduit à envisager un rôle des tensions de surface lors de l'injection sur l'obtention de structures fragmentées. Cette immiscibilité peut a priori résulter de la solidification rapide du magma basique au contact du magma acide et de proportions de nucléi différentes dans les deux magmas. Dans ces conditions elle n'est pas véritablement compatible avec une fragmentation avant que l'équilibre thermique soit atteint. Par ailleurs, le problème des retraits thermiques à l'issue du rééquilibrage n'a pas été soulevé au cours de ce mémoire.

Nous avons vu également que dans le cas de la réalimentation des réservoirs newtoniens par des liquides silicatés, les caractéristiques générales des structures d'injection dépendent du contraste de densité entre les magmas. S'il est stabilisant, il y a épanchement à la base du réservoir et les caractéristiques de la fontaine qui se forme à l'aplomb de la source ne dépendent essentiellement que de la cinétique d'injection. Au contraire,

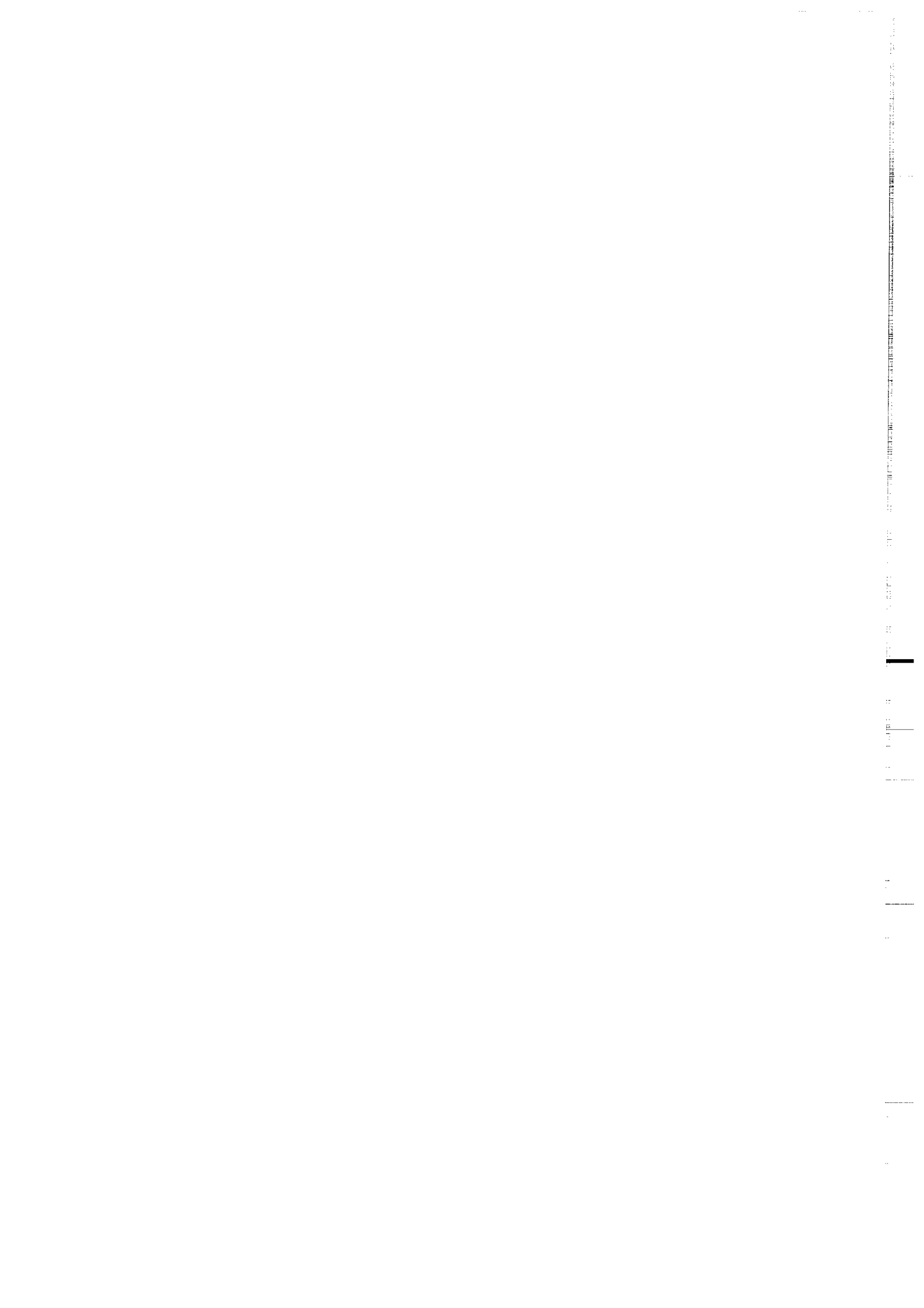
pour un contraste de densité inverse on peut former des panaches ascendants dont les caractéristiques varient en fonction des différents paramètres d'injection (contraste de viscosité, vitesse, etc.). Par contre, lorsque les propriétés non-newtoniennes s'écartent significativement du modèle newtonien (faible exposant de rhéofluidification, seuil d'écoulement non-négligeable) les épanchements en base de réservoir sont favorisés même lorsque le contraste de densité est a priori favorable au développement de panaches. La résistance à l'écoulement semble en effet pouvoir annihiler rapidement les forces inertielles et gravitaires qui devraient permettre l'ascension du liquide. Or, dans un réservoir naturel on ne connaît pas l'épaisseur des niveaux partiellement cristallisés susceptibles d'être suffisamment résistants pour se comporter comme nous avons pu l'observer expérimentalement. Il est fortement dépendant du degré de refroidissement atteint par le réservoir sachant que l'injection a lieu depuis les "couches" cristallisées solides jusqu'aux "coeur newtonien" de la chambre. S'ils peuvent atteindre le coeur de la chambre, les magmas injectés traversent des couches de moins en moins résistantes. Dans ces conditions, il faut pour travailler à l'échelle du réservoir tenir compte de cette zonation et des modèles à plusieurs couches devront être envisagés. On peut cependant noter que nos observations expérimentales sont applicables aux systèmes naturels dans lesquels l'épaisseur du niveau non-newtonien résistant est supérieure d'au moins un ordre de grandeur à la taille caractéristique de la source d'alimentation. Ce qui en première approximation ne semble pas poser de problèmes dans la plupart des réservoirs magmatiques surtout en fin de cristallisation. C'est un plus grand problème dans le cas des intrusions litées dans lesquels les niveaux cumulés de tailles comparables aux filons d'alimentation peuvent se former successivement et engendrer sur de courtes distances des variations importantes de comportements rhéologiques. Par ailleurs, l'étude de l'injection dans les niveaux cumulés des chambres magmatiques nécessite surtout la prolongation des travaux expérimentaux au niveau de la transition vers la fracturation. En particulier nous avons pu observer dans ce domaine la formation de structures horizontales à géométrie de sills dans des conditions de contraste de densité déstabilisant.

Pour finir nous proposons de nous écarter des problèmes en relation directe avec ceux abordés dans ce mémoire. En effet, nos expériences analogiques permettent d'envisager des perspectives pour différentes applications en magmatologie. A titre d'exemple, nous pouvons signaler

que la rhéologie non-newtonienne semble favoriser le phénomène de capture des panaches. Une application possible pourrait concerner l'apparition des intrusions zonées comme l'ICFL et d'une manière plus générale ces expériences d'injection en milieu non-newtonien peuvent trouver des applications au niveau de l'ascension et de la mise en place des magmas aussi bien dans la croûte que dans le manteau.



CONCLUSIONS GENERALES.



La forme des structures d'injection d'un liquide silicaté dans un réservoir magmatique est contrôlée par :

- (a) le contraste de densité entre les deux fluides;
- (b) le contraste de rhéologie entre les deux fluides;
- (c) la pression d'injection qui détermine les vitesses de déformation au moment de l'injection;
- (d) l'existence de discontinuités préexistantes.

Lors de l'injection en milieu newtonien deux grands types de structures se forment quel que soit le contraste de viscosité entre les deux fluides (Whitehead et Luther, 1975; Sparks et al, 1980; Huppert et al., 1983; Olson et Singer, 1985; Kerr et Lister, 1988; Campbell et Turner, 1989):

(a) les structures ascendantes (panaches ou structures planes verticales, en fonction de la géométrie de la source d'alimentation) lorsque le contraste de densité est déstabilisant (densité du liquide injecté inférieure à la densité du fluide résident);

(b) les fontaines lorsque le contraste de densité est stabilisant;

Ces interactions liquide-liquide favorisent l'hybridation mécanique surtout pendant le transport simultané des deux fluides plutôt qu'au cours de la réalimentation de réservoirs magmatiques (Campbell et Turner, 1986; Blake et Koyaguchi, 1991). Les vitesses d'injection les plus rapides permettent d'observer des perturbations de la forme de ces structures.

Pendant l'injection dans un milieu non-newtonien présentant des propriétés plastiques, ces deux grands types de structures existent également mais elles ne sont plus exclusivement contrôlées par le contraste de densité :

(a) les panaches (source d'alimentation linéaire) ont été seulement observés avec des fluides présentant un contraste de densité déstabilisant et un contraste de rhéologie faible;

(b) les fontaines ou les structures proches ont été obtenues avec des fluides présentant, soit un contraste de densité stabilisant, soit un contraste de densité déstabilisant et un contraste de rhéologie fort.

Lorsque le contraste de densité est déstabilisant, il est probable que la transition entre les structures de type a et b dépende de la pression d'injection dans un espace contraste de densité-contraste de rhéologie.

Par rapport au milieu newtonien, le milieu non newtonien favorise l'apparition de perturbations morphologiques. Ces instabilités sont particulièrement variées en cellules de Hele Shaw (dispositif expérimental bi-dimensionnel). En milieu non-newtonien, il est possible de former des structures à géométrie plane et verticale seulement si d'anciennes discontinuités sont réactivées (anciens conduits d'alimentation, par exemple).

D'autre part, nous avons mis en évidence des différences entre les interactions de magmas contemporains dans deux intrusions cadomiennes du Massif Armoricain :

L'intrusion de Coëtmieux Fort La Latte (ICFL) est essentiellement caractérisée par des injections de magmas basaltiques sur presque toute la période de temps de solidification du massif (évolution continue des structures depuis des enclaves microgrenues sombres, éparses, regroupées en amas puis en couloirs d'enclaves, jusqu'à des filons fragmentés puis des filons syn-plutoniques non fragmentés); les structures les plus tardives ont une géométrie plane. Elles se sont mises en place lorsque le magma résident présentait un comportement non newtonien proche de la rupture fragile. D'après les résultats des modèles analogiques, la formation de ces structures planaires peut s'expliquer par la présence de discontinuités. La forme des structures (arrondie ou anguleuse) a été utilisée pour déterminer le mode de déformation des magmas (respectivement fluide ou solide).

La fragmentation peut être expliquée par plusieurs hypothèses complémentaires. L'hypothèse de la formation des enclaves au cours du stade d'équilibrage thermique, c'est à dire au moment de l'injection sous le contrôle de mécanismes proches de ceux de la digitation viscoélastique en cellule de Hele Shaw ne peut pas être rejetée. Les enclaves éparses peuvent également témoigner d'injections précoces alors que l'intrusion n'a pas encore atteint son site de cristallisation. Les mouvements convectifs dans le magma peuvent alors provoquer la fragmentation.

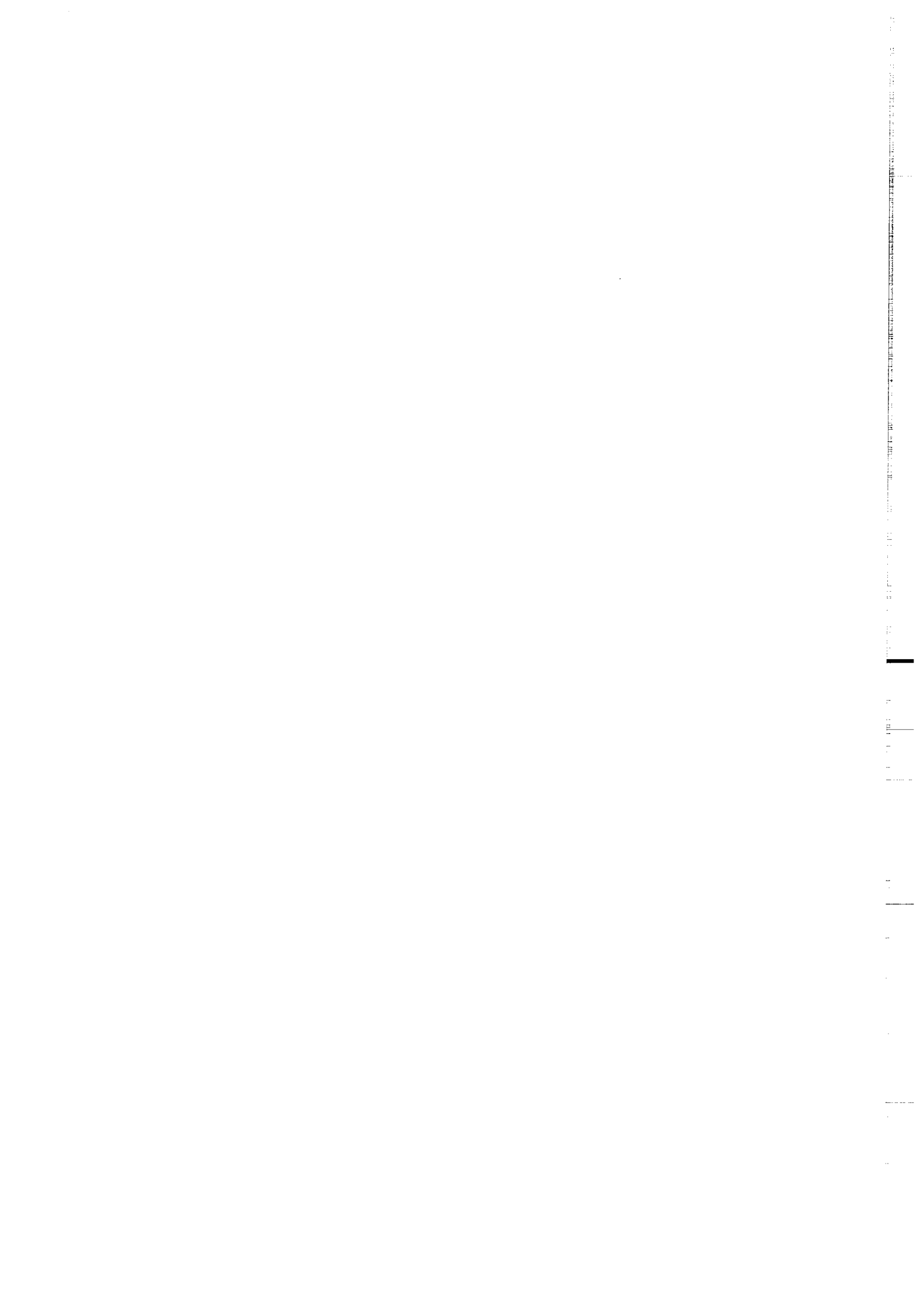
La pétrogenèse des magmas de l'ICFL est complexe; plusieurs processus doivent être envisagés pour expliquer les caractères chimiques de ces roches. La cristallisation fractionnée (différenciation à partir de basaltes riches en alumine, HAB), le mélange (un pôle HAB un pôle acide de la série de différenciation) et la migration des liquides intergranulaires qui permet d'expliquer l'apparition d'un type de roche peu commun (leucodiorites), figurent parmi les processus de différenciation les plus

actifs. Nos données chimiques suggèrent également que les phénocristaux dans les enclaves ont cristallisé à partir du magma basique soit avant l'injection (enclaves porphyriques), soit après l'équilibrage thermique local (enclaves à texture presque grenue).

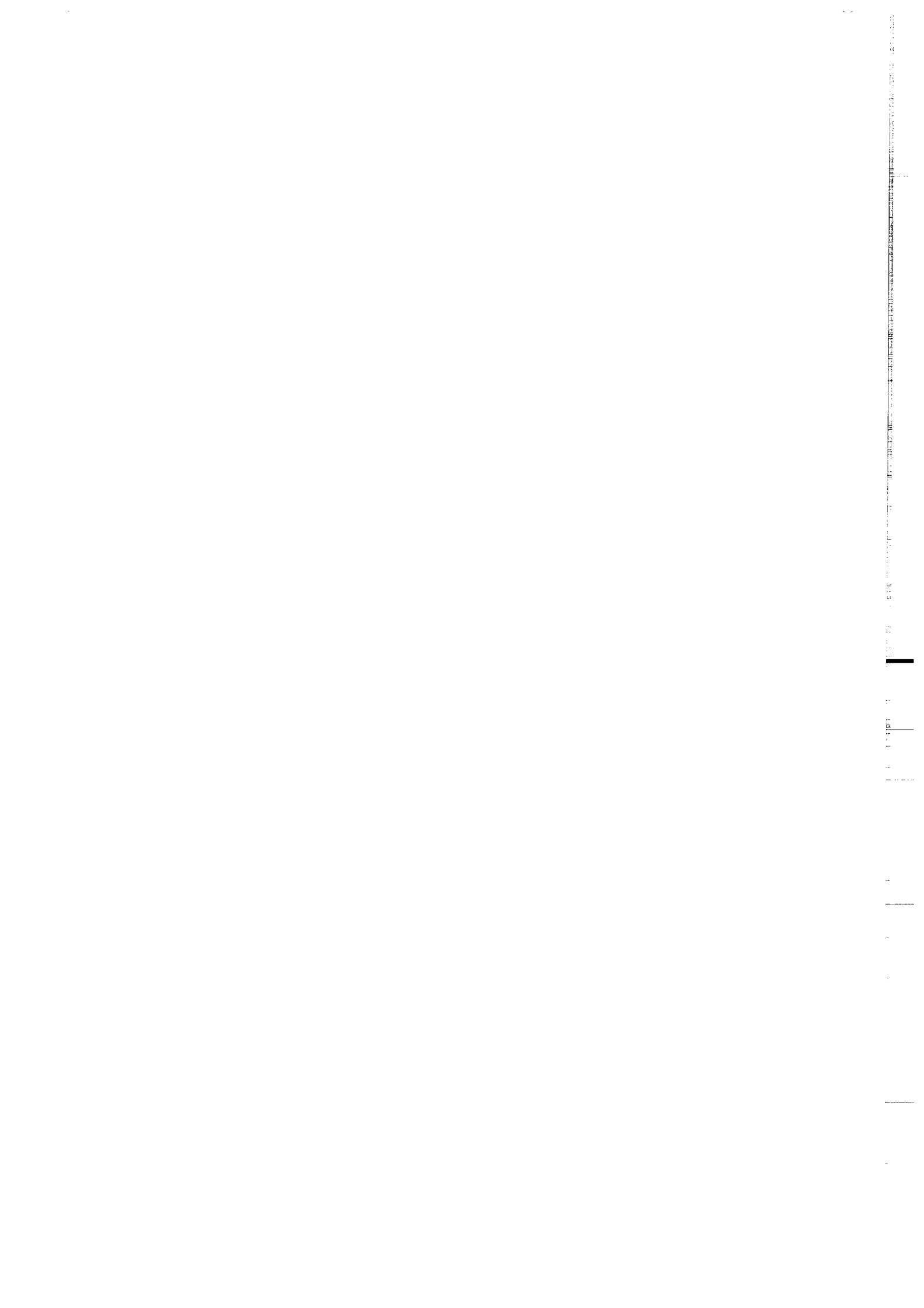
L'intrusion de Saint Briec (ISB) est caractérisée par des roches hybrides qui montrent une évolution de composition continue depuis un pôle mantellique contaminé (ou différencié) jusqu'à un pôle crustal correspondant au massif de Ploufragan. Conformément aux résultats des expériences analogiques en milieu newtonien, ce type d'interaction témoigne de mélanges mécaniques entre des produits presque liquides. En accord avec les expériences d'injection en milieux non newtoniens, il est possible d'expliquer, que seuls les produits hybrides ou différenciés du magma basique peuvent atteindre les niveaux supérieurs de la croûte par un effet de contraste de densité associé ou non à un contraste de rhéologie.

La comparaison des résultats analogiques avec des objets naturels permet de rendre compte des différents types et lieux d'interaction magmatique : mélange partiel, essentiellement sur le site de mise en place pour les magmas de l'ICFL et hybridation pendant l'ascension pour les magmas de l'ISB.

Dans un cadre plus large, ce travail n'a pas permis de répondre à une question sous-jacente, suggérée par la découverte de la variété des instabilités en digitation viscoélastique. En effet, nous ne pouvons pas prouver que ces mécanismes agissent dans les chambres magmatiques. Ce travail ne permet pas non plus d'écarter cette possibilité, en particulier à partir de nos conclusions sur les conditions de formation des structures planes. Par contre, il ouvre un domaine d'expérimentation encore vierge et très prometteur pour progresser, entre autres, dans la compréhension des mécanismes d'interaction des magmas contemporains.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



- ACKERMANN N.L. & SHEN H.T. (1979).** Rheological characteristics of solid-liquid mixtures. *Am. Inst. Chem. Eng. J.* **25** (2), 327-332.
- ALLEN J.C. & BOETTCHER A.L. (1978).** Amphiboles in andesite and basalt : II. Stability as a function of P-T-fH₂O-fO₂. *Am. Mineral.* **63**, 1074-1087.
- ARNAUD G. (1980).** L'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes du Nord). *Thèse 3ème cycle, Université Paris VI*, non publiée, 141p.
- ARTH J.G., ZEN E.A., SELLERS G. & HAMMARSTROM J. (1986).** High initial Sr isotopic ratios and evidence for magma mixing in the Pioneer Batholith of Southwest Montana. *J. Geol.* **94**, 419-430.
- ARZI A.A. (1978).** Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* **44**, 173-184.
- ASKLUND B. (1925).** Petrological studies in the neighbourhood of Stavsjö at Kolmården. *Sver. Geol. Undersöck, Arsbok* **6**.
- AUVRAY B. (1979).** Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain. *Thèse d'Etat, Rennes*, non publiée, 680 p.
- AUVRAY B. & MAILLET P. (1977).** Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif Armoricain (France). *Bull. Soc. Géol. France* **7**, (XIX-5), 953-957.
- AUVRAY B., CHARLOT R. & VIDAL Ph. (1980).** Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.* **17** (4), 532-538.
- AYRTON S. (1988).** The zonation of granitic plutons : the "failed ring-dyke" hypothesis. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **68**, 1-19.
- BACON C.R. (1986).** Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* **91** (B6), 6091-6112.
- BAGNOLD R.A. (1954).** Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonien fluid under shear. *Proc. R. Soc., London* **255A**, 49-63.
- BAKER D.R. & EGGLEER D.H. (1983).** Fractionation paths of Atka (Aleutians) High Alumina Basalts : constraints from phase relations. *J. Volc. Geotherm. Res.* **18**, 387-404.
- BALE P. (1986).** Tectonique cadomienne en Bretagne Nord. Interactions décrochement-chevauchement: champs de déformation et modélisation expérimentales. *Thèse d'Université, Rennes*, non publiée, 369 p.
- BALE P. & BRUN J.P. (1983).** Les chevauchements cadomiens de la Baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricain). *C. R. Acad. Sci. Paris* **297**, 359-362.
- BALE P. & BRUN J.P. (1986).** Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine eo-hercynien sud-armoricain translaté au Dévonien. *Bull. Soc. Géol. France*, **8** (II 3), 471-477.
- BARBARIN B. (1989).** Importance des différents processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, Californie. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **69**, 303-315.
- BARBARIN B. (1990).** Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *J. Geophys. Res.* **95**, 17747-17756.

BARRAT J.A. (1986). Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : géochimie de l'intrusion de Saint-Quay. *Hercynica*, **2**, 125-133.

BARROIS C. (1895). Légende de la feuille de Saint Briec au 1/80000. *Ann. Soc. Géol. Nord* **23**, 66-87.

BARROIS C. (1932). Observations sur la constitution géologique du Cap Fréhel. *Ann. Soc. Géol. Nord* **57**, 207-237.

BARROIS C. (1934). Observations sur la carte géologique de Saint Briec. *Ann. Soc. Géol. Nord* **59**, 224-243.

BEBIEN J., GAGNY C. & TANANI S.S. (1987). Les associations de magmas acides et basiques : des objets fractals? *C.R. Acad. Sci. Paris* **305**, 277-280.

BEDARD J.H., SPARKS R.S.J., RENNER R., CHEADLE M.J. & HALLWORTH M.A. (1988). Peridotite sills and metasomatic gabbros in the Eastern Layered Series of the Rhum complex. *J. Geol. Soc. London* **207**, 224-245.

BEN JACOB E., GODLEY R., GOLDENFELD N.D., KOPLIK J., LEVINE H., MUELLER T. & SANDER L.M. (1985). Experimental demonstration of the role of anisotropy in interfacial pattern formation. *Phys. Rev. Lett.* **55** (12), 1315-1318.

BERGANTZ G.W. (1989). Underplating and partial melting : implications for melt generation and extraction. *Science* **245**, 1093-1095.

BERGANTZ G. W. (1990). Melt fraction diagrams : the link between chemical and transport models. in "*Modern methods of igneous petrology : understanding magmatic processes*", J. Nicholls & J. K. Russel (eds). *Reviews in mineralogy* **24**, 239-257.

BERGER A.R. & PITCHER W.S. (1970). Structures in granitic rocks : a commentary and a critique on granite tectonics. *Proc. Geol. Ass.* **81** (3), 441-462.

BERKEBILE C.A. & DOWTY E. (1982). Nucleation in laboratory charges of basaltic composition during melting experiments. *Am. Miner.* **67**, 900-906.

BLAKE D.H., ELWELL R.W.D., GIBSON I.L., SKELHORN R.R. & WALKER G.P.L. (1965). Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quart. J. Geol. Soc. London* **121**, 31-49.

BLAKE S. & KOYAGUCHI T. (1991). Insights on the mixing model from volcanic rocks. in "*Enclaves and granite petrology*", J. Didier & B. Barbarin (eds), *Dev. Petrol.* **13**, Elsevier, 403-413.

BLUNDY J.D. & HOLLAND T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral Petrol.* **104**, 208-224.

BLUNDY J.D. & HOLLAND T.J.B. (1992a). "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" : reply to the comments of Hammarstrom et Zen, and Rutherford and Johnson. *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**, 269-272

BLUNDY J.D. & HOLLAND T.J.B. (1992b). Reply to the comment of Poli and Schmidt. *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**, 278-282.

BOTTINGA Y. & WEILL D.F. (1972). The viscosity of magmatic silicate liquids : a model for calculation. *Am. J. Sci.* **272**, 438-475.

- BOTTINGA Y., WEILL D.F. & RICHEL P. (1982).** Density calculations for silicate liquids. I. Revised method for aluminosilicate compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 909-919.
- BOTTINGA Y., RICHEL P. & WEILL D.F. (1983).** Calculation of the density and thermal expansion coefficient of silicate liquids. *Bull. Mineral.* **106**, 129-138.
- BOWEN N.L. (1928).** The evolution of igneous rocks, *Princeton University Press, Princeton : New Jersey*, 344 p.
- BRANDEIS G. & JAUPART C. (1986).** On the interaction between convection and crystallization in cooling magma chambers. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **77**, 345-361.
- BRANDEIS G. & MARSH B.D. (1989).** The convective liquidus in a solidifying magma chamber : a fluid dynamic investigation. *Nature* **339**, 613-616.
- BREMOND D'ARS J. (de) (1990).** Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires : pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. *Mém. Doc. Centre Arm. Etude Struct. Socles* **35**, 354 p.
- BREMOND D'ARS J. (de) & DAVY Ph. (1991).** Gravity instabilities in magma chambers : rheological modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.* **105**, 319-329.
- BREMOND D'ARS J. (de), DAVY Ph., AUVRAY B. & MARTIN H. (1990).** L'analyse des instabilités gravitaires : une méthode d'estimation des propriétés rhéologiques des magmas. *C. R. Acad. Sci. Paris* **311**, 107-112.
- BREMOND D'ARS J. (de), MARTIN H., AUVRAY B. & LECUYER C. (1992).** Petrology of a magma chamber : the plutonic complex of Guernsey (Channel Islands, UK). *J. Geol. Soc. London* **149** (5), in press.
- BROPHY J.G. (1991).** Composition gaps, critical crystallinity and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**, 173-182.
- BROPHY J. C. & MARSH B. D. (1986).** On the origin of high alumina arc basalt and mechanics of the melt extraction. *J. Petrol.* **27**, 763-789.
- BRUCE P.M. & HUPPERT H.E. (1989).** Thermal control of basaltic fissure eruption. *Nature* **342**, 665-667.
- BRUN J.P. (1975).** Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : Le Massif de St Malo (Massif Armoricain). Analyse de la déformation. *Thèse 3ème cycle, Rennes*, 97 p.
- BRUN J.P. & BALE P. (1990).** Cadomian tectonics in Northern Brittany. In "The Cadomian Orogeny", R.S. D'Lemos, R.A. Strachan & C.G. Topley (eds). *Geol. Soc. Spec. Pub.* **51**, 95-114.
- BRUN J.P. & PONS J. (1981).** Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.* **3** (3), 219-229.
- BRUN J.P., GAPAIS D., COGNE J.P., LEDRU P. & VIGNERESSE J.L. (1990).** The Flamanville granite (Northwest France) : an unequivocal example of syntectonically expanding pluton. *Geol. J.* **25**, 271-286.
- BURNHAM C.W. (1979).** The importance of volatile constituents. in "The evolution of igneous rocks. Fiftieth anniversary perspectives". H. S. Yoder (ed). *Princeton University Press*, 439-482.
- BUSEN R. (1851)** Über die prozesse der vulkanischen Gesteinbildungen Islands. *Ann. Phys. Chem.* **83**, 197-272.

CABANIS B., CHANTRAINE J. & RABU D. (1986). Etude géochimique du volcanisme Briovérien (Protérozoïque supérieur) du domaine nord-armoricain ; implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* **303**, 51-56.

CAMPBELL G.A. & FORGACS G. (1990). Viscosity of concentrated suspensions : an approach based on percolation theory. *Phys. Rev. A* **41**, 4570-4573.

CAMPBELL I.H. & TURNER J.S. (1985). Turbulent mixing between fluids with different viscosities. *Nature* **313**, 39-42.

CAMPBELL I.H. & TURNER J.S. (1986). The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *J. Petrol.* **27** (1), 1-30.

CAMPBELL I.H. & TURNER J.S. (1989). Fountains in magma chambers. *J. Petrol.* **30**, 885-923.

CAPDEVILA R. (1967). Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Neira (Espagne), comparaisons avec des données expérimentales et applications pétrogénétiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **264**, 1694-1697.

CARMICHAEL I.S.E. & GHIORSO M.S. (1990). Controls on the oxidation-reduction relations in magmas. in "*Modern methods of igneous petrology : understanding magmatic processes*", J. Nicholls & J. K. Russell (eds). *Reviews in Mineralogy* **24**, 191-212.

CAROLL M.R. & WYLLIE P.J. (1989). Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H₂O at 15 kbar : implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary. *J. Petrol.* **30** (6), 1351-1382.

CARRIGAN C.R. & EICHELBERGER J.C. (1990). Zoning of magmas by viscosity in volcanic conduits. *Nature* **343**, 248-251.

CASHMAN K.V. (1990). Textural constraints on the kinetics of crystallisation of igneous rocks. in "*Modern methods of igneous petrology : understanding magmatic processes*", J. Nicholls & J. K. Russell (eds). *Reviews in Mineralogy* **24**, 258-314.

CASTRO A., MORENA VENTA I. & DE LA ROSA J.D. (1990). Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian belt, Spain. *Geol. J.* **25**, 391-404.

CASTRO A., MORENO VENTAS I. & DE LA ROSA J.D. (1991). H-type (hybrid) granitoids : a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.* **31**, 237-253.

CHANTRAINE J. (1966). Etude géologique du Briovérien à l'Ouest de la Baie de Saint-Brieuc. *Thèse de 3ème cycle, Paris*, non publiée, 94 p.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E. & RABU D. (1988). Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne. *Bull. Soc. Géol. France* (8), **IV**, 5, 815-829.

CHAPPELL B.W. & WHITE A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* **8**, 173-174.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. & WYBORN D. (1987). The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.* **28** (6), 1111-1138.

CHESTER D.K., DUNCAN A.M., GUEST J.E. & ET KILBURN C.R.J. (1985). The rheological behaviour of basaltic lavas. in "*Mount Etna. The anatomy of a volcano*", Chapman & Hall, chap.5, 188-228.

CHRISTIANSEN E.H. & VENCHIARUTTI D.A. (1990). Magmatic inclusions in rhyolites of the Spor Mountain formation, Western Utah : limitation on compositional inferences from inclusions in granitic rocks. *J. Geophys. Res.* **95**, 17717-17728.

CLAUER N., VIDAL P. & AUVRAY B. (1985). Differential behaviour of the Rb-Sr and K-Ar systems of spilitic flows and interbedded metasediments : the spilite group of Erquy (Brittany, France). Paleomagnetic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* **89**, 81-89.

COGNE J. (1959). Données nouvelles sur l'antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en Baie de Saint Brieuc. *Bull. Soc. Géol. France* **7 (I)**, 112-118.

COGNE J. (1962). Le Briovérien, esquisse des caractères de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. France* **7 (IV)**, 413-430.

COGNE J. (1974). Le Massif Armoricaïn. in "*Géologie de la France, Vol 1*", Debelmas (ed), Doin, 105-161.

COGNE J. & SAGON J.P. (1976). Carte géologique de la France au 1/80000, feuille de Saint Brieuc (n°59), 3° édition, *B.R.G.M. edit.*

COGNE J. & WRIGHT A.E. (1980). L'Orogène cadomien. in "*Géologie de l'Europe*", 26° Congr. Geol. Int., *Mem. B.R.G.M.* **108**, 29-55.

CRUDEN A.R. (1990). Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. *J. Geol.* **98**, 681-698.

D'LEMOS R.S. (1987). The evolution of the Northern Igneous complex of Guernsey, Channel Islands. Some isotopic evidence. *Proc. Ussher Soc.* **6**, 498-501.

DALLMEYER R.D., STRACHAN R.A. & D'LEMOS R.S. (1991). Chronology of cadomian tectonothermal activity in the Baie de Saint-Brieuc (north Brittany), France : evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Can. J. Earth Sci.* **28**, 762-773.

DALLMEYER R.D., D'LEMOS R.S. & STRACHAN R.A. (1992). Timing of post-tectonic Cadomian magmatism on Guernsey, Channel Islands : evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *J. Geol. Soc. London* **149**, 139-147.

DAVIDSON J.P. (1991). Comment on "Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas" by C.R. Stern. *Geology* **19**, 1054-1056.

DE GENNES P.G. (1987). Time effects in viscoelastic fingering. *Europhys. Lett.* **3 (2)**, 195-197.

DE LA ROSA J.D. & CASTRO A. (1990). Estudio petrologico de una zona de interaccion magmatica al sur del Micizo de Gerena (Zona Suportuguesa, Sevilla) : modelo de mezcla. *Boletin Geologico y Minero* **101 (2)**, 315-32.

DIDIER J. (1973). Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. *Dev. Petrol.* **3**, Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

DIDIER J. & BARBARIN B. (1991). The different types of enclaves in granites - nomenclature. in "*Enclaves and granite petrology*", J. Didier & B. Barbarin (eds). *Dev. Petrol.* **13**, Elsevier, Amsterdam., 19-23.

DIDIER J., DUTHOU J.L. & LAMEYRE J. (1982). Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **14**, 125-132.

- DINGWELL D.B. (1986). Volatile solubilities in silicate melts. in "Short course in silicate melts", C.M. Scarfe (ed), Mineralogical Association of Canada, 93-129.
- DINGWELL D.B. & WEBB S.L. (1989). Structural relaxation in silicate melts and Non-Newtonian melt rheology in geologic processes. *Phys. Chem. Minerals* 16, 508-516.
- DINGWELL D.B. & WEBB S.L. (1990). Relaxation in silicate melts. *Eur. J. Mineral.* 2, 427-449.
- DISSLER E. (1987). Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif Armoricain). *Thèse d'Université, Caen*, non publiée, 255 p.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F. & ET LE GALL J. (1988). L'évolution géodynamique cadomienne du nord-est du Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), IV, 5, 801-814.
- DORAIS M.J., WHITNEY J.A. & RODEN M.F. (1990). Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada batholith, California. *J. Petrol.* 31, 853-881.
- DORE F., DUPRET L. & LE GALL J. (1984). Les premiers temps de la transgression cambrienne sur le socle dans le cotentin. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 16 (1), 49-59.
- DUPRET L. (1988). The proterozoic of north-eastern Armorican Massif. In "Precambrien in younger fold belt : part I, Precambrien in the european variscan belt", V. Zoubek (ed). John Wiley & Sons, New York, 444-461.
- DUPRET L., DISSLER E., DORE F., GRESSELIN F. & LE GALL J. (1990). Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). in "The Cadomian Orogeny", R.S. D'Lemos, R.A. Strachan & C.G. Topley (eds), *Geol. Soc. Spec. Pub.* 51, 115-131.
- EBERZ G.W. & NICHOLLS I.A. (1990). Chemical modification of enclave magma by post-emplacment crystal fractionation, diffusion and metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 47-55.
- EGGLER D.H. (1972a). Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* 34, 261-271.
- EGGLER D.H. (1972b). Amphibole stability in H₂O-undersaturated calc-alkaline melts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 15, 28-34.
- ELDER J.W. (1970). Quantitative laboratory studies of dynamical models of igneous intrusions. in "Mechanisms of igneous intrusion", G. Newall & N. Rast (eds), *Gallery Press, Liverpool*, 245-260.
- ELWELL R.W.D., SKELHORN R.R. & DRYSDALL A.R. (1960). Inclined granitic pipes in the diorites of Guernsey. *Geol. Mag.* 97, 89-105.
- EMERMAN S.H. & MARRETT R. (1990). Why dikes? *Geology* 18, 231-233.
- ERIKSON E.H. Jr (1977). Petrology and petrogenesis of the Mt. Stuart Batholith : plutonic equivalent of the High Alumina Basalt association? *Contrib. Mineral. Petrol.* 60, 183-207.
- EUZEN T. & CAPDEVILA R. (1991). Origine des enclaves microgrenues acides dans le granite peralumineux de Pontivy (Massif Armoricain, France). *C. R. Acad. Sci. Paris* 313, 413-419.
- FABRIES J., CONQUERE F. & ARNAUD G. (1984). The mafic silicates in the Saint Quay-Portrieux gabbro-diorite intrusion : crystallization conditions of a calc-alkaline pluton. *Bull. Mineral.* 107, 715-736.

FERNANDEZ A.N. & BARBARIN B. (1991). Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas. Nature of the resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of the microgranular enclaves. In "Enclaves and granite petrology", J. Didier & B. Barbarin (eds), *Dev. Petrol.* **13**, Elsevier., Amsterdam, 263-275.

FLOOD R.H. & VERNON R.H. (1988). Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks. *Lithos* **21**, 237-245.

FODEN J.D. & GREEN D.H. (1992). Possible role of amphibole in the origin of andesite : some experimental and natural evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**, 479-493.

FREUNDT A. & TAIT S.R. (1986). The entrainment of high-viscosity magma into low-viscosity magma in eruption conduits. *Bull. Volcanol.* **48**, 325-339.

FROST T.P. & LINDSAY J.R. (1988). MAGMIX : a BASIC program to calculate viscosities of interacting magmas of differing composition, temperature, and water content. *Computers & Geosciences*, **14** (2), 213-228.

FROST T.P. & MAHOOD G.A. (1987). Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* **99**, 272-291.

FURMAN T. & SPERA F.J. (1985). Co-mingling of acidic and basic magma with implications for the origin of mafic I type xenoliths : field and petrochemical relations of an unusual dyke complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **24**, 151-178.

GADALA MARIA F. & ACRIVOS A. (1980). Shear-induced structure in a concentrated suspension of solid spheres. *J. Rheol.* **24** (6), 799-814.

GAPAIS D. & BALE P. (1990). Shear zone pattern and granite emplacement within a cadomian sinistral wrench zone at St Cast, N. Brittany. in "The Cadomian Orogeny", R.S. D'Lemos, R.A. Strachan & C.G. Topley (eds). *Geol. Soc. Spec. Pub.* **51**, 169-179.

GENESTIER V. (1984). Pétrologie d'une intrusion calco-alcaline et de ses enclaves : le massif cadomien de Fort-La-Latte (Bretagne Nord). *D.E.A., Rennes*, non publié, 52p.

GENESTIER V. & AUVRAY B. (1984). Données nouvelles sur le massif dioritique de Coëtmeux - Fort la Latte. *10ème R.A.S.T. Bordeaux. Soc. Geol. Fr.* (ed) Paris, 252.

GEORGET Y. (1986). Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et Géochimie. *Mém. Doc. Centre Arm. Etude Struct. Socles, Rennes*, **9**, 250p.

GHIORSO M.S. & SACK R.O. (1991). Fe-Ti oxide geothermometry : thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 485-510.

GLAZNER A.F. & USSLER W. (1988). Trapping of magma at midcrustal density discontinuities. *Geophys. Res. Lett.* **15**, 673-675.

GOETZE C. & BRACE W.F. (1972). Laboratory observations of high temperature rheology of rocks. *Tectonophysics* **13**, 583-600.

GRAINDOR M.J. (1957). Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn. *Mem. Expl. Carte Geol. France*, 211 p.

GRAVIOU P. (1984). Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricaïn). *Thèse 3ème cycle, Rennes*, non publiée, 236p.

GRAVIOU P. & AUVRAY B. (1985). Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* **301**, 315-318.

GRAVIOU P. & AUVRAY B. (1990). Late Precambrian M-type granitoid genesis in the Cadomian belt of NW France. in "*The Cadomian Orogeny*", R.S. D'Lemos, R.A. Strachan & C.G. Topley (eds). *Geol. Soc. Spec. Pub.* **51**, 231-244.

GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B. & ET VIDAL Ph. (1988). The cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, **IV** (1), 1-13.

GREEN T.H (1982). Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. in "*Andesites*", R.S. Thorpe (ed), *John Wiley & Sons*, 465-487.

GUERROT C. (1989). Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest européenne. Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. *Mém. Doc. Centre Arm. Etude Struct. Socles* **25**, 180 p.

GUERROT C. & PEUCAT J.J. (1990). U-Pb geochronology of the upper proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. in "*The Cadomian Orogeny*", R.S. D'Lemos, R.A. Strachan & Topley C.G. (eds). *Geol. Soc. Spec. Pub.* **51**, 13-26.

GUERROT C., PEUCAT J.J. & DUPRET L. (1989). Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris* **308**, 89-92.

HAGGERTY S.E. (1976). Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. in "*Oxide minerals*", D. Rumble III (ed), *Short Course Notes vol. III, Min. Soc. Am.*, 101-300.

HAMMARSTROM J.M. & ZEN E. (1986). Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**, 1297-1313.

HAMMARSTROM J.M. & ZEN E. (1992). Comments on Blundy and Holland's (1990) "calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**, 264-268.

HEBERT R. & BALLEVRE M. (1992). Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian belt, Northern Brittany (France) : constraints on low-pressure metamorphism. *Soc. Geol. France*, in press.

HEBERT R., HALLOT E., GUERROT C & CHANTRAINE J. (1993). New structural, petrological and geochronological constraints within the cadomian belt : chronology of events in the Baie de Saint-Brieuc (northern Armorican Massif, France). accepté *C. R. Acad. Sci. Paris*.

HELE-SHAW H.S. (1898). The flow of water. *Nature* **58** (1489), 34-36.

HELZ R.T. (1973). Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. *J. Petrol.* **14** (2), 249-302.

HIBBARD M.J. (1981). The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.* **76**, 158-170.

HIBBARD M.J. & WATTERS R.J. (1985). Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos* **18**, 1-12.

- HILDRETH W. & MOORBATH S. (1988).** Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* **98**, 455-489.
- HILL R.I., SILVER L.T., CHAPPELL B.W. & TAYLOR H.P. Jr (1985).** Solidification and recharge of silica rich plutonic magma chambers. *Nature* **313**, 643-646.
- HILL S. (1952).** Channeling in packed columns. *Chem. Eng. Sci.* **1**, 247-253.
- HIRBEC Y. (1979).** Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes du Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du nord du Massif Armoricain. *Thèse 3ème cycle, Rennes*, non publiée. 152p.
- HOLLISTER L.S., GRISSOM G.C., PETERS E.K., STOWELL H.H. & SISSON V.B. (1987).** Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.* **72**, 231-239.
- HOMSY G.M. (1987).** Viscous fingering in porous media. *Ann. Rev. Fluid Mech.* **19**, 271-311.
- HUPPERT H.E. & SPARKS R.S.J. (1980).** The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma, *Contrib. Mineral. Petrol.* **75**, 279-289.
- HUPPERT H.E. & SPARKS R.S.J. (1988).** The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.* **29** (3), 599-624.
- HUPPERT H.E. & TURNER J.S. (1991).** Comments on "Convective style and vigor in sheet like magma chambers" by B. D. Marsh. *J. Petrol.* **32**, 851-854.
- HUPPERT H.E., SPARKS R.S.J. & TURNER J.S. (1983).** Laboratory investigations of viscous effects in replenished magma chambers. *Earth Planet. Sci. Lett.* **65**, 377-381.
- HUPPERT H.E., SPARKS R.S.J. & TURNER J.S. (1984).** Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chambers. *J. Geophys. Res.* **89** (B8), 6857-6877.
- HUPPERT H.E., SPARKS R.S.J., WHITEHEAD J.A. & HALLWORTH M.A. (1986).** Replenishment of magma chambers by light inputs. *J. Geophys. Res.* **91** (B6), 6113-6122.
- JAUPART C. (1991).** Effects of compressibility on the flow of lava. *Bull. Volcanol.* **54**, 1-9.
- JAUPART C. & TAIT S. (1990).** Dynamics of eruptive phenomena. in "Modern methods of igneous petrology : understanding magmatic processes", J. Nicholls & J. K. Russell (eds). *Rev. Miner.* **24**, 213-238.
- JEANNETTE D. (1971).** Analyse tectonique des formations précambriennes du Nord-Est de la Bretagne. *Thèse Strasbourg*, non publiée, 251 p.
- JEFFREY D.J. & ACRIVOS A. (1976).** The rheological properties of suspensions of rigid particles. *Am. Inst. Chem. Eng. J.* **22** (3), 417-432.
- JEREMINE E. (1924).** La prétendue syénite de Coutances. *C. R. Acad. Sci.* **178**, 99-101.
- JOHNSON M.C. & RUTHERFORD M.J. (1989).** Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* **17**, 837-841.
- KERR R.C. & LISTER J.R. (1988).** Island arc and mid oceanic ridge volcanism modelled by diapirism from linear source regions. *Earth Planet. Sci. Lett.* **88**, 143-152.

- KERR R.C. & LISTER J.R. (1991).** The effects of shape on crystal settling and on the rheology of magmas. *J. Geol.* **99**, 457-467.
- KOYAGUCHI T. (1985).** Magma mixing in a conduit. *J. Volc. Geotherm. Res.* **25**, 365-369.
- KOYAGUCHI T. (1989).** Chemical gradient at diffusive interfaces in magma chambers. *Contrib. Mineral. Petrol.* **103**, 143-152.
- KOYAGUCHI T. & BLAKE S. (1989).** The dynamics of mixing in a rising magma batch. *Bull. Volcanol.* **52**, 127-137.
- KOYAGUCHI T. & BLAKE S. (1991).** Origin of mafic enclaves : constraints on the magma mixing model from fluid dynamic experiments. in "Enclaves and granite petrology", J. Didier & B. Barbarin (eds). *Dev. Petrol.* **13**, Elsevier, Amsterdam., 415-429.
- KRIEGER I.M. (1972).** Rheology of monodisperse latices. *Advan. Colloid. Interface Sci.* **3**, 111-136.
- KUDO A.M. & WEILL D.F. (1970).** An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **25**, 52-65.
- KUSHIRO I. (1986).** Viscosity of partial melts in the upper mantle. *J. Geophys. Res.* **91**, 9343-9350.
- KUSHIRO I., YODER H.S. & JR MYSEN B.O. (1976).** Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures. *J. Geophys. Res.* **81 (35)**, 6351-6356.
- LACROIX A. (1890).** Sur les enclaves acides des roches volcaniques d'Auvergne. *Bull. Serv. Cart. Géol. France* **2**, 25-56.
- LAGARDE J.-L., CAPDEVILA R. & FOURCADE S. (1992).** Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. France* **163 (5)**, in press.
- LANGE R.L. & CARMICHAEL I.S.E. (1990).** Thermodynamic properties of silicate liquids with emphasis on density, thermal expansion and compressibility. in "Modern methods of igneous petrology : understanding magmatic processes", J. Nicholls & J. K. Russell (eds), *Rev. Mineral.* **24**, 25-64.
- LE FORT P. (1991).** Enclaves of the Miocene Himalayan leucogranites. in "Enclaves and granite petrology", J. Didier & B. Barbarin (eds), *Dev. Petrol.* **13**, Elsevier, Amsterdam., 35-46.
- LE GALL J. & BARRAT J.A. (1987).** Pétrologie du magmatisme tardi cadomien du domaine Nord-Armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géol. France* **1**, 3-22.
- LE GALL J. & MARY G. (1982).** Mise en place tardi-cadomienne du complexe basique de Brée (Mayenne). *Bull. BRGM* **2 (I)**, 19-23.
- LE GALL J. & MARY G. (1983).** Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'est du Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne* **15 (C, 2)**, 169-180.
- LEAKE B.E. 1978.** Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.* **42**, 533-563.
- LEFORT J.P. (1977).** Possible caledonian subduction under the domnanean domain, North Armorica area. *Geology* **5**, 523-526.
- LE MAITRE R.W. (1989).** A classification of igneous rock and glossary of terms. *Blackwell, Oxford.*

- LEMAIRE E. (1990). Etude expérimentale des écoulements d'intrusion en milieu viscoélastique : application à la migration primaire du pétrole. *Thèse d'Université, Orléans*, non publiée, 231p.
- LEMAIRE E. & VAN DAMME H. (1989). Mise en évidence d'une transition vers la fracturation en digitation viscoélastique. *C. R. Acad. Sci., Paris* **309**, 859-863.
- LETERRIER J., MAURY R., THONON P., GIRARD D. & ET MARCHAL M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 139-154.
- LISTER J.R. & KERR R.C. (1990). Fluid- mechanical models of dyke propagation and magma transport. In "Mafic dykes and emplacement mechanisms", A.J. Parker, P.C. Rickwood & D.H.H. Tucker (eds) *International Geological Correlation Program Project 257 Publication* **23**, 69-80.
- LISTER J.R. & KERR R.C. (1991). Fluid mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *J. Geophys. Res.* **96**, 10049-10077.
- MAALOE S. (1985). Principles of igneous petrology. *Springer-Verlag, Berlin*, 374 p.
- MAALOE S. & WYLLIE P.P. (1975). Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water undersaturated conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* **52**, 175-191.
- MARSH B.D. (1981). On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* **78**, 85-98.
- MARSH D.B. (1989). On convective style and vigor in sheet like magma chambers. *J. Petrol.* **30**, 479-530.
- MARSH D.B., GUNARSSON B., CONGDON R. & CARMDY R. (1991). Hawaiian basalt and icelandic rhyolite : indicators of differentiation and partial melting. *Geol. Rundschau* **80** (2), 481-510.
- MARTIN H. (1977). Contribution à l'étude de l'anatexie : le Massif de St Malo (Massif Armoricaïn). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. *Thèse 3ème cycle, Rennes*, non publiée, 95 p.
- MARTINEAU F. (1976). L'origine et l'histoire de la série spilitique d'Erquy : arguments isotopiques (Sr, Ar) et géochimie des éléments en traces. *Thèse 3ème cycle, Rennes*, non publiée, 76 p.
- Mc BIRNEY A.R. & MURASE T. (1984). Rheological properties of magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **12**, 337-357.
- Mc BIRNEY A.R. & SONNENTHAL E.L. (1990). Metasomatic replacement in the Skaergaard Intrusion, East Greenland : preliminary observations. *Chem. Geol.* **88**, 245-260.
- MEAKIN P. (1991). Fractal aggregates in geophysics. *Rev. Geophys.* **29**, 317-354.
- MENZIES M.A. (1990). Archaean, Proterozoic, and Phanerozoic lithospheres. In "Continental Mantle", M. A. Menzies (ed), *Oxford Science Publications, Oxford University Press, New York*, 67-86.
- MICHAEL P.J. (1991). Intrusion of basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber : the Cordillera del Paine pluton in southern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 396-418.
- MILLER C.F., WATSON E.B. & HARRISON T.M. (1988). Perspective on the source, segregation and transport of granitoids magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh : Earth Sci.* **79**, 135-156.
- MOGI K. (1972). Fracture and flow of rocks. *Tectonophysics* **13**, 541-568.

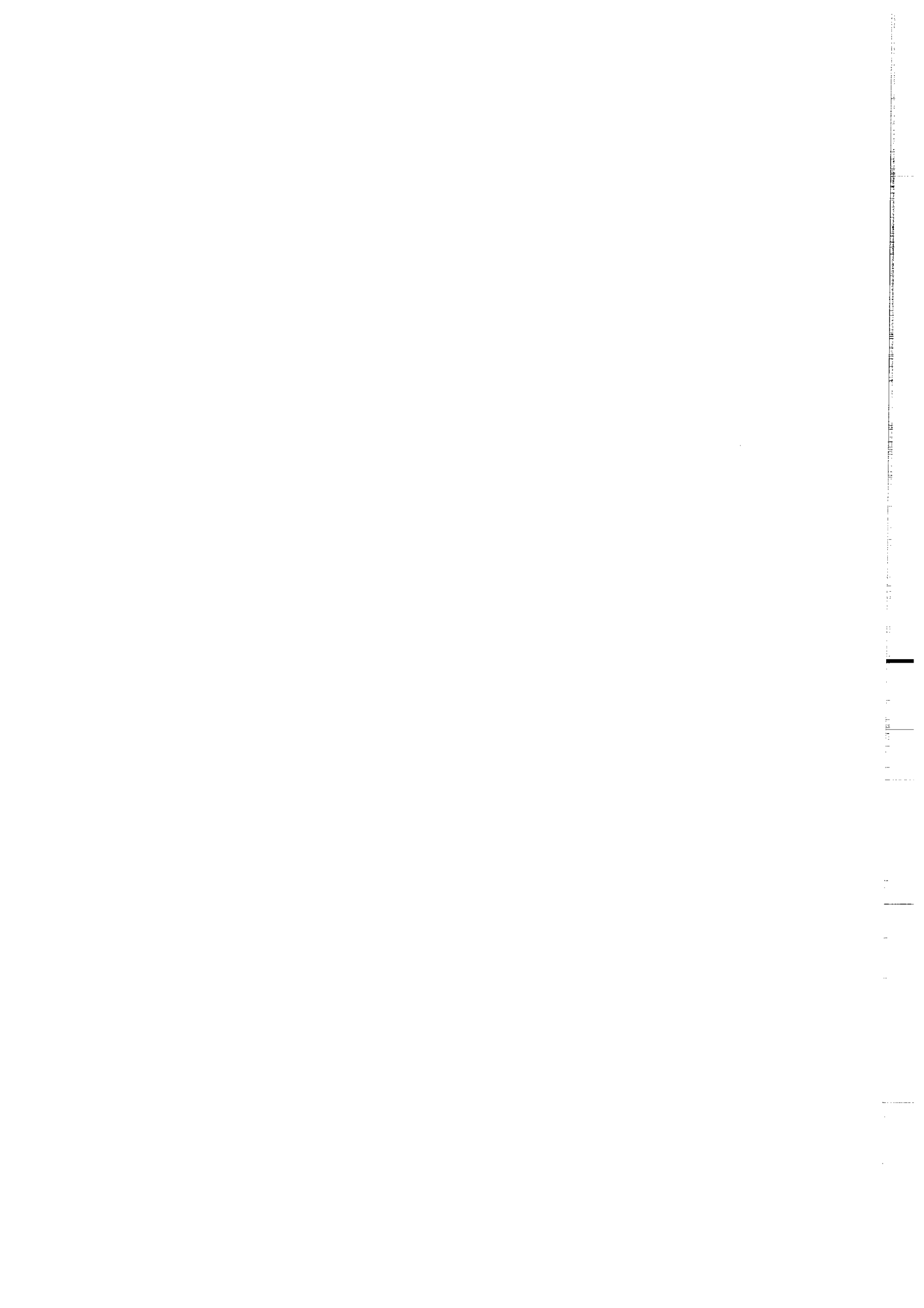
- MORIMOTO N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral.* **111**, 535-550.
- MORSE S.A. (1982). Adcumulus growth of anorthosite at the base of the lunar crust. *J. Geophys. Res.* **87** (supp), A10-A18.
- MORSE S.A. (1991). Basaltic magma from the Crust is not a free option. *E.O.S.* **72** (14), 161
- MYSEN B. (1989). Structure and properties of magmatic melts. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook* **88**, 147-156.
- MYSEN B.O. (1990). Relationships between silicate melt structure and petrologic processes. *Earth Sci. Rev.* **27**, 281-365.
- MYSEN B.O. (1991). Volatiles in magmatic liquids. in "*Progress in metamorphic and magmatic petrology*", L.L. Perchuck (ed), *Cambridge University Press*, 435-75.
- NANEY M.T. (1983). Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.* **233**, 993-1033.
- NICOLAS A. (1984). Principes de tectonique. *Masson édit., Paris*, 196p.
- NITTMAN J., DACCORD G. & STANLEY H.E. (1985). Fractal growth of viscous fingers : quantitative characterization of a fluid instability phenomenon. *Nature* **314**, 141-144.
- NITTMAN J., DACCORD G. & STANLEY H.E. (1986). When are viscous fingers fractal? in "*Fractals in Physics*", L. Pietronero & E. Tosatti (eds), Elsevier, Amsterdam, 193-202.
- OLSON P. & SINGER H. (1985). Creeping plumes. *J. Fluid Mech.* **158**, 511-531.
- ORTOLEVA P., CHADAM J., MERINO E. & SEN A. (1987). Geochemical self-organization. II : the reactive infiltration instability. *Am. J. Sci.* **287**, 1008-1040.
- OTTINO J.M. (1989). The kinematics of mixing : stretching, chaos, and transport. *Cambridge University Press*, 364 p.
- PERSIKOV E.S. (1991). The viscosity of magmatic liquids : experiment, generalized patterns. A model for calculation and prediction. Applications. in "*Physical chemistry of magmas*", L. L. Perchuck & I. Kushiro (eds). *Advances in Physical Geochemistry* **9**, 1-40.
- PERSIKOV E.S., ZHARIKOV V.A., BUKHTIYAROV P.G. & POLSKOV S.F. (1990). The effect of volatiles on the properties of magmatic melts. *Eur. J. Mineral.* **2**, 621-42.
- PEUCAT J.J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNE J. & CORNICHE J. (1981). Late Proterozoic zircon ages from a basic-ultrabasic complex : a possible cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of Western Europe. *Geology* **9**, 169-173.
- PHILPOTTS A.R. (1990). Principles of igneous and metamorphic petrology. *Prentice Hall, Englewoodcliffs, New Jersey*, 498 p.
- PINKERTON H. & SPARKS R.S.J. (1978). Field measurements of the rheology of lava. *Nature* **276**, 383-386.
- PITCHER W.S. (1991). Synplutonic dykes and mafic enclaves. in "*Enclaves and granite petrology*", J. Didier & B. Barbarin (eds). *Dev. Petrol.* **13**, Elsevier, Amsterdam, 383-391.
- PITCHER W.S. & BERGER A.R. (1972). The geology of Donegal. A study of granite emplacement and unroofing. *John Wiley, New York*, 435p.

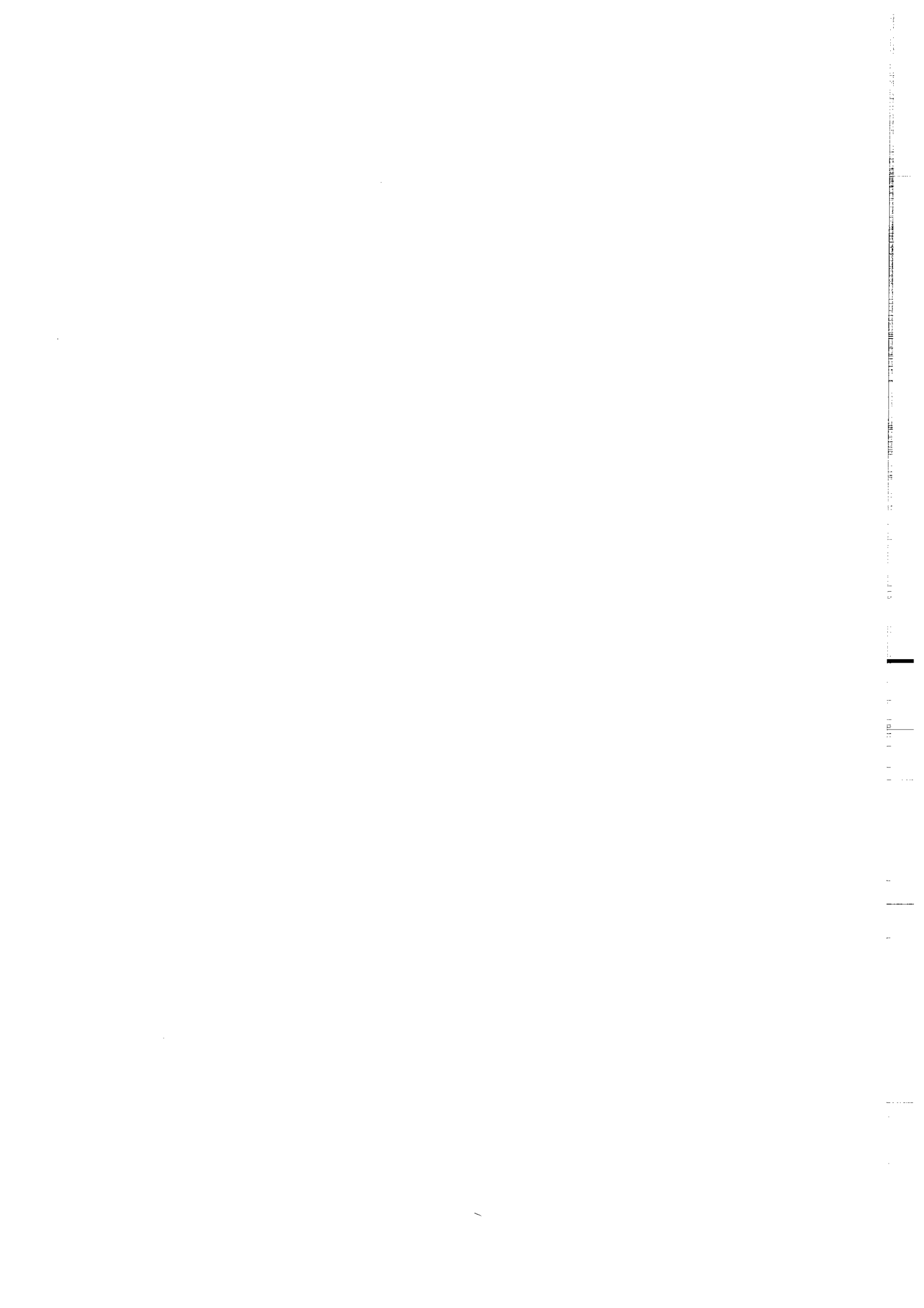
- PITCHER W.S. & BUSSEL M.A. (1985).** Andean dyke swarms : andesite in synplutonic relationships with tonalite. In "*Magmatism at plate edge. The Peruvian Andes*", W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale (eds), Blackie Halstead, Glasgow, 102-107.
- PLATEVOET B. (1991).** Le plutonisme basique et intermédiaire dans le magmatisme anorogénique de Corse. *Thèse d'état, Université Paris Sud-Orsay*, non publiée, 506p.
- POLI S. & SCHMIDT M.W. (1992).** A comment on "calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" by J. D. Blundy and T.J.B. Holland. *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**, 273-282.
- PRUVOST P. & WATERLOT G. (1941).** Feuille de St. Briec au 1/80000. *Serv. Carte Géol. France, Paris*.
- RABU D., CHAUVEL J.J. & CHANTRAINE J. (1983).** Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en Baie de Saint Briec (Massif Armoricaïn). *Bull. Soc. Geol. France* **7** (25), 615-621.
- RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DENIS E., BALE P. & BARDY P. (1990).** The Brioverian (Upper Proterozoic) and the cadomian orogeny in the Armorican Massif. in "The Cadomian Orogeny", R. S D'lemons., R. A. Strachan & C.G. Topley (eds), *Geol. Soc. Spec. Pub.* **51**, 81-94.
- READ J.B., EVANS O.C. & FATES D.G. (1983).** Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Lett.* **66**, 243-231.
- ROBINSON A.L. (1985).** Fractal fingers in viscous fluids. *Science* **228**, 1077-1080.
- RUTHERFORD M.J. & JOHNSON M.C. (1992).** Comments on Blundy and Holland's (1990) "calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**, 264-268.
- RUTTER M.J., VAN DER LAAN S.R. & WYLLIE P.J. (1989).** Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer : Aluminium in hornblende at 10 kbar pressure. *Geology* **17**, 897-900.
- RYAN M.P. (1987).** Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems. in "*Magmatic processes : physicochemical principles*", B. O. Mysen (ed). *Geochem. Soc. Spec. Pub.* **1**, 259-288.
- RYAN M.P. & BLEVINS J.Y.K. (1987).** The viscosity of synthetic and natural melts and glasses at high temperatures and 1 bar (10^5 Pascals) pressure and at higher pressures. *U.S. Geol. Surv. Bull.* **1764**, 563p.
- RYERSON F.J., WEED A.C. & PIWINSKII A.J. (1988).** Rheology of subliquidus magmas. 1- Picritic composition. *J. Geophys. Res.* **93**, 3421-3436.
- SAFFMAN P.G. & TAYLOR G.I. (1958).** The penetration of a fluid into a porous medium or Hele-Shaw cell containing a more viscous fluid. *Proc. Royal Soc. London* **245A**, 312.
- SANDER L.M. (1986).** Fractal growth processes. *Nature* **322**, 789-793.
- SCARFE C.M., MYSEN B.O. & VIRGO D. (1987).** Pressure dependence of the viscosity of silicate melts. in "*Magmatic processes ; physicochemical principles*", B.O. Mysen (ed), *Geochem. Soc. Spec. Pub.* **1**, 59-68.
- SCHWIDINGER K.R. & ANDERSON A.T. (1989).** Synneusis of Kilauea Iki olivines. *Contrib. Mineral. Petrol.* **103**, 187-198.

- SHAW H. (1969). Rheology of basalt in the melting range. *J. Petrol.* **10**, 510-535.
- SHAW H.R. (1972). Viscosities of magmatic silicate liquids : an empirical method of prediction. *Am. J. Sci.* **272**, 870-893.
- SHAW H.R. (1980). The fracture mechanism of magma transport from the mantle to the surface. in "Physics of magmatic processes", R. B. Hargraves (ed). *Princeton University Press*, 201-264.
- SHAW H.R., WRIGHT T.L., PECK D.L. & OKAMURA R. (1968). The viscosity of basaltic magma : an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. *Am. J. Sci.* **266**, 225-264.
- SHUFFELBOTHAM M.M. (1987). The evolution of the Penthièvre crystalline massif and the adjacent Brioverian supracrustal rocks, Northern Brittany, France. *PhD thesis, Univeristy of Keele*, non publié.
- SHUFFELBOTHAM M.M. (1989). Geochemistry and geotectonic interpretation of the Penthièvre cristalline Massif, northern Brittany, France. *Precamb. Res.* **45**, 247-261.
- SPARKS R.J. & HUPPERT H.E. (1984). Old magma chambers replenished by new ideas. *Nature* **312**, 200.
- SPARKS R.S.J. & MARSHALL L.A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **29**, 99-124.
- SPARKS R.S.J., PINKERTON H. & MAC DONALD R. (1977). The transport of xenoliths in magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35**, 234-238.
- SPARKS R.S.J., MEYER P. & SIGURDSSON H. (1980). Density variations amongst mid ocean ridge basalts : implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas, *Earth. Planet. Sci. Lett.* **46**, 419-430.
- SPENCER K.J. & LINDSLEY D.H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.* **66**, 1189-1201.
- SPERA F. (1980). Aspects of magma transport. in "Physics of magmatic processes", R.B. Hargraves (ed), *Princeton University Press*, 265-323.
- SPERA F.J., YUEN D.A. & KIRSCHVINK S.J. (1982). Thermal boundary layer convection in silicic magma chambers : effects of temperature-dependent rheology and implications for thermogravitational chemical fractionation. *J. Geophys. Res.* **87**, 8755-8767.
- SPERA F.J., BORGIA A. & STRIMPLE J. (1988). Rheology of melts and magmatic suspensions : I- design and calibration of concentric cylinder viscometer with application to rhyolitic magmas. *J. Geophys. Res.* **93**, 10273-10294.
- STEWART F.H. (1946). The gabbroic complex of Belhelvie in Aberdeenshire. *Quater. J. Geol. Soc.* **102**, 465-498.
- STORMER J.C. Jr (1983). The effects or recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *Am. Mineral.* **68**, 586-594.
- STRECKEISEN A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**, 1-33.
- TAIT S. & JAUPART C. (1990). Physical processes in the evolution of magmas. in "Modern methods of igneous petrology : understanding magmatic processes", J. Nicholls & J. K. Russell (eds), *Rev. Mineral.* **24**, 125-152.

- TAIT S. & JAUPART C. (1992).** Compositional convection in a reactive crystalline mush and melt differentiation. *J. Geophys. Res.* **97**, 6735-6756.
- TAKADA A. (1990).** Experimental study on propagation of liquid-filled crack in gelatin : shape and velocity in hydrostatic stress condition. *J. Geophys. Res.* **95**, 8471-8481.
- TRITTON D.J. (1977).** Physical fluid dynamics (International student edition). *Cambridge University Press*, 362p.
- TSUCHIYAMA A. (1985).** Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and the origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **89**, 1-16.
- TURCOTTE D.L. & SCHUBERT G. (1982).** Geodynamics. Application of continuum physics to geological problems. *John Wiley & Sons*, 450p.
- TURNER J.S. 1973.** Buoyancy effects in fluids. *Cambridge University Press*, 368p.
- VAN DAMME H. (1989).** Flow and interfacial instabilities in Newtonian and colloidal fluids. in "*The fractal approach to heterogeneous chemistry*", D. Avnir (ed), *John Wiley & Sons*, 199-226.
- VAN DAMME H. & LEMAIRE E. (1990).** From flow to fracture and fragmentation in colloidal media. 1: Non-Newtonian fingering and viscoelastic fracturing. In "*Disorder and fracture*" J. C. Charmet et al. (eds), Plenum Press, New York, 83-104.
- VAN DAMME H., LAROCHE C., GATINEAU L. & LEVITZ P. (1987).** Viscoelastic effects in fingering between miscible fluids. *J. Phys.* **48**, 1121-1133.
- VAN DAMME H., ALSAC E., LAROCHE C. & GATINEAU L. (1988).** On the respective roles of low surface tension and non-Newtonian rheological properties in fractal fingering. *Europhys. Lett.* **5** (1), 25-30.
- VAN DAMME H., ALSAC E. & LAROCHE C. (1989).** L'émergence du régime fractal en digitation viscoélastique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 11-18.
- VAN DER MOLEN I. & PATERSON M.S. (1979).** Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **70**, 299-318.
- VERNON R.H. (1983).** Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *J. Proc. Roy. Soc. New South Wales*, **116**, 77-103.
- VERNON R.H. (1990).** Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas : microstructural evidence. *J. Geophys. Res.* **95**, 849-859.
- VIDAL Ph. (1980).** L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne* **21**, 162p.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., COGNE J., HAMEURT J. & JEANNETTE D. (1971).** Données géochronologiques sur la série spilitique d' Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C. R. Acad. Sci. Paris* **273**, 132-135.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., CHARLOT R. & COGNE J. (1972).** L'âge radiométrique de la diorite de St-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris* **275**, 1323-1326.
- VIDAL Ph., DEUTSCH S., MARTINEAU F. & COGNE J. (1974).** Nouvelles données radiométriques en Baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris* **279**, 631-634.

- VOGEL T.A. (1982).** Magma mixing in the acidic-basic complex of Ardnamurchan : implication on the evolution of shallow magma chambers. *Contrib. Mineral. Petrol.* **79**, 411-423.
- VOGT J.H.L. (1921).** The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. *J. Geol.* **28**, 318-350.
- VYHNAL C.R., MC SWEEN H.Y. & SPEER J.A. (1991).** Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids : implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Am. Miner.* **76**, 176-188.
- WALKER D. & HAYS J.F. (1977).** Plagioclase flotation and lunar crust formation. *Geology* **5**, 425-428.
- WALKER G.P.L. (1989).** Gravitational (density) controls on volcanism, magma chambers and intrusions. *Austr. J. Earth Sci.* **36**, 149-165.
- WALKER G.P.L. & SKELHORN R.R. (1966).** Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth Sci. Rev.* **2**, 93-109.
- WATSON E.B. (1976).** Two-liquid partition coefficients : experimental data and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* **56**, 119-134.
- WEBB S.L. & DINGWELL D.B. (1990).** Non-Newtonian rheology of igneous melts at high stresses and strain rates : experimental results for rhyolite, andesite, basalt and nephelinite. *J. Geophys. Res.* **95**, 15695-15701.
- WHITEHEAD J.A. & LUTHER D.S. (1975).** Dynamics of laboratory diapir and plume models. *J. Geophys. Res.* **80**, 705-717.
- WICKHAM S.M. (1987).** The segregation and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London* **144**, 281-297.
- WIEBE R.A. (1973).** Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dyke. *Am. J. Sci.*, **273**, 130-151.
- WIEBE R.A. (1988).** Structural and magmatic evolution of a magma chamber : the Newark Island layered intrusion, Nain, Labrador. *J. Petrol.* **29** (2), 383-411.
- WILSON L. & HEAD J.W. (1981).** Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. *J. Geophys. Res.* **86**, 2971-3001.
- WINKLER H.G.F. (1976).** Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag, New York*, 334p.
- WOLF M.B. & WYLLIE P.J. (1991).** Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar : textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Mineral. Petrol.* **44**, 151-179.
- WOOD D.A. (1977).** Major and trace element variations in the tertiary lavas of eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical anomaly. *J. Petrol.* **19** (3), 393-436.
- WYLLIE P.J. (1977).** Crustal anatexis : an experimental review. *Tectonophysics* **43**, 41-71.
- YODER H.S. (1973).** Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Am. Miner.* **58**, 153-171.
- ZORPI M.J. (1988).** Mélanges magmatiques dans les granitoïdes de Sardaigne septentrionale : implications sur l'hybridation, la zonation et la mise en place des plutons calco-alcalins. *Thèse d'Université, Aix-Marseille III*, non publiée, 258p.



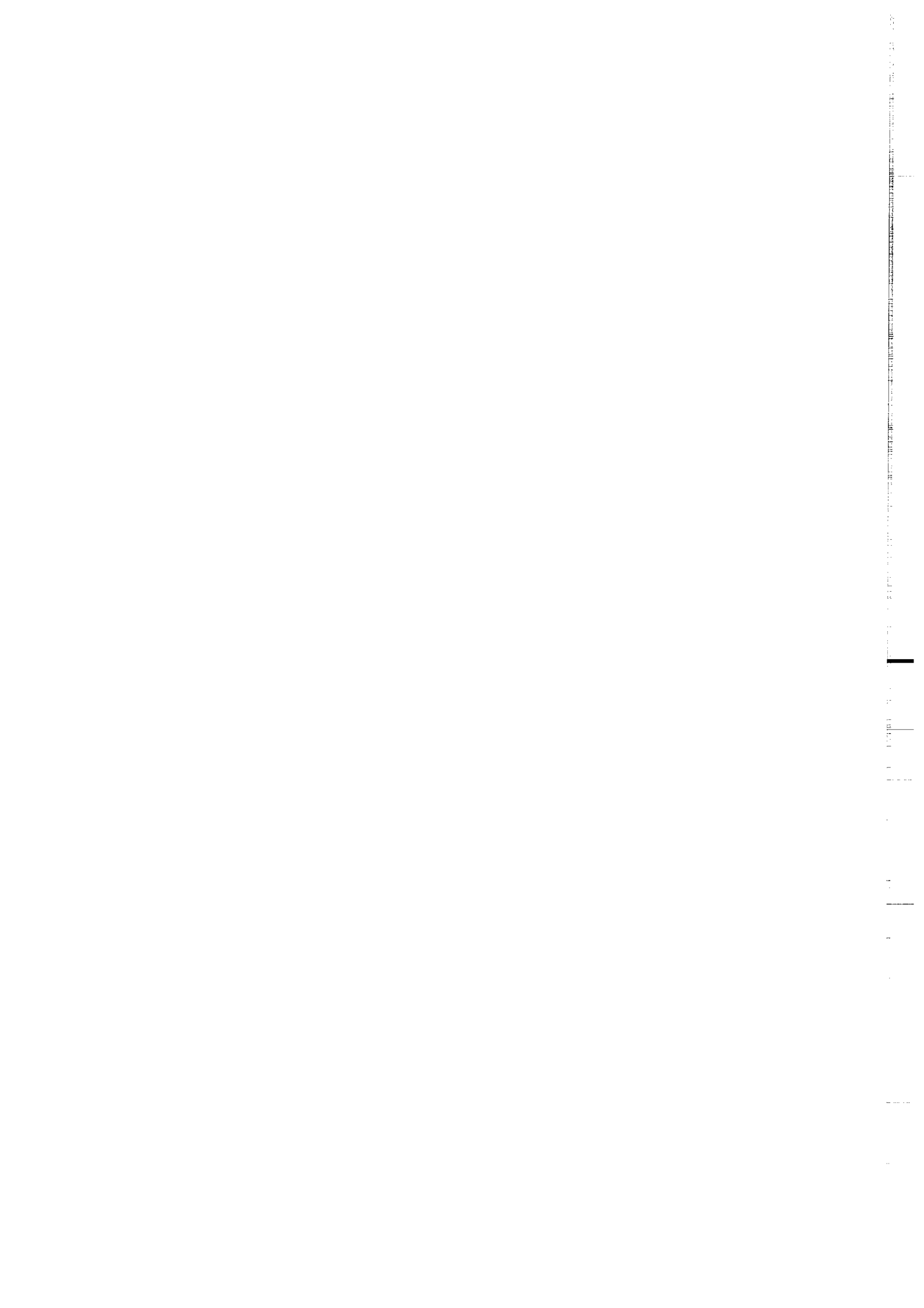


ANNEXE 1

	Granite de Westerly	Diabase de Maryland
A*	$1,27 \cdot 10^4 \text{ Mpa}^{-n} \text{ s}^{-1}$	$6,12 \cdot 10^{-2} \text{ Mpa}^{-n} \text{ s}^{-1}$
n**	3,39	3,05
Q	326 kJ/mole	276 kJ/mole

* $A=(1/K)^{1/n}$ K = facteur de consistance

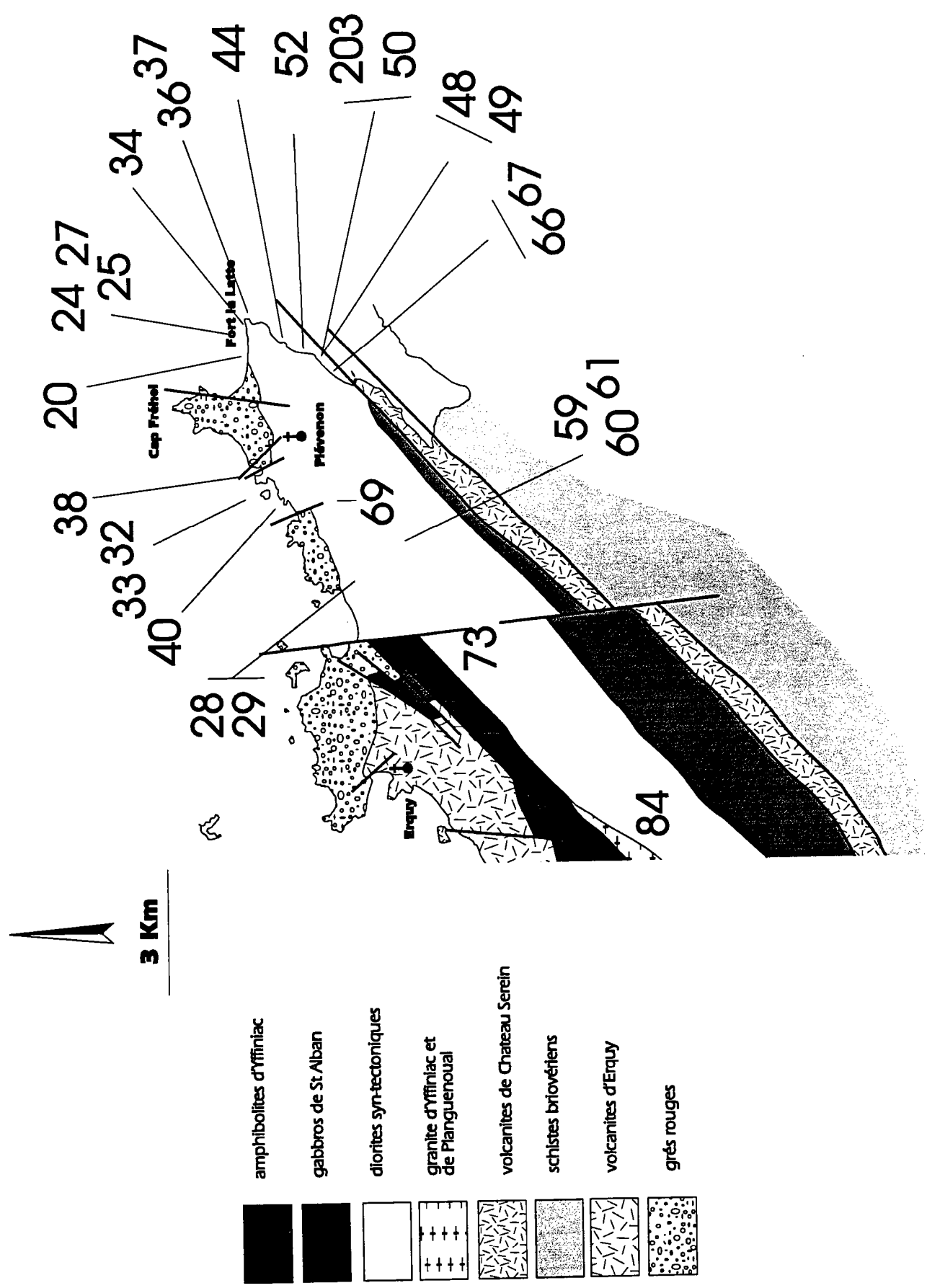
** $n' = 1/n$ n = exposant de pseudoplasticité



ANNEXE II

Analyses chimiques et localisation des échantillons.

Localisation de l'échantillonnage dans l'ICFL



Diorites		
N° Ech. N° Ana.	70-203 10510	89-50 10521
SiO2	51.67	49.37
Al2O3	18.81	18.81
Fe2O3	9.05	9.78
FeO	nd	nd
MnO	0.13	0.18
MgO	4.57	5.39
CaO	8.25	8.19
Na2O	3.41	3.66
K2O	0.95	1.28
TiO2	1.12	1.18
P2O5	0.20	0.14
PF	1.06	1.49
Total	99.22	99.47
Nb	11	11
Zr	116	95
Y	22	28
Sr	513	465
Rb	26	37
Co	31	35
V	240	259
Ni	24	29
Cr	17	66
Ba	375	435
Zn	83	90
Cu	39	85
Ga	20	20

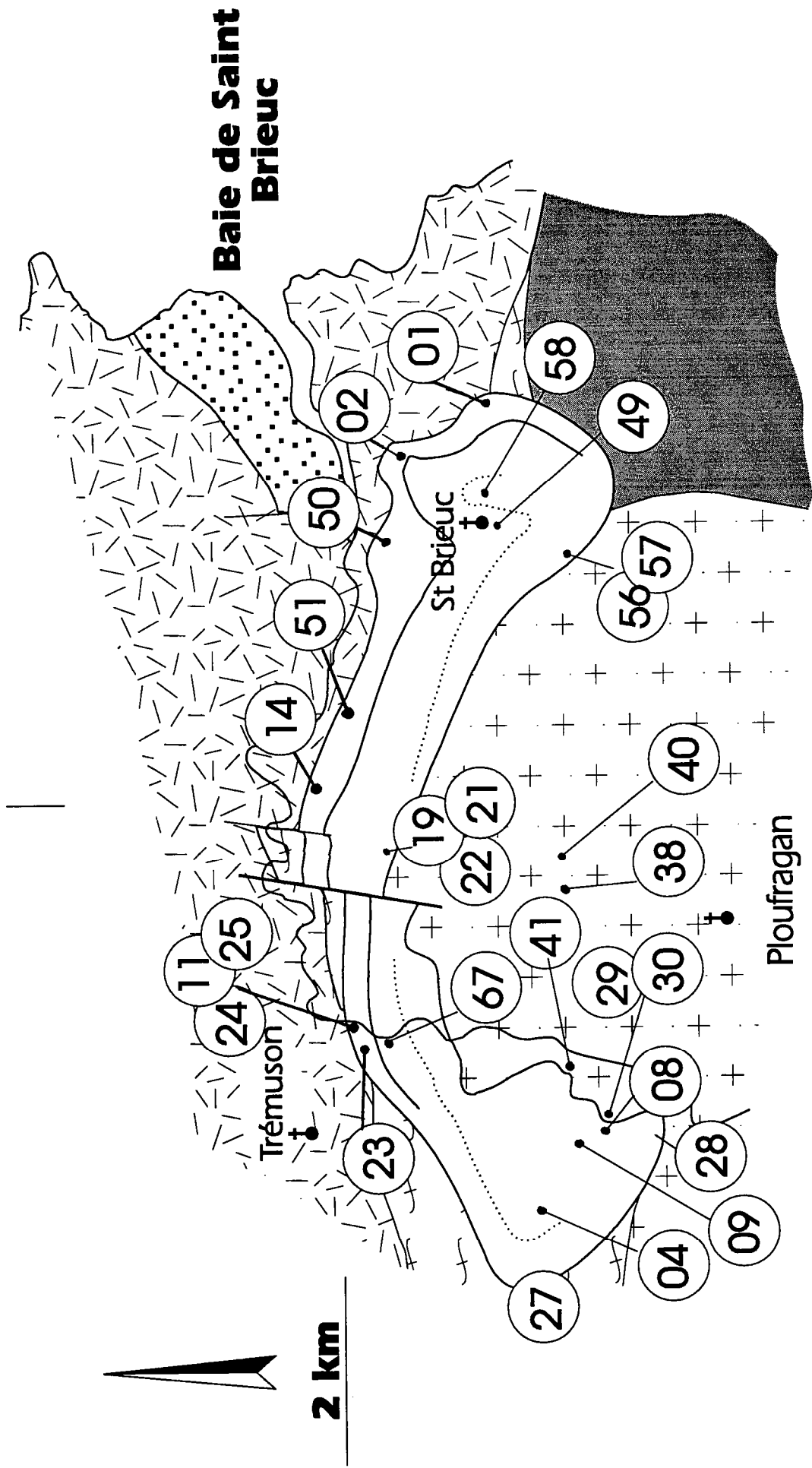
Diorites Quartziques							
N° Ech. N° Ana.	89-20 10501	89-24 10502	89-27 10504	89-59 10524	89-65 10527	89-69 10530	89-73 10913
SiO2	53.69	54.33	52.92	52.68	54.35	54.68	53.62
Al2O3	18.54	18.87	19.30	20.02	18.31	18.29	18.66
Fe2O3	8.58	7.83	8.40	8.25	7.86	8.64	8.57
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.17	0.13	0.14	0.14	0.13	0.15	0.14
MgO	4.33	3.85	4.18	3.82	4.11	4.25	4.62
CaO	5.77	6.41	6.00	8.30	7.12	6.09	7.70
Na2O	3.76	4.08	4.03	3.80	3.77	3.94	3.53
K2O	1.80	1.42	1.76	0.53	1.18	0.74	0.92
TiO2	0.96	0.91	0.97	0.84	0.93	0.93	0.97
P2O5	0.19	0.21	0.22	0.19	0.19	0.18	0.20
PF	1.87	1.94	1.85	0.97	1.81	1.90	1.74
Total	99.66	99.98	99.77	99.54	99.76	99.79	100.67
Nb	9	10	11	8	11	9	7
Zr	115	169	176	100	160	95	78
Y	19	20	23	15	21	16	14
Sr	527	506	507	524	483	439	535
Rb	42	40	55	12	34	13	27
Co	28	25	25	28	27	32	32
V	203	174	198	185	186	210	224
Ni	20	21	22	14	28	18	24
Cr	31	40	43	16	57	26	45
Ba	565	782	622	234	343	401	350
Zn	92	80	85	80	80	87	82
Cu	37	29	34	45	38	41	40
Th	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2
Ga	21	20	21	21	20	19	19

Tonalites T1				
N° Ech. N° Ana.	89-28 10512	89-36 10515	89-38 10516	89-40 10509
SiO2	58.10	57.73	58.82	57.60
Al2O3	17.62	18.01	17.62	17.80
Fe2O3	6.67	7.05	6.61	6.75
FeO	nd	nd	nd	nd
MnO	0.10	0.13	0.11	0.12
MgO	3.47	3.43	3.52	3.39
CaO	5.79	5.98	5.43	4.63
Na2O	4.04	3.83	3.69	3.91
K2O	1.58	1.47	1.44	1.74
TiO2	0.77	0.71	0.76	0.81
P2O5	0.16	0.15	0.15	0.16
PF	1.50	1.73	1.48	2.19
Total	99.80	100.22	99.63	99.10
<hr/>				
Nb	8	9	9	10
Zr	144	111	140	126
Y	17	22	17	18
Sr	450	473	469	454
Rb	54	42	38	52
Co	24	23	24	24
V	147	138	161	171
Ni	27	22	23	19
Cr	45	40	54	37
Ba	503	689	516	522
Zn	70	75	69	75
Cu	45	28	31	30
Ga	19	19	18	18

Tonalites T2		
N° Ech. N° Ana.	89-34 10514	89-52 10521
SiO2	64.84	63.94
Al2O3	16.25	16.42
Fe2O3	5.12	5.17
FeO	nd	nd
MnO	0.07	0.07
MgO	2.35	2.49
CaO	4.64	5.11
Na2O	3.27	3.74
K2O	1.25	1.12
TiO2	0.61	0.66
P2O5	0.14	0.15
PF	1.79	1.28
Total	100.33	100.15
<hr/>		
Nb	9	8
Zr	135	136
Y	11	7
Sr	451	479
Rb	34	30
Co	17	18
V	103	102
Ni	15	15
Cr	41	41
Ba	593	551
Zn	56	55
Cu	3	5
Ga	16	15

Leucodiorites		
N° Ech. N° Ana.	89-33 10513	89-44 10518
SiO2	58.64	56.59
Al2O3	23.12	22.65
Fe2O3	2.25	3.23
FeO	nd	nd
MnO	0.04	0.06
MgO	1.06	1.50
CaO	7.04	5.85
Na2O	5.43	6.01
K2O	0.87	1.82
TiO2	0.24	0.36
P2O5	0.07	0.10
PF	0.85	1.95
Total	99.61	100.12
<hr/>		
Nb	5	6
Zr	72	93
Y	4	8
Sr	690	611
Rb	27	61
Co	5	10
V	42	58
Ni	8	11
Cr	16	20
Ba	331	652
Zn	28	34
Cu	3	14
Ga	20	19

Roches microgrenues												
	enclaves dans les DQ									enclaves dans T1		Filon
N° Ech. N° Ana.	89-27E 10505	89-25 10503	89-48 10519	89-49 10520	89-60 10525	89-61 10526	89-66 10528	89-67 10529	89-84 10531	89-29 10506	89-37 10508	89-32 10507
SiO ₂	49.76	49.85	48.41	48.21	49.62	50.11	51.15	48.28	49.27	50.68	50.77	47.02
Al ₂ O ₃	19.44	19.40	20.24	20.24	20.50	20.64	15.13	18.91	19.68	19.12	18.55	19.52
Fe ₂ O ₃	9.60	9.64	9.66	9.69	10.12	9.77	11.30	10.34	10.26	8.97	9.04	10.80
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.17	0.16	0.14	0.14	0.17	0.17	0.23	0.16	0.19	0.16	0.19	0.16
MgO	4.86	5.21	5.56	5.56	4.53	4.29	7.68	5.71	5.27	5.29	5.29	5.59
CaO	8.01	8.13	6.76	7.82	9.32	8.89	7.54	8.83	8.95	8.28	7.98	8.34
Na ₂ O	4.04	3.93	3.71	3.48	3.68	3.83	2.78	3.30	3.18	3.79	3.51	3.14
K ₂ O	0.93	0.98	1.50	1.33	0.36	0.41	1.48	1.17	0.43	1.14	2.03	1.20
TiO ₂	1.16	1.00	1.09	1.11	0.92	0.91	0.80	1.03	1.08	0.94	0.95	1.36
P ₂ O ₅	0.21	0.19	0.22	0.21	0.21	0.23	0.13	0.20	0.22	0.17	0.16	0.18
PF	1.31	1.40	2.45	2.06	0.56	0.77	1.58	1.60	1.23	1.35	1.57	1.77
Total	99.49	99.89	99.74	99.85	99.99	100.02	99.80	99.53	99.76	99.89	100.04	99.08
Nb	11	9	9	10	8	7	12	10	7	9	10	7
Zr	112	89	94	88	91	117	49	92	54	83	74	56
Y	26	27	24	27	22	17	42	29	19	19	28	14
Sr	527	498	495	531	521	551	333	522	535	551	519	424
Rb	30	29	44	39	8	9	42	33	9	35	72	36
Co	31	31	36	36	34	28	39	35	31	33	28	42
V	265	252	244	254	211	194	217	243	235	204	225	233
Ni	18	20	39	40	13	12	86	34	29	47	31	23
Cr	29	53	36	34	8	4	364	68	34	70	69	9
Ba	337	496	900	820	195	229	505	509	145	392	762	436
Zn	91	90	93	90	96	93	109	97	96	88	86	88
Cu	46	88	51	57	159	115	73	41	48	99	86	50
Ga	21	21	21	21	22	21	18	21	22	20	20	19



Carte d'échantillonnage dans l'ISB et le Granite de Ploufragan

Groupe I								
N° Ech. N° Ana.	90-01 10883	90-11 10907	90-14 10888	90-24 10892	90-25 10910	90-50 10896	90-51 10897	90-23 10909
SiO ₂	56.21	54.96	56.16	53.80	55.60	55.13	54.72	60.78
Al ₂ O ₃	17.51	17.95	17.25	16.97	16.66	16.41	17.22	16.53
Fe ₂ O ₃	7.40	9.34	8.22	9.11	7.93	8.49	8.65	6.67
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.13	0.14	0.14	0.17	0.14	0.13	0.13	0.09
MgO	3.72	4.09	3.55	4.21	5.05	3.04	3.09	2.36
CaO	6.33	6.60	6.33	7.47	6.76	6.04	6.79	2.88
Na ₂ O	3.79	3.85	4.10	3.87	3.72	3.72	4.05	4.19
K ₂ O	1.68	0.82	1.43	0.48	1.05	1.96	1.67	1.94
TiO ₂	1.38	1.54	2.28	2.78	1.22	2.47	2.56	1.26
P ₂ O ₅	0.22	0.34	0.35	0.19	0.20	0.77	0.81	0.29
PF	1.66	1.15	1.07	1.33	1.38	1.57	1.10	3.25
Total	100.03	100.78	100.88	100.38	99.71	99.73	100.79	100.24
Nb	10	11	12	14	9	15	18	14
Zr	138	96	156	97	148	159	230	249
Y	33	24	34	29	31	44	57	38
Sr	316	278	265	352	370	257	268	237
Rb	49	26	43	11	31	68	60	49
Co	25	29	24	27	29	20	20	18
V	183	192	237	252	231	231	207	127
Ni	16	31	10	10	16	7	6	17
Cr	52	117	28	75	165	29	25	80
Ba	385	329	328	241	288	427	562	912
Zn	77	105	77	87	85	87	88	82
Cu	10	27	15	14	18	14	11	39
Th	2	1	2	1	2	3	2	4
Ga	21	23	20	20	20	21	22	21

Façès Intermédiaires						
N° Ech. N° Ana.	90-02 10884	90-19 10889	90-21 10890	90-22 10891	90-49 10895	90-67 10903
SiO ₂	63.53	59.14	61.71	62.48	63.15	61.05
Al ₂ O ₃	16.41	16.22	16.50	16.03	16.07	16.77
Fe ₂ O ₃	6.52	7.37	6.59	6.47	6.12	7.00
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.10	0.11	0.10	0.09	0.09	0.10
MgO	0.83	3.01	2.30	2.24	2.09	2.46
CaO	2.99	5.32	3.97	3.95	3.55	4.45
Na ₂ O	4.36	4.01	4.12	4.07	4.05	4.31
K ₂ O	3.30	2.68	2.59	2.78	3.15	2.35
TiO ₂	0.84	1.23	1.13	1.09	1.03	1.22
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.27	0.26	0.24	0.30
PF	1.02	0.81	1.43	0.79	0.84	0.70
Total	100.13	100.13	100.71	100.25	100.38	100.71
Nb	17	15	14	14	14	15
Zr	413	319	300	261	260	272
Y	52	51	41	42	42	38
Sr	201	195	194	183	179	213
Rb	95	101	88	100	121	77
Co	11	21	16	18	15	17
V	34	132	107	97	98	116
Ni	5	13	18	16	16	17
Cr	16	129	65	67	64	76
Ba	823	652	625	660	625	692
Zn	92	96	87	86	80	90
Cu	5	14	14	16	13	17
Th	6	4	5	5	8	5
Ga	23	21	22	21	21	22

Groupe II								
N° Ech. N° Ana.	90-04 10885	90-08 10886	90-09 10887	90-27 10911	90-28 10894	90-56 10898	90-57 10899	90-58 10900
SiO2	64.78	66.07	64.88	64.24	66.41	63.52	65.13	64.11
Al2O3	16.04	15.10	15.98	16.14	15.53	15.86	15.79	15.66
Fe2O3	5.43	5.32	5.38	5.24	4.81	6.37	5.36	6.02
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.07	0.08	0.04	0.05	0.07	0.09	0.08	0.08
MgO	1.98	1.86	1.90	2.18	1.72	2.07	1.80	2.05
CaO	2.93	2.55	2.21	3.72	2.51	3.14	2.40	3.09
Na2O	3.75	3.62	3.81	4.04	3.74	3.99	3.59	3.90
K2O	3.43	3.20	3.18	0.70	3.71	3.23	4.05	3.36
TiO2	0.89	0.89	0.86	0.94	0.78	1.03	0.97	1.04
P2O5	0.20	0.27	0.50	0.23	0.20	0.23	0.22	0.24
PF	1.10	0.98	1.30	2.14	0.89	1.04	1.02	0.82
Total	100.60	99.94	100.04	99.62	100.37	100.57	100.41	100.37
Nb	13	14	19	13	14	14	14	14
Zr	257	281	243	267	226	242	271	275
Y	39	32	42	31	36	42	40	42
Sr	187	142	158	291	149	178	209	169
Rb	121	125	125	32	136	123	146	127
Co	14	13	14	19	11	15	14	19
V	99	95	98	103	86	103	91	100
Ni	18	19	19	20	17	14	16	16
Cr	63	75	71	75	71	82	71	73
Ba	817	631	650	323	747	663	846	602
Zn	77	79	79	31	70	80	76	83
Cu	16	16	13	2	14	14	13	13
Th	10	9	7	8	8	7	7	8
Ga	21	20	22	20	20	21	20	21

Granite de Ploufragan					
N° Ech.	90-29	90-30	90-38	90-40	90-41
N° Ana.	10901	10902	10904	10905	10906
SiO ₂	65.75	65.87	64.63	67.20	65.50
Al ₂ O ₃	16.02	16.18	16.36	15.10	16.35
Fe ₂ O ₃	5.49	5.41	6.17	5.60	5.82
FeO	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06
MgO	2.36	2.29	2.69	2.29	2.41
CaO	1.30	1.27	0.65	0.57	1.21
Na ₂ O	3.08	3.07	2.78	2.93	3.22
K ₂ O	3.18	3.31	3.64	3.20	3.48
TiO ₂	0.80	0.78	0.84	0.75	0.76
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.15	0.18	0.23
PF	1.94	2.09	2.35	2.49	1.61
Total	100.05	100.40	100.32	100.37	100.65
Nb	14	15	15	14	15
Zr	191	185	187	214	182
Y	38	38	28	26	27
Sr	189	191	157	159	203
Rb	118	124	122	104	132
Co	16	16	11	13	17
V	150	141	140	127	128
Ni	35	33	26	28	34
Cr	112	109	113	107	107
Ba	786	831	1008	913	749
Zn	93	90	76	64	89
Cu	21	17	15	9	20
Th	12	11	12	10	10
Ga	21	21	21	19	22

ANALYSES CHIMIQUES PAR FLUORESCENCE X

Analyse des éléments majeurs : SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ et la perte au feu

Analyse des éléments traces : Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Co, V, Ni, Cr, Ba, Zn, Cu

Limite de détection (LDD) :

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Zn	Cu	Pb	Th	Ga
t en secondes	30	30	30	30	30	30	100	30	100	100	30	30	100	100	100
LDD en ppm	1.4	1.2	0.6	1.6	0.5	1.1	1.9	1.3	1.4	5.6	1	1.4	1.5	1.5	1.0

Calcul de la limite de détection (LDD) =

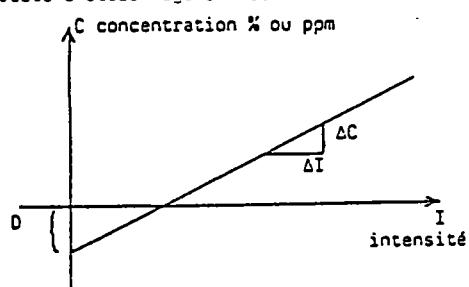
$$LDD = 3 \sqrt{\frac{-DE}{T}} \text{ à } 2 \sigma$$

avec $E = \frac{\Delta C}{\Delta I}$ = pente de la droite d'étalonnage en % ou ppm/nbre de coups par seconde

D = l'ordonnée à l'origine

T = temps de mesure en secondes

droite d'étalonnage $C = EI + D$:



Précisions analytiques

L'erreur relative totale, σ_{total} , est fonction des erreurs :

- de préparations des échantillons, σ_{prep}
- de l'appareillage, σ_{app}
- sur le taux de comptage, $\sigma_{taux\ compt}$
- sur l'analyse chimique des étalons de référence, $\sigma_{analyse}$

avec $\sigma_{total} = \sqrt{\sigma_{prep}^2 + \sigma_{app}^2 + \sigma_{taux\ compt}^2 + \sigma_{analyse}^2}$

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
gamme d'étalonnage en %	76-38	30-0.3	17-1	0.8-0	50-0	16-0	8.5-0	15-0	2.7-0	1.4-0
précision sur fortes teneurs	1 %	1.5 %	2 %		1 %	2 %	1.5 %	2 %	2 %	
précision sur faibles teneurs		3 %	3 %	10 %	3 %	5 %	3 %	5 %	5 %	5 %

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Zn	Cu	Pb	Th	Ga
gamme d'étalonnage en ppm	960 à 0	11000 à 10	150 à 0	4600 à 0	3600 à 0	210 à 0	320 à 0	2300 à 0	24000 à 0	2400 à 5	400 à 10	140 à 0	140 à 0	60 à 0	100 à 0
précision en % < 30 ppm	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
30 à 150 en %	3	3	3	3	3	5	5	3	5	5	3	3	3	3	3
> à 150 ppm en %	1	1		1	1	2	2	1	2	2	1				

5 <

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). EPUISE
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). EPUISE
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). EPUISE

- N°8 - Ph. DAVY -** Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET -** Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER -** Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). 120 F.
- N°11 - J.S. SALIS -** Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD -** Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN -** Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE -** Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tabl., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE -** Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). EPUISE

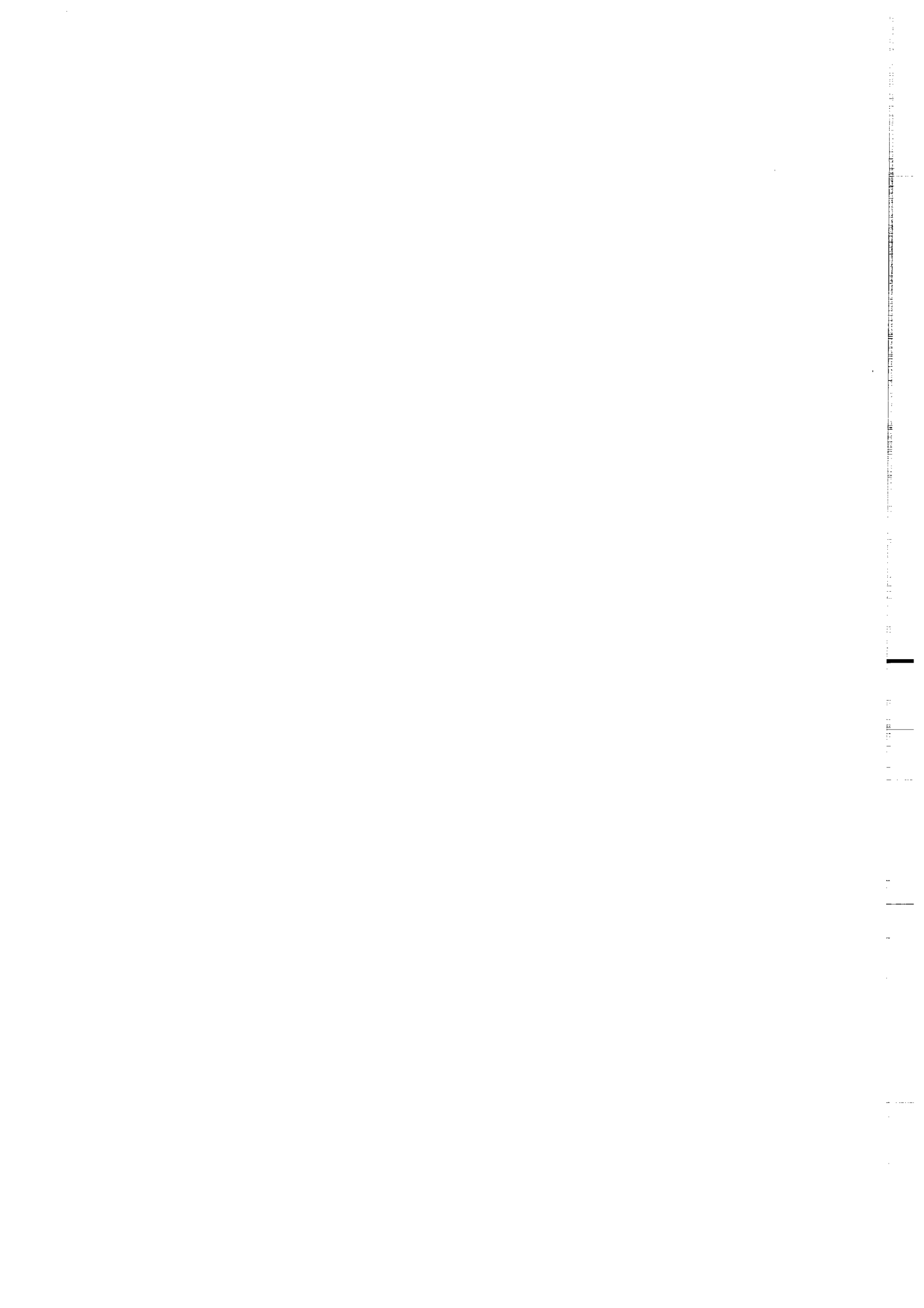
- N°16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). EPUISE
- N°20 - J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tabl., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE** - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

- N°31 - A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.
- N°34 - P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE** - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND** - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.

- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricain). 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.
- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil), 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.

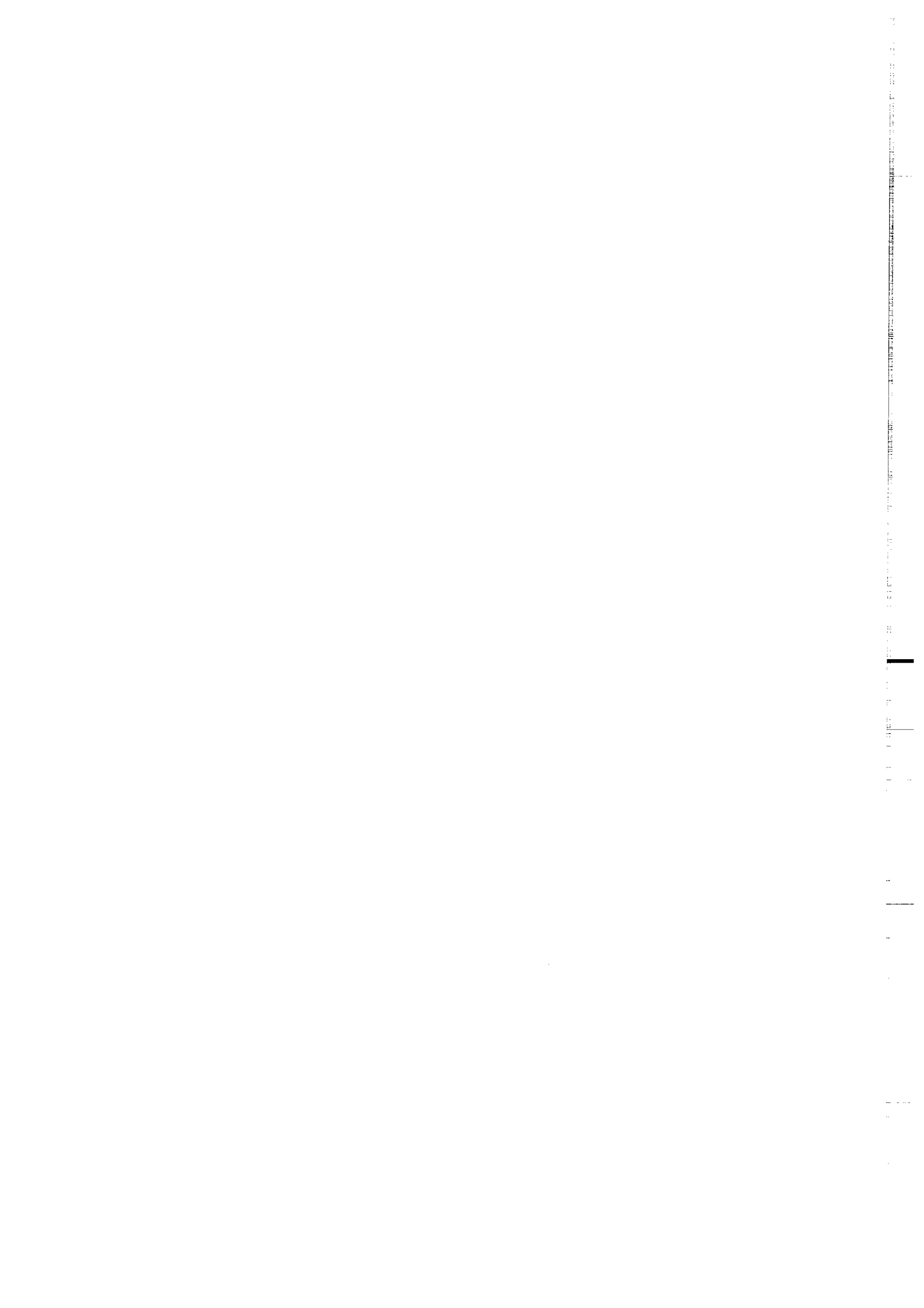
- N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). 100F.**
- N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tabl., (1992). 100F.**
- N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques : Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). 180F.**
- N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte, (1993). 190F.**



Imprimé à GEOSCIENCES RENNES

Dépot Légal

1er trimestre 1993



BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

Mémoires de GEOSCIENCES - RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM

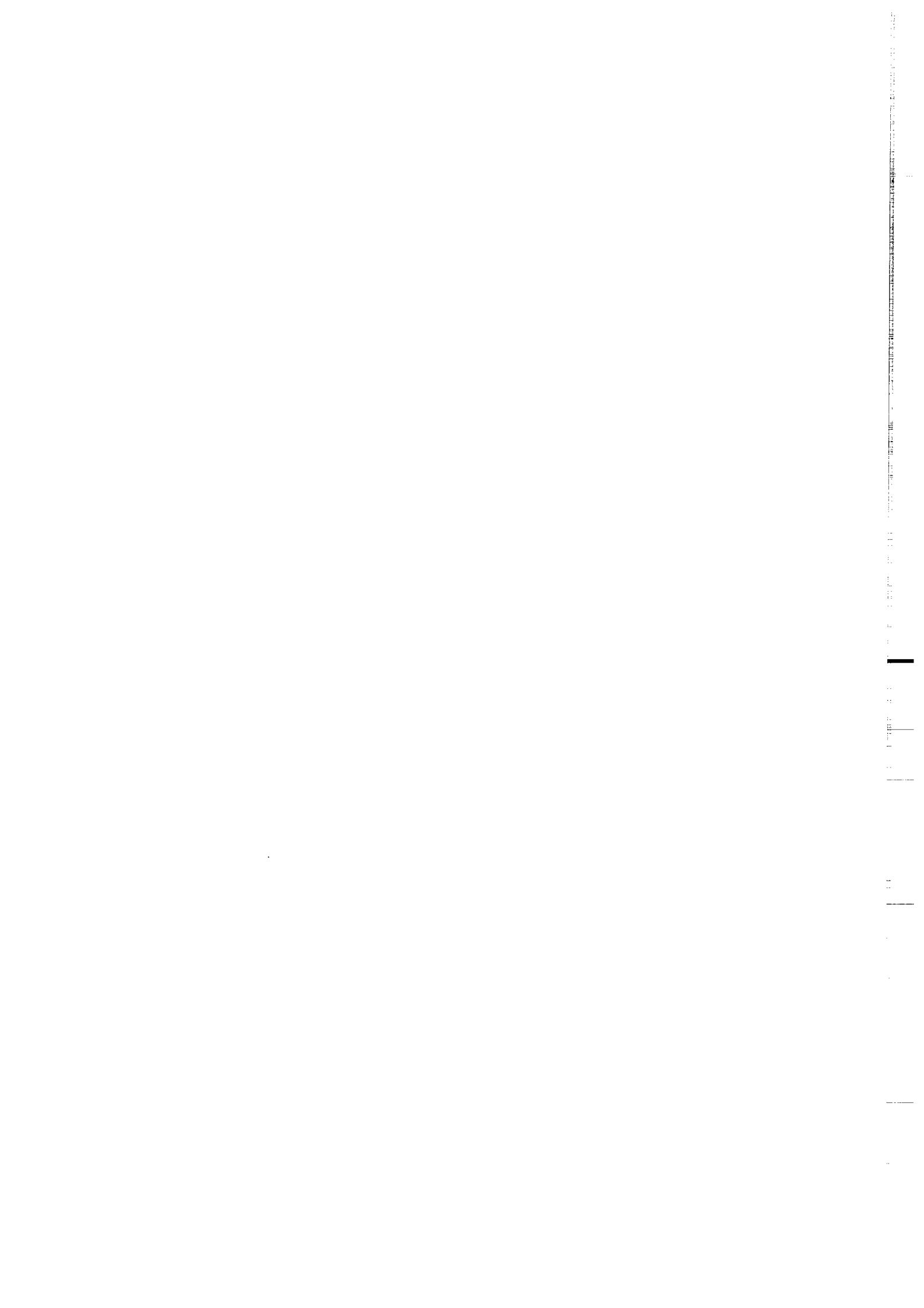
ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable
de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.



Résumé

Le phénomène de mélange magmatique est étudié à l'aide d'une double approche pétrologique et analogique. L'injection d'un nouveau magma dans un réservoir magmatique qui nous intéresse ici, représente le stade initial de mise en contact de deux magmas contemporains et contrôle les possibilités ultérieures d'homogénéisation.

L'étude pétrologique porte sur deux intrusions cadomiennes du Nord du Massif Armoricain : (a) l'Intrusion de Coëtmieux-Fort La Latte (ICFL) présente une grande variété de structures syn-plutoniques (filons, enclaves microgrenues) alors que (b) l'Intrusion de Saint-Brieuc (ISB) est essentiellement constituée de produits hybrides. Afin de prolonger les études antérieures sur l'injection (a) en trois dimensions dans des fluides newtoniens et (b) en deux dimensions (cellules de Hele Shaw) dans un milieu non-newtonien viscoplastique, des expériences analogiques d'injection d'eau dans un fluide non-newtonien viscoplastique (suspension d'argile) ont été réalisées dans un dispositif tridimensionnel.

Les domaines d'existence des différents phénomènes et régimes d'écoulement en sont déduits. Ils permettent de cerner les conditions de formation des structures géologiques notamment lorsqu'elles sont planes. En conclusion, (a) dans l'ICFL la plupart des structures syn-plutoniques (y compris les enclaves) ont pu se former alors que le pluton avait atteint son site de cristallisation alors que (b) dans l'ISB, les interactions ont été plus précoces (plus haute température) et l'hybridation a eu lieu au cours de l'ascension du magma.

Mots clés :

Magma, mélange, rhéologie, non-newtonien, injection, enclave microgrenue, filon syn-plutonique, pétrologie, dynamique des fluides, modélisation analogique, Massif Armoricain, Cadomien, Baie de Saint-Brieuc.