

Université du Québec
INRS- Eau, Terre & Environnement

**ÉVOLUTION STRUCTURALE DES DÔMES ORTHOGNEISSIQUES DU COMPLEXE
D'AGUANISH, PROVINCE DE GRENVILLE ORIENTALE**

Par
Félix Gervais

Mémoire présenté
pour l'obtention
du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)

Jury d'évaluation

Examineur externe	Dr. Marc Bardoux. Université du Québec à Montréal
Examineur interne	Dr. Jean Bédard, Commission Géologique du Canada
Directeur de recherche	Dr. Léopold Nadeau, Commission Géologique du Canada
Codirecteur de recherche	Dr. Michel Malo, INRS-Eau, Terre & Environnement

RÉSUMÉ ALLONGÉ

Le Complexe d'Aguanish, situé dans la Province de Grenville orientale, est l'un des complexes gneissiques (1.49-1.50 Ga) bordant la fosse de Davy. Cette dernière est une synforme droite et serrée, de plus de 100 km d'extension, dont la géométrie est définie par des sills gabbroïques intercalés et plissés avec les sédiments du Groupe de Wakeham (1,60 – 1,50 Ga). La foliation régionale et les contacts lithologiques dans le Complexe d'Aguanish définissent des dômes de dimensions kilométriques formés lors du pic métamorphique régional de faciès amphibolites supérieur. Ce mémoire présente l'analyse structurale de trois dômes situés dans le mur de la fosse de Davy, analyse visant à identifier le mécanisme de formation des dômes.

Le dôme de Jalobert est la structure la plus complète et la mieux exposée de la région d'étude. Sur la carte géologique et les photos aériennes, les trajectoires de foliation définissent une ellipse sigmoïde alors qu'en coupe, elles adoptent la forme d'un dôme présentant des flancs fortement inclinés et un cœur sub-horizontale. Des trajectoires de linéations d'étirement sub-horizontales parallèles à l'axe long du dôme sont bien développées le long des flancs. Par contre, la partie interne du dôme présente un patron de linéations radial et une foliation sub-horizontale superposée sur une fabrique antérieure. Des cisaillements d'extension conjugués renfermant du mobilisat granitique sont omniprésents dans le Complexe d'Aguanish. L'analyse de l'orientation des axes principaux de la déformation finie associés à ces cisaillements montre que les axes d'allongement maximum (λ_1) sont tangentiels à l'enveloppe du dôme alors que les axes d'allongement minimum (λ_3) forment un patron radial pointant vers le cœur du dôme.

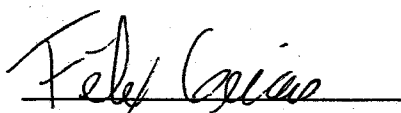
Un patron de déformation similaire semble caractériser la partie affleurante du dôme de Pontbriand. Cependant, le patron de déformation du cœur du dôme est clairement différent; alors que les λ_1 pointent également vers le centre du dôme, les λ_3 montrent une forte plongée parallèle à celle des tectonites de type L présentes dans le cœur du dôme.

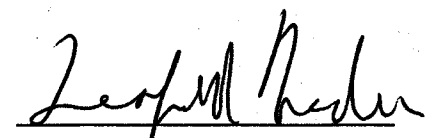
La région située entre le dôme de Pontbriand, la fosse de Davy et le dôme de Watshishou est caractérisée par une intersection triple des trajectoires de foliation, vers laquelle convergent les

trajectoires de linéations et les axes de plis, qui adoptent une position verticale au cœur de l'intersection triple.

Parmi les mécanismes couramment invoqués pour expliquer la formation de dômes gneissiques (ex.: plissement superposé, pli en échelon, pli en fourreau mégascopique, extension crustale associée à des complexes à noyau métamorphique), le diapirisme à l'état solide est le plus compatible avec le patron structural du Complexe d'Aguanish. Ainsi, les caractéristiques structurales du dôme de Jalobert correspondent à celles formées dans la partie sommitale en expansion d'un diapir, alors que le patron de déformation associé au dôme de Pontbriand reflète possiblement le fluage vertical caractérisant la déformation dans le tronc du diapir. Enfin, l'intersection triple verticale est interprétée comme étant le résultat de l'interférence entre la montée des dômes de Watshishou et de Pontbriand, et l'enfoncement de la fosse de Davy.

La montée diapirique des orthogneiss migmatisés du Complexe d'Aguanish peut s'expliquer dans un contexte tectonique régional de sagduction (enfoncement gravitaire) d'un lourd assemblage supracrustal dans la croûte granitique sous-jacente dont la ductilité est fortement augmentée suite à la fusion partielle. Ainsi, cette croûte de ductilité élevée et de viscosité réduite aurait flué par diapirisme sous l'effet de l'enfoncement de l'assemblage gabbro-sédiment qui a donné lieu à la fosse de Davy. Il est proposé que l'événement thermique majeur à l'origine de ce processus découle de l'effet couplé d'une couverture thermique créée par la mise en place des sills de gabbros, et du sous-plaquage magmatique précédant la mise en place de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, l'une des plus grandes intrusion de type anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG) de la Province de Grenville.


Étudiant


Directeur de recherche

REMERCIEMENTS

Je voudrais remercier mon directeur de recherche, Dr. Léopold Nadeau, de m'avoir accompagné tout au long de mes études de maîtrise. Mon codirecteur de recherche, Dr. Michel Malo, est aussi remercié pour ses conseils et pour le support financier lors de ma participation au congrès annuel du *Geological Society of America* (GSA) à Denver en octobre 2002. Ma gratitude s'étend également à Dr. Richard L. Brown et Dr. Jean Bédard, qui ont grandement amélioré la qualité d'une première version du manuscrit, de même qu'aux réviseurs de l'article soumis au GSA, soit Dr. Fried Schwerdtner, Dr. Donna Whitney et Dr. Jim Stout, pour leur judicieux commentaires.

Un merci spécial à ma douce Caroline, pour son support moral et son apport à la rédaction de ce mémoire Ainsi qu'à mon père Paul qui a su me prodiguer les bons conseils aux moments opportuns.

Guy Scherrer, Michel Nadeau-Beaulieu et Odile Dumais ont contribué à rendre la campagne de terrain plus facile, alors que Pierre Brouillette, Marco Boutin et Jean-Michel Schroetter sont remerciés pour leur aide technique. Je tiens aussi à souligné la contribution apporté par : Dr. Louise Corriveau, Anne-Laure Bonnet, les gens du Ministère des Ressources Naturelles ainsi qu'à tout le personnel et étudiants du Centre Géoscientifique de Québec.

Ce projet a été financé par la Commission Géologique du Canada dans le cadre du programme de l'Initiative Géoscientifique Ciblée (2000-03). J'ai également bénéficié de bourses d'études de l'INRS-ETE.

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Carte géologique simplifiée du domaine de Natashquan.....	4
Figure 2.1 Geological sketch map and cross-section of the study area.....	24
Figure 2.2 Overprinting structures and migmatites	33
Figure 2.3 Simplified map of lineation trajectories and stereonet.....	36
Figure 2.4 Relationship between the penetrative fabrics, flanking shear bands and stretching axes.....	38
Figure 2.5 Flanking shear bands.....	40
Figure 2.6 Stereonets of conjugate flanking shear bands.....	42
Figure 2.7 Suggested deformation path for three regions of the study area according to a diapiric model.....	47
Figure 2.8 Cartoon of the regional tectonic evolution.....	53
Figure 3.1 Champs de déformation d'un stade intermédiaire d'une évolution diapirique	58
Figure 3.2 Modèle centrifuge de sagduction et données structurales de la fosse de Davy.....	62
Figure 3.3 Bloc diagramme d'un complexe à noyau métamorphique.....	63
Figure 3.4 Plissement superposé.....	66
Figure 3.5 Dômes en échelon et plis en fourreau mégascopiques.....	68
Figure 3.6 Dômes gneissiques formés par extrusion ductile.....	70

TABLE DES MATIERES

Résumé allongé.....	i
Remerciements.....	iii
Liste des figures.....	iv
CHAPITRE 1- Mise en contexte, problématique, méthodologie.....	1
1.1 Introduction.....	1
1.2 Contexte géologique.....	2
1.2.1 <i>Évolution tectonique</i>	2
1.2.2 <i>Unités lithodémiques</i>	5
1.2.3 <i>Géologie structurale</i>	7
1.2.4 <i>Métamorphisme</i>	8
1.3 Problématique et objectifs.....	9
1.3.1 <i>Évolution tectonique régionale</i>	9
1.3.2 <i>Les cisaillements migmatitiques</i>	10
1.3.3 <i>Objectifs</i>	11
1.4 Localisation.....	11
1.5 Méthodologie.....	12
1.6 Contribution des coauteurs de l'article.....	15
CHAPITRE 2- Migmatitic structures and solid-state diapirism in orthogneiss domes, Eastern Grenville Province, Canada.....	17
2.1 Abstract.....	17
2.2 Introduction.....	18
2.3 Geological context.....	20
2.4 Lithologies.....	22
2.4.1 <i>Paragneiss</i>	22
2.4.2 <i>Pontbriand granite orthogneiss</i>	23
2.4.3 <i>Pashashibou augen granite orthogneiss</i>	25
2.4.4 <i>Migmatitic layered granite orthogneiss</i>	25
2.4.5 <i>Foliated aplitic granite</i>	27
2.4.6 <i>Amphibolite</i>	27

2.4 Regional metamorphism	28
2.5.1 <i>Overprinting structures and parageneses in mafic rocks</i>	28
2.5.2 <i>Migmatitic structures and metamorphic conditions</i>	28
2.5.3 <i>Geochronological constraints</i>	30
2.5.4 <i>Regional metamorphic conditions</i>	30
2.6 Structural geology	30
2.6.1 <i>Foliation trajectories</i>	31
2.6.2 <i>Lineation trajectories</i>	34
2.6.3 <i>Kinematic Analysis</i>	38
2.6.4 <i>High-strain zone</i>	44
2.7 Discussion	45
2.7.1 <i>Dome-forming mechanisms</i>	45
2.7.2 <i>A solid-state diapiric model for the Aguanish Complex</i>	48
2.7.3 <i>Thermomechanical conditions</i>	51
2.7.4 <i>Tectonic model</i>	52
2.8 Conclusion.....	54
2.9 Acknowledgement.....	55
CHAPITRE 3- Mécanismes de formation de dômes gneissiques	57
3.1 Diapirisme	57
3.2 Sagduction.....	61
3.3 Distension.....	62
3.4 Raccourcissement.....	64
3.4.1 <i>Plissement superposé</i>	64
3.4.2 <i>Raccourcissement d'une anisotropie horizontale</i>	66
3.5 Cisaillement.....	67
3.5.1 <i>Dômes en échelon</i>	67
3.5.2 <i>Plis en fourreau</i>	68
3.6 Extrusion ductile (« channel flow »).....	69
3.7 Conclusion.....	73

CHAPITRE 4- Conclusion, recommandations et apports scientifiques.....	75
Liste des références.....	79

CHAPITRE 1

MISE EN CONTEXTE, PROBLÉMATIQUE ET MÉTHODOLOGIE

1.1 Introduction

L'étude rapportée dans ce mémoire s'inscrit dans le cadre de l'Initiative géoscientifique ciblée de la Commission Géologique du Canada, intitulée : « Cadre et évolution tectonique du Groupe de Wakeham et des terrains adjacents, Province de Grenville ». Le Groupe de Wakeham est l'un des éléments lithotectoniques principal du Grenville oriental (Fig. 1.1). Une grande partie de cette séquence métasédimentaire est exposée dans la synforme de Davy, une structure de plus de 40 X 100 km à laquelle nous référons ici sous le nom de « fosse de Davy » (Fig. 1.1). Les roches qui occupent le cœur de cette structure présentent des paragenèses métamorphiques indicatrices des faciès des schistes verts à amphibolite inférieur (Indares et Martignole, 1993; Verpaelst et al., 1999). En plus des métasédiments, plus du tiers des affleurements de la fosse de Davy sont formés de filons-couches mafiques appartenant à la Suite de Robe-Noire (Verpaelst et al., 1999). Ces roches sont bordées par des complexes orthogneissiques de haut-grade métamorphique d'affiliation incertaine (Gobeil et al., sous presse). Les photographies aériennes de ces complexes font ressortir de spectaculaires dômes de dimensions kilométriques. De tels dômes gneissiques, en raison de leur présence dans plusieurs contextes orogéniques différents et des nombreux mécanismes invoqués pour leur formation, ont fait l'objet de plusieurs études expérimentales et de terrain (cf. Dixon, 1975; Ramberg, 1981; Brun, 1983; Schwerdtner, 1990; Van Den Driessche et Brun, 1994 ; Bouhallier et al., 1995; Collins et al., 1998; Kloppenburg et al. 2001). Ces études permettent de dresser une liste de critères structuraux pouvant mener à l'identification du mécanisme de formation à l'origine des dômes étudiés et, par extension, d'aider à la reconstitution du contexte orogénique lors de leur formation.

Ce travail présente l'analyse structurale des dômes orthogneissiques du Complexe d'Aguanish qui borde le flanc sud-est de la fosse de Davy (Fig. 1.1). Les patrons structuraux de ce complexe seront comparés, contrastés et analysés afin d'identifier le mécanisme de formation des dômes. Une attention particulière est portée sur l'analyse cinématique des cisaillements migmatitiques

conjugués omniprésents dans la région d'étude, afin de déterminer si leur géométrie et leur distribution sont liées à l'évolution structurale des dômes.

Ce mémoire est constitué d'une introduction, rédigée en français, d'un article rédigé en anglais, et d'une section portant sur les mécanismes de formation des dômes gneissiques.

1.2 Contexte géologique

1.2.1 Évolution tectonique

La Province de Grenville est formée de roches ayant subi les effets d'un événement tectonométamorphique majeur vers 1,0 Ga. Elle s'étend du Labrador au sud-est de l'Ontario avec des fenêtres tectoniques jusqu'au Mexique (Rivers, 1997). Les éléments structuraux principaux de cet orogène ancien sont les failles de chevauchement régionales ayant accommodé un transport tectonique vers le NO (Rivers., 1997). Alors que la portion SO de la province a été le site de nombreuses études géologiques, la portion orientale est beaucoup moins étudiée, notamment en raison d'un accès plus difficile. Cependant, les travaux réalisés au Labrador (cf. Gower, 1996) et, plus récemment en Moyenne Côte-Nord par le Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN; Gobeil et al., sous-presse; Wodicka et al., sous presse) révèlent une histoire géologique complexe s'étendant de 1,7 Ga à ca. 1,0 Ga qui est marquée de plusieurs événements magmatiques, métamorphiques et tectoniques. Les travaux du MRN ont permis de subdiviser la Moyenne Côte-Nord en trois grands domaines tectonostratigraphiques qui sont, d'ouest en est, les domaines de Lac-à-L'Aigle, de Saint-Jean et de Natashquan. Le Complexe d'Aganish est situé dans le domaine de Natashquan et est l'un des complexes gneissiques entourant le Groupe de Wakeham, l'un des plus grands bassins métasédimentaires de la Province de Grenville (Fig. 1.1).

Même s'il n'en reste que peu de trace, l'évolution tectonique de la Moyenne Côte-Nord s'est vraisemblablement amorcée sur la marge de Laurentia stabilisée lors de l'orogénèse labradorienne au Paléoprotérozoïque vers 1660 Ma (Gower, 1996; Gobeil et al., sous presse;). C'est sur cette marge que se serait déposé le Groupe de Wakeham (GW; Gobeil et al., sous

presse). Les complexes gneissiques granitiques entourant le GW (Fig. 1.1) seraient le produit du plutonisme granitique associé à l'orogénie pinwarienne entre 1515 Ma et 1485 Ma (Gobeil et al., sous presse). Un premier épisode plutonique de type anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG) s'est produit entre 1378-1351 Ma dans le domaine de Lac-à-L'Aigle. Cet épisode fut suivi par des intrusions de signature anorogénique entre 1339-1222 Ma (Gobeil et al., sous presse). La période 1181-1123 Ma est caractérisée par un magmatisme d'environnement intraplaque mafique et felsique ayant culminé par la mise en place d'un des plus grands complexes de type AMCG de la Province de Grenville, soit la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (SAHSP) dans le domaine de Saint-Jean (Fig. 1.1). Comme c'est le cas dans plusieurs régions du Grenville, cette période de magmatisme AMCG a été suivie, quelques dizaines de millions d'années plus tard, du pic métamorphique entre 1083-1075 Ma. Les travaux de terrain effectués par le MRN dans la portion occidentale du domaine de Saint-Jean, plus de 100 km à l'ouest du GW, suggèrent que cet épisode métamorphique serait lié à un transport tectonique vers le NO (Wodicka et al., sous presse). Cependant, les âges métamorphiques dans le domaine de Natashquan sont beaucoup plus jeunes et se situent entre 1030 Ma et 998 Ma. Cette même période est caractérisée par une tectonique en chevauchement au Front de Grenville, pendant qu'un épisode de plutonisme granitique est enregistré dans les domaines de Lac-à-L'Aigle et de Saint-Jean (Gower, 1996; Gobeil et al., sous presse).

ORDOVICIEN

Formations Mingan et Romaine

Calcaire et grès

NÉOPROTÉROZOÏQUE

Granite La Galissonnière

Gabbro

MÉSOPROTÉROZOÏQUE

DOMAINE DE SAINT-JEAN

Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre

Mangérite

Anorthosite, norite, gabbro

DOMAINE DE NATASHQUAN

Suite de Robe-Noire

Gabbro

Complexe de Bult

Gneiss granitique et paragneiss

Complexe d'Aguanish

Orthogneiss granitique

Complexe de Boulain

Gneiss granitique et tonalitique

Groupe de Wakeham

Metasédiments

Havre-Saint-Pierre

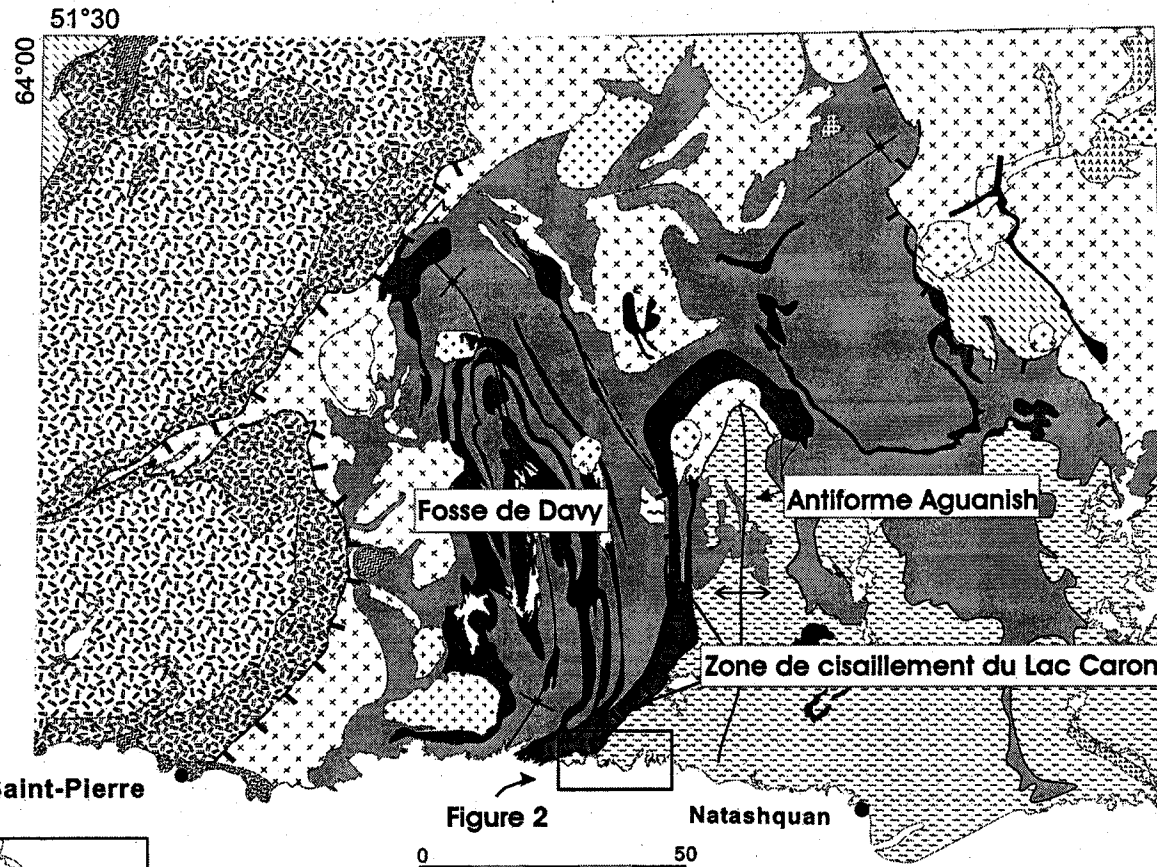


Figure 2

Natashquan



kilomètres

61°00'

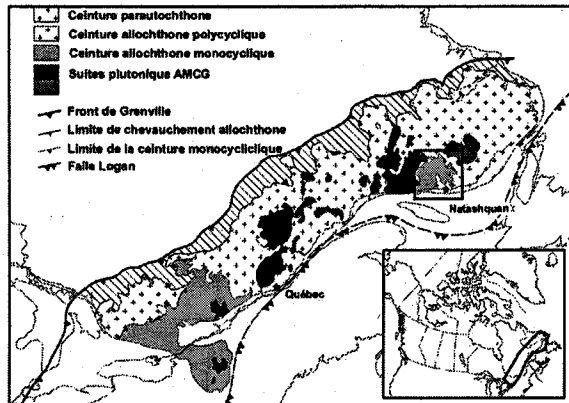


Figure 1.1 Carte géologique simplifiée de la région entourant le Complexe d'Aguanish; incluant le Groupe de Wakeham, la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et la Suite mafique de Robe-Noire. En médaillon: localisation dans la Province de Grenville et dans le Canada.

1.2.2 Unités lithodémiques

1.2.2.1 Groupe de Wakeham

Le Groupe de Wakeham est une séquence supracrustale, composée en grande partie de roches silicoclastiques et de quelques roches volcaniques, qui affleure sur une superficie de plus de 8 100 km² à partir de la rive nord du Saint-Laurent dans le secteur de la Moyenne Côte-Nord. Les métasédiments sont en général des dérivés de grès d'une grande uniformité contenant des structures sédimentaires, notamment des laminations entrecroisées, des rides de courant de même que des cupules et piliers (Gobeil et al., sous presse). Ces caractéristiques seraient compatibles avec un milieu de dépôt de haute énergie dans un bassin subsident, suggérant un environnement de type marge continentale ou bassin d'arrière arc-continental. L'âge de dépôt des sédiments est estimé être compris entre 1600 Ma, âge des plus vieux zircons détritiques (Larbi et al., sous presse; Wodicka, sous presse) et 1500 Ma, âge des intrusions les plus anciennes (Wodicka et al., sous presse). De plus, un âge U-Pb de 1503 ± 11-9 Ma obtenu sur des roches volcaniques felsiques provenant d'un diverticule au SE du GW confirme l'âge estimé par le MRN (van Breemen et Corriveau, 2001).

1.2.2.2 Suite de Robe-Noire

De nombreux filons-couches de gabbros sont intercalés et plissés avec les sédiments de la portion occidentale du GW (Fig. 1.1). Ces gabbros font partis de la Suite mafique de Robe-Noire, dont la signature géochimique correspond à celle de basalte intraplaques d'affinité tholéiitique (Scherrer, 2003). Ces filons-couches constituent près du tiers du volume des roches comprises dans la fosse de Davy.

Un âge de cristallisation ignée U-Pb sur baddeleyite ca. 1177 ± 5/-4 Ma a été obtenu sur un gabbro pegmatitique provenant du secteur nord de la fosse de Davy (Martignole, et al., 1994). Cet âge de mise en place fixe une limite temporelle maximale pour l'événement de déformation ayant conduit à la formation de la fosse de Davy puisque ce sont les filons-couches mafiques, plissés avec les sédiments, qui sont à l'origine du patron structural régional (Fig. 1.1).

1.2.2.3 Complexes gneissiques

Le Groupe de Wakeham (GW) est entouré de complexes gneissiques en contact structural et intrusif. Le Complexe de Buit se situe à l'O et au NO du GW, et occupe la zone intermédiaire entre le GW et la Suite Anorthositique d'Havre-Saint-Pierre (SAHSP) (Fig. 1.1). Il est composé d'orthogneiss, de granitoïdes foliés, d'amphibolite, de paragneiss et de métasédiments migmatisés (Madore et al., 1999; Verpaelst et al., 1999). Alors qu'une monzonite foliée, prélevée dans le secteur N de ce complexe, a fourni un âge de 1079 ± 5 Ma (Loveridge, 1986), l'étude géochronologique effectuée par le Ministère des Ressources naturelles (MRN) est non-concluante pour le Complexe de Buit, mais conscrit tout de même l'âge de cristallisation maximale d'un gneiss granitique à 1535 Ma et l'âge minimum à 1052 Ma (Wodicka et al., sous presse).

La SAHSP contient plusieurs lobes d'anorthosite ceinturés par des enveloppes de mangérite-charnockite-granite, formant donc une suite AMCG typique. Les données géochronologiques actuelles suggèrent que cette suite a été mise en place lors de deux événements magmatiques distincts ; le premier se serait produit entre 1139 Ma et 1126 Ma (Emslie et Hunt, 1990; Wodicka et al. sous presse,) et l'autre vers 1.06 Ga (van Breemen et Higgins, 1993). Ces âges isotopiques proviennent de la portion occidentale de la SAHSP. Quoiqu'il n'existe aucune date pour les lobes situés près du GW, nous présumons que tous les lobes ont été mis en place lors de ces deux événements magmatiques.

La région d'étude de ce mémoire fait partie du Complexe d'Aguanish, qui est situé au sud du GW. Ce complexe est aussi issu du plutonisme granitique pinwarien puisque le MRN rapporte des âges d'environ 1500 Ma pour la cristallisation des granitoïdes de ce complexe (Wodicka et al., sous-presse). Un des échantillons provenant de la région d'étude a fourni un âge U-Pb de cristallisation de $1496 \pm 8-7$ Ma (Wodicka et al., sous-presse). Cet échantillon provient d'un orthogneiss granitique de la baie PontBriand (nommé « Pontbriand granite orthogneiss » dans le chapitre 2). Un orthogneiss granitique ocellé (« Pashashibou augen granite orthogneiss »), provenant aussi de la région d'étude, a fourni un âge U-Pb de 1495 ± 2 Ma, interprété comme le produit d'un épisode métamorphique pinwarien (Clark et Machado, 1995). Cependant, les observations de terrain recueillies lors de la présente étude montrent que l'orthogneiss granitique

oillé Pashashibou est clairement intrusif dans l'orthogneiss granitique Pontbriand, soulevant par le fait même des doutes sur l'interprétation de Clark et Machado.

1.2.3 Géologie structurale

Le patron structural de la portion occidentale du Groupe de Wakeham (GW) est caractérisé par la présence de la fosse de Davy, une synforme d'envergure régionale (~ 40 X 100 km) droite, d'axe NNO-SSE, plongeant faiblement vers le SSE dans sa partie septentrionale (Fig. 1.1; Sharma, 1973). Cette synforme s'incurve et se rétréci dans sa partie sud et présente une direction NE-SO (Fig. 1.1). Les données structurales préliminaires montrent que la partie sud de la fosse de Davy est une fosse de plus petite dimension (largeur de 10 km) présentant des flancs à fort pendage et des linéations sub-verticales. Par contraste, le patron structural de la portion orientale du GW est un patron en dômes et bassins, interprété comme le produit de plissement polyphasé (Indares et Martignole, 1993).

Des dômes kilométriques constituent l'un des trait caractéristique des complexes gneissiques entourant le GW. Tout comme le patron en dôme et bassin du GW oriental, ces dômes gneissiques ont été interprétés comme étant le produit d'une tectonique polyphasée (Davidson, 1998; Madore, 1999). Il est à noter cependant qu'aucune analyse structurale détaillée de ces dômes n'a été effectuée. En raison de la diversité des mécanismes pouvant conduire à la formation de dômes gneissiques (cf. Chap. 3) et des données générées dans cette étude, le modèle de plissement superposé doit être réévalué.

Le Complexe de Buit est séparé de la Suite-anorthositique d'Havre-Saint-Pierre(SAHSP) par deux zones de cisaillement importantes; soit la zone de cisaillement de l'Abbé-Huard au NO et la zone de cisaillement de Romaine à l'O (Fig. 1.1). Ces deux zones ont été interprétées comme des failles de chevauchement grenvilliennes avec un transport tectonique vers le NO (Madore et al., 1999; Verpaelst et al., 1999). Cependant, les travaux antérieurs effectués sur la zone de cisaillement de l'Abbé-Huard plus au NE font plutôt état d'un mouvement en extension senestre (Indares et Martignole, 1993; Indares, comm.pers.).

La zone de cisaillement du Lac Caron sépare le Complexe d'Aganish de la fosse de Davy. Cette zone s'étend sur quelques 75 km de direction N-S et s'incurve près de la rive nord du Fleuve Saint-Laurent pour épouser la forme de la fosse de Davy (Fig. 1.1). La déformation y était initialement ductile pour être ensuite réactivée lors d'une intense déformation cassante focalisée, caractérisée par une grande circulation de fluide, par des brèches et par le développement de petites zones de cisaillement schisteuses. Les données structurales disponibles, montrent que la linéation minérale, associée au mouvement ductile de cette zone, plonge suivant le pendage, i.e. vers l'O à 50 km au N de la région d'étude (Clark, comm. pers.) et vers le NO sur la rive du fleuve Saint-Laurent (Fig. 3.2)

1.2.4 Métamorphisme

Les travaux antérieurs, effectués à l'O du domaine de Saint-Jean, ont permis d'identifier un gradient croissant des conditions métamorphiques, du faciès amphibolite supérieur à l'O aux faciès granulite à l'E, à l'approche du contact avec la SAHSP (Gobeil et al., sous presse). Le pic de métamorphisme régional est attribué à l'épaississement crustal grenvillien entre 1083-1075 Ma (Wodicka et al., sous presse). Il est intéressant de noter que ces auteurs mentionnent qu'un modèle de sous-plaquage magmatitique de la lithosphère pourrait aussi être à l'origine du métamorphisme régional. De plus, le gradient croissant des conditions métamorphiques à l'approche de la SAHSP survient quelques 50 Ma après le premier épisode de plutonisme AMCG (~1130 Ma). Notons que ce laps de temps entre le pic de métamorphisme et la mise en place de complexes plutoniques de type AMCG est commun à tout le Grenville et compatible avec un modèle de réchauffement de la lithosphère par sous-plaquage (Emslie et Hunt, 1990). Selon ce modèle, le réchauffement de la lithosphère serait le résultat d'un épisode magmatique intense suivi d'une accumulation de magma à la base de la lithosphère. Pour une lithosphère de 80 km d'épaisseur, ce modèle prédit qu'il faudrait environ 80 Ma pour atteindre des conditions de pic métamorphique régional, donc bien au-delà des 50 Ma observées dans le domaine Saint-Jean (Wodicka et al., sous presse).

D'autre part, le grade métamorphique plus faible observé à l'intérieur du GW contraste avec le haut-grade métamorphique habituellement observé dans la Province de Grenville. Un gradient de métamorphisme, croissant du faciès des schistes verts au faciès amphibolite moyen à supérieur, a été reconnu à travers la fosse de Davy à l'approche des contacts avec les complexes environnants (Camion, 1991; Indares et Martignole, 1993; Gobeil et al., sous presse). Notons toutefois qu'un tel gradient métamorphique n'est pas présent dans la fosse de plus petite dimension et d'axe NE-SO sur la rive du fleuve Saint-Laurent.

Par ailleurs, de nouvelles données thermochronologiques viennent préciser l'âge du métamorphisme dans la région entourant la fosse de Davy (Wodicka et al., sous-pression). À l'O, dans le Complexe de Buit, un âge de $1052 \pm 6-4$ sur rutile est interprété comme l'âge du refroidissement sous l'isotherme d'environ 400°C . Encore ici, on notera que cet âge suit de quelques millions d'années le deuxième épisode de mise en place de la SAHSP (~1060 Ma). Dans le Complexe d'Aguanish, l'orthogneiss granitique Pontbriand, ayant fourni l'âge de cristallisation ignée de 1496 Ma, contenait aussi des cristaux de monazite. Quatre cristaux de monazites, dépourvus d'inclusions et de rapport Th-U identique, ont livré des âges concordants à supra-concordants de 1008, 1005, 1000 et 998 Ma (Wodicka et al., sous-pression).

1.3 Problématique et objectifs

1.3.1 Évolution tectonique régionale

La présente étude fait partie de l'initiative géoscientifique ciblée de la Commission Géologique du Canada intitulée : « Cadre et évolution tectonique de la Province de Grenville orientale ». L'un des buts de ce projet est de mieux comprendre et de réévaluer l'évolution tectonique du domaine de Natashquan en effectuant des études détaillées de régions ciblées. Mis à part les études de cartographie de la portion septentrionale du domaine effectué par le Ministère des Ressources naturelles (MRN) au cours de la dernière décennie, cet immense territoire a fait l'objet de très peu d'études géologiques récentes. Les géologues du MRN ont toutefois proposés un modèle d'évolution tectonique de la Moyenne-Côte-Nord qui suggère que les patrons structuraux des trois domaines lithotectoniques de la région soient le produit du chevauchement

des unités vers le NO suite à la collision continent-continent associée à l'orogénie grenvillienne (Gobeil et al. , 2003). Cette interprétation semble expliquer adéquatement le patron structural des domaines de Lac-à-L'Aigle et de la partie ouest du domaine de Saint-Jean, mais est difficilement compatible avec le patron structural complexe du domaine de Natashquan. En effet, une synforme d'envergure régionale, présentant des flans à fort pendage et un axe d'orientation NNO-SSE (la fosse de Davy) bordée de complexes gneissiques présentant un patron en dômes et bassins, n'est pas le résultat attendu d'une déformation par chevauchement vers le NO. De plus, ce modèle ne fournit aucune explication quant au gradient métamorphique croissant du cœur de la fosse vers les contacts avec les complexes gneissiques migmatisés avoisinants (Camion, 1991 ; Indares et Martignole, 1993;).

L'objectif de cette étude de maîtrise est de documenter l'évolution structurale du Complexe d'Aguanish marqué par la présence de dômes de dimensions kilométriques clairement visibles sur photographies aériennes. Les dômes étudiés bordent le flanc SO de la partie sud de la fosse de Davy. On sait que les dômes gneissiques sont présents dans plusieurs contextes géodynamiques différents et que différents processus tectoniques peuvent mener à leur formation (cf. Chap. 3 de ce mémoire). L'identification du (ou des) mécanisme à l'origine des dômes du Complexe d'Aguanish est donc susceptible de fournir des informations clés pour la compréhension de l'évolution tectonique régionale.

1.3.2 Les cisaillements migmatitiques

D'autre part, que les dômes gneissiques soient situés dans le cœur d'orogènes de collision (Himalaya, Alpes), d'extension, (Cordillère canadienne, Anatolides de Turquie) ou au cœur des cratons archéens (Pilbara, Australie, Dharwar, Inde), la plupart sont constitués de roches de haut-grade métamorphique, souvent migmatitiques (cf. Chap. 4). De plus, le mobilisat des migmatites est souvent localisé dans des sites de plus faible pression créés par la déformation (cf. Melleland, 1983, 1988; Vanderhaeghe, 1999; Sawyer, 2001; Brown, 2001). Ces sites sont soit perpendiculaires à la foliation, comme dans le cas des nez de boudins ou des « foliation-boudins » (Platt et Vissers, 1980), ou encore obliques et localisés dans des zones de cisaillement d'extension mésoscopiques (les « extensional shear bands » et « asymmetric foliation-boudins »

de Platt et Vissers, 1980) ou dans le cœur des plis mésoscopiques (Vernon, 2001). Malgré leur abondance, très peu d'études ont porté sur la distribution de structures migmatitiques dans un dôme gneissique (c.f. Vanderhaeghe, 1999).

Les travaux de reconnaissance effectués dans la présente région d'étude ont fait ressortir l'omniprésence de cisaillements migmatiques recoupant la foliation des orthogneiss granitiques. Ces cisaillements se présentent habituellement en deux ou trois groupes d'orientation différentes à chaque affleurement. Ainsi, le second objectif de la présente étude est de faire l'analyse structurale détaillée de ces cisaillements migmatiques dans le but de comprendre leur mécanisme de formation et de déterminer, s'il y a lieu, le lien entre ces cisaillements, la migmatisation et la formation des dômes.

1.3.3 Objectifs

Le présent travail tentera de répondre aux interrogations suivantes :

- i) Quels sont les patrons structuraux caractérisant les dômes orthogneissiques migmatisés de la région d'étude?
- ii) Quelles conditions structurales et métamorphiques ont contrôlé le développement des cisaillements migmatitiques conjugués? Sont-ils liés à la formation des dômes ?
- iii) Parmi tous les mécanismes de formation de dômes gneissiques possibles, quel est celui à l'origine de la formation des dômes du Complexe d'Aganish?
- iv) Quelles sont les répercussions de l'identification de ce mécanisme sur le modèle tectonique régional ?

1.4 Localisation

Une région d'environ 15 X 8 km située sur la rive nord du Fleuve Saint-Laurent, entre Havre Saint-Pierre et Natashquan, a été choisie comme site d'étude. Plusieurs facteurs font de cette région un site de premier choix pour effectuer une étude structurale. Premièrement, la qualité de

l'affleurement sur la côte et les îles côtières est exceptionnelle en raison de l'action de vagues et marées salines qui lavent les affleurements de tout lichen. L'affleurement est donc continu et permet l'observation directe et détaillée des contacts lithologiques et des structures complexes qui caractérisent habituellement les terrains de haut grade métamorphique. Ensuite, les photographies aériennes de la région révèlent la présence de trois dômes, dont l'un est presque complet (dôme de Jalobert). En outre, la localisation des dômes dans le mur immédiat de la zone de cisaillement du Lac Caron qui sépare le Complexe d'Aganish de la fosse de Davy est susceptible de permettre de clarifier le lien structural entre la formation des dômes et celle de la fosse de Davy. Enfin, une route comportant de nombreuses coupes dynamitées traverse la région d'étude perpendiculairement au grain structural.

1.5 Méthodologie

Cette section présente chronologiquement les différentes étapes de réalisation de cette étude :

- 1) *Revue de la géologie régionale*
- 2) *Identifications des différentes problématiques* pouvant potentiellement être résolues par une analyse structurale de la région ciblée.
- 3) *Photo-interprétation régionale*. Une carte des trajectoires structurales majeures couvrant les feuillets 12L6, 12L7, 12L8 a été réalisée à partir de photographies aériennes d'échelle 1:40 000. Cette carte a fait ressortir la présence de dômes kilométriques de part et d'autre de la fosse de Davy.
- 4) *Étude de terrain*. La saison de terrain s'est déroulée aux mois d'août et septembre 2001. Les données structurales ont été recueillies soit sur les îles et la côte lors de "saute-mouton" en bateau pneumatique, sur la côte et les terres lors de cheminements à pied de 5 à 8 kilomètres ou le long de la route en camion. Sur tous les affleurements visités, les lithologies, l'orientation et le type de foliations et linéations (minérale, d'étirement...) ont été notées, de même que l'orientation et l'identification des principales structures mésoscopiques (cisaillement migmatitiques, clivage de crénulation, axes de plis, indicateurs cinématiques, etc.). De plus, chaque affleurement s'est vu attribuer un type de tectonite (L, L>S, L=S, S>L, S). Lorsque jugé nécessaire, un échantillon orienté a été prélevé.

- 5) *Coupe d'échantillons.* Dès le retour à Québec, au mois d'octobre 2001, tous les échantillons orientés ont été coupés et envoyés au laboratoire pour la confection de lames minces.
- 6) *Compilation des données.* Les données ont été compilées dans une base de données de type Access à l'aide du logiciel Fieldlog, logiciel de la Commission Géologique du Canada fonctionnant en environnement Autocad.
- 7) *Analyse structurale.* Tout au long du processus d'analyse (qui s'est échelonné sur trois trimestres) de nombreuses projections stréréographiques des données structurales ont été créées à l'aide des logiciels Fieldlog (pour l'extraction des données) et Spheristat. Afin d'extraire le maximum d'information de ces projections, les données structurales (foliation, linéations, cisaillements) ont été associées par types, localisation géologique, lithologies, domaines structuraux, valeurs spécifiques de direction, plongée, pendage ou sens de rotation et/ou autres associations complexes de ces paramètres.
- 8) *Photo-interprétation détaillée de la région d'étude.* Une carte des trajectoires structurales de la région d'étude a été dessinée à partir des photographies aériennes (échelle 1:15 000). Puis, ces photographies ont été numérisées et géoréférencées, et les trajectoires structurales ont été numérisées afin de créer une carte Autocad.
- 9) *Dessin des cartes.* À partir de cette carte des trajectoires structurales, des cartes géologiques et structurales ont été dessinées à l'aide des logiciels Autocad et CorelDraw.
- 10) *Revue de la littérature.* Une revue extensive de la littérature s'est échelonnée sur trois trimestres au cours de laquelle quelques 250 articles ont été consultés.
- 11) *Description des lames minces.* Une description détaillée de la minéralogie, des structures et des paragenèses métamorphiques a été faite pour chaque lame-mince. En raison de la forte recristallisation ayant affecté les roches de la région, aucune donnée structurale pertinente n'est ressortie des lames-minces.
- 12) *Analyse des photographies de terrain.* Chaque diapositive prise sur le terrain a été soigneusement examinée à l'aide du binoculaire ou du projecteur à diapositives. Étant donné que la signification cinématique des cisaillements migmatitiques n'a été

comprise qu'au retour du terrain, cet exercice a permis d'extraire des informations clefs pour l'analyse cinématique.

- 13) *Préparation et présentation d'une affiche et d'une conférence.* J'ai présenté une conférence au congrès de la *Geological Society of America (GSA)* à Springfield au Massachusset en avril 2002. Cette conférence, intitulée « *Structural evolution of gneissic domes in the footwall of the Wakeham Group, Eastern Grenville Province, Canada* » fut présentée lors de la session *New Perspectives in the Grenville Orogen*. Par la suite en octobre 2002, j'ai présenté une affiche à la réunion annuelle de la GSA à Denver, Colorado. Cette affiche intitulée « *Mesoproterozoic solid-state diapirism and basin sinking in the Eastern Grenville Province* » a été présentée dans le cadre de la session intitulée: *Thermal and Mechanical Significance of Gneiss Domes in the Evolution of Orogens*. Alors que le premier événement m'a permis de me familiariser avec les grandes rencontres scientifiques, le deuxième m'a permis de présenter, de tester et de défendre les résultats de cette étude face à la communauté scientifique externe. En outre, c'est suite à la présentation de cette affiche que j'ai été invité à soumettre un article pour un volume spécial du GSA, intitulée *Gneiss domes and Orogeny*. Cet article constitue le cœur de ce mémoire.

1.6 Contribution des coauteurs de l'article

Les résultats de l'étude rapportés dans ce mémoire sont présentés sous la forme d'un article scientifique au second chapitre. Cet article a trois coauteurs : Félix Gervais, Dr. Léopold Nadeau (directeur de recherche) et Dr. Michel Malo (codirecteur de recherche). Cette section vise à éclaircir l'apport des co-auteurs à l'article.

Les travaux de terrain, sur lesquels se basent les résultats de l'étude présentée au second chapitre, ont été effectués par l'auteur de ce mémoire, Dr. Léopold Nadeau et Guy Scherrer. L'excursion géologique de la région d'étude lors de la visite de Dr. Malo a permis d'éclaircir certains points litigieux.

Les premières versions du manuscrit du second chapitre ont été écrites par l'auteur et ont par la suite bénéficié des révisions détaillées effectuées par Dr. Léopold Nadeau. La qualité du manuscrit a par la suite été successivement améliorée par les corrections effectuées par Dr. Michel Malo, Dr. Richard L. Brown et Dr. Jean Bédard. Ces derniers sont particulièrement remerciés d'avoir volontairement accepté de corriger le manuscrit.

Toutes les figures, cartes et photos présentés dans l'article qui suit ont été réalisées par l'auteur. En outre, les résultats, hypothèses et conclusions de cet article représentent l'aboutissement des travaux de l'auteur qui en porte l'entière responsabilité.

Chapitre 2

Migmatitic structures and solid-state diapirism in orthogneiss domes, Eastern Grenville Province, Canada

Félix Gervais^a, Léopold Nadeau^b, Michel Malo^a

^a Institut National de la Recherche Scientifique- Eau, Terre & Environnement

^b Geological Survey of Canada

2.1 Abstract

In the Aguanish Complex of the eastern Grenville Province, foliation trajectories, along with the contacts between migmatized orthogneissic sheets, define kilometre-scale domes. We present a detailed structural analysis of three of these domes with an emphasis on the distribution of the principal stretching axes derived from conjugate flanking shear bands (melt-filled extensional shear bands). Noteworthy structural elements formed synchronously with the development of domes are: 1) maximum and minimum stretching axes, derived from the conjugate flanking shear bands, are distributed tangentially along the envelopes of domes, and radially towards the cores of domes, respectively; 2) a radial distribution of elongation lineations in the core of the most exposed dome; 3) the local convergence of lineations and fold axes towards a vertical triple junction of foliation trajectories at the junction between two of these domes and the adjacent supracrustal trough; 4) the development of a horizontal foliation overprinting a steeply-dipping fabric, in the core of the most exposed dome. We argue that a melt-enhanced, solid-state diapiric model best explains the aforementioned features.

At the regional scale, we suggest that this diapiric process resulted from the lateral escape of the thermally-softened granitic middle-crust of the Aguanish Complex, which was pushed up to compensate for the sagduction (gravity-

sinking) of the denser overlying Wakeham Group, previously overloaded by the emplacement of voluminous gabbroic sills. In turn, the thermal softening of the middle granitic crust can be related to the coupled effects of thermal blanketing by the gabbroic sills, and underplating of hot anorthosite-mangerite-charnockite-granite magmas associated with the intrusion of a large Grenvillian anorthositic complex.

2.2 Introduction

Gneiss domes have been documented in several distinct tectonic settings, including the cores of collision-type orogens (e.g. Himalaya: Lee et al., 2000), extensional orogens (e.g. the Canadian Cordillera: Brown and Read, 1983; Vanderhaeghe et al., 1999), and in Archean cratons (e.g. the Pilbara and Dharwar cratons of Australia and India: Bouhallier et al., 1995; Collins et al., 1998). A number of different dome-forming mechanisms have been invoked including: cross-folding (Van Staal and Williams, 1983; Ramsay and Huber, 1987; Schwerdtner, 1990) and en-echelon folding (Platt, 1980), uplift following the extensional unroofing in metamorphic core complex (e.g. Brown and Read, 1983; Van Den Driessche and Brun, 1991-1992; Kloppenburg et al. 2001), kilometre-scale sheath folding (Lacassin and Mattauer, 1985; Goscombe, 1991), and magmatic or solid-state diapirism (e.g. Brun et al., 1981; Dixon, 1975; Bouhallier et al., 1995; Collins et al., 1998). Overall, despite a long history of investigation, the origin of gneiss domes remains controversial (e.g. Collins et al., 1998 vs Kloppenburg et al. 2001). In order to determine which mechanism has taken place, a list of diagnostic criteria, based on field and experimental studies (e.g. Dixon, 1975) has been established for each dome-forming mechanism (see Brun, 1983; Choukroune, 1995; Marshak et al., 1997, Collins et al., 1998).

When domes are formed by cross-folding, a viscosity contrast between the layers is required in order for the folds to develop (Ramsay and Huber, 1987, pp.392-397; Weijermars, 1992). In the middle crust, a large viscosity contrast between granitic gneissic sheets is not expected, and cusped-lobate folds, with the most competent rocks forming the lobes, should dominate (Brun, 1983; Ramsay and Huber, 1987, pp.392-397). If domes develop from cusped-lobate folds, they will occupy the competent lobes (Watkinson, 1981; Schwerdtner, 1990). Therefore, a buckling

mechanism cannot be considered if it can be demonstrated that the dome core was less viscous than its envelope at the time of doming.

Gneiss domes are often encountered in metamorphic core complexes (e.g. Brown and Read, 1983; Brun and Van Den Driessche, 1994; Vanderhaeghe, 1999). The distinctive structural elements of all metamorphic core complexes are: 1) a unidirectional distribution of stretching lineations (Brun, 1983; Lister and Davis, 1989;), 2) a brittle-ductile extensional detachment fault with unequivocal sense of shear separates the high-grade rocks of the footwall from low-grade, brittlely-deformed rocks of the hangingwall (Brun and Van Den Driessche, 1994).

The large-scale sheath-folding model is of interest for the present work, as it was suggested for the origin of gneiss domes in other Precambrian high-grade terrains (e.g. Goscombe, 1991). Domes formed by this model show well-developed stretching lineations of constant orientation and evidence for intense tangential shearing.

Finally, diapirism requires a gravitational instability and should produce distinct structural patterns that vary with the evolution stage and the position within a diapir. An immature diapir often present the following strain patterns (Dixon, 1975; Ramberg, 1981; Brun, 1983; Bouhallier et al., 1995; Choukroune, 1995; Barnichon et al., 1999): 1) a radial pattern of stretching lineations associated with a dome-up sense of shear; 2) a transition from a constrictive vertical fabric in the trunk to a horizontal flattening fabric in the vertex of the diapir; 3) radial upright buckle folds in the trunk. By contrast a more mature stage of diapirism is characterized by strain patterns corresponding with the tangential stretching of the vertex of the diapir (Dixon, 1975; Barnichon et al., 1999). The expected interference pattern between diapirs is a vertical triple junction of foliation trajectories, within which flow lines converge (Brun et al., 1981; Bouhallier et al., 1995). Therefore, gneissic terrains affected by diapirism present a great variation in the types and orientation of tectonites (Choukroune, 1995).

While gneiss domes are common in the Mesoproterozoic Grenville Province of Canada few studies have focussed on their origin (e.g. Schwerdtner and Lumbers, 1980, Schwerdtner, 1987).

Gneiss domes are particularly well developed in a group of orthogneissic complexes that surround the metasedimentary Wakeham Group in the eastern Grenville Province. Their origin has been traditionally attributed to polyphase folding, but this interpretation is not based on a detailed structural study (Davidson, 1998; Madore et al., 1999).

In addition, while many gneiss domes in the world contain migmatitic structures, few studies have discussed the distribution of migmatite veins in a gneiss dome region. (e.g. Vanderhaeghe, 1999). This paper presents a detailed structural analysis, with an emphasis put on the distribution of melt-filled conjugate extensional shear bands (or conjugate flanking shear bands), of three migmatite orthogneiss domes of the Aguanish Complex, located in the footwall of the regional-scale Davy trough. We will argue that a melt-enhanced solid-state diapirism model best explained the strain patterns of the Aguanish Complex domes.

2.3 Geological context

The Aguanish Complex is located in the eastern segment of the Mesoproterozoic Grenville Province of Canada. The eastern Grenville Province consists largely of Labradorian (>1600 Ma) and Pinwarian (1530-1450 Ma) high-grade plutonic rocks reworked by Grenvillian orogenesis (1080-970 Ma; Gower, 1996). Within the eastern Grenville Province, the Wakeham Group metasedimentary succession and the extensive Havre Saint-Pierre anorthositic Suite (HSPAS), one of the largest anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes of the Grenville Province, contrast with the surrounding high-grade granitic orthogneiss complexes (Fig. 1.1; Davidson, 1998).

Even if the Quebec's Ministry of Natural Ressources conducted geological surveys of the Wakeham Group area in the last decade (e.g. Gobeil et al., in press; Wodicka et al., in press), this vast area still remains largely unstudied. In this section, we summarize the work of the Quebec's Ministry of Natural Ressources (Gobeil et al., in press; Wodicka et al., in press).

Siliciclastic rocks of the Wakeham Group are the oldest rocks in the vicinity of the study area (Wodicka et al., in press) and one of the rare localities where greenschist facies rocks are present

in the Grenville Province (Indares and Martignole, 1993). The deposition age of the easternmost part of the Wakeham Group lies between 1600-1500 Ma (Larbi et al., in press; van Breemen and Corriveau, 2001) whereas no dates are available for the deposition age of the western part (Fig. 1.1). Of significance is the concentric increase in metamorphic grade from greenschist in the centre of the Wakeham Group basin to upper amphibolite towards its margins in contact with the surrounding migmatized gneiss complexes (Camion, 1991; Indares and Martignole, 1993). Another distinctive feature of the western part of Wakeham Group is the Davy trough, a regional, N-S trending, tight and right synformal structure with a shallowly SSE-plunging axis (Fig. 1.1; Sharma, 1973). The Davy trough contains a large amount of gabbroic sills (~30 % of the outcrop area; Fig. 1.1) that are folded together with the metasediments of the Wakeham Group. The sills belong to the Robe-Noire Suite, constituted of tholeiitic basalt (Scherrer, 2003), emplaced at 1177 Ma (Martignole, 1994). One of the consequences of the emplacement of voluminous mafic intrusions is the increase in density of the upper crust.

The HSPAS is the largest of four anorthositic suites that occupy an extensive area to the west of the Wakeham Group (Fig. 1.1; Gobeil et al., in press). Geochronological dating of the western part of the HSPAS (50-100 km west of Fig. 1.1) suggest an emplacement in two pulses, the first between ca. 1133 and 1126 Ma (Emslie and Hunt, 1990; Wodicka et al., in press), some 40-50 Ma after the emplacement of the Robe-Noire Suite, and the second at ca. 1060 Ma (van Breemen and Higgins, 1993). This suggests that a protracted period of extensive underplating of the lithosphere below the Wakeham Group may have taken place from 1177 Ma to 1060 Ma. The size of the HSPAS and the protracted period of AMCG magmatism imply the establishment of a major thermal anomaly in both the mantle and overlying crust.

The Aguanish Complex is one of the migmatized gneissic complexes that surround the Wakeham Group (Fig. 1.1). These gneissic complexes consist mainly of variably migmatized granitoid emplaced during the Pinwarian orogenesis between 1515-1485 Ma, with a subordinate amount of paragneiss rafts and boudinaged amphibolite dikes (Gobeil, et al., in press; Wodicka et al., in press). Available U-Pb dating on titanite, monazite and rutile suggest a protracted history of metamorphism between 1052 Ma and 938 Ma for these complexes (Wodicka et al., in press). The exact nature and tectonic significance of these metamorphic ages remain to be established.

Gneiss domes are widespread in these complexes and their origin has been attributed to polyphase folding (Davidson, 1998; Madore et al., 1999), an interpretation which may need revision in light of our results.

The brittle-ductile Lac Caron shear zone separates the Davy trough from the Aguanish Complex (Fig. 1.1). This shear zone dips steeply towards the Davy trough and extends for more than 75 km in a N-S direction, then bends in a NNE-SSW direction near the St-Lawrence River (Fig. 1.1). The Lac Caron shear zone evolved from an amphibolite-grade, ductile deformation regime to a greenschist facies, brittle deformation regime. Available structural data indicate that lineations associated with the shear zone dips to the W, some 50 km north of the study area, where the shear zone has a N-S direction (Clark, pers. comm.), and dips to the NNW near the study area, where the shear zone strikes NNE-SSW. Moreover, a small (10 km wide) ENE-WSW trending trough crops out further NW of the Lac Caron shear zone adjacent to the domes of the study area. Preliminary structural data indicate that mineral and stretching lineations in the trough are largely vertical (Nadeau, unpublished data).

2.4 Lithologies

The study area is located within the Aguanish Complex, in the immediate footwall of the Lac Caron shear zone (Fig. 1.1). It consists of a 30 km E-W transect, along the well-exposed shoreline of the St-Lawrence River, complemented by inland stations. The main structural features of the Aguanish Complex are kilometre-scale domes. Three domes are clearly defined in the study area; these are, from west to east, the Watshishou, the Pontbriand and the Jalobert domes, which constitute the dominant element of the structural domains discussed hereafter (Fig. 2.1.1).

2.4.1 Paragneiss

The oldest rocks of the Aguanish Complex crop out as isolated screens and rafts of quartzite and aluminous paragneiss. Screens are usually a few tens of meters thick and extend for a few hundred meters along strike. They are always concordant to the foliation in the orthogneisses

Rafts are meter-scale enclosed by orthogneiss bodies. These paragneiss relic occur only in the vicinity of the Lac Caron shear zone, which suggests that they were metasediments of the Wakeham Group. Although these metasedimentary relics are extensively recrystallized, cross-beds are locally well preserved in quartzite.

2.4.2 Pontbriand granite orthogneiss

The oldest intrusive rock in the Aguanish Complex is the Pontbriand granite orthogneiss. U-Pb dating of igneous zircon from this orthogneiss yielded a crystallization age ca. 1496 \pm 8-7 Ma (Wodicka et al., in press). The largest body of this orthogneiss in the study area crops out outside the domes. A ~1 km wide sheet of Pontbriand granite orthogneiss defines the core region of the Jalobert dome (Fig. 2.1) and meter-scale sheets are interleaved with other lithologies in the migmatitic core of the Watshishou dome (Fig. 2.1).

The Pontbriand granite orthogneiss is a medium to coarse grained (2-8 mm), pinkish-gray, K-feldspar-porphyritic, granite orthogneiss containing 10 to 15% of mafic minerals, mostly biotite and hornblende (Fig. 2.1). The rocks are well foliated and distinctly lineated. Pervasive recrystallization tends to mask an original porphyritic texture. The sheet that crops out within the Jalobert dome is significantly more melanocratic, containing up to 30% of mafic minerals (mostly biotite) and exhibits ubiquitous, foliation-parallel, granitic veins.

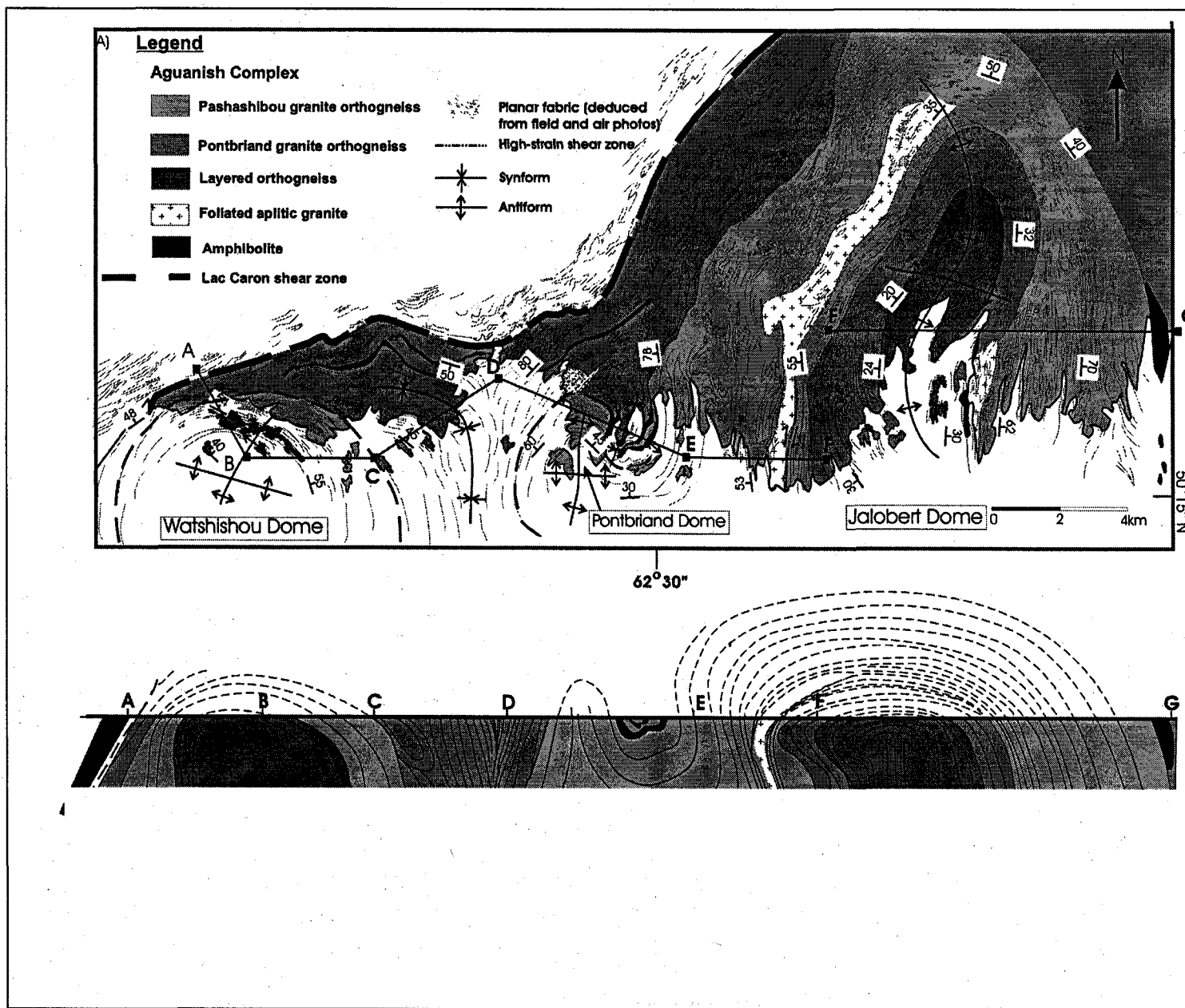


Figure 2.1 Geological sketch map and cross-section of the Aguanish Complex in the study area. The map features representative foliation and overall planar fabric trajectories deduced from field observations and photo-interpretation. Stippled lines over submerged areas are extrapolated from structures seen on small islands. From West to East, the study area comprises the Watshishou, the Pontbriand and the Jalobert domes. Foliation dips, along the erosion surface in the cross-section, are from field observations. The subsurface pattern is interpreted.

2.4.3 Pashashibou augen granite orthogneiss

The principal lithology that crops out within the major domal structures of the study area is an augen orthogneiss, which we call the Pashashibou augen granite orthogneiss. Dikes of this lithology cut the Pontbriand granite orthogneiss, clearly establishing their relative ages of intrusion.

The Pashashibou augen granite orthogneiss is a K-feldspar-augen granite orthogneiss containing ~10% of hornblende and biotite (Fig. 2.1, Fig. 2.2D). Two generations of hornblende crystals occur in this gneiss. The first defines both the foliation and the lineation while the second includes euhedral porphyroblasts 1-2 cm long and without preferred orientation. The Pashashibou augen granite orthogneiss is well foliated, lineated, recrystallized, and commonly presents a flaser structure. It can locally be described as an L-tectonite, as the K-feldspar aggregates reach aspect ratios in excess to 12:1 (Fig. 2.2A). The stretching of variably recrystallized K-feldspar augen allows an estimation of the finite strain.

2.4.4 Migmatitic layered granite orthogneiss

Distinctive migmatitic layered orthogneiss crop out within the core of the Watshishou and Jalobert dome. They are distinctive in having a higher amount of granitic leucosome (~15-30% of the outcrop area) than the rocks outside the cores of these domes (~0-10% of the outcrop area). The following is a more detailed description of the lithologies present in the cores of the Watshishou and Jalobert dome.

2.4.4.1 Watshishou dome

Within the Watshishou dome, the the Pashashibou augen granite orthogneiss occupies the outer rim of the dome and the migmatitic layered orthogneiss occupies the core. The contact between these units is sharp and parallel to the foliation that the dome (Fig. 2.1). The migmatitic layered orthogneiss is composed of foliation-parallel sheets of Pashashibou orthogneiss, Pontbriand orthogneiss and granitic veins (Fig. 2.1). Each sheet or vein is 50-150 cm thick and fairly continuous at outcrop scale. Discordant granitic leucosome fill dilatant sites in the orthogneiss sheet. Leucosomes have the same composition as the granitic veins and often join with them, but have a diffuse contact with their host orthogneiss. Locally, some outcrops have an even more chaotic aspect with boudinaged, dismembered and heterogeneously folded protolith fragments isolated in a granitic leucosome matrix, (Fig. 2.2C) and could be described as diatexite (Sawyer, 1996).

2.4.4.2 Jalobert dome

The main rock type in the core of the Jalobert dome is also a migmatitic layered orthogneiss, but has a different aspect than the migmatitic layered orthogneiss cropping out in the core of the Watshishou dome. In the Jalobert dome, the layering is not defined by interlayered sheets of distinct orthogneiss unit, but rather by alternating recrystallized bands of feldspar and mafic minerals formed by intense deformation (Fig. 2.2D). Preserved K-feldspar augen and flaser structures suggest that the protolith of this migmatitic layered orthogneiss is a leucocratic augen granite orthogneiss. Granitic veins and concordant granitic leucosomes are also abundant, but tend to be thinner than in the Watshishou dome. Despite the concentration of large hornblende porphyroblasts (1-3 cm diameter) within the leucosomes or at their margins, the layered orthogneiss in the core of the Jalobert dome is more leucocratic than typical Pashashibou or Pontbriand orthogneiss, containing 5% or less of mafic minerals. The lack of mafic, refractory minerals seems to have facilitated the annealing process, which obliterated the structures and gave the rocks the aspect of a metagranite in many outcrops.

2.4.5 Foliated aplitic granite

Generally concordant sheets and dikes of a salmon-pink aplitic granite are widespread but account for a minor proportion of the outcrop. The largest sheet (~500-1000 m wide) is located on the western side of the Jalobert dome and is concordant to the regional foliation (Fig. 2.1). Field observations have not provided a clear relationship between this aplitic granite, orthogneiss, and the deformation events.

2.4.6 Amphibolite

Partly dismembered amphibolite dikes are widespread in the Aguanish complex where they account for nearly 10% of the rocks. These dikes are typically parallel to the foliation in the host orthogneiss, but locally preserve intrusive contact relationships. The mafic dikes are commonly less than 10 m wide and can be traced up to a few hundreds meters in discontinuous outcrop, typically terminating as truncated fold hinges or as boudin necking zones. The mafic dikes are generally fine- to medium-grained, thoroughly amphibolitized and well foliated. Preserved pseudomorphic igneous textures (oikocrystic and sub-ophitic textures, and compositional layering) suggest an original gabbroic protolith. Although they are smaller in size and abundance, amphibolite dikes from the Aguanish Complex are petrographically and geochemically identical to sills of the Robe-Noire Suite that cut the Wakeham metasediment in the Davy trough. It is therefore suggested that all mafic dikes belong to the same intrusive suite (Scherrer, 2003), and were all emplaced at ca. 1177 Ma (Martignole et al., 1994). Moreover, since the mafic dikes are almost entirely concordant to the foliation of the orthogneiss, we further assume that the rocks acquired their finite strain patterns after 1177 Ma.

2.4 Regional metamorphism

Metamorphic conditions accompanying the development of the domal structural pattern of the Aguanish Complex are estimated from the ubiquitous occurrence of migmatites, and from metamorphic mineral parageneses in mafic dikes.

2.5.1 Overprinting structures and parageneses in mafic rocks

An overprinting, axial-planar foliation S_2 is locally developed in the hinges of some folded and boudinaged amphibolite dikes of the Aguanish Complex. The overprinting foliation S_2 is parallel to the foliation in the wallrock orthogneiss and crenulates a first fabric S_1 . The metamorphic assemblage defining the first and second foliations comprises plagioclase-hornblende-biotite-quartz-titanite \pm epidote. Actinolite, clinopyroxene and garnet are absent.

2.5.2 Migmatitic structures and metamorphic conditions

Granitic leucosomes are widespread in all granitic orthogneiss units. Following the migmatite terminology used by Sawyer (1996), all migmatites of the study area could be described as metatexites, since pre-migmatization fabrics are preserved and there are no igneous flow fabrics. The amount of leucosome is highly variable but typically forms less than 10% of the outcrop area. Leucosomes are more abundant in the cores of the Watshishou and Jalobert domes, forming 15-30% of the outcrop area.

Granite leucosomes, 30 cm to 2 meters long, typically fill dilatant sites such as mesoscopic extensional shear bands, or the necks of foliation-boudins (Platt and Vissers, 1980). Where less abundant, leucosomes commonly occurs as isolated centimetric stringers. As the proportion of leucosomes increase they join up to form an interconnecting network (Fig. 2.5A-C). While no distinct mineral fabric is present in leucosomes, the foliation in the immediate wallrock is generally deflected towards the margins of leucosomes.

Granitic leucosomes are generally coarse grained, locally pegmatitic, invariably coarser grained than the matrix of its host rock, and often contain hornblende porphyroblasts (Fig. 2.2D) with minor amounts of biotite. Contacts between the leucosome and the protolith are irregular and diffuse, marked by the coarsening of the grain size and the obliteration of the foliation of the host rock.

The *kinematic analysis* will demonstrate that the geometry and orientation of the migmatitic structures are linked to the development of the regional domes, which could potentially constrain metamorphic conditions during doming. Because migmatitic structures constitute the last penetrative regional metamorphic feature in the study area, and because there are no other metamorphic minerals than hornblende and biotite in the orthogneiss and amphibolite, the metamorphic peak most likely coincided with the formation of the migmatites. A more refined determination of metamorphic conditions from the migmatites would require a more thorough petrographic and geochemical analysis (cf. Sawyer, 1999, 2001; McLellan, 1983, 1988). Therefore, estimates of the metamorphic conditions during doming rely exclusively on field observations.

The diffuse borders and the similar mineralogy (albeit in different modal proportion and textures) between the leucosomes and their hosts suggest in-situ segregation, a process that is generally attributed to anatexis (e.g. McLellan, 1983, 1988; Sawyer, 1999, 2001). Although granitic segregations can also develop at sub-solidus temperatures in low pressure extensional zones associated with foliation boudinage (e.g. Platt and Visser, 1980; Swanson, 1992), the fact that the leucosome veins in the Aguanish Complex commonly form an interconnecting network feeding larger veins, constitutes a strong argument for the development of a true melt fraction (Sawyer, 1999; Brown, 2001). Since there are no pyroxenes in the orthogneiss, the upper temperature is set at 900°C from the highest possible temperature of the opx-in curves (Naney, 1983; Bucher and Frey, 1994).

A minimum temperature of ~600°C is provided by the extensive dynamic recrystallization of the K-feldspar phenocrysts in the Pashashibou granite augen orthogneiss (Passchier and Trouw, 1996), and the solidus of Fe-Mg granitic systems (Naney, 1983).

2.5.3 Geochronological constraints

The Pontbriand granite orthogneiss, which yielded an igneous age of 1496 Ma (Wodicka et al., in press) also contained monazites. Inclusion-free monazites with identical Th-U ratios yield concordant to supra-concordant ages of 998, 1000, 1005 and 1008 Ma (Wodicka et al., in press). According to Wodicka et al. (in press) these results suggest continuous monazite formation between 1008 Ma and 998 Ma during a single, protracted thermal event, possibly related to Grenvillian thrusting. However, the 10 Ma range of monazite formation, the extremely unusual presence of monazites in a hornblende-titanite-bearing granite (Parrish, 1990), and the location of the sample adjacent to the Lac Caron shear zone, within which extensive fluid circulation occurred, may suggest monazite growth during a hydrous, retrograde amphibolite-facies metamorphism (Parrish, 1990). In this latter model, the 1008-998 Ma ages would represent a minimum for regional metamorphism instead of a metamorphic peak age.

2.5.4 Regional metamorphic conditions

Taken together, the previous observations suggest that the rocks of the study area reached high temperatures, between 600-900°C, during doming and the associated migmatization. The lack of variation with regard to mineral assemblages found in the two generations of fabrics from mafic rocks indicate that all deformation of Aguanish Complex took place under upper amphibolite facies condition.

2.6 Structural geology

Both geometric and kinematic analysis are used to identify a dome-forming mechanism and reconstruct the structural evolution of the Aguanish Complex. The geometric analysis highlights the foliation and lineation patterns of the Jalobert, Watshishou, and Pontbriand domes as well as the inter-domes regions, whereas the kinematic analysis compares the distribution of the principal stretching axes for two increments of strain in relation to their position with regard to the domes. The reader should be aware that only the northeast sectors of the Watshishou and Pontbriand

domes are exposed, which could lead to a statistical bias with regard to the distribution of points on stereonet (Fig. 2.3). In addition, the use of S_1 , S_2 , L_1 etc, does not imply distinct regional deformation events but is rather employed here to distinguish between mesoscopic overprinting structures. Accordingly, no fold generations (F_1 , F_2 ...) have been ascribed to domes, since this would carry a genetic implication for their formation .

2.6.1 Foliation trajectories

2.6.1.1 Jalobert dome

The first generation of structures occurring in the Jalobert dome is a mineral foliation (S_1) warping around the hinges of folded and boudinaged amphibolite. This mineral foliation is locally crenulated parallel to the main foliation (S_2) in the orthogneiss (Fig. 2.2B). The S_2 fabric is well developed, typically as an augen or a flaser structure (Fig. 2.2A, 2.5B), and is axial planar to isoclinally folded amphibolite (F_2). The S_2 foliation trajectories are parallel to lithological contacts and define a sigmoidal ellipsoidal dome with a long axis striking NW-SE in its northern sector, bending to a north-south direction in its core, and then bending again to a NNW-SSE direction in its southern sector (Fig. 2.1). The dip of the S_2 foliation is moderate to steep in the rim of the dome (45° - 70°) (Fig. 2.1). Approaching the core of the dome, a shallow foliation, S_3 , overprints S_2 . The overprinting of S_2 by S_3 occurs over a narrow, concentric interval near or at the contact between the Pontbriand granite orthogneiss and the Pashashibou augen granite orthogneiss (Fig. 2.1A). The concentric transition zone separates a steeply-dipping flaser-type S_2 from a sub-horizontal mylonitic S_3 . In the transition zone, there are preserved lenses of Pashashibou augen orthogneiss within non-migmatitic extensional shear bands, which are in turn progressively transposed into the shallow S_3 (Fig. 2.2E). Two sets of shear bands having a conjugate geometry (see section 2.6.3.1 and Fig. 2.6K) were observed in the transition zone. Deeper within the core of the dome, the overprinting nature of the shallow S_3 is also suggested by the presence of recumbent folds that overprint an earlier flaser-type fabric (Fig. 2.2E). Given its restriction to the core of the Jalobert dome, it is difficult to attribute the development of the shallow S_3 fabric to a regional deformation event. An obvious alternative is that shallow foliations only form in the cores of domes and are linked to the dome-forming mechanism.

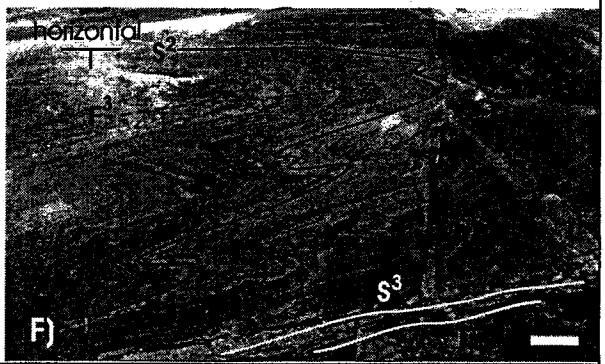
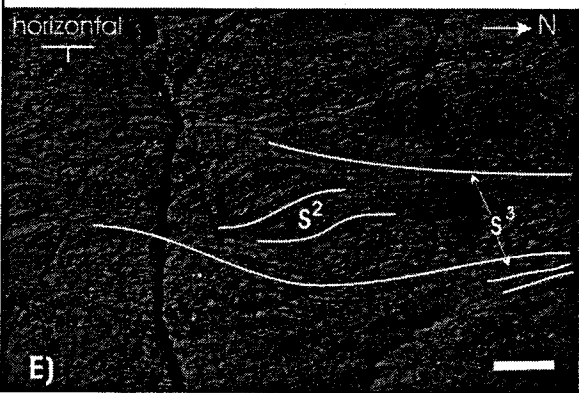
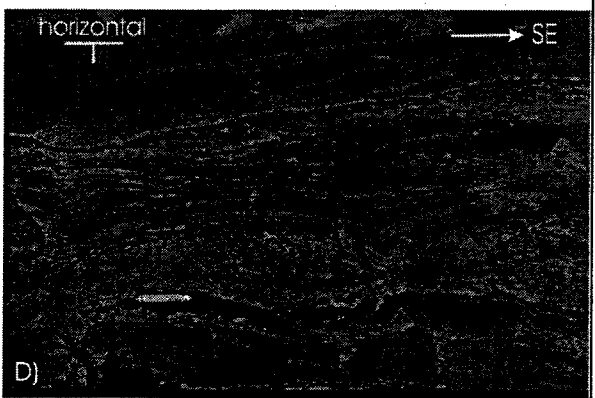
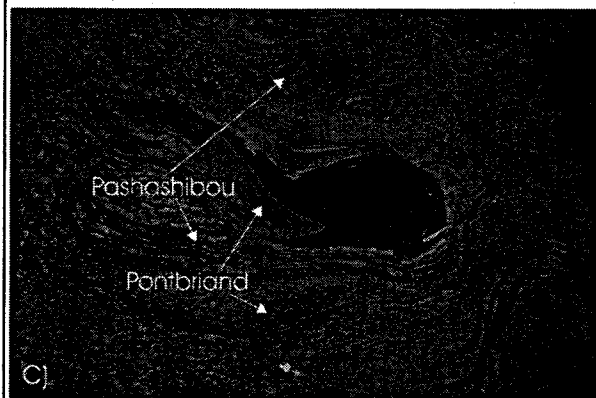
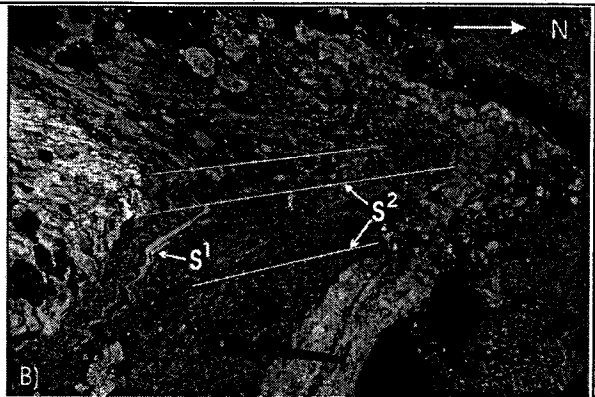
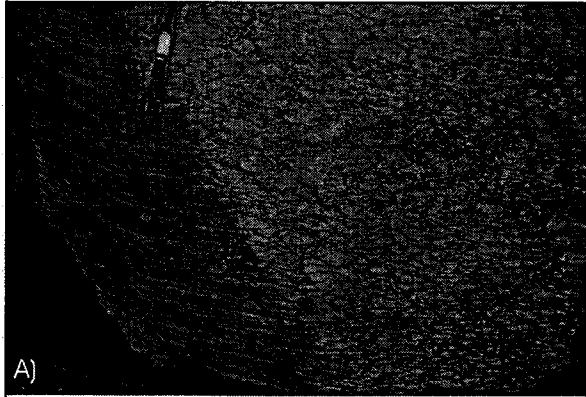
2.6.1.2 Watshishou dome

The exposed part of the Watshibou dome shows a striking resemblance with equivalents in the Jalobert dome. Here too, the trajectories of the main foliation (S_2) are parallel to lithological contacts and define a broad antiform with foliations dipping moderately ($45-60^\circ$) outward in the rim of the dome, and becoming shallower within the core ($25-40^\circ$) (Fig. 2.1). No distinct S_3 fabric has been observed, however.

2.6.1.3 Pontbriand dome

The Pontbriand dome is defined by the main foliation, S_2 , and by the contact between the Pashashibou augen granite orthogneiss, in the core, and the Pontbriand granite orthogneiss, outside of the dome. Note that no crenulation of an early fabric S_1 has been observed in the dome but we still attribute the term S_2 to the main fabric to avoid confusion. Even if immersed, a southern closure of the dome is presumed to agree with the structural observations described later. A variation from constriction-type fabric to flattening-type is observed from the core towards the rim of the dome.

Figure 2.2 A) Typical L-tectonite fabric developed in Pashashibou granite augen orthogneiss. B) The hinge zone of a tightly folded amphibolite exhibiting a crenulated mineral foliation (S_1) within the *Jalobert dome*. The axial plane of the crenulation is parallel, at outcrop scale, to the dominant mineral foliation and overall planar fabric (S_2). C) Typical migmatitic orthogneiss of the core of the *Watshishou dome*. In addition to interleaved Pashashibou augen granite orthogneiss and Pontbriand granite orthogneiss, the outcrop comprises folded and dismembered amphibolite dikes and abundant hornblende-bearing granitic leucosomes. D) Typical example of a hornblende-bearing concordant leucosome within a layered orthogneiss, *core of the Jalobert dome*. E) *Core of the Jalobert dome* exhibiting recumbent F_3 folds in a layered orthogneiss. The axial plane of the fold is parallel to the shallow S_3 foliation. F) *Transition zone between the West flank and the core of the Jalobert dome*. A right-handed set of shallow conjugate shear bands crenulate the S_2 foliation. To the right of the photo and deeper within the core, both the shear bands and S_2 are transposed into a shallow S_3 . The stereonet of this outcrop is shown on Fig. 2.6K. Scale: pencil length = 15 cm; hand lens diameter = 2 cm, scale bar = 20 cm



2.6.1.4 Inter-domes regions

The geometry of the map-scale structures between the Jalobert and the Pontbriand dome appears to be lithologically controlled. In the Pashashibou augen granite orthogneiss, a broad, shallowly- and N-dipping synform separates the westernmost, steeply-dipping, rim of the Jalobert dome, from the Pontbriand dome (Fig. 2.1). This broad synform become tight with steep flanks at the contact with the Pontbriand granite orthogneiss (Fig. 2.1). Note that a large folded sheet of amphibolite occupies the base of this tight synform (Fig. 2.1). The main S_2 foliation wraps around the Pontbriand dome, but is folded into a series of complex N-trending folds (F_2) with vertical axial planes north of the dome (Fig. 2.1). Mesoscopic, crenulated amphibolite dikes outline those N-trending folds.

The region between the Pontbriand and the Watshishou domes presents noteworthy structural features for the identification of a dome-forming mechanism. While the E-W section between the Pontbriand and Watshishou domes shows a simple synformal geometry (Fig. 2.1), the region between these two domes and the Davy trough presents a more complex structural pattern. Firstly, a synformal structure, having an unusual bulbous shape on horizontal outline, has an axial plane which wraps around the NE portion of the Watshishou dome (Fig. 2.1). Secondly, NE of this synform, the foliation trajectories parallel to the contact between the Davy trough and the Aguanish Complex interfere with the foliations trajectories wrapping around both the Watshishou and Pontbriand domes. The intersecting foliation trajectories define a triple junction of vertical foliations trajectories (Fig. 2.3), an interference pattern commonly present between interfering diapirs (Brun and Pons, 1981; Bouhallier et al., 1995).

2.6.2 Lineation trajectories

The stretching lineation is generally well developed in the Pashashibou augen granite orthogneiss, where it is defined by the elongation of variably recrystallized K-feldspar augen that locally exhibit an aspect ratio exceeding 12x1 (Fig. 2.2A). In other lithologies, including the amphibolites, the lineation is formed by the alignment of biotite and hornblende aggregates. Where both the stretching and the mineral lineations are observed in the same outcrop, they are

parallel to one another. Accordingly, both the stretching and mineral lineations are assumed to represent the orientation of the extension axis of the finite strain ellipsoid. Folds axes are everywhere parallel to the associated lineation and are thus not represented on Fig. 2.3A.

2.6.2.1 Jalobert dome.

The noteworthy feature of the Jalobert dome is the radial pattern of L_3 lineations trends within the core of the Jalobert dome (Fig. 2.3A, F). L_3 lineations are distinguish from L_2 lineations by their occurrence within the shallow S_3 planes. L_3 is not well developed compared to the foliation S_3 ($S > L$ tectonite), whereas L_2 and S_2 are both typically well developed ($L = S$ tectonite), although many outcrops present a pure L -fabric.

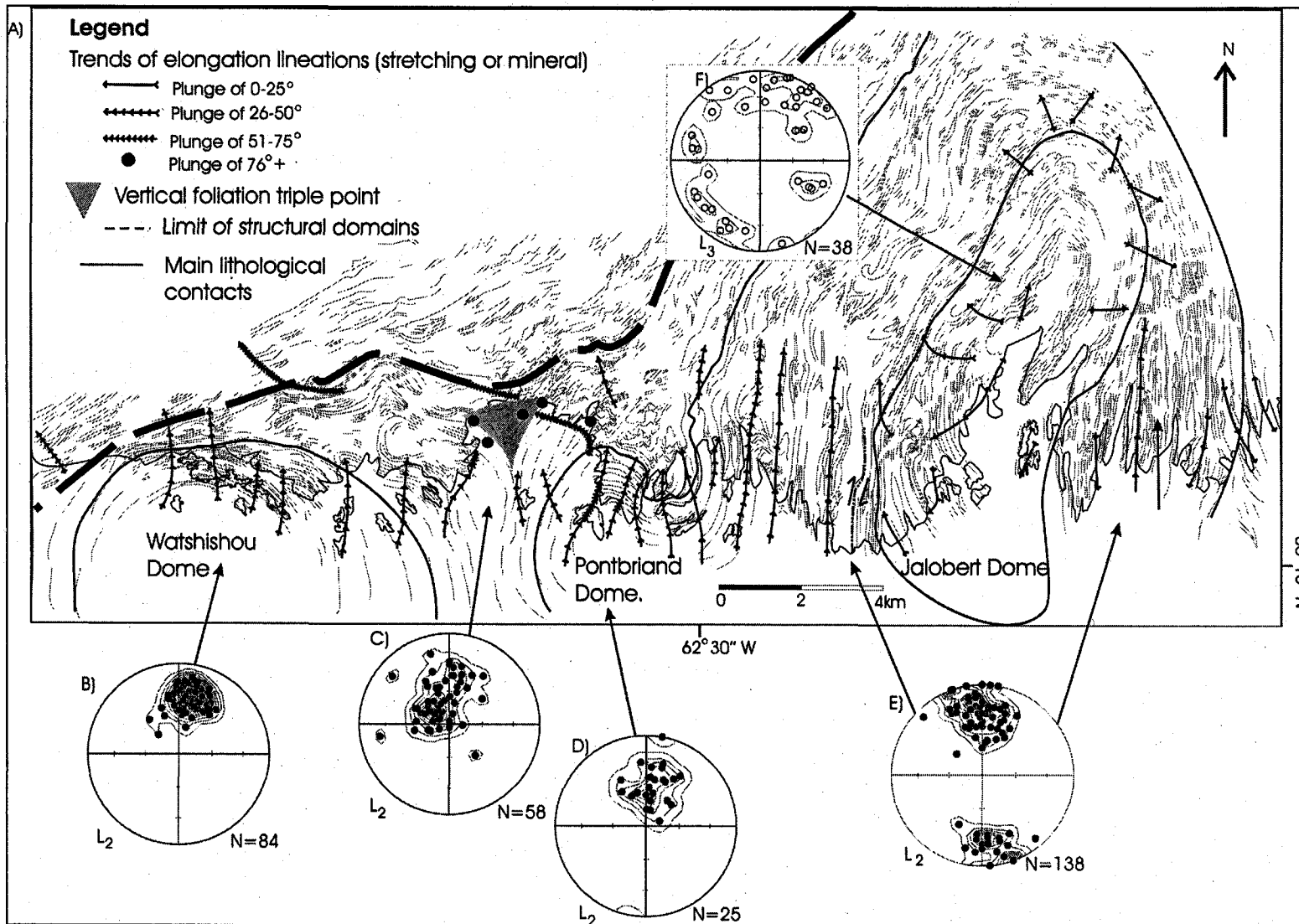


Figure 2.3. Simplified map of lineation (mineral and stretching) trajectories (A), and distribution on equal-area stereonet of lineations for the Watshishou dome (B), for the inter-domes region (C), for the Pontbriand dome- (D), for the rim of the Jalobert dome (E), and for the core of the Jalobert dome. Note the radial distribution of lineations within the core of the Jalobert dome, and the convergence of lineations trajectories towards the triple junction of foliation trajectories in the inter-domes region. Only the northeast sectors of the Watshishou and Pontbriand domes are exposed, which could lead to a statistical bias with respect to the distribution of points on stereonets. Background is the same as Fig. 2.1 without lithologies.

2.6.2.2 Watshishou dome

By contrast, only L_2 lineations are present in the emerged part of the Watshishou dome and their trajectories are constantly plunging moderately to the NNE (Fig. 2.3A, B). Rocks in the rim of the Watshishou dome are best described as L=S tectonites.

2.6.2.3 Pontbriand dome

Within the Pontbriand dome, rocks show a strong linear fabric (L-tectonite) with stretched and recrystallized K-feldspar augen plunging steeply to the NNE (Fig. 2.3A, D).

2.6.2.4 Inter-domes region

Between the Jalobert and Pontbriand domes, stretching lineations are well developed and plunge shallowly to moderately to the NNE (Fig. 2.3A). Many L-tectonites are encountered in this region, typically observed in outcrops showing variable dip S_2 foliations.

The foremost structural feature of the inter-domes region is the converging pattern of linear trajectories toward the triple junction of foliation trajectories (Fig. 2.3A). Moderately N-plunging lineations and folds axes north of the Pontbriand dome converge towards the triple junction

where they adopt a vertical attitude (Fig. 2.3A, C). The same converging pattern is observed from the Watshishou dome towards the triple junction.

2.6.3 Kinematic Analysis

2.6.3.1 Flanking shear bands

In the study area, leucosomes are concentrated in dilatant sites, which indicates that melt segregation was structurally controlled (Sawyer, 1999; Brown, 2001). The deflection of the foliation towards the margin of leucosomes in the preferred site of melt-segregation gives the structure the geometry of a shear zone with a normal sense of displacement (Fig. 2.5B, C, D). The geometry of the structure is comparable to the asymmetric foliation boudinage of Platt and Vissers (1980) or to an asymmetrical extensional shear band (Hanmer and Passchier, 1991) filled with melt. Passchier (2001) referred to these structures as flanking shear bands and we adopt

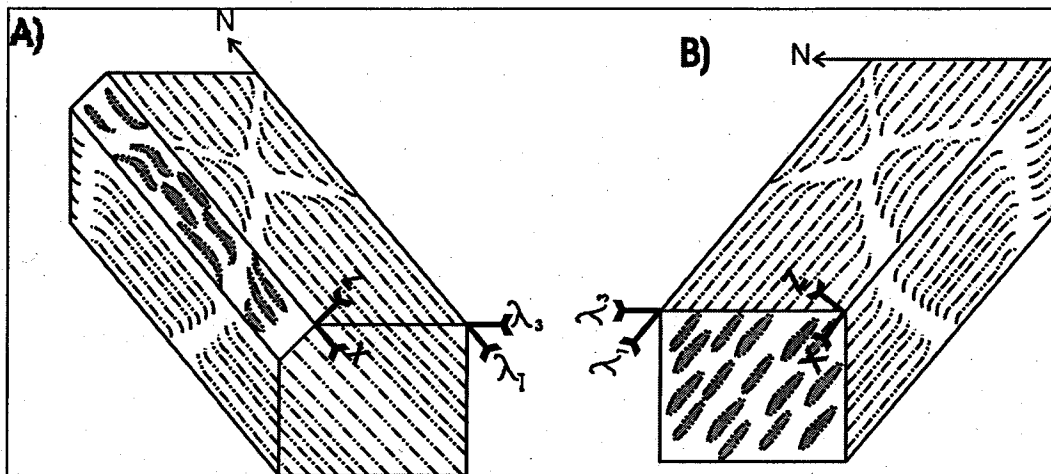


Figure 2.4. Schematic block diagrams of two typical outcrops illustrating the relationships between the principal stretching axes (λ_1 and λ_3) derived from conjugate flanking shear bands, and the finite strain directions associated with the lineation (X) and the pole to the foliation (Z). (A) corresponds to Fig. 2.6I, also illustrated in Fig. 2.5A. (B) corresponds to Fig. 2.6A, B.

this terminology. Typically, outcrops of the study area show two orientations of flanking shear bands. Locally, these flanking shear bands may form a network with interconnecting, sub-concordant granitic veins and melt-filled, symmetrical foliation boudins (Fig. 2.5A-D; Platt and Vissers, 1980). Therefore, four interconnecting orientations of melt-filled fractures are locally present. In outcrop surfaces that are perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation (XZ plane of the finite strain ellipsoid), the two principal sets of flanking shear bands have distinct orientation and opposite senses of shear, thus forming a conjugate pair (Fig. 2.5A, B, C). It is striking that the observed pattern of conjugate flanking shear bands forming a network closely resembles to the shear bands pattern obtained experimentally by layer-normal shortening of anisotropic plasticine (Hanmer et al., 1996). Theoretically, the geometry of a conjugate pair of shear zones or shear bands should reflect the orientation of the principal stretching axis of the strain ellipsoid (Platt and Vissers, 1980; Ramsay, 1982, 1989), and we assume that this also applies to conjugate flanking shear bands. In order to fully evaluate the geometry and kinematic significance of conjugate shear zones, one should ideally observe the plane containing the maximum and minimum stretching directions (Lamouroux et al., 1991), i.e. down-plunge of the intersection line between the two principal shear planes (λ_1 , λ_3 in Fig. 2.4). Within the study area, well-exposed, favourably oriented outcrop surfaces confirms the widespread occurrence of a conjugate geometry. We find that the minimum stretching axis usually bisects the obtuse angle sector between the conjugate flanking shear bands and that the maximum stretching axis bisects the acute angle sector, in accordance with previous studies of conjugate shear zones (Fig. 2.4; Ramsay, 1982; Ramsay and Huber, 1987). Since they crosscut all other fabrics and there is no fabric developed within leucosomes, we attribute migmatitic structures to the last finite increment of the total-strain. Prior to the development of the flanking shear bands, the deformation was accommodated through penetrative flow of the rocks and the lineation and foliation are assumed to represent the orientation of the principal stretching axis of the strain ellipsoid associated with earlier finite increments of strain. This section compares the trajectories of lineations and foliations with the distribution of conjugate flanking shear bands in order to track the movement of the stretching axes of the strain ellipsoid during the progressive deformation that produced the regional domal pattern.

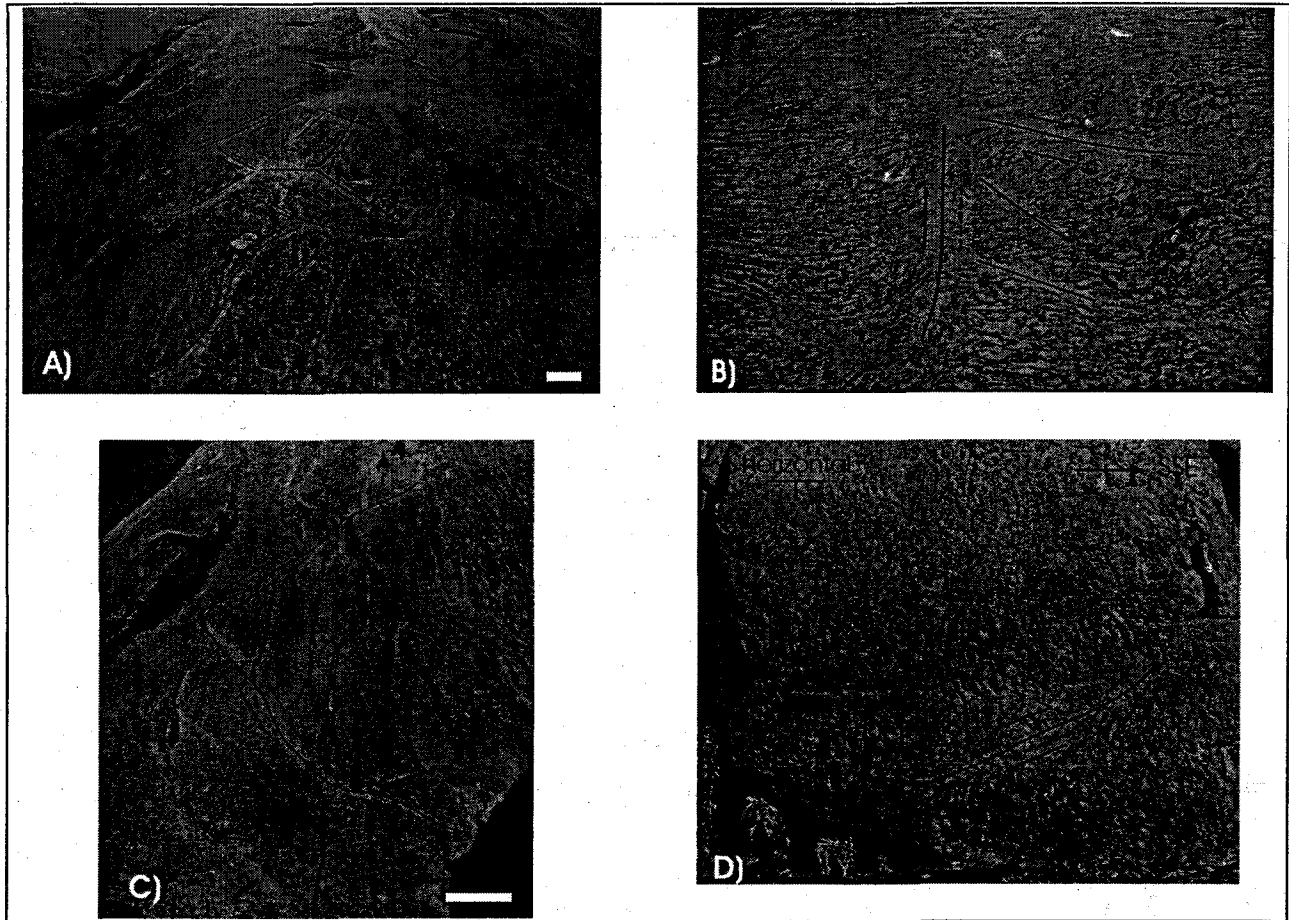


Figure 2.5. Typical examples of flanking shear bands. A) *Eastern flank of the Jalobert dome.* Conjugate flanking shear bands form a network interconnected by melt-filled symmetrical foliation-boudins and concordant granitic leucosomes. The stereonet of this outcrop is shown on Fig. 2.6I. Scale: compass length = 25 cm. B) *Eastern flank of the Watshishou dome.* Conjugate flanking shear bands. The stereonet of this outcrop is shown on Fig. 2.6P. Scale: pencil length = 15cm. C) *Western flank of the Jalobert dome.* Conjugate flanking shear bands developed within Pashashibou augen granite orthogneiss. Scale bar = 20 cm. D) *Core of the Pontbriand dome.* Sub-vertical L-tectonite developed in Pashashibou augen granite orthogneiss cross-cuts by a right-handed set of conjugate flanking shear bands. Scale: pencil length = 15cm.

To avoid any confusion with the overprinting fabrics S_1 , S_2 , S_3 we will employ the terminology of Mercier and Vergely (1992) and use the terms: minimum (λ_3) and maximum (λ_1) stretching axis to describe the orientations of the principal stretching axes associated with the finite increment of strain responsible for the formation of conjugate flanking shear bands. The terms direction of maximum finite shortening (Z) and direction of maximum finite extension (X) will be used to describe the orientation of the principal axes of the finite strain ellipsoid associated with all the penetrative strain responsible for the development of the lineation and foliation. Z corresponds to the pole to the foliation and X , to the orientation of the stretching lineation (Fig. 2.4). Data from the Jalobert dome, mainly obtained in the well-exposed middle area an elliptical dome, can be combined with data taken in the well-exposed circular end area of the eroded Watshoshou dome to estimate the strain patterns of an almost complete elliptical dome.

Legend

- : λ_3 , minimum stretching axis
- : Z, pole to foliation
- : λ_1 , maximum stretching axis
- : X, stretching lineation
- - - : regional foliation
- : conjugate flanking shear bands

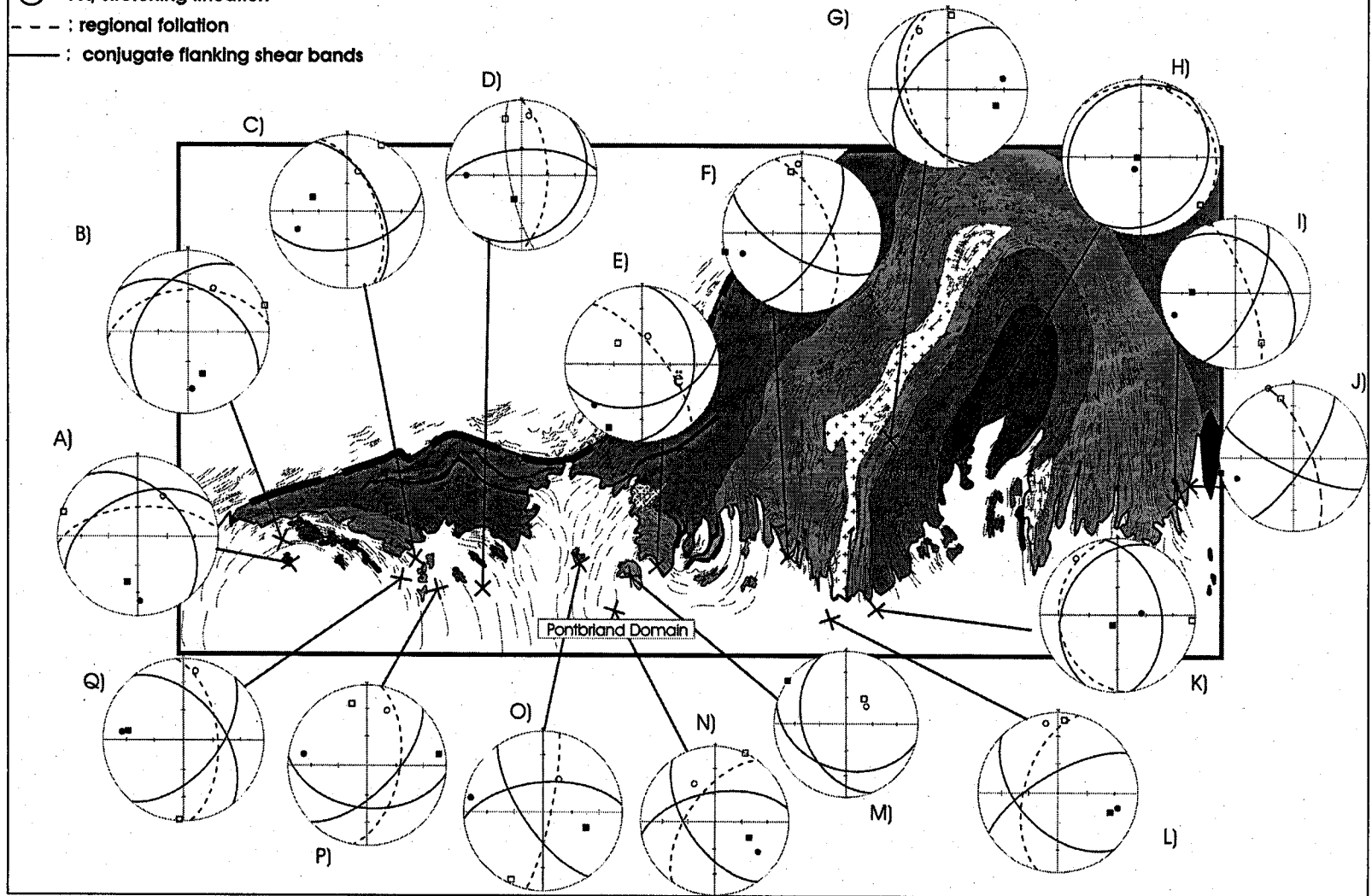


Figure 2.6. Orientations of the principal stretching axes deduced from conjugate flanking shear bands within the domal structures. The stereographic projections show the relationships between the principal directions of the finite strain ellipsoid (λ_1 , λ_3) derived from conjugate flanking shear bands vs the principal directions of the finite strain ellipsoid associated with the foliation (Z) and lineation (X). Note: i) the tangential distribution of maximum stretching axes (λ_1 , white squares) in the envelope of the Watshshishou, Pontbriand and Jalobert domes, ii) the core-directed radial distribution of minimum stretching axes in every domes (λ_3 , black squares), and iii) the steep plunge of λ_1 , parallel to the stretching lineation in the Pontbriand dome. See text for more details. Background is the same as Fig. 2.1.

Jalobert dome

Conjugate flanking shear bands in the study area do not have a common orientation (Fig. 2.6). In the Jalobert dome, the minimum stretching axes (λ_3) and the directions of maximum finite shortening (Z) are invariably sub-parallel. They plunge shallowly to the E on the West flank (Fig. 2.6F, G, L), they are vertical in the core where the foliation dips shallowly (Fig. 2.6H, K), and they plunge to the W on the East flank (Fig. 2.6I, J). The maximum stretching axes (λ_1) and the directions of maximum extension (X) are also sub-parallel on both flanks, where they are sub-horizontal and trend N-S (Fig. 2.6F, G, I, J, L). In the core of the dome, λ_1 and X are horizontal but their directions diverge by 90 to 120° (Fig. 2.6H, K). Therefore, in an E-W cross-section of the Jalobert dome, the minimum stretching axes (λ_3) are radial to the dome and the maximum stretching axes (λ_1) are tangential, suggesting that the formation of the conjugate flanking shear bands is related to the expansion of the dome core.

In the field, overprinting of the steep S_2 foliation by shallow extensional shear bands that are transposed to form the shallow S_3 foliation deeper within the core, suggest that the formation of the flanking shear bands are linked with the development of the shallow foliation S_3 .

Watshishou dome

A similar core-directed λ_3 and tangential λ_1 strain pattern is also recognized in the Watshishou dome (Fig. 2.6A, B, C, D, P, Q). The difference between the Watshishou and Jalobert domes is the relation between the maximum stretching axis and the orientation of the lineation X. They are sub-parallel on the eastern flank of the dome (Fig. 2.6C, D, P, Q) but diverge at the northern closure where λ_1 is horizontal with an E-W strike, parallel to the foliation strike, while the stretching lineation (X) is down-dip to the north (Fig. 2.6A, B). This difference is important because it indicates a change in orientation of the maximum stretching axis of the strain ellipsoid between two increments of strain.

Pontbriand dome

The exposed northern rim of the Pontbriand dome shows a similar pattern of distribution of λ_1 and λ_3 as do the rims of the two other domes (Fig. 2.6N, O). What distinguishes the Pontbriand dome is the steep plunge of the maximum stretching axes (λ_1), which is parallel to a well-developed L-tectonite; and the somewhat tangential, horizontal pattern of the maximum stretching axes (Fig. 2.6E, M). This contrasts with the pattern observed in the core of the Jalobert dome where λ_3 is vertical and λ_1 horizontal (Fig. 2.6H, K).

2.6.4 High-strain zone

A N-S trending, high strain zone, a few tens of meters wide, crops out on the western flank of the Jalobert dome (Fig. 2.1; 2.3). This zone contains many dextral shear sense indicators, including dextral asymmetrical extensional shear bands, asymmetric folds and back-rotated boudins (Hanmer and Passchier, 1991). Given the high strain gradient and horizontal stretching lineations, this zone can be interpreted as a dextral, ductile, strike-slip shear zone. We have not been able to trace this shear zone further north. Even though the regional significance of the shear zone is still unknown, two important points are clear: 1) this zone is a late structural feature since it rotates flanking structures and appears to reorient the L_3 lineation (Fig. 2.3A), 2)

the dextral shearing has not been regionally penetrative given the absence of unequivocal asymmetrical augens in the Pashashibou augen granite orthogneiss and the preservation of the conjugate geometry of flanking shear bands in the majority of outcrops.

2.7 Discussion

2.7.1 Dome-forming mechanisms

In this section, we will reconstruct the structural evolution of the Aguanish Complex and evaluate evidence allowing us to choose between possible dome-forming mechanism, namely: cross-folding, en-echelon folding, extension associated with metamorphic core complex, and solid-state diapirism.

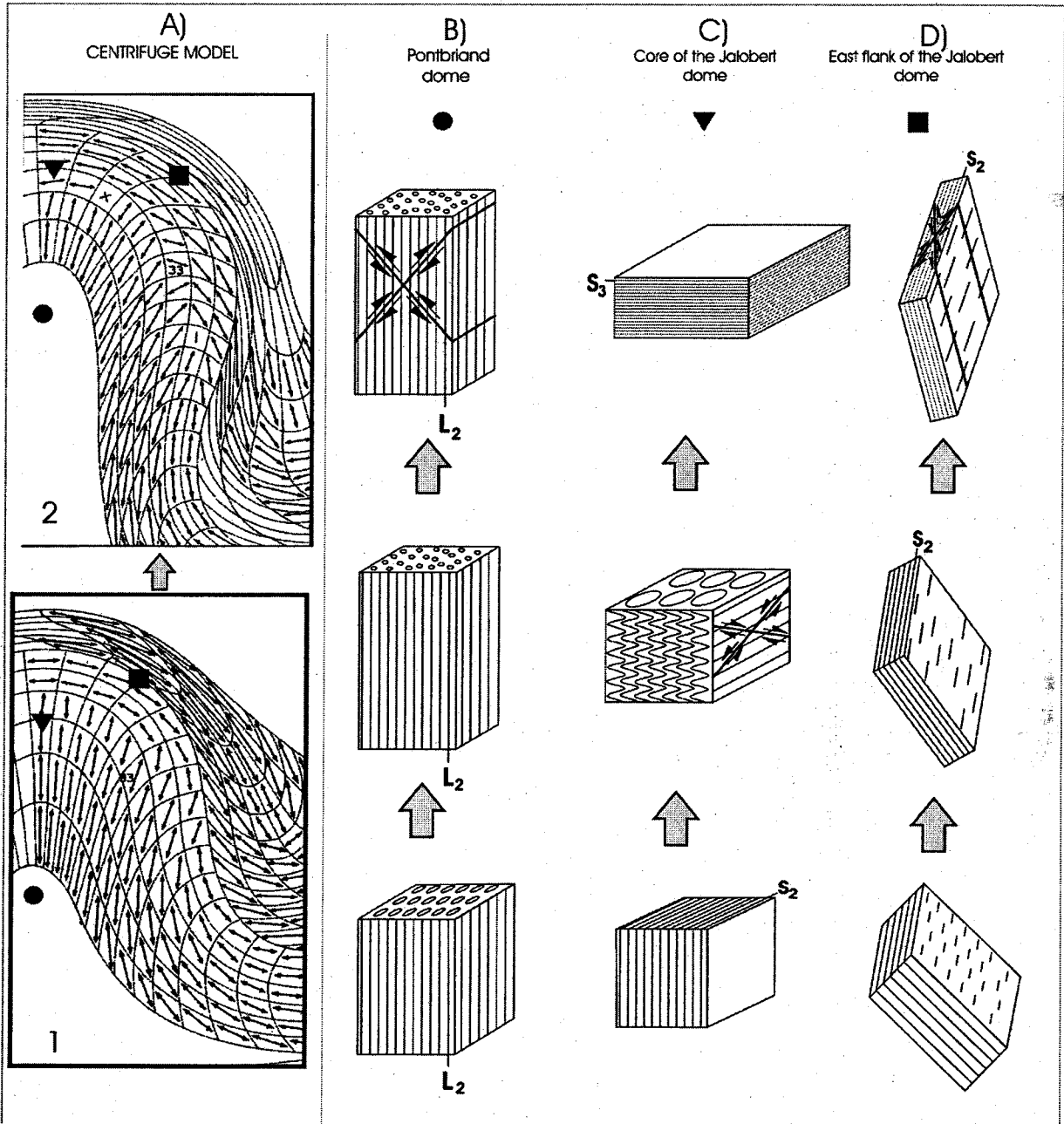
The structural analysis demonstrates that migmatization is linked with the formation of the Watshishou and Jalobert domes. Therefore, the low viscosity inferred from the migmatitic core of these domes is not compatible with domes representing lobes of higher competence in cusped-lobate folds (Brun, 1983; Ramsay et Huber, 1987; Weijermars, 1992). Moreover, no mesoscopic structures (e.g. interference patterns, two generations of folds with distinct orientations) could suggest a cross-folding model (Brun, 1983; van Staal and Williams, 1983; Ramsay and Huber, 1987).

A model involving doming (either by cross-folding or en-echelon folding) of a sub-horizontal anisotropy (foliation), formed by an early tangential shearing event, requires the demonstration that a sub-horizontal anisotropy was present prior to doming (Schwerdtner, 1988, 1990). This is not consistent with the vertical fabrics developed within the Pontbriand domain (Fig. 2.1, 2.3). If any sub-horizontal foliation ever existed within this region, any trace of it has been completely erased by the dome-related event. In addition, the only sub-horizontal foliation of the study area is the late S_3 foliation, which is limited to the core of the Jalobert dome (Fig. 2.1, 2.2E, F).

The conjugate geometry of flanking shear bands and the symmetry in the shape of the widespread augens suggest a coaxial strain, which is not compatible with a sheath folding model (Brun, 1983; Goscombe, 1991).

A ductile-brittle shear zone (Lac Caron shear zone) separating a high-grade gneissic complex from a metasedimentary basin (Wakeham Group) may resemble a metamorphic core complex (MCC). However, the radial pattern of lineations in the Jalobert dome (Fig. 2.3), the trough-shape of the adjacent metasedimentary basin (Davy trough, Fig. 1.1, 3.2), the absence of a metamorphic gradient across the shear zone (Nadeau, unpublished data) and the absence of unequivocal shear sense indicators within the Lac Caron shear zone (Nadeau, unpublished data), constitute strong arguments against the MCC model.

Figure 2.7. Suggested deformation path for three regions of the study area located at different positions in a diapir. A) Two stages of a diapir evolution from the centrifuge model of Dixon (1975), showing the strain variation of individual elements forming a diapir. Dixon's model is used as a qualitative comparison only (see text for details). The symbols in the first frame show the presumed initial location within a diapir, of three localities of the study area. The second frame shows their actual location on the erosional surface. B) *Trunk of a diapir, Pontbriand dome (circles)*. Rocks are continuously vertically stretched and records constrictive deformation. The last finite increment of strain is accommodated by the development of conjugate flanking shear bands with vertical λ_3 , and radial, horizontal λ_1 . C) *Core of a diapir, Jalobert dome (triangles)*. Rocks are initially located in a zone of vertical stretching and record a vertical foliation (S_2). With progressive deformation, the rock enters into a zone of horizontal stretching, S_2 is crenulated by conjugate shear bands and folded by F_2 folds, and everything is ultimately transposed into a shallow S_3 fabric. D) *Rim of a diapir, east flank of the Jalobert dome (squares)*. The rock is continuously stretched in a direction parallel to the long axis of the ellipsoidal dome, which is perpendicular to frame 2. Note that a longitudinal cross-section of the Jalobert diapir would resemble more to the third stage of diapiric evolution of Dixon's models (1975). With progressive deformation and strain hardening, the radial, outward-directed diapiric ballooning leads to the development of conjugate flanking shear bands with tangential λ_3 and core-directed, λ_1 . Adapted from Dixon, 1975.



2.7.2 A solid-state diapiric model for the Aguanish Complex

We argue that the structural patterns of the Aguanish Complex are best explained by melt-enhanced, solid-state diapiric flow. In figure 2.7, we use the centrifuge models of Dixon (1975) as a qualitative comparison. Dixon's model presented the deformation path of diapiric ridges formed by the flow of a competent buoyant newtonian fluid, which may not constitute a perfect analogue to migmatitic, elliptical gneiss domes like those of this study. However, experimental or numerical studies using layers of different viscosities (Schwerdtner et al., 1978; Talbot and Jackson, 1987; Cruden, 1990; Barnichon et al., 1999) and different rheological behavior (Weinberg and Podladchikov, 1995) have demonstrated that these parameters do not affect general strain patterns in the initial stages of diapirism, and thus validates the use of Dixon's models as an analogue to natural diapirs. No analogue modellings describing the strain patterns inside elliptical diapirs seem to exist. In the present section, we first describe the evolution of a three-dimensional circular diapir, as deduced from analogue experiments, and then use this description to extrapolate the expected strain patterns of an elliptical diapir. Then, we verify if the strain patterns of the Aguanish Complex domes are compatible with the expected strain patterns.

The most convincing arguments identifying diapirism as the mechanism responsible for the formation of the domes of the Aguanish Complex are provided by the distribution and orientation of conjugate flanking shear bands, and the orientation and cross-cutting relationships of planar and linear fabric elements. The radial distribution of minimum stretching axes (λ_3) pointing towards the cores, coupled with the tangential distribution of maximum stretching axes (λ_1) in the rims of the the Watshishou and Jalobert domes, correspond to the strain pattern expected in the expanding vertex of an oval diapir (Fig. 2.7C, D; Fletcher, 1972; Dixon, 1975; Barnichon et al., 1999).

This particular strain pattern is a consequence of radial flow within the upper portion of an evolving diapir. Initially, the bulge-shaped diapir grows from the upflow of new material rising from its trunk towards its vertex. The addition of new material in the upper portion of the bulge pushes old material further to the vertex of the diapir and radially outwards towards the sides. This continuous vertical flow of material compresses the accumulated material in the vertex of the diapir, creating radial compressive forces. In order to accommodate the expansion generated by the increasing total volume of the diapir, extensional forces develop tangentially to the concentric envelope that form the vertex of the diapir (Fig. 2.7A, D; Dixon, 1975). Within the envelope of the diapir, the resulting forces progressively stretch the rocks tangentially to the circumference of the dome and shorten them radially outward (Fig. 2.7A, D; Dixon, 1975). By contrast, upflowing rocks newly added to the vertex of the diapir are stretched radially outward, away from the core of the diapir (Fletcher, 1972).

The growth of an ellipsoidal diapir is expected to follow a similar evolution to that of a spherical diapir. However, boundary forces control the expansion of the vertex in an ellipsoidal diapir, which expands preferentially in a direction parallel to the long axis of the ellipsoidal dome.

2.7.2.1 Jalobert dome

We argue that the Jalobert dome provides a natural example of diapiric evolution with strain patterns reflecting diapiric upflow in its core and tangential stretching in its envelope. While the tangential stretching is outlined by the distribution of maximum stretching axes derived from conjugate flanking shear bands, field evidences for diapiric upflow include the radial distribution of lineation trajectories, (Fig. 2.3), and the overprinting of a sub-horizontal fabric over a sub-vertical fabric in the core of the dome (Fig. 2.2E, F). Such overprinting patterns are conform to diapiric upflow. Rising from the trunk to the vertex of the diapir, upflowing rocks would pass from a zone of vertical extension into a zone of horizontal extension, where they would be vertically shortened (Fig. 2.7C; Dixon, 1975).

2.7.2.2 Watshishou dome

We propose that the difference between the Jalobert and the Watshishou dome lies in the relative position of the best exposed outcrops (Fig. 2.1). While structural data from the Jalobert dome come mainly from the central region of an ellipsoidal dome with a N-S long axis, structural data from the Watshishou dome come from the circular end-region of a dome of unknown morphology (Fig. 2.1). Because a diapir grows from inside, it could be expected that the two circular end-regions of an ellipsoidal diapir would expand passively by the addition of new material in their cores. Accordingly, the tangential stretching should be greater in the middle region of the diapir than in the circular end regions. On both N-S flanks of the Jalobert dome, maximum stretching axes (λ_1), derived from conjugate flanking shear bands, are parallel to the well-developed, N-S-trending sub-horizontal lineation (Fig. 2.4A, 2.6F, G, L, I, J). This suggests that the direction of maximum stretch remained parallel to the long axis of the dome for the latest two finite increments of strains. By contrast, the Watshishou dome presents down-dip stretching lineations, but horizontal and tangential λ_1 (Fig. 2.4B, 2.6A, B), suggesting a change in the direction of maximum stretch between the latest two finite increments of strain. In the upper portion of an elliptical diapir, the finite stretch is expected to be greater in the elongated middle region than in the sub-circular end regions. We argue that this could explain the divergence between the strains patterns of the Jalobert and Watshishou domes.

2.7.2.3 Pontbriand dome

The structural pattern of the Pontbriand dome is also consistent with a rising diapir. Conjugate flanking shear bands within the core of the Pontbriand dome have a horizontal minimum stretching axis (λ_3) with variable trends, and a steeply dipping maximum stretching axis (λ_1) parallel to the direction of maximum extension (X) outlined by a well-developed L-tectonite (Fig. 2.6E,M). This strain pattern corresponds to the strain pattern developed in trunks of modelled diapirs where horizontal compressive stress axes point radially inward, producing a constrictive vertical strain (Fig. 2.7B; Dixon, 1975; Choukroune, 1995; Barnichon et al., 1996).

2.7.2.4 Inter-domes region

The triple junction of foliation trajectories located between the Pontbriand dome, the Davy trough, and the Watshishou dome (Fig. 2.3) shows a remarkable converging pattern of flow lines (stretching lineation, fold axes) toward a central, region of steep fabrics (Fig. 2.3). Triple junctions where flow lines converge have been reproduced experimentally in interference regions between diapirs (Ramberg, 1981) and documented in the field as a typical interference pattern between adjacent diapirs (Brun et al., 1981; Bouhallier et al, 1995; Choukroune, 1995). The triple junction of foliation trajectories of the study areas thus interpreted as resulting from the interference between two rising diapirs (Watshishou and Pontbriand) and the sinking Davy trough.

2.7.3 Thermomechanical conditions

A diapiric process requires the development of a crustal-scale gravitational instability of Rayleigh-Taylor type. Such instability requires the establishment of specific thermomechanical conditions. In the Archean Dharwar (India) and Pilbara (Australia) cratons, thermal blanketing of the crust by a dense volcanic pile, combined with heat advection from a thermal anomaly in the mantle resulted in the extensive thermal softening and anatexis of granitic rocks at lower-middle

crustal depth (Chardon et al., 1998; Collins et al., 1998; Choukroune et al., 1997). This thermal softening is thought to have triggered a Rayleigh-Taylor instability that led to the sinking of dense supracrustal sequences into thermally softened granitic basement that rose by solid-state diapirism in a way analogous to the crustal overturn model of West and Mareschal, (1979). It was suggested by these authors that this process could be unique to the Archean because of its higher heat flow.

There are many similarities between the tectonic context of Archean granite-greenstone belts described above and the regional tectonic context of this part of the Grenville Province. The voluminous intrusion of the Robe-Noire sills into the Wakeham Group at 1177 Ma (Martignole, 1994) is likely to have produced similar loading and thermal blanketing effects as in Archean greenstone terrains. In addition, the protracted period of episodic mantle-derived plutonism (1177-1060 Ma) under the Wakeham Group implies the establishment of a major thermal anomaly. The widespread partial melting of the Aguanish Complex indicates thermal softening of the granitic middle crust, which would have enhanced solid-state ductile flow.

2.7.4 Tectonic model

Consequently, we propose a regional tectonic model involving the sagduction (gravity-sinking; Chardon et al., 1998) of the dense gabbro+sediment assemblage of the Davy trough into a thermally weakened middle crust. The sagduction of dense supracrustals would have pushed the underlying granitic rocks laterally and up, resulting in the diapiric upflow of the partially molten rocks of the Aguanish Complex (Fig. 2.8). The Aguanish Antiform (Fig. 1.1) could then be considered as a first-order diapir and the domes of the study area would be second-order diapirs. Polydiapirism have been observed in other gneissic terrains (Schwerdtner et al., 1979; Collins et al., 1989), in salt diapirs (Schwerdtner, 1982), in centrifuge models (Ramberg, 1981), and in numerical models (Weinberg and Schmelling, 1992). Before the initiation of sagduction, high density and viscosity ratio likely existed between the upper (Wakeham Group) and middle crust (Aguanish Complex). According to the numerical modelling of Weinberg and Schmelling (1992), these conditions should result in polydiapirism.

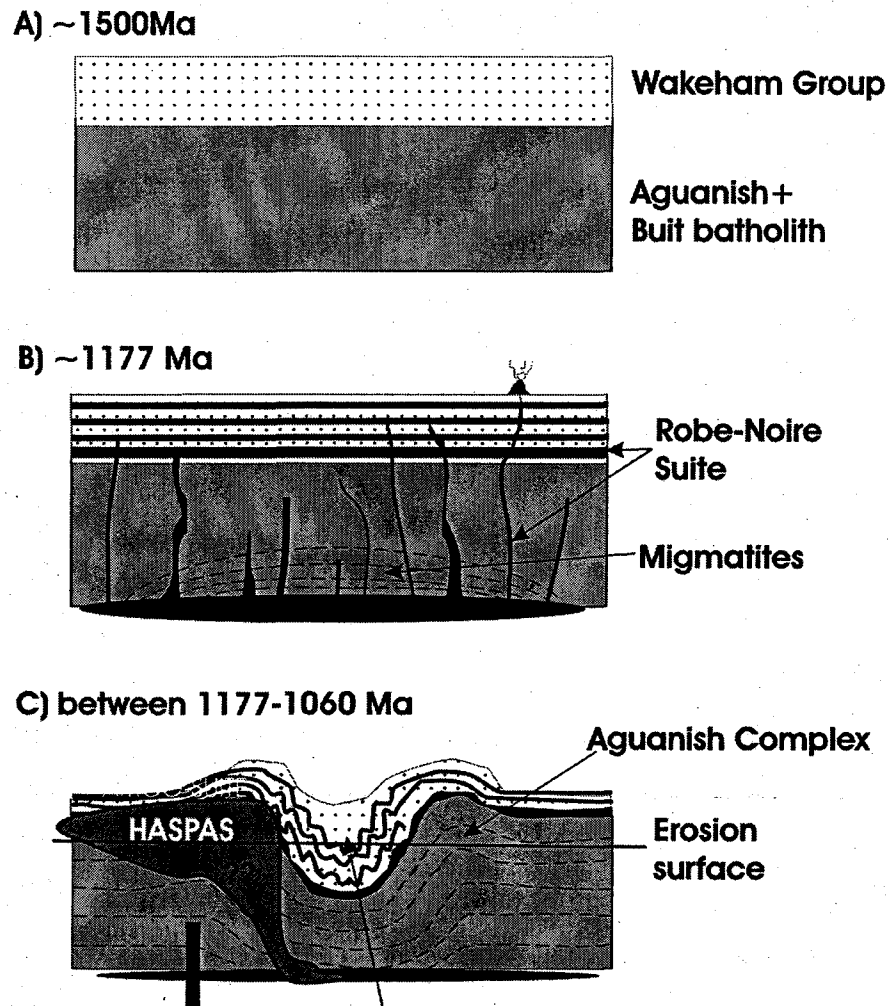


Figure 2.8. Regional tectonic model for the evolution of the Aguanish Complex, Davy trough and Havre-Saint-Pierre anorthosite suite (HSPAS). A) Initial conditions at ~1500 Ma, a sedimentary basin (the Wakeham Group) overlies the granitic middle crust (Aguanish and Buit Complexes). B) ~1177 Ma. Voluminous emplacement of the Robe-Noire Suite as gabbroic sills into the sediments of the Wakeham Group, which overloaded the upper crust and created a thermal blanket. This marks the first stage of a protracted period of underplating, which led to the subsequent massive emplacement of the HSPAS. C). The coupled effect of underplating the lower crust with mafic magma and thermally capping the upper crust with mafic sills resulted in extensive partial melting of the granitic middle crust sandwiched in-between. The gravitationally unstable upper crust (Wakeham Group - Robe-Noire Suite assemblage) sank into the softened ductile granitic middle crust, which escaped laterally and rose by solid-state diapirism. The final structural pattern is a regional trough (Davy trough) flanked by orthogneissic domes and anorthosite.

A number of structural features of the Davy trough appear to be compatible with a sagduction model (Dixon and Summers, 1983): 1) the geometry of the structure is a regional, tight and right synform with a shallow SE-plunging axis, 2) preliminary structural data (Nadeau, unpublished data) suggest the presence of a smaller scale NE-SW-trending trough in the portion of the Davy trough adjacent to the domes of the study area. Mineral and stretching lineations in this smaller-scale trough are all sub-vertical. 3) an increasing metamorphic gradient from the center of the Davy trough towards its margins has been observed (Indares and Martignole, 1993), 4) comparison of lineations associated with the Lac Caron shear zones on the coast (this study) with lineations taken some 30 km further North (Clark, pers. comm.) indicates that they both converge towards the center of the trough; 5) the Davy trough is an isolated structure that is not part of a regional deformation pattern linked to an orogeny.

2.8 Conclusion

In summary, gneiss domes of the orthogneissic Aguanish Complex located in the footwall of the regional-scale Davy trough present structural features indicative of melt-enhanced, solid-state diapirism, including:

- 1) A core-directed distribution of the minimum stretching axes (λ_3) derived from conjugate flanking shear bands in all three orthogneiss domes (Fig. 2.6).
- 2) A tangential distribution of the maximum stretching axes (λ_1) derived conjugate flanking shear bands in the envelope of domes (Fig. 2.6), compatible with the expected strain pattern of the expanding vertex of a diapir (Fig. 2.7D).
- 3) A subvertical attitude of λ_1 within a dome characterized by vertical, constrictive fabrics (Fig. 2.3, 2.6). These strain patterns correspond to those expected in the trunk of a diapir (Fig. 2.7B).
- 4) A radial pattern of lineations in the inner part of the Jalobert dome, which is interpreted as the result of the diapiric upflow of material from the core towards the vertex of a diapir (Fig. 2.3, Fig. 2.7A).
- 5) The presence of a vertical triple junction of foliation trajectories, towards which flow lines (lineations and fold axes) converge (Fig. 2.3) is the expected interference pattern between two growing diapirs and a sinking trough.

- 6) Shallow foliation trajectories, limited to the core of the Jalobert dome, overprinting a steeply-dipping fabric (Fig. 2.2E, F, 2.7C).
- 7) Foliation parallel to lithological contacts at all scales (Fig. 2.1).
- 8) A regional tectonic context compatible with the establishment of a crustal-scale gravity instability (a thermally-softened granitic crust sandwiched in between a dense supracrustal sequence and hot mantle-derived magmas accumulating at the base of the crust; Fig. 2.8).

These domes thus provide the first evidence for melt-enhanced, solid-state diapirism within the Mesoproterozoic Grenville Province. Furthermore, the kinematic analysis of the principal stretching axes derived from conjugate flanking shear bands around gneiss domes provides an additional tool for the understanding of gneiss domes formation.

2.9 Acknowledgement

This work is part of a MSc thesis undertaken by Félix Gervais at INRS-ETE supervised by Léopold Nadeau and co-supervised by Michel Malo. Michel Nadeau-Beaulieu and Guy Scherrer are thanked for field assistance. Insightful comments by Richard L. Brown and Jean Bédard greatly improved a first version of the manuscript, which was further enhanced by thesis reviewers: Jean Bédard and Marc Bardoux and by reviewers Jim Stout, Fried Schwerdtner as well as the editors of this book, Donna Whitney. We would also like to thank Caroline Germain for language editing. The Geological Survey of Canada (GSC) supported fieldwork.

Chapitre 3

MÉCANISMES DE FORMATION DE DOMES GNEISSIQUES

L'origine des dômes gneissiques fait l'objet de vifs débats depuis la description des « mantled gneiss domes » par Eskola (1949) en Finlande. Plusieurs mécanismes peuvent être invoqués afin d'expliquer la formation des dômes gneissiques incluant : i) le diapirisme (cf. Dixon, 1975; Brun, 1983; Choukroune, 1995), ii) la distension (c.f. Brun et Van Den Driessche, 1994 ; Kloppenburg et al., 2001), iii) le plissement superposé (cf. Ramsay et Huber, 1987), iv) le plissement superposé (cf. van Staal et Williams, 1983; Schwerdtner, 1988, 1990 ;), v) les dômes en échelon (Platt, 1980), vi) le plissement en fourreau mégascopique (cf. Goscombe, 1991) et vii) l'extrusion ductile (Beaumont et al. , 2001). L'abondante littérature à ce sujet permet l'identification de critères diagnostiques à chacun de ces mécanismes (Tableau 1 ; Platt, 1980; Brun, 1983; Schwerdtner, 1990; Marshak et al., 1997; Collins, et al., 1998).

En conjonction avec le Tableau 1, les sections suivantes présentent une brève description d'un mécanisme de formation de dômes gneissiques, le(s) contexte(s) géodynamique(s) de mise en place et une liste des critères diagnostiques les plus fréquemment utilisés. Afin d'alléger le texte, les références ne sont pas répétées pour chacun des critères, sauf si un critère provient d'une source unique. La majorité des critères énumérés dans ce chapitre ont été testés dans la région d'étude. Afin de déterminer si les dômes du Complexe d'Aguanish satisfont aux critères diagnostiques, chaque critère est suivi d'une justification en italique basée sur les données structurales appropriées. Enfin, un tableau récapitulatif présentant tous les modèles et leurs critères diagnostiques distinctifs montre les critères qui sont satisfaits dans la région d'étude. On constate ainsi que les modèles de diapirisme et de sagduction sont les seuls pouvant expliquer les patrons structuraux observés dans les dômes orthogneissiques du Complexe d'Aguanish.

3.1 Diapirisme

Le modèle diapirique a souvent été avancé pour expliquer la formation des dômes gneissiques entourés des ceintures de roches vertes des cratons archéens. C'est le cas du craton du Zimbabwe

(Ramsay, 1989; Jelsma et al., 1993), du craton Pilbara de l'Australie occidentale (Collins, 1989; Collins et al., 1998), du craton de Dharwar en Inde australe (Bouhallier et al., 1995; Chardon et al., 1998), de la Sous-Province de Wabigoon, Province du Supérieur de l'Ontario (Schwertdner et al., 1979; Schwertdner et al., 1978) et du bloc de Minto, Province du Supérieur du Québec (Bédard et al., sous-presse). Un modèle diapirique a également été invoqué dans le cas des dômes Paléoprotérozoïques de la région de Kuopio en Finlande orientale (Brun et al., 1981) et du dôme Crétacé de la Montagne Kigluaik en Alaska (Calvert et al., 1999).

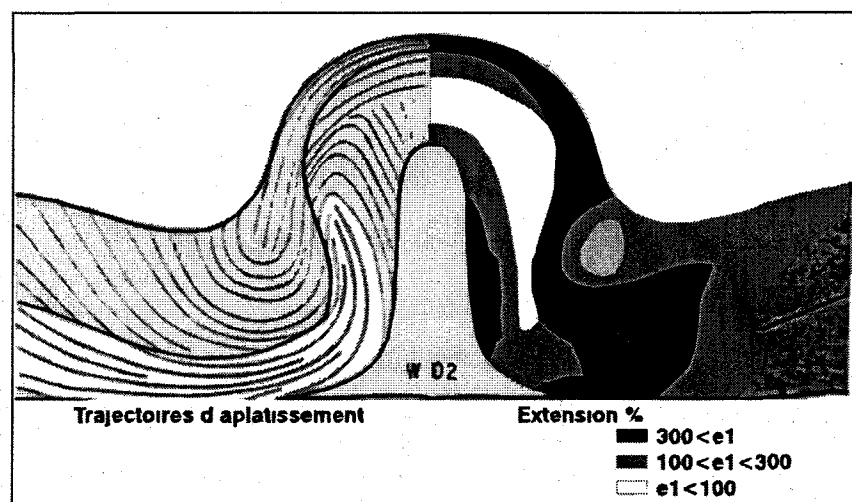


Figure 3.1 Champs de déformation sur une coupe réalisée à travers un dôme diapirique à un stade intermédiaire de son évolution. La moitié droite montre les trajectoires d'aplatissement et la moitié gauche l'intensité de la déformation mesurée en extension finie. Modifié du modèle centrifuge de Dixon, 1975.

L'initiation d'un fluage diapirique nécessite le développement d'une instabilité gravitationnelle de type Raleigh-Taylor. Dans les cratons archéens, une couverture de roche mafique-ultramafique reposant sur un socle granitique plus ductile et de plus faible densité constituait probablement des conditions idéales au développement d'une telle instabilité. Dans la plupart des modèles diapiriques, l'instabilité de type Raleigh-Taylor est favorisée par une réduction de la viscosité du socle par amollissement thermique. À l'Archéen certains modèles suggèrent que l'effet couplé d'un isolant thermique, formé par la couverture mafique, et d'une source de chaleur (plume?) à la base de la croûte serait à l'origine de la fusion partielle, donc de l'amollissement,

du socle granitique (West et Mareschal, 1980; Collins, et al., 1998). Une instabilité gravitationnelle de type Raleigh-Taylor peut conduire à l'enfoncement de la croûte supérieure alourdie par les intrusions mafiques et à la remonté du socle granitique par diapirisme à l'état solide, phénomène appelé sagduction (Chardon, et al. 1998). Le patron structural final correspond à une série de dômes gneissiques ceinturés de quilles de roches vertes. Un corollaire de ce modèle est que les roches du socle doivent avoir subi une fusion partielle, le cœur des dômes seront donc souvent migmatitiques.

Les modèles expérimentaux de diapirisme (cf. Fletcher, 1972; Dixon, 1975; Ramberg, 1981; Cruden, 1990 ; Barnichon et al., 1999) ont permis d'identifier certains des critères diagnostiques utilisés lors des études de terrains. Ces critères sont :

- 1) La présence de foliations parallèles au contour du dôme.

Les dômes du Complexe d'Aguanish sont définis par des foliations concentriques, parallèles aux contacts lithologiques (Fig. 2.1).

- 2) Une distribution radiale des linéations d'étirement par rapport au cœur du dôme.

La portion interne du dôme de Jalobert présente effectivement un patron radial de linéations (Fig. 2.3).

- 3) Dans les régions affectées d'un régime diapirique, les linéations d'étirement plongent suivant le pendage réel.

Une telle relation systématique n'est pas présente dans toute la région; les linéations ayant une direction assez constante N-S malgré une grande variation dans les directions de foliation, sauf dans la partie interne du dôme de Jalobert. Cependant, cette observation pourrait être biaisée puisque seul les portions NE des dômes de Watshishou et Pontbriand émergent (Fig. 2.3).

- 4) Une déformation en cisaillement simple sur les flancs du dôme indiquant un sens de cisaillement « dôme vers le haut » autour du dôme.

Aucun indicateur cinématique de ce type n'a été observé. Par contre, la vérification de ce critère nécessite des affleurements dont la linéation plonge suivant le pendage. C'est le cas dans la portion nord du dôme de Watshishou et dans la portion interne du dôme de Jalobert (Fig. 2.3). Dans le premier cas, le plan d'observation perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation n'est pas souvent visible, puisque les affleurements

sont pour la plupart horizontaux. Dans le deuxième cas, la piètre qualité des affleurements limite l'observation d'indicateurs cinématiques. Ainsi, il est possible que ces cisaillements existent, mais ne soit pas visible.

- 5) Un patron de déformation complexe à l'intérieur d'un diapir avec une zone en constriction verticale dans le tronc et un aplatissement horizontal prononcé dans le toit. Certaines roches peuvent passer d'un champ de déformation à l'autre au cours de l'évolution du diapir et ainsi enregistrer un patron de déformation superposé témoignant de ces deux régimes (Fig. 2.7 ; 3.1).

C'est le cas dans le cœur du dôme de Jalobert où la superposition d'une foliation horizontale sur une foliation à fort pendage est compatible avec le style de déformation de la partie sommitale d'un diapir (Fig. 2.2E et F, 2.7C). De plus, la déformation en constriction verticale dans le dôme de Pontbriand (Fig. 2.3, 2.7B) est compatible avec le type de déformation dans un tronc d'un diapir (Fig. 2.8A, 3.1 ; Dixon, 1975).

- 6) La présence de plis droit d'axes radiaux par rapport au cœur du tronc d'un diapir.

De tels plis n'ont pas été reconnus.

- 7) La présence d'un cœur de densité plus faible.

L'abondance de migmatite d'anatexie dans le cœur des dômes de Watshishou et Jalobert pourrait le suggérer (Fig. 2.2C, D). Cependant, le contraste de densité entre un cœur granitique partiellement fondu et des flancs granitiques solides ne devrait pas être élevé. Par ailleurs, on note un gradient croissant du volume des dikes d'amphibolite du cœur du dôme de Jalobert, qui n'en contient très peu, à la couche de granite de Pontbriand qui entoure les dômes, où les dikes sont nombreux et large de quelques dizaines de mètres. On retrouve aussi la plus grosse masse d'amphibolite/métagabbro sur le flanc est du dôme de Jalobert. Les dômes d'Aguanish présente donc un contraste de densité entre le cœur et les flancs

- 8) Évidence de gonflement (ballooning) tardi-diapirisme. Plusieurs diapirs présentent des évidences d'une expansion radiale.

Les axes principaux de l'ellipsoïde de la déformation finie dérivés des cisaillements migmatitiques conjugués montrent des axes d'allongement maximal tangentielles à l'enveloppe des dômes et des axes d'allongement minimal radial, pointant vers le cœur des dômes, suggérant un processus de gonflement (Fig. 2.6).

- 9) L'interférence entre diapirs est caractérisée par des intersections triples de trajectoires de foliation, nommées points triples, vers lesquels les trajectoires linéaires (axes de plis, linéation) convergent pour adopter une attitude verticale et une forte constriction au sein du point triple.

Un tel point triple est présent au nord du dôme de Pontbriand (Fig. 2.3).

3.2 Sagduction

La modélisation centrifuge de sagduction a aussi conduit à l'identification de critères diagnostiques de diapirisme enregistré dans les fosses intervenant entre les dômes (Dixon et Summers, 1983; Ramberg, 1981) incluant :

- 1) Une fosse en forme de synforme serrée, droite, à axe faiblement plongeant.

La fosse de Davy est une synforme serrée, droite à axe plongeant faiblement vers le SSE (Fig3.2).

- 2) Des trajectoires linéaires qui convergent vers le centre de la fosse.

Les données structurales disponibles montrent que les linéations associées à la zone de cisaillement du Lac Caron plongent suivant le pendage, i.e. vers le centre de la fosse (Fig. 3.2). De plus, les données structurales préliminaires de la portion de la fosse de Davy adjacente à la présente zone d'étude présente un patron de linéations verticales au sein d'une fosse de petite dimension (~10 km de largeur). Les données structurales disponibles ne permettent pas, cependant, de confirmer la présence d'un tel patron de linéation pour l'ensemble de la fosse de Davy.

- 3) Une intensité de déformation plus intense sur les flancs de la fosse caractérisée par du boudinage des unités compétentes. Au centre de la fosse, la déformation est plus faible et caractérisée par des plis par flambage.

Sur la côte, il n'y a pas de gradient de déformation ductile.

- 4) Un gradient métamorphique augmentant du centre vers les flancs de la fosse.

Bien qu'un tel gradient ne soit pas présent sur la côte, il a été documenté dans la partie nord de la fosse de Davy (Camion, 1991; Martignole, 1993).

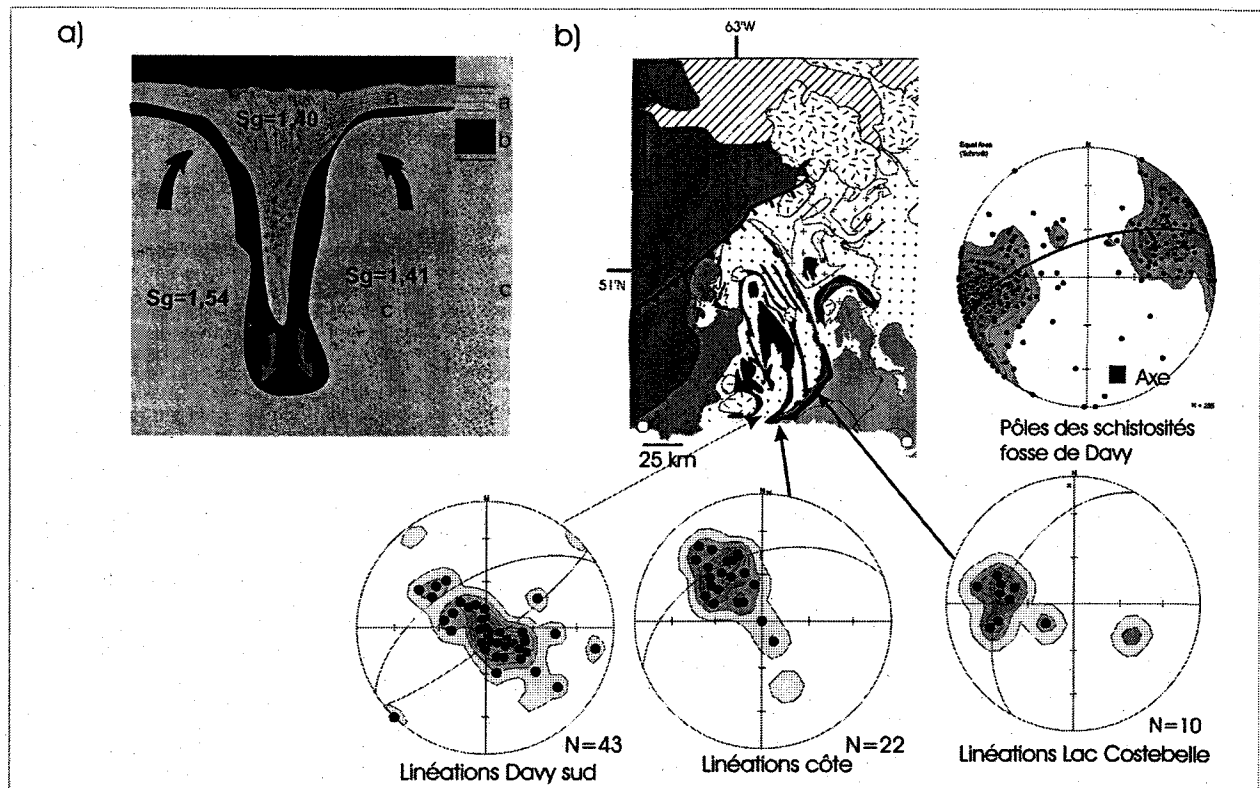


Figure 3.2 a) Modèle centrifuge de sagduction simulant l'enfoncement d'une séquence supracrustale stratifiée ayant une densité moyenne plus grande que son socle (Modifié de Dixon et Summers, 1983). Les conditions initiales de ce modèle sont probablement très similaires à celles du Groupe de Wakeham suite à l'intrusion des sills de gabbro de la Suite de Robe-Noire (ca. 1177 Ma). La géométrie finale est une synforme droite et serrée à plan axial vertical et à axe horizontal. b) Données structurales de la fosse de Davy. La projection stéréographique des pôles de schistosité et de stratification de la fosse (A) confirme la géométrie en synforme droite et serrée de plan axial vertical et à axe plongeant faiblement vers le SSE (données structurales provenant de la compilation SIGEOM du MRN). Les projections stéréographiques des linéations (B, C) obtenues à deux endroits de la zone de cisaillement du Lac Caron (ZCLC) montrent qu'elles plongent selon le pendage et pointent vers le centre de la fosse. Les linéations de la partie sud de la fosse de Davy sont sub-verticales (D).

3.3 Distension

Les modèles de distension sont souvent proposés pour les dômes gneissiques situés dans la zone interne des orogènes Phanérozoïque. C'est le cas entre autre du Complexe Monashee de la Cordillère canadienne (Brown et Read, 1983), du massif Menderes de Turquie (Whitney et Dilek, 1997) et la zone axiale de la Montagne Noire de la chaîne hercynienne française (Van Den Driessche et Brun, 1994). Des modèles similaires ont aussi été suggérés pour expliquer l'origine

de dômes gneissiques du craton archéen Pilbara d'Australie occidentale (Kloppenburg et al., 2001) et de la ceinture Paléoprotérozoïque pénokéenne dans le Minnesota (Holm et Lux, 1996).

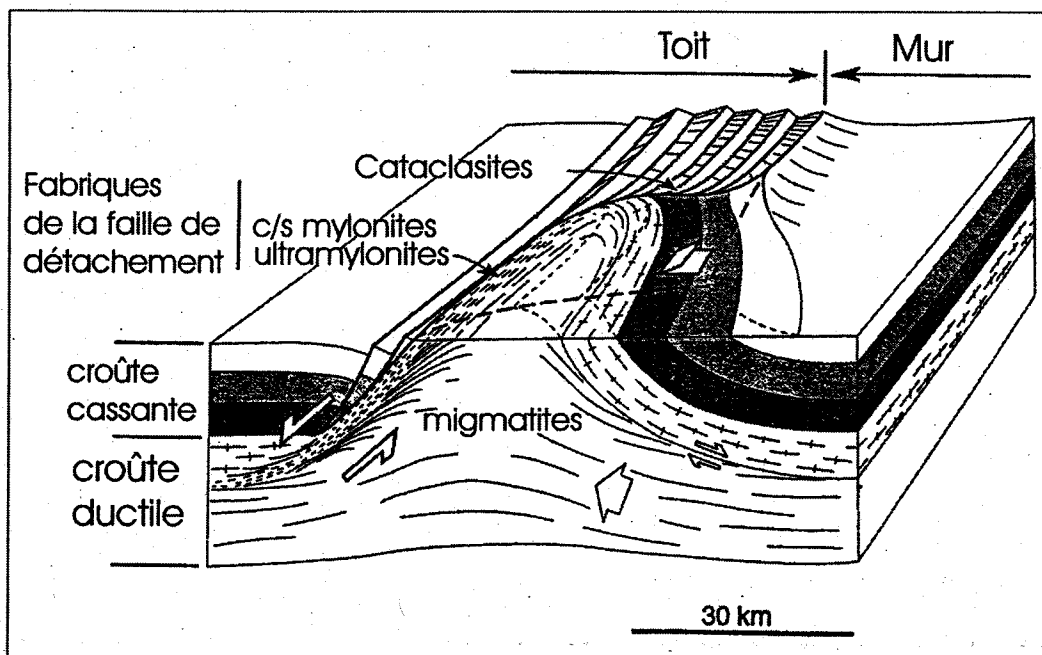


Figure 3.3 Bloc diagramme montrant la géométrie et les régimes de déformation associés à un complexe à noyau métamorphique formé par distension crustale (Traduit de Brun et Van Den Driessche, 1994).

Dans tous les cas, les dômes constituent des complexes à noyau métamorphique (metamorphic core complex) exhumés dans un contexte de distension crustale suite à un épaissement tectonique ayant causé un métamorphisme de haut grade dans la croûte moyenne. De plus, les complexes à noyau métamorphique sont découplés de la croûte cassante supérieure par une faille de détachement principale.

Certains patrons structuraux sont communs à tous les complexes à noyau métamorphique (cf. références ci-haut) et peuvent être utilisés comme critères diagnostiques pour identifier des complexes à noyau métamorphique anciens :

- 1) La présence d'un patron unidirectionnel des linéations d'étirement dans tout le complexe à noyau métamorphique de même que dans la faille de détachement. Ce

critère est de première importance pour la distinction des mécanismes de distension et de diapirisme.

La portion interne du dôme de Jalobert présente un patron radial (Fig. 2.3). Les linéations du Complexe d'Aganish pente généralement faiblement vers le nord (Fig. 2.3) alors que les linéations de la fosse de Davy sud sont subverticales ou pente fortement vers le NO ou vers le SE (Fig. 3.2D).

2) Une faille de cisaillement ductile majeure séparant les roches de haut grade métamorphique du noyau métamorphique d'une couverture faiblement métamorphisée traversée de failles normales (fig. 3.3).

Il n'y a aucun gradient métamorphique de part et d'autre de la zone de cisaillement du Lac Caron dans la région d'étude. De plus, le gradient métamorphique noté dans la portion nord du Groupe de Wakeham est graduel et n'est pas relié à une zone de cisaillement (Indares et Martignole, 1993; Camion, 1991).

3) Une transition d'un régime de déformation ductile à cassant à travers la faille de cisaillement

La zone de cisaillement du Lac Caron a été active en régime ductile et cassant.

4) La séquence de couverture est découpée par une série de failles normales (Fig3.3).

Aucune faille normale n'a été répertoriée dans la fosse de Davy.

3.4 Raccourcissement

Plusieurs modèles de formation de dômes gneissiques par raccourcissement ont été proposés.

3.4.1 Plissement superposé

Le plissement superposé par flambage (buckling) a été proposé pour expliquer la formation de certains dômes gneissiques (cf., van Staal et Williams, 1983 ; Schwerdtner, 1990 ; Naha et al., 1995). Dans les modèles de plissement par flambage, la condition nécessaire à la formation de dômes kilométriques, est l'existence d'un contraste de compétence entre les unités principales (Brun, 1983). Dans la croûte moyenne, un grand contraste de compétence entre les orthogneiss granitiques ne devrait pas exister (Brun, 1983) et les plis « cusplate-lobate » devrait dominés (Fig.

3.4A). Le plissement subséquent de tel plis est susceptible de former des dômes à la place des lobes. Ainsi, étant donné que la couche la plus compétente forme les lobes, les roches occupant le cœur de dômes formés par ce mécanisme étaient obligatoirement plus compétentes que leurs couvertures. Les critères diagnostiques de plissement superposé sont :

- 1) La présence des unités plus compétentes dans le cœur des dômes. (Fig. 3.4b; Brun, 1983).

L'analyse structurale (Chap. 2) montre un lien entre la fusion partielle des orthogneiss et la formation des dômes, avec une quantité de mobilisation plus importante dans les dômes. Ainsi, les cœurs des dômes étaient probablement un peu plus ductile que leurs enveloppes lors de la formation des dômes.

- 2) La mise en évidence de deux champs de contrainte distincts dans les dômes (Fig. 3.4a ; Brun, 1983; Ramsay et Huber, 1987).

Aucune structure mésostructurale observée dans les dômes n'est compatible avec deux phases de plissement.

- 3) Un patron en dôme et bassin possédant une grande organisation géométrique (Ramsay et Huber, 1987).

La coupe structurale et la carte géologique de la région d'étude montrent bien qu'une telle organisation n'est pas présente. La taille des dômes de Jalobert et Watshishou est disproportionnée par rapport au dôme Pontbriand. L'amplitude des dômes Watshishou et Jalobert ne semble pas égale et les bassins sont mal développés et d'orientations diverses (Fig. 2.1, 2.3). De plus, le patron des trajectoires structurales de la région inter-dômes est très irrégulier (Fig. 2.1, 2.3).

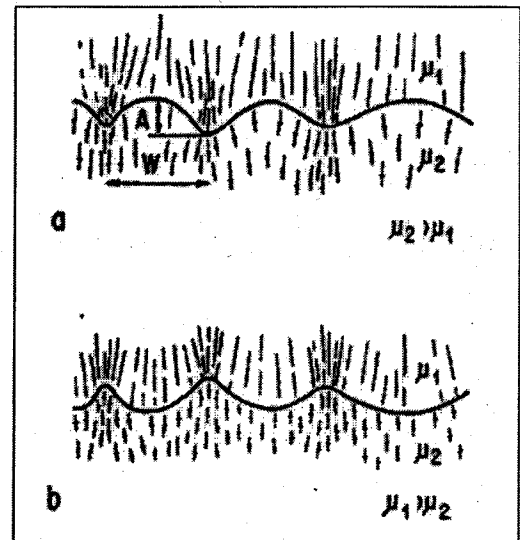
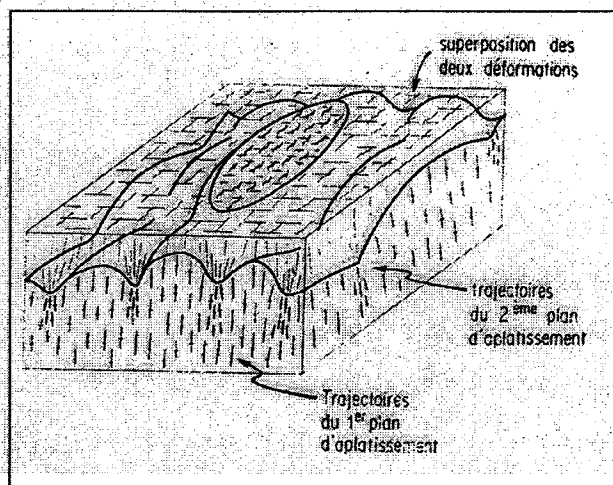


Figure 3.4 a, b. Plis et trajectoires de déformation lors du plissement d'une interface simple. La formation de dômes est possible uniquement lorsque le socle est plus compétent que la couverture (b). c) Bloc diagramme montrant un dôme formé par plissement superposé (Tiré de Brun, 1983).

3.4.2 Raccourcissement d'une anisotropie horizontale

Des modèles selon lesquels une anisotropie planaire initiale serait reprise par deux événements de raccourcissement orthogonaux ou par un aplatissement inhomogène ont été évoqués pour expliquer la formation d'un dôme Svecofennien du SW de la Finlande (van Staal et Williams, 1983) et des dômes de la sous-province de Wabigoon en Ontario (Schwerdtner, 1990). Dans ces modèles, les évidences de déformation pénétrative les plus intenses sont associés à l'anisotropie initiale et c'est elle qui contrôle la formation des dômes (van Staal et Williams, 1983; Schwerdtner, 1990). Ainsi, les critères diagnostiques invoqués pour ces modèles sont :

- 1) Idem au critère 1) du mécanisme de plissement superposé.
- 2) L'existence d'une anisotropie planaire initiale.

Le patron de linéation sub-verticale du domaine Pontbriand (Fig. 2.3), vraisemblablement synchrone avec la déformation des autres domaines, suggère qu'une telle anisotropie n'a jamais existé ou, du moins, qu'il n'y a eu aucun contrôle d'une anisotropie planaire initiale

sur la formation des dômes. En outre, la seule foliation horizontale est limitée au cœur du dôme de Jalobert et son origine est tardive (Fig. 2.2E, F, 2.7C).

3.5 Cisaillement

3.5.1 Dômes en échelon

Il est bien connu que les plis en échelon peuvent être associés à un régime de cisaillement en décrochement (Sylvester, 1988). Ce type de régime, appliqué dans la croûte ductile moyenne, serait certainement enclin à la formation de plis non-cylindriques en forme de dôme par déformation hétérogène (Platt, 1980). Ce modèle a été proposé pour la formation des dômes dans la ceinture de roches vertes et granites d'Agnew, d'Australie occidentale (Platt, 1980). Des dômes formés dans un tel contexte et dont la formation n'est pas contrôlée par une anisotropie horizontale initiale devraient remplir les conditions suivantes (Platt, 1980; Brun, 1983) :

1) Un plan d'aplatissement recoupant les contours des dômes (Fig. 3.5a).

Les foliations sont partout parallèles aux contacts lithologiques (Fig. 2.1).

2) Des linéations sub-horizontales de direction constante, parallèles à l'allongement des dômes (Fig. 3.5a).

Condition non rencontrée puisque le patron des trajectoires de linéations est radial dans la portion interne du cœur du dôme de Jalobert et vertical dans le domaine Pontbriand (Fig. 2.3).

3) Des évidences répandues d'un régime de déformation en décrochement.

Les quelques indicateurs cinématique observés, de même que la zone locale de cisaillement en décrochement dextre à l'ouest du dôme de Jalobert ne constituent pas des évidences assez fortes pour conclure à un régime pénétratif de cisaillement en décrochement. En outre, l'analyse des cisaillements migmatitiques conjugués montrent que la déformation était coaxiale lors du développement des dômes.

Il est à noter que la formation de dôme en régime de transtension ou transpression peut produire un patron similaire. Cependant, ces régimes de déformation peuvent produire des styles de déformation très variés selon les conditions cinématiques de bordure (cf. Fossen et Tikoff, 1998).

La démonstration d'une origine transpressive ou transtensive pour des dômes gneissiques doit être faite cas par cas, mais à tout le moins, satisfaire en partie les critères ci-haut.

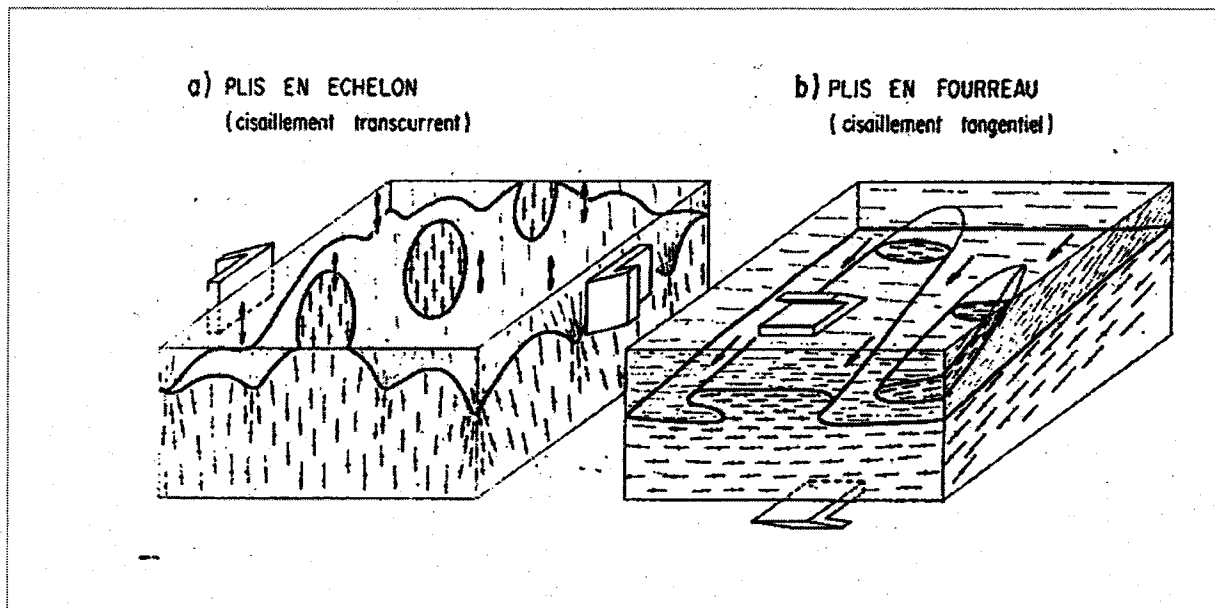


Figure 3.5 a) Dôme en-échelon formé par un cisaillement en décrochement. b) Dôme délimité par la coupe oblique d'un pli en fourreau mégascopique formé par cisaillement tangentiel (Tiré de Brun, 1983).

3.5.2 Plis en fourreau

Des plis en fourreau kilométriques en forme de dôme ont été répertoriés dans quelques nappes de chevauchement, notamment dans les Calédonides écossaises néoprotérozoïque (Alsop et Holdsworth, 1999), le Block d'Arunta mésoprotérozoïque d'Australie (Goscombe, 1991) et la nappe de Mont Rose des Alpes suisses (Lacassin et Mattauer, 1985). Un pli non-cylindrique est qualifié de pli en fourreau lorsque la courbure de son axe dépasse 90° (Ramsay et Huber, 1987). La formation de ces plis nécessite une forte déformation non-coaxiale, le plus souvent associée à une phase de chevauchement intense. Au cours de cette déformation les éléments linéaires (axe de plis, linéations précoces) tendent à être progressivement réorientés dans une direction parallèle à la direction de transport marquée par la linéation d'étirement. Il est important de spécifier que la surface d'érosion doit recouper obliquement les plis en fourreau pour former un patron en

dômes. Les dômes formés par ce mécanisme devraient répondre aux critères diagnostiques suivants :

- 1) Des linéations d'étirement très bien développées de direction et de plongée constante (Fig. 3.5b).

Malgré une direction assez constante, la plongée des linéations varie beaucoup dans la région d'étude (Fig. 2.3). De plus, le patron des trajectoires de linéations est radial dans le cœur du dôme de Jalobert (Fig. 2.3).

- 2) Des critères de cisaillement tangentiel abondant, incluant des linéations d'étirement plongeant selon le pendage et des indicateurs cinématiques de cisaillement simple.

Étant donné que l'orientation générale des foliations et l'allongement du dôme de Jalobert sont N-S et à pendage moyen à fort, les linéations d'étirement développées en cisaillement tangentiel devraient être de direction E-O et à fort pendage, ce qui n'est pas le cas (Fig. 2.3). La foliation horizontale du cœur du dôme de Jalobert (Fig. 2.1B, 2.2E et F) de même que le régime de déformation coaxial établi à partir des cisaillements migmatitiques conjugués (Fig. 2.6, 2.7) ne sont pas non plus compatibles avec ce modèle.

3.6 Extrusion ductile (« channel flow »)

Récemment, un modèle tectonique d'extrusion ductile a été proposé pour la chaîne himalayenne (Beaumont et al., 2001). Selon ce modèle, l'exhumation des roches de haut grade métamorphique du Haut-Himalaya serait la conséquence de l'extrusion d'une couche de la croûte moyenne ayant subi un amollissement thermique important. Cette extrusion serait le résultat de l'action combinée du poids de la chaîne épaissie, le sous-chevauchement de la croûte indienne sous la couche ductile et d'un taux d'érosion élevé de l'avant-pays au niveau de l'extrusion.

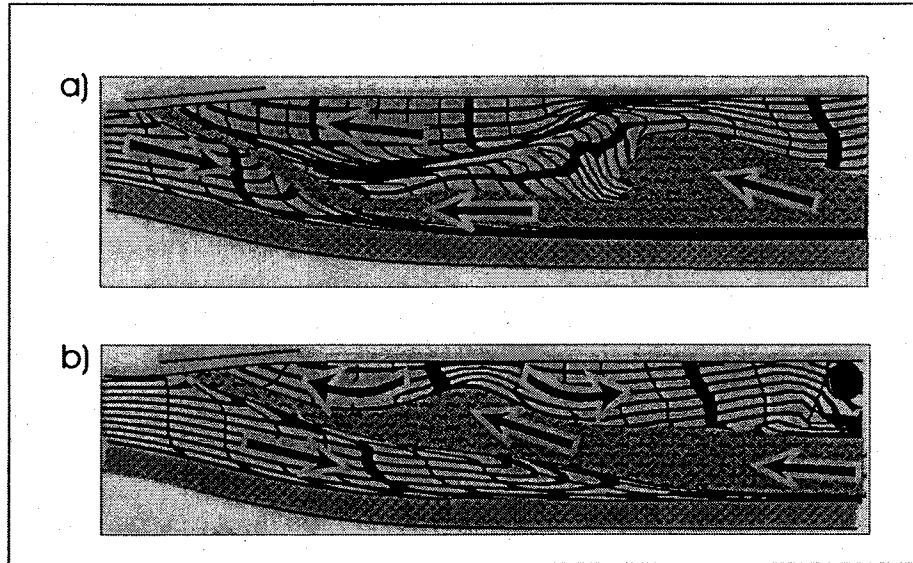


Figure 3.6 Mécanismes de formation de dôme gneissique par extrusion ductile d'une couche de la croûte moyenne partiellement fondue suite : a) à l'amincissement crustal causé par le détachement de la croûte supérieure dans l'arrière-pays, b) au soulèvement de la croûte sous-chevauchée qui comprime la couche ductile vers le haut. Modifié de Beaumont et al., 2001.

Dans ce modèle, deux mécanismes sont proposés pour la formation de dômes gneissiques situés entre la suture au nord et le front de dénudation au sud (Fig. 3.6a, b). Le premier mécanisme implique la formation de dômes par fluage de la couche ductile sous une croûte supérieure amincie par une faille de détachement dirigée vers l'Inde (Fig. 3.6a). On peut émettre l'hypothèse que des dômes formés par ce modèle seraient très semblables à ceux formés par distension. Le deuxième mécanisme nécessite la remontée de la croûte indienne sous-chevauchée qui comprime la couche ductile vers le haut, causant l'extension et le bombement de la croûte supérieure ainsi déstabilisée (Fig. 3.6b). Pour ce dernier modèle, il est aussi possible de prévoir le bombement d'une première foliation sub-horizontale formée par l'extrusion latérale initiale. Ce bombement serait accompagné de cisaillements de sens normal de part et d'autre du dôme associé à l'extension coaxiale de la croûte supérieure. La séquence de déformation présumée serait donc 1) D_1 horizontale et en cisaillement tangentiel; 2) D_2 marquée par le bombement de D_1 , l'augmentation de l'intensité de la déformation à l'approche de la couverture, une déformation en cisaillement simple de sens normal sur les flancs du dôme, et une déformation coaxiale au cœur du dôme. Jusqu'ici, aucune étude de terrain n'est venue prouver ce modèle d'extrusion ductile pour la formation des dômes. Par contre, le patron structural du dôme

de Kangmar (Lee et al., 2000) serait potentiellement compatible avec le mécanisme d'extrusion forcée décrit ci-haut. En effet, l'analyse structurale montre l'existence d'une foliation mylonitique (S_2) bombée par un événement de déformation subséquent et des régimes de déformation coaxiaux dans le cœur du dôme et non-coaxiaux sur les flancs. Dans ce dôme, les linéations d'étirements associées à la foliation S_2 sont de direction N-S et le sens de cisaillement est normal sur les flancs nord et sud.

Bien qu'aucun critère diagnostiques n'est encore établi, ce modèle implique le développement d'une fabrique précoce horizontale qui n'a probablement jamais existée (cf., critère 2) du mécanisme de raccourcissement d'une anisotropie horizontale).

Tableau 1

Critères diagnostiques des mécanismes de formation des dômes gneissiques appliqués à la région d'étude	O	N	?
Diapirisme (c.f. Dixon, 1975 ; Choukroune, 1995)			
1) Foliation parallèle aux contours du dôme	X		
2) Patron radial de linéations d'étirement.	X		
3) Linéations d'étirement plongeant selon le pendage.	X	X	
4) Cisaillement dôme-vers-le-haut autour du dôme.		X	X
5) Patron de déformation des dômes conforme à des diapirs.	X		
6) Plis en cascade.		X	
7) Cœur de densité plus faible.	X		
8) Évidence de « ballooning » tardi-diapirisme.	X		
9) Patron d'interférence entre les diapirs (Point triple)	X		
Sagduction (Dixon et Summers, 1983)			
1) Géométrie en fosse	X		
2) Convergence des trajectoires linéaires vers une zone de subsidence maximale.	X		X
3) Déformation concentrée aux marges de la fosse.		X	
4) Gradient métamorphique du centre vers les marges de la fosse.	X		
Distension « metamorphic core complex » (c.f. Collins et al.1998)			
1) Patron de linéation unidirectionnel.		X	
3) Faille de cisaillement ductile séparant les roches de haut-grade métamorphique du mur des roches faiblement métamorphisées du toit.		X	
4) Transition ductile à cassant dans la faille de détachement.		X	
5) La séquence de couverture est découpée par des failles normales (cassante).		X	
Plis superposés (c.f. Brun, 1983)			
1) Unité compétente dans le cœur des dômes.		X	
2) Deux champs de déformation distincts dans les dômes.		X	
3) Grande organisation géométrique.		X	
Raccourcissement d'une anisotropie horizontale (c.f. Schwerdtner, 1990)			
1) Unités plus compétentes au cœur.		X	
2) Existence d'une anisotropie initiale.		X	
Dômes en échelon (Platt, 1980 ; Brun, 1983)			
1) Plan d'aplatissement recoupant les contours des dômes.		X	
2) Linéations d'étirement sub-horizontales constantes, parallèles à l'allongement des dômes.		X	
3) Évidence d'un régime de cisaillement en décrochement.		X	
Plis en fourreau kilométriques (c.f. Brun, 1983 ; Goscombe, 1991)			
1) Orientation constante des linéations d'étirement.		X	
2) Évidence d'un régime de déformation tangentiel.		X	
Extrusion ductile (Beaumont et a., 2001)			
1) Fabrique précoce horizontale.		X	

3.7 Conclusion

Ainsi, ce tableau récapitulatif montre bien que les seuls mécanismes de formation de dômes gneissiques compatibles avec les patrons structuraux des dômes du Complexe d'Aganish sont le diapirisme et la sagduction, puisque les patrons observés ne correspondent à aucun critères diagnostiques des autres modèles.

Cependant, certains critères diagnostiques de diapirisme et de sagduction ne sont pas rencontrés. En ce qui concerne le diapirisme, l'absence d'indicateurs de cisaillements « dômes-vers-le-haut » peut s'expliquer par l'expansion tardi-diapirisme du dôme de Jalobert et par la rareté de surface d'exposition verticales propices à l'observation de tels indicateurs. Théoriquement, un tronc de diapir, comme le dôme de Pontbriand, devrait présenter des plis en cascade d'axes radiaux par rapport à son cœur. De tels plis n'ont pas été observés, mais l'interprétation des photographies aériennes suggère leur présence. Ainsi, une cartographie plus rigoureuse de ce dôme serait à effectuer.

Somme toute, ce chapitre complète et renforce l'argumentation faite au chapitre 2 en procédant par élimination des autres modèles possibles.

CHAPITRE 4

CONCLUSION, RECOMMANDATIONS ET APPORTS SCIENTIFIQUES

Les résultats de l'analyse structurale des dômes orthogneissiques du Complexe d'Aguanish indiquent que ces dômes ont été formés par le fluage diapirique de roches partiellement fondues. Cette analyse démontre aussi tout le potentiel que présente l'étude des cisaillements d'extension migmatitique comme outil d'analyse cinématique des terrains de haut-grade métamorphique. Il serait d'ailleurs intéressant d'en vérifier l'utilité ailleurs dans la Province de Grenville puisque de telles structures y sont très répandues (voir par exemple la carrière Petite-Bergeronne près de Tadoussac ; Sawyer, 2001).

Pour sa part, le modèle diapirique présenté ici aurait tout avantage à être appuyé par des analyses géothermobarométriques, géochronologiques et thermochronologiques du Complexe d'Aguanish et de la fosse de Davy adjacente. Au moment du dépôt initial de ce mémoire, des âges U-Pb sur un métagabbro pegmatitique du dôme de Jalobert et sur un leucosome du dôme de Watshishou étaient attendus. Ces nouvelles données vont d'une part, potentiellement permettre d'établir si les dikes du Complexe d'Aguanish et les sills de la Suite de Robe-Noire sont du même âge (ca. 1 177 Ma) et, d'autre part, fournir l'âge du pic métamorphique et de la formation des dômes du complexe orthogneissique. En outre, des contraintes temporelles plus étoffées permettraient de tester l'hypothèse tectonique régionale de sagduction qui, faut-il le rappeler, n'est pas appuyée par des études de terrain détaillées. Ainsi, il serait important d'effectuer des études structurales, stratigraphiques et thermochronologique dans la fosse de Davy afin de déterminer si elle correspond bien à une fosse sagductée. À la lumière des conclusions rapportées dans ce mémoire, il s'avèrerait aussi souhaitable de réévaluer les relations structurales, métamorphiques et géochronologiques entre la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, le Complexe de Buit et la fosse de Davy afin de vérifier l'applicabilité du modèle de chevauchement invoqué pour la région (i.e. Madore et al., 1999; Gobeil et al., sous presse).

Enfin, malgré la grande diversité de mécanismes de formation de dômes gneissiques, l'étude rapportée dans ce mémoire démontre qu'il est possible d'identifier le mécanisme applicable aux dômes étudiés en comparant les données de l'analyse structurale aux critères diagnostiques

reconnus pour chaque mécanisme (Chap.3). Les dômes gneissiques étant communs dans la Province de Grenville, une analyse structurale détaillée de ces structures a le potentiel de fournir un nouvel éclairage quant à l'évolution tectonique, souvent mal comprise, de la portion interne de cette province géologique.

LISTE DES RÉFÉRENCES

- Alsop, G.I. et Holdsworth, R.E., 1999, Vergence and facing patterns in large-scale sheath folds: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 335-1349.
- Barnichon, J.D., Havenith, H., Hoffer, B., Charlier, R., Jongmans, D. et Duchesne, J.C., 1999, The deformation of the Egersund-Ogna anorthosite massif, South Norway; finite-element modelling of diapirism: *Tectonophysics*, v. 303, p. 109-130.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H. et Lee, B., 2001, Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation: *Nature*, v. 414, p. 38-742.
- Bédard, J.H., Brouillette, P., Madore, L. et Berclaz, A., 2003, Archean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic vs vertical tectonic models: *Precambrian Research*, sous presse.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. et Ballèvre, M., 1993, Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archean Dharwar craton: the Holenasipur area, southern India: *Precambrian Research*, v. 63, p. 43-58.
- Bouhallier, H., Chardon, D. et Choukroune, P., 1995, Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures: The Dharwar craton (Karnataka, South India): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 135, p. 57-75.
- Brown, M., 2001, Orogeny, migmatites and leucogranites: a review: *Proceedings of the Indian Academy of Science (Earth and Planetary Science)*, v. 110, p. 313-336.
- Brown, R.L. et Read, P.B., 1983, Shuswap terrane of British Columbia: a Mesozoic "core complex.": *Geology*, v. 11, p. 164-168.
- Brun, J.P. et Pons, J., 1981, Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation. *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 219-229.
- Brun, J.P., 1983, L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests: *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 25, p. 219-228.
- Brun, J.P., 1983, Isotropic points and lines in strain fields: *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 321-327.
- Brun, J.P. et Van Den Driessche, 1994, Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics: *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 165, p. 519-530.

- Brun, J.P., Gapais, D. et Le Theoff, B., 1981, The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): interfering diapirs: *Tectonophysics*, v. 74, p. 283-304.
- Bucher, K. et Frey, M., 1994, *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 6 ed.: Berlin, Springer-Verlag, 318 p.
- Camion, E., 1991, Évolution métamorphique et tectonique du supergroupe de Wakeham (Province de Grenville, Québec): Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, TH 1599, 99 p.
- Calvert, A.T., Gans, P.B. et Amato, J.M., 1999, Diapiric ascent and cooling of a sillimanite gneiss dome revealed by ^{40}Ar - ^{39}Ar thermochronology: the Kigluaik Mountains, Seward Peninsula, Alaska, *in*: Ring, U., Brandon, M.T., Lister, G.S. et Willet, S.D. (eds), *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*: Geological Society of London, Special Publications, v. 154, p. 205-232.
- Chardon, D., Choukroune, P. et Jayananda, M., 1998, Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaen tectonics: *Precambrian Research*, v. 91, p. 15-39.
- Choukroune, P., 1995, Déformation et Déplacements dans la Croûte Terrestre: Paris, Masson, p. 106-142.
- Choukroune, P., Ludden, J.N., Chardon, D., Calvert, A.J. et Bouhallier, H., 1997, Archean crustal growth and tectonic processes: a comparaison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India, *in*: Burg, J.-P. et Ford, M. (eds.), *Orogeny Through Time*: Geological Society of London, Special Publications, v. 121, p. 63-98.
- Clark, T., Machado, N., 1995, New U-Pb dates from the Wakeham Terrane and its basement : preliminary results. *in*: Lithoprobe, Abitibi-Grenville Project, Results from a combined meeting on the Grenville province with the ECSOOT transect; Report 49, p. 29-35.
- Collins, W.J., 1989, Polydiapirism of the Archean Mount Edgar Batholith, Pilbara Block, Western Australia: *Precambrian Research*, v. 43, p. 41-62.
- Collins, W.J., Van Kranendonk, M.J. et Teyssier, C., 1998, Partial convective overturn of Archean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications: *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 1405-1424.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L., van Breemen, O. et Pilote, P., 2003, Tracking the Wakeham Group volcanics and associated Cu-Fe-oxydes hydrothermal activity from La Romaine eastward, eastern Grenville Province, Québec: Commission géologique du Canada, Rapport de recherches en cours, Étude 2003-C12, 11 p.
- Cruden, A.R., 1990, Flow and fabric development during the diapiric rise of magma: *Journal of Geology*, v. 98, p. 681-698.

- Davidson, A., 1998, An overview of Grenville Province geology, Canadian Shield: chapter 3, *in*: Lucas, S.B. et St-Onge, M.R. (co-ord.), Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America: Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 7, p. 205-270 (aussi Geological Society of America, The Geology of North America, v. C-1).
- Dixon, J.M., 1975, Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures: *Tectonophysics*, v. 28, p. 89-124.
- Dixon, J.M. et Summers, J.M., 1983, Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1843-1861.
- Emslie, R.F. et Hunt, P., 1990, Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province: *Journal of Geology*, v. 98, p. 213-231.
- Eskola, P., 1948, The problem of mantle gneiss domes. *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 104, p. 461-476.
- Fletcher, R.C., 1972, Applications of a mathematical model to the emplacement of mantled gneiss domes: *American Journal of Sciences*, v. 272, p. 197-216.
- Fossen, H. et Tikoff, B., 1998, Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings, *in*: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. et Dewey, J.F. (eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*: Geological Society of London, Special Publications, v. 135, p. 15-33.
- Gobeil, A., Brisebois, D., Verpaelst, P., Chevé, S., Madore, L., Clark, T., Wodicka, N. et David, J., 2003, Géologie de la région Manitou-Wakeham, *in*: Brisebois, D. et Clark, T. (eds.), *Synthèse géologique et métallogénique de la Partie Est de la Province de Grenville*: Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, sous presse.
- Goscombe, B., 1991, Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, Central Australia: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 299-318.
- Gower, C.F., 1996, The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada, *in*: Brewer, T.S. (ed.), *Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region*: Geological Society of London, Special Publications, v. 112, p. 197-218.
- Gower, C.F. et Krogh, T.E., 2002, A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, p. 795-829.

- Gower, C.F. et Krogh, T.E., 2003, A U-Pb geochronological review of the Pre-Labradorian and Labradorian geological history of the eastern Grenville Province, *in* : Brisebois, D. et Clark, T. (eds.), Synthèse géologique et métallogénique de la Partie Est de la Province de Grenville: Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, sous presse.
- Grasemann, B. et Stüwe, K., 2001, The development of flanking folds during simple shear and their use as kinematic indicators: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 715-724.
- Hanmer, S. et Passhier, C.W., 1991, Shear sense indicators: a review: Geological Survey of Canada, Paper 90-17, 72 p.
- Hanmer, S., Corrigan, D. et Ganas, A., 1996, Orientation of nucleating faults in anisotropic media : insights from the three-dimensional deformation experiments. *Tectonophysics*, v. 267, p. 275-290.
- Holm, D.K. et Lux, D.R., 1996, Core complex model proposed for gneiss dome development during collapse of the Paleoproterozoic Penokean orogen, Minnesota: *Geology*, v. 24, p. 343-346.
- Indares, A. et Martignole, J., 1993, Étude régionale du Supergroupe de Wakeham, Moyenne-Côte-Nord: Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 91-21, 73 p.
- Jelsma, H.A., van der Beek, P.A. et Vinyu, M.L., 1993, Tectonic evolution of the Bindura-Shamva greenstone belt (northern Zimbabwe): progressive deformation around diapiric batholiths: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 163-176.
- Kloppenburg, A., White, S.H. et Zegers, T.E., 2001, Structural evolution of the Warrawoona Greenstone Belt and adjoining granitoid complexes, Pilbara Craton, Australia: implications for Archean tectonic processes: *Precambrian Research*, v. 112, p. 107-147.
- Lacassin, R. et Mattauer, M., 1985, Kilometre-scale sheath folds at Mattmark and implications for transport direction in the Alps: *Nature*, v. 315, p. 739-741.
- Lamouroux, C., Ingles, J. et Debat, P., 1991, Conjugate ductile shear zones : *Tectonophysics*, v. 185, p. 309-323.
- Larbi, Y., Stevenson, R., Verpaelst, P., Madore, L. et Brisebois, D., 2003, Caractérisations isotopique (Sm-Nd) et géochimique (éléments majeurs et trace) du Groupe de Wakeham, NE Québec: bassin sédimentaire protérozoïque dans la Province de Grenville, *in*: Brisebois, D. et Clark, T. (eds.), Synthèse géologique et métallogénique de la Partie Est de la Province de Grenville: Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, sous presse.
- Lee, J., Hacker, B.R., Dinklage, W.S., Wang, Y., Gans, P.B., Calvert, A., Wan, J., Chen, W., Blythe, A. et McClelland, W., 2000, Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: structural, petrologic, and thermochronologic constraints: *Tectonics*, v. 19, p. 872-895.

- Lister, G.S. et Davis, G.A., 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 65-94.
- Loveridge, W.D., 1986, U-Pb ages on zircon from rocks of the Lac Morhiban map area, Quebec. *In* : Current Research, Part A. Geological Survey of Canada; Paper 86-1A, p. 523-530.
- Madore, L., Verpaelst, P., Brisebois, D., Hocq, M., Dion, D.J., 1999, Géologie de la région du lac Allard (SNRC 12L/11): Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-01, 37 p.
- Marshak, S., Tinkham, D., Alkmim, F., Bruecker, H. et Bornhorst, T., 1997, Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse—core complexes, diapirs, or neither?: Examples from the Quadrilátero Ferrífero and the Penokean orogen: *Geology*, v. 25, p. 415-418.
- Martignole, J., Machado, N. et Indares, A., 1994, The Wakeham Terrane: a Mesoproterozoic terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province: *Precambrian Research*, v. 68, p. 91-306.
- Mercier, J., et Vergely, P., 1992, *Tectonique* : Paris, Dunod, 214 p.
- McLellan, E.L., 1983, Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides: *Journal of metamorphic Geology*, v. 1, p. 241-262.
- McLellan, E.L., 1988, Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska: *Journal of metamorphic Geology*, v. 6, p. 517-542.
- Naha, K., Mukhopadhyay, D., Dastidar, S. et Mukhopadhyay, R.P., 1995, Basement-cover relations between a granite gneiss body and its metasedimentary envelope: a structural study from the Precambrian tectonic province, southern India: *Precambrian Research*, v. 72, p. 283-299.
- Naney, M.T., 1983, Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems: *American Journal of Science*, v. 283, p. 993-1033.
- Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C. et Vanderhaeghe, O., 2002, Partial melting and decompression of the Thor-Odin dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera: *Lithos*, v. 61, p. 103-125.
- Parrish, R.R., 1990, U-Pb dating of monazite and its application to geological problems: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1431-1450.
- Passhier, C.W., 2001, Flanking structures. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 951-962.
- Platt, J.P., 1980, Archean greenstone belts: a structural test of tectonic hypotheses: *Tectonophysics*, v. 65, p. 127-150.

- Platt, J.P. et Vissers, R.L.M., 1980, Extensional structures in anisotropic rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 2, p. 397-410.
- Ramberg, H., 1981, *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*, 2nd ed.: London, Academic Press, 214p.
- Ramsay, J.G., 1982, Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts, *in*: Hsü. K. J. (ed.), *Mountain Building Process: An Introduction*: London, Academic Press Inc., p. 11-128.
- Ramsay, J.G., 1989, Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 191-209.
- Ramsay, J.G. et Huber, M.I., 1987, *The Techniques of Modern Structural Geology; Volume 2; Folds and fractures*: London, Academic Press, 462 p.
- Ranalli, G., Brown, R.L. et Bosdachin, R., 1989, A geodynamic model for extension in the Shuswap core complex, southeastern Canadian Cordillera: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 1647-1653.
- Rivers, T., 1997, Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 86, p. 117-154.
- Sawyer, E.W., 1996, Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 87, p. 85-94.
- Sawyer, E.W., 1999, Criteria for the recognition of partial melting, *in*: Brown, M.G. et Kotkova, J. (eds), *Crust melting in nature and experiment: Physics and Chemistry of the Earth. Part A: Solid Earth and Geodesy*, v. 24, p. 269-279.
- Sawyer, E.W., 2001, Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatexitic rocks: *Journal of metamorphic Geology*, v. 19, p. 291-309.
- Scherrer, G., 2003, *Géochimie et pétrogenèse des roches métagabbroïques du domaine de Natashquan, secteur oriental de la Province de Grenville : Mémoire de maîtrise, INRS-ETE, sous presse.*
- Schwerdtner, W.M., Sutcliffe, R.H. et Tröeng, B., 1978, Patterns of total strain within the crestal region of immature diapirs. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 15, p. 1437-1447.
- Schwerdtner, W.M. et Lumbers, S.B., 1980, Major diapiric structures in the Superior and Grenville Provinces of the Canadian Shield of Ontario: *Geological Association of Canada, Special Paper 20*, p. 149-180.

- Schwerdtner, W.M., 1982, Salt stocks as natural analogues of Archean gneiss diapirs: *Geologische Rundschau*, v. 71, p. 370-379.
- Schwerdtner, W.M., 1987, Interplay between folding and ductile shearing in the Proterozoic crust of the Muskoka-Parry Sound region, central Ontario: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 24, p. 1507-1525.
- Schwerdtner, W.H., 1988, Recognition of pervasive prestrain in the total-strain pattern of large folds: *Journal of Structural Geology*, v. 10, p. 33-40.
- Schwerdtner, W.H., 1990, Structural tests of diapir hypotheses in Archean crust of Ontario: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 387-402.
- Sharma, K.N.M., 1973, *Géologie du lac Victor, comté de Duplessis*: Ministère des Richesses naturelles, Québec, RP 607, 11 p.
- Swanson, M., 1992, Late Acadian-Alleghanian transpressional deformation: evidence from asymmetric boudinage in the Casco Bay area, coastal Maine: *Journal of Structural Geology*, v. 2, p. 323-341.
- Tullis, I., 1983, Deformation of feldspars, in: Ribb, P.H. (ed), *Feldspars Mineralogy*, 2nd ed.: *Review of Mineralogy*, v. 2, p. 279-323.
- van Breemen, O. et Corriveau, L., 2001, 1.5 Ga pyroclastic volcanism in the Wakeham Group, eastern Grenville Province, Quebec. *Geological Society of America, Abstract with Program*, v. 33, No. 6, p. A-89.
- van Breemen, O. et Higgins, M.D., 1993, U-Pb zircon age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthosite Complex, Grenville Province, Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1453-1457.
- Vanderhaeghe, O., 1999, Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: control of regional deformation: *Tectonophysics*, v. 312, p. 35-55.
- Vanderhaeghe, O., Teyssier, C. et Wysoczanski, R., 1999, Structural and geochronological constraints on the role of partial melting during the formation of the Shuswap metamorphic core complex at the latitude of the Thor-Odin dome, British Columbia: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 36, p. 917-943.
- van Staal, C. et Williams, P.F., 1983, Evolution of a Svecofennian-mantled gneiss dome in SW Finland, with evidence for thrusting: *Precambrian Research*, v. 21, p. 101-128.
- Verpaelst, P., Madore, L., Brisebois, D., Hocq, M. et Dion, D.J., 1999, *Géologie de la région du lac Jérôme, du lac Sanson et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (SNRC 12L/13, 12L/14, 12M/03)*: Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-02, 38 p.

- Vernon, R.H. et Paterson, S.R., 2001, Axial-surface leucosomes in anatectic migmatites. *Tectonophysics*, v. 335, p. 183-192.
- Watkinson, A.J., 1983, Patterns of folding and strain influenced by linearly anisotropic bands. *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 449-454.
- Weijermars, R., 1992, Progressive deformation in anisotropic rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 723-742.
- Weinberg, R.F. et Shmelling, H., 1992, Polydiapirs: multiwavelength gravity structures. *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 425-436.
- Weinberg, R.F. et Podladchikov, Y.Y. 1995, The rise of solid-state diapirs : *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1183-1195.
- West, G.F. et Mareschal, J.-C., 1979, A model for Archean tectonism. Part I. The thermal conditions: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 1942-1950.
- Whitney, D.L. et Dilek, Y., 1997, Core complex development in central Anatolia, Turkey: *Geology*, v. 25, p. 1023-1026.
- Wodicka, N., David, J., Parent, M., Gobeil, A. et Verpaelst, P., 2003, Géochronologie U-Pb et Pb-Pb de la région de Sept-Îles – Natashquan, Province de Grenville, Moyenne-Côte-Nord, *in* : Brisebois, D. et Clark, T. (eds.), *Synthèse géologique et métallogénique de la Partie Est de la Province de Grenville*: Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, DV 2002-03, sous presse.
- Wyllie, P. et Wolf, M., 1993, Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus, *in*: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. et Neary, C.R. (eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*: Geological Society of London, Special Publications, v. 76, p. 405-416.