

Université du Québec, INRS-ETE  
et  
Université de Rennes1, Géosciences Rennes - UMR CNRS 6118

COTUTELLE DE THÈSE

**GEOCHRONOLOGIE  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ET ANALYSE STRUCTURALE DE LA ZONE  
DE HUMBER DES APPALACHES DE GASPE (QUEBEC, CANADA) :  
IMPLICATION SUR LA TECTONIQUE DES APPALACHES DU NORD**

\*\*\*\*

**$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  GEOCHRONOLOGY AND STRUCTURAL ANALYSIS OF THE  
APPALACHIANS HUMBER ZONE IN GASPE PENINSULA (QUEBEC,  
CANADA): NORTH APPALACHIANS TECTONIC IMPLICATION**

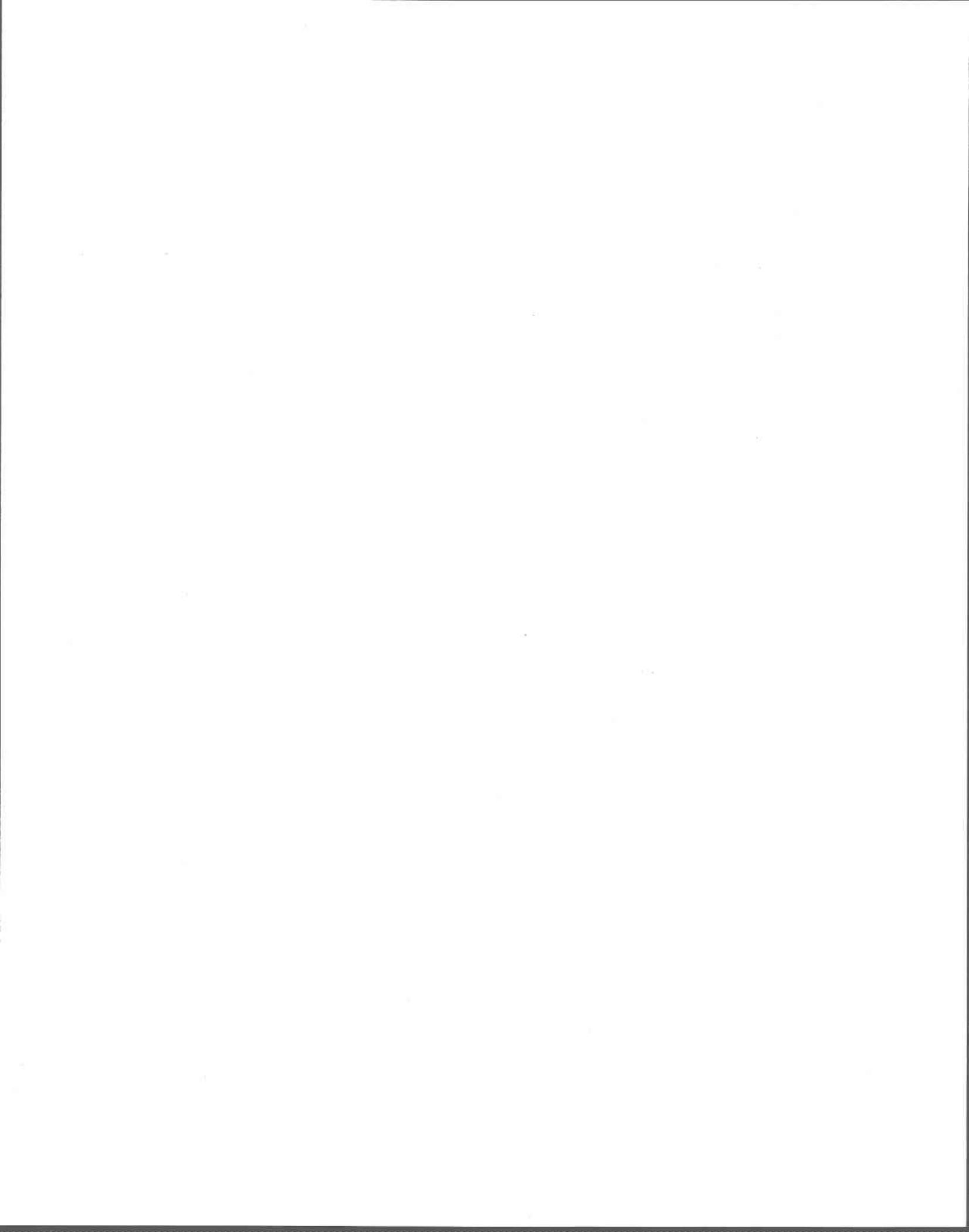
par  
Alix PINCIVY

Thèse présentée pour l'obtention du grade conjoint de Philosophia doctor (Ph.D.) en  
Sciences de la Terre et de Docteur en Sciences de la Terre.

Jury d'évaluation

Président du jury	<b>Denis Gapais</b> Géosciences Rennes UMR CNRS 6118, Université de Rennes1, 35042 Rennes Cedex, France
Rapporteur	<b>Walter Trzcienski</b> Faculté des arts et des Sciences-Géologie Ecole Polytechnique, Montréal, Canada
Rapporteur	<b>Sébastien Castonguay</b> Centre Géoscientifique de Québec, CGC, Québec, QC, G1V 4C7 Canada
Directeur de recherche	<b>Michel Malo</b> Centre Géoscientifique de Québec, INRS-ETE, Québec, QC, G1V 4C7 Canada
Directeur de recherche	<b>Gilles Ruffet</b> Géosciences Rennes UMR CNRS 6118, Université de Rennes1, 35042 Rennes Cedex, France
Co-directeur de recherche	<b>Alain Tremblay</b> Centre Géoscientifique de Québec, INRS-ETE, Québec, QC, G1V 4C7 Canada

Thèse soutenue le 23 mai 2003, à Québec, Québec, Canada.



## Résumé

La zone de Humber des Appalaches gaspésiennes a été structurée, au cours de l'Ordovicien tardif jusqu'au Dévonien tardif, par plusieurs épisodes de déformation dont deux majeurs: l'orogénie taconienne (Ordovicien tardif) et l'orogénie acadienne (Dévonien moyen à tardif). Un épisode mineur d'âge Silurien nommé la pulsation salinique les séparent. Les structures prédominantes au sein de la zone de Humber sont d'âge Ordovicien. Elles sont le résultat, dans la zone interne, d'un événement tectono-métamorphique important que l'on peut diviser en trois stades majeurs. Les structures acadiennes sont moins pénétratives alors que les structures saliniques se retrouvent principalement au sud de la zone de Humber, dans les roches plus jeunes qui composent la ceinture de Gaspé.

La phase Taconien précoce (pré-D1) est responsable de l'obduction d'ophiolites dans le domaine océanique proche de la marge laurentienne. Sous cette nappe ophiolitique se forme une semelle métamorphique à un grade amphibolite supérieure à granulite. Ce faciès de haute température se retrouve, à présent, seulement à l'état de reliqué et son âge, estimé sur la base de données  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , est antérieur à 465 Ma. La phase Taconien moyen (D1) est caractérisée par des structures chevauchantes à vergence nord-ouest dans la zone de Humber externe et par des failles syn-métamorphiques, chevauchantes et coulissantes obliques-dextres dans la zone de Humber interne. Le métamorphisme régional est au faciès schiste vert à amphibolite. Il est associé à une linéation minérale et d'étirement perpendiculaire à la direction de transport des nappes indiquant un contexte de déformation en transpression. Les données géochronologiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovites et amphiboles, 459-456 Ma, datent, pour les muscovites le pic métamorphique et pour les amphiboles le refroidissement, associés à cette phase. La phase Taconien tardif (D2) correspond, dans la zone de Humber externe, à la poursuite des chevauchements vers l'avant-pays (nord-ouest) et, dans la zone de Humber interne, à la création de failles à jeu décrochant oblique-dextre (failles de Shickshock Sud et Nord) aux quelles sont associés un système de plis droits à déversés vers le nord-ouest et un clivage de crénulation pénétratif. Le style de déformation de la zone interne est l'expression de la poursuite de la déformation transpressive initiée au Taconien moyen.

#### IV

Des analyses géochronologiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovites et amphiboles précisent l'âge de cet événement à 449-446 Ma.

Un modèle tectonique taconien mettant en avant l'importance de la déformation transpressive en Gaspésie est proposé. Il peut être décomposé en trois étapes : (1) la phase Taconien précoce, anté-465 Ma, qui représente les processus intraocéaniques; (2) la phase Taconien moyen, de 459-456 Ma, qui est le résultat de l'obduction des nappes de chevauchement à vergence nord-ouest; et (3) la phase Taconien terminal, de 449-446 Ma, qui correspond à la mise en place de nappes de chevauchement à vergence nord-ouest dans la zone de Humber externe et à la prédominance des mouvements coulissants dextres sur les failles majeures de la zone de Humber interne. La position particulière de la Gaspésie dans le fond d'un réentrant par rapport aux déformations qu'elle a subies sont ainsi mises en relation. Cet environnement particulier permet de proposer un modèle géodynamique où la déformation en coulissage est prépondérante.

Finalement, afin de mieux comprendre dans quel contexte général la zone de Humber gaspésienne s'inscrit et afin d'avoir une image plus globale de l'histoire tectono-métamorphique des Appalaches canadiennes, les différents épisodes de déformation et de métamorphisme subis par les zones de Humber des régions du Sud du Québec, de Gaspésie et de Terre-Neuve sont comparés. Un diachronisme entre les déformations des différentes régions, traduisant la forme irrégulière de la marge Laurentienne, est reconnu durant l'orogénie taconienne. La pulsation salinique ou l'orogénie acadienne, sont plutôt exprimées dans le réentrant (Sud du Québec) et le promontoire (Terre-Neuve) par des styles de déformations différents. La Gaspésie qui se trouve sur le flanc ouest du promontoire a un style de déformation comparable à celui de Terre-Neuve, avec une grande importance des mouvements décrochants et ceci à partir du Taconien.



Etudiant



Directeurs de recherche

## Abstract

The Humber zone in the Gaspé peninsula was built during the Late Ordovician to the Late Devonian by several deformation events which the two major are the Taconian orogeny (Late Ordovician) and the Acadian orogeny (Middle to Late Devonian). One Silurian minor event named the Salinic disturbance separate its. The dominant structures in the Humber zone are Ordovician. They are the result, within the internal zone, of an important tectonometamorphic event that could be divided into three major stages. Acadian structures are less penetrative whereas Silurian structures are principally localized south of the Humber zone, in the Gaspé Belt younger rocks.

The Early Taconian phase (pre-D1) is responsible for the intraoceanic emplacement ophiolites near the Laurentian margin. An upper amphibolite to granulite metamorphic sole is formed under this ophiolitic nappe. This high temperature facies is, now, only present as a relic paragenesis and its age is estimated to be ante-465 Ma. The Middle Taconian (D1) is characterized by northwest-directed nappe thrusting in the external Humber zone and by syn-metamorphic thrust and oblique dextral strike-slip faulting in the internal Humber zone. The regional metamorphism is greenschist to amphibolite facies. It is associated with a mineral and stretching lineation perpendicular to the nappe transport direction, which indicates a transpressive regime of deformation. Geochronological  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data on muscovites and amphiboles, 459-456 Ma, date, for muscovite the metamorphic pic, and for amphiboles the cooling, of this event. The Late Taconian (D2) corresponds, in the external Humber zone, to the continuation of foreland-directed thrusting and, in the internal Humber zone, to the creation of dextral and inverse faults (Shickshock Sud and Shickshock Nord faults) associated with upright to reversed, northeast-trending folds and a penetrative crenulation cleavage. The style of deformation in the internal zone is the expression of the continued transpressive deformation initiated during D1.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analyses on muscovites and amphiboles date this event at 449-446 Ma.

A Taconian tectonic model, which shows the importance of transpressive deformation in the Gaspé Peninsula, is proposed. It could be divided into three stages: (1) the early Taconian phase, ante-465 Ma, which represents the intraoceanic process; (2) the

middle Taconian phase, from 459-456 Ma, which is the result of the obduction of nappes by north-west thrusting; and (3) the late Taconian phase, from 449-446 Ma, which corresponds, in the external Humber zone, to continued northwest-directed emplacement of nappes and, in the internal Humber zone, to the predominance of dextral strike-slip motion along major faults. The particular position of the Gaspé Peninsula in the «bottom» of the reentrant is linked with the different phases of deformations experienced in this region. This particularly environment permits to propose a geodynamical model where the strike-slip deformation is predominant.

Finally, to better understand the general context of the Gaspé Peninsula Humber zone and to have a more global picture of the Canadian Appalachians tectonometamorphic history, the evolution of the southern Quebec, Gaspé Peninsula and Newfoundland are compared. During the Taconian orogeny, a diachronism in the timing of deformation between these different regions, due to the irregular shape of the Laurentian margin, is recognized. The Salinic event and the Acadian orogeny are characterized, in the re-entrant (south Quebec) and in the promontory (Newfoundland), by different deformation styles. The Gaspé Peninsula, which is located on the west flank of the promontory, has a deformation style similar to those of Newfoundland with a strike-slip motion predominance. This characteristic style began in Gaspé Peninsula during the Taconian orogeny.

**Avant-propos**

Cette thèse de doctorat a été entreprise dans le cadre de la convention de cotutelles de thèse entre la Conférence des recteurs et des principaux des universités du Québec (CREPUQ) d'une part, et la Conférence des présidents d'universités françaises (CPU) et la Conférence des directeurs d'écoles et de formations d'ingénieurs de France d'autre part, dans ce cas entre l'Université de Rennes 1 (France) et l'INRS-Eau, Terre et Environnement (Québec). La direction de la thèse est exercée conjointement par le Dr Michel Malo (INRS) et le Dr Gilles Ruffet (UMR Géosciences Rennes- CNRS-Université de Rennes 1) et sous la co-direction du Dr Alain Tremblay (INRS). L'entente de cotutelle prévoit une soutenance unique et une diplomation conjointe des deux établissements.

Cette thèse de doctorat est présentée sous forme traditionnelle avec, dans les sections qui s'y prêtent, l'insertion d'articles en anglais.



## Remerciements

L'accomplissement de cette thèse n'aurait pu être possible sans la confiance, les encouragements et le regard critique de mes directeurs Michel Malo et Gilles Ruffet, et de mon co-directeur Alain Tremblay. Je les en remercie. Je tiens également à remercier Messieurs Sébastien Castonguay, Denis Gapais et Walter Trzcienski qui ont accepté de faire partie du jury et dont les commentaires et suggestions ont contribué à l'amélioration de cet ouvrage.

Je remercie avec gratitude ma famille pour leur amour, leurs encouragements et leur soutien assez forts pour traverser l'océan Atlantique. J'aimerais de plus remercier tous ceux qui m'ont soutenu et encouragé au cours de mes études, Rodolphe Devillers, Valérie Murat et Antoine Castonguay, Patrice Gosselin, Anne-Marie Cadieux, M & M's, Anne-Laure Bonnet, Olivier Pontlevoy, Ann-Laure Moreau, Sibylle Dueri, Jean-Michel Schroetter, Sandra Salmeron, Patrice Carbonneau, et Anne Winckel, Delphine Onidas et Ronan Lebayon (mes «e-mail» correspondants les plus assidus), et Léopold Nadeau qui m'a ouvert les yeux sur l'univers des roches métamorphiques. Je remercie également tous les étudiants de l'INRS-Géoressources et de l'Université de Nice-Sophia Antipolis, ainsi que tout le personnel du CGQ et de l'UMR Géoscience Azur au parc Valrose à l'Université de Nice-Sophia Antipolis. J'aimerais aussi remercier François Boulanger, le directeur du Parc de la Gaspésie pour son aide sur le terrain et son intérêt pour mon projet.

Je remercie les organismes qui m'ont accordé des bourses d'études. J'ai profité du soutien financier de l'INRS et du projet CARTNAT de la commission géologique du Canada. J'ai de plus obtenu une bourse de la région Alpes-Provence-Côte d'Azur pour la session de datation du printemps 2000.



**Table des matières**

Résumé.....III

Abstract.....V

Avant-propos.....VII

Remerciements.....IX

Table des matières.....XI

Listes des figures.....XVII

Listes des tableaux.....XXI

**Chapitre 1 : Introduction.....1**

1.1 Cadre général.....1

**Chapitre 2 : Contexte géologique régional.....11**

2.1 Péninsule gaspésienne.....11

    2.1.1 La zone de Humber.....12

    2.1.2 La zone de Dunnage.....14

    2.1.3 La Ceinture de Gaspé et le Bassin des Maritimes.....16

    2.1.4 Structuration de la péninsule gaspésienne.....16

2.2 Zone d'étude.....18

    2.2.1 Le Complexe du Mont Albert.....18

        2.2.1.1 Description.....18

        2.2.1.2 Structuration.....21

    2.2.2 L'Amphibolite du Diable.....22

        2.2.2.1 Description.....22

        2.2.2.2 Structuration.....25

    2.2.3 La zone de Humber interne.....26

        2.2.3.1 Description.....26

        2.2.3.2 Structuration de la zone de Humber interne.....30

2.3 Mise en place des nappes internes, revue des modèles existants.....35

<b>Chapitre 3 : Problématique et Méthodologie.....</b>	<b>37</b>
3.1 Problématique.....	37
3.2 Objectifs.....	40
3.3 Travaux de terrain.....	41
3.4 Géochronologie : la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ .....	42
3.4.1 Les bases de la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ .....	42
3.4.1.1 Notion de fermeture d'un minéral et principes généraux.....	42
3.4.1.2 La méthode K-Ar.....	44
3.4.2 La méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ .....	48
3.4.2.1 Les réactions nucléaires et les isotopes de l'argon produits lors de l'irradiation.....	49
3.4.2.2 Le facteur d'irradiation et l'équation de calcul de l'âge utilisée par la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ .....	51
3.4.2.3 La détermination du rapport $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ .....	54
3.4.3 Processus expérimental.....	56
3.4.3.1 La matériel étudié.....	56
3.4.3.2 Protocole d'échantillonnage et préparation des échantillons.....	58
3.4.3.3 Dispositif de mesure et d'acquisition d'un spectre d'âge.....	60
3.4.3.4 Correction et calcul d'âge.....	61
3.4.3.5 Intérêt du mode de présentation.....	62
3.4.4 Interprétation d'un spectre d'âge.....	63
3.4.4.1 Notion de fermeture isotopique.....	63
3.4.4.2 Excès, héritage et perte d'argon.....	65
3.4.4.3 Rôle de la déformation et de la recristallisation.....	68
 <b>Chapitre 4 : Géologie structurale de la zone d'étude.....</b>	 <b>71</b>
4.1 Eléments structuraux et phases de déformation.....	71
4.2 Définition des domaines structuraux.....	76
4.3 Analyses des éléments structuraux par domaine.....	77
4.3.1 Domaine de la semelle métamorphique.....	77
4.3.2 Domaine de la zone de Humber interne.....	79

4.3.2.1	Sous-domaine de la nappe du Mont Logan.....	79
4.3.2.2	Sous-domaine de la fenêtre du Lac Cascapédia.....	81
4.3.2.3	A propos des linéations L1 du domaine de la zone de Humber interne.....	81
4.3.3	Domaine de la zone de Humber externe.....	83
4.4	Conclusion générale sur l'attitude des fabriques.....	86
4.4.1	Attitude des fabrique S0 et S1 dans le domaine de la zone de Humber externe.....	86
4.4.2	Attitude des fabriques S1 et S2 dans le domaine de la zone de Humber interne.....	86
4.4.3	Comparaison des attitudes des fabriques S1 et S2 entre les domaines de la zone de Humber externe, de la zone de Humber interne et la semelle métamorphique.....	88
4.4.4	Relation entre les domaines de la zone de Humber externe et la zone de Humber interne sur une coupe structurale schématique le long du transect A-B-C.....	88
<b>Chapitre 5 : Résultats des travaux de géochronologie.....</b>		<b>91</b>
5.1	Age de l'emplacement de la nappe du Mont Logan et de l'Amphibolite du Diable, interprétation dans les Appalaches canadiennes.....	91
	«Regional metamorphism of the Appalachian Humber zone of the Gaspé Peninsula <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar evidence for crustal thickening during the Taconian orogeny ».....	91
	Abstract.....	92
	Résumé.....	92
5.1.1	Introduction.....	93
5.1.2	Geological setting.....	94
5.1.2.1	The Mont Albert complex and its metamorphic sole.....	96
5.1.2.2	The Mont Logan nappe.....	100
5.1.3	Structural geology.....	100
5.1.4	Previous geochronological data.....	102
5.1.5	Mineral chemistry.....	102
5.1.5.1	Amphiboles analyses.....	103
5.1.5.2	Muscovites analyses.....	105

5.1.6 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ geochronology and results.....	107
5.1.6.1 Analytical procedures.....	107
5.1.6.2 Amphibolite du Diable.....	107
5.1.6.3 Mont Logan nappe.....	110
5.1.7 Discussion.....	110
5.1.7.1 Interpretation of $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ data.....	110
5.1.7.2 Regional tectonic implications of the timing of the Taconian orogeny in the Humber zone.....	111
5.1.8 Conclusion.....	115
Acknowledgement.....	115
5.2 Présentation des données géochronologiques de la région d'étude et de l'écaille de La Rédemption. Mise en évidence des perturbations des amphiboles.....	117
5.2.1 Groupe 1.....	124
5.2.2 Groupe 2.....	126
5.2.3 Groupe 3.....	127
5.2.4 Groupe 4.....	130
5.2.5 Groupe 5.....	131
5.2.6 Groupe 6.....	132
5.3 Analyses des spectres perturbés.....	134
5.4 Synthèse des âges.....	145
<b>Chapitre 6 : Modèle structural.....</b>	<b>147</b>
Intégration des données structurales avec la géochronologie le long du transect A-B-C et proposition d'un modèle tectonique.....	147
« <u>Structural geology of the internal Humber zone of the Gaspé Peninsula, Canadian     Appalachians: influence of the margin geometry on regional deformation.</u> ».....	147
6.1 Introduction.....	148
6.2 Regional geological setting.....	149
6.3 Lithostratigraphy of the study area.....	152
6.4 Structural geology.....	158
6.4.1 The Mont Albert Complex.....	158

6.4.2 The Amphibolite du Diable s.l.....	160
6.4.3 The internal Humber zone.....	162
6.4.4 The external Humber zone.....	164
6.4.5 External and internal Humber zone relationship on cross-section.....	165
6.5 Timing of deformation and metamorphism.....	167
6.6 A geodynamical model for the Taconian orogeny in Gaspé Peninsula.....	170
6.6.1 The pre-MD1 deformation, pre-465 Ma: Early Taconian-Intraoceanic thrusting.....	170
6.6.2 The MD1 deformation, 459-456 Ma: Middle Taconian-Obduction.....	170
6.6.3 The MD2 deformation, 449-446 Ma: Late Taconian.....	174
6.7 Discussion.....	177
6.8 Conclusion.....	180
Acknowledgements.....	180
<b>Chapitre 7 : Synthèse/Discussion</b>	
7.1 Nouveau modèle d'évolution tectonique pour les Appalaches gaspésiennes.....	183
7.1.1 Evolution tectonique lors de l'orogénie taconienne.....	183
7.1.2 Evolution tectonique postérieure à l'orogénie taconienne.....	184
7.2 Intégration des nouvelles données sur les Appalaches gaspésiennes dans l'évolution géodynamique des Appalaches canadiennes : comparaison avec les régions du sud du Québec et de Terre-Neuve.....	186
<b>Chapitre 8 : Conclusion et perspectives.....</b>	
8.1 Conclusions générales.....	193
8.2 Perspectives.....	196
<b>Références citées.....</b>	199
<b>Annexes.....</b>	213
Annexe A: Résultats analytiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	215
Annexe B: Données d'analyses chimiques par microsonde.....	221

Annexe C: Coordonnées géoréférencées des stations d'observation et d'échantillonnage et  
cartes de localisation des échantillons datés.....241

## Liste des figures

Figure 1.1 : L'orogène des Appalaches de Terre Neuve au Mexique.....	2
Figure 1.2 : Localisation des zones de Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Méguma dans les Appalaches du sud et du nord.....	3
Figure 1.3 : Cartes géologiques des Appalaches québécoises.....	6
Figure 1.4 : Carte de localisation de la zone d'étude.....	8
Figure 2.1 : Géologie de la Gaspésie.....	12
Figure 2.2 : Coupes structurales à travers la Gaspésie.....	13
Figure 2.3 : Géologie de la zone de Humber en Gaspésie.....	15
Figure 2.4 : Géologie de la zone d'étude.....	19
Figure 2.5 : Géologie du Mont Albert et de sa semelle métamorphique (Amphibolite du Diable).....	20
Figure 2.6 : Géologie de la partie ouest de la zone d'étude; secteur du Mont Logan (à partir de la carte de Mattinson, 1964).....	28
Figure 2.7 : Géologie de la partie est de la zone d'étude; secteur du Lac Cascapédia (à partir des cartes de Lachambre et Brisebois, 1990a, 1990b).....	29
Figure 2.8 : Coupes schématiques de la zone de Humber interne dans la partie ouest de la zone d'étude.....	31
Figure 2.9 : Coupes structurales de la zone de Humber interne dans la partie est de la zone d'étude.....	32
Figure 3.1 : Illustration de la loi de désintégration d'un atome père avec la production de fils.....	43
Figure 3.2 : Schéma de désintégration naturelle du $^{40}\text{K}$ d'après Dalrymple et Lanphere (1969).....	45
Figure 3.3 : Différents modes d'incorporation (flèches pleines) ou de perte (flèches vides) d'argon dans un système cristallin.....	48
Figure 3.4 : Positions des échantillons moniteurs dans le tube d'irradiation.....	53
Figure 3.5 : Evolution des rapports ( $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ) des moniteurs lors d'une irradiation...54	
Figure 3.6 : Schéma du dispositif d'analyse et d'acquisition des mesures.....	60
Figure 3.7 : Illustration du concept de fermeture.....	64

Figure 3.8 : Diagramme de corrélation indiquant l'incorporation d'excès d'argon.....	66
Figure 3.9 : Attitude d'un diagramme de corrélation vis à vis de l'argon hérité.....	67
Figure 4.1 : Données structurales dans la partie ouest de la zone d'étude; secteur du Mont Logan.....	72
Figure 4.2 : Données structurales dans la partie est de la zone d'étude; secteur du Lac Cascapédia.....	73
Figure 4.3 : Stéréonets des différentes zones géographiques de la semelle métamorphique.....	78
Figure 4.4 : Stéréonets des différentes zones géographiques dans la nappe du Mont Logan.....	80
Figure 4.5 : Stéréonets des différentes zones géographiques dans la fenêtre du Lac Cascapédia.....	82
Figure 4.6 : Stéréonets montrant l'orientation des linéations dans la zone de Humber interne.....	83
Figure 4.7 : Stéréonets des différentes zones géographiques dans la zone de Humber externe.....	85
Figure 4.8 : Stéréonets synoptiques selon les déformations (D1, D2) et selon le domaine géologique (zone externe, zone interne).....	87
Figure 4.9 : Coupe structurale schématique le long du transect A-B-C passant à travers la zone de Humber externe et interne et le complexe du Mont Albert jusqu'à la faille de Shickshock sud.....	89
Figure 5.1 : Geological map of the Gaspé Peninsula showing location of the study area.....	95
Figure 5.2 : Geological map of the study area.....	97
Figure 5.3 : Photographies illustrant des éléments structuraux et métamorphiques représentatifs.....	99
Figure 5.4 : Summary of microprobe chemical analyses of amphibole.....	103
Figure 5.5 : Summary of microprobe chemical analyses of muscovite.....	105
Figure 5.6 : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age spectra ( $2\sigma$ relative incertitude).....	108
Figure 5.7 : Microphotographies illustrant les paragenèses des échantillons datés.....	109
Figure 5.8 : Comparison of geochronological data for metamorphism along the Canadian Humber zone.....	113

Figure 5.9 : Localisation et présentation de l'ensemble des spectres d'âges obtenus sur la région d'étude.....	118 à 123
Figure 5.10 : Microphotographie des paragenèses des échantillons 99Gasp073 et 99Gasp066.....	128
Figure 5.11 : Traverses à la microsonde dans les échantillons 99Gasp073 et 99Gasp044, ayant des spectres perturbés.....	135
Figure 5.12 : Traverses à la microsonde dans les échantillons 99Gasp080 et 99Gasp187, ayant des spectres non perturbés et l'échantillon 99Gasp030 ayant un spectre perturbé.....	136
Figure 5.13 : Traverses à la microsonde dans les échantillons 99Gasp066 et 99Gasp068, ayant des spectres non perturbés.....	137
Figure 5.14 : Diagrammes des éléments majeurs pour chaque traverse à la microsonde effectuée dans les échantillons 99Gasp073 et 99Gasp044.....	139
Figure 5.15 : Diagrammes des éléments majeurs pour chaque traverse à la microsonde effectuée dans les échantillons 99Gasp080, 99Gasp187 et 99Gasp030.....	141
Figure 5.16 : Diagrammes des éléments majeurs pour chaque traverse à la microsonde effectuée dans les échantillons 99Gasp066 et 99Gasp068.....	142
Figure 6.1 : Gaspé Peninsula geology.....	150
Figure 6.2 : Geology of the study area and location of the age data.....	153
Figure 6.3 : Photographies illustrant des éléments structuraux .....	156
Figure 6.4 : Photographies illustrant des éléments structuraux .....	157
Figure 6.5 : Structural data on the eastern part of the study area.....	159
Figure 6.6 : Metamorphic sole stereoplots.....	161
Figure 6.7 : Internal and external Humber zone stereoplots.....	163
Figure 6.8 : Synthetic cross-section along the A-B-C transect.....	166
Figure 6.9 : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra.....	144
Figure 6.10 : Schematic evolution of the Humber and Dunnage zones in Gaspé Peninsula during the Taconian, Salinic and Acadian time.....	171
Figure 6.11 : Variation of the deformation during the Taconian orogeny along the Canadian Appalachians.....	173

Figure 6.12 : Cartoon illustrating a possible Taconian tectonic evolution of the Humber and  
Dunnage zone in Gaspé Peninsula.....175

Figure 6.13 : Résumé des données d'âge sur la déformation et le métamorphisme,  
respectivement, dans le sud du Québec, en Gaspésie et à Terre-Neuve.....189

## Liste des tableaux

Tableau 3.1 : Activité spécifique du potassium naturel, d'après Beckinsale et Gale (1969).....	46
Tableau 3.2 : Constantes de radioactivité du $^{40}\text{K}$ d'après Beckinsale et Gale (1969) et Steiger et Jäger (1977).....	46
Tableau 3.3 : Réactions associées à la production d'isotopes de l'argon lors de l'irradiation.....	50
Tableau 3.4 : Quelques standards couramment utilisés, notamment dans cette étude (Hb 3gr).....	52
Tableau 3.5 : Réactions liées au chlore.....	56
Tableau 4.1 : Tableau interprétatif de présentation des phases de déformation en fonction des unités tectonostratigraphiques.....	75
Tableau 5.1 : Representative microprobe chemical analyses of amphiboles.....	104
Tableau 5.2 : Representative microprobe chemical analyses of muscovites.....	106
Tableau 5.3 : Synthèse des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour les différents épisodes tectoniques.....	145
Tableau 6.1 : Presentation of deformation phases versus tectonostratigraphic units.....	155



# Chapitre 1

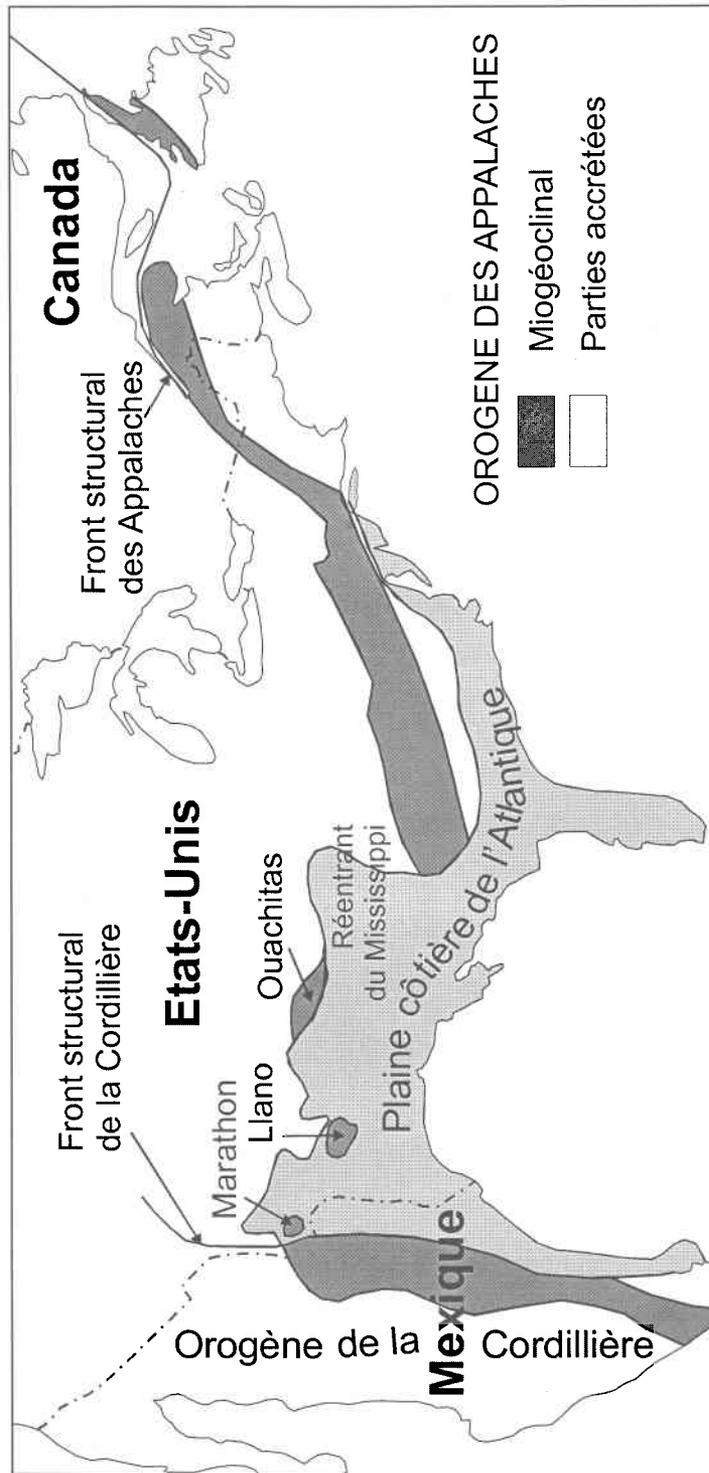
## Introduction

### 1.1 Cadre général

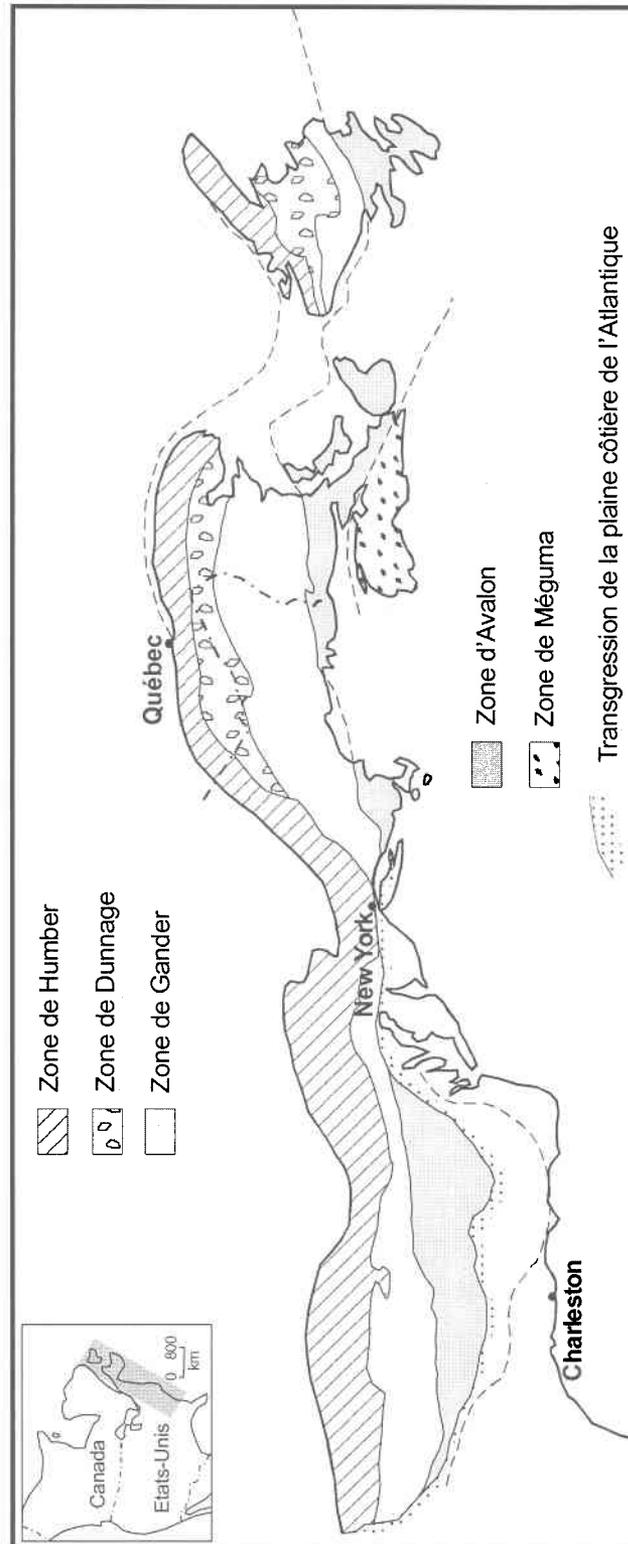
La théorie de la tectonique des plaques et l'étude de zones orogéniques actives ont permis l'élaboration d'un modèle de référence sur lequel s'appuient les interprétations des ceintures orogéniques anciennes même si chacune diffère de part leur complexité et la vitesse des processus géodynamiques. Les outils utilisés pour appréhender un orogène ancien sont souvent plutôt qualitatifs et s'appuient sur une chronologie relative basée sur des corrélations structurales et/ou stratigraphiques. L'utilisation de méthodes d'analyse quantitative lors de l'interprétation de l'évolution de ceintures orogéniques anciennes permet un meilleur contrôle des processus tectoniques dans le temps et dans l'espace. La méthode de datation isotopique  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  est l'une de ces techniques, elle permet d'étudier les histoires de refroidissement, entre autre en domaine métamorphique, et de décrypter les réchauffements régionaux caractérisant certains segments de terrains polymétamorphiques (Maluski, 1985 ; McDougall et Harrison, 1988).

Les Appalaches représentent une chaîne de montagnes sinueuse qui s'étend sur plus de 3000 km, de Terre-Neuve au nord jusqu'à l'état d'Alabama au sud (Williams, 1995). A partir de cet endroit, les roches et les structures paléozoïques sont recouvertes en discordance par les dépôts mésozoïques et ceux plus récents de la plaine côtière atlantique (Fig 1.1; Williams, 1995). Elle réapparaissent dans quelques massifs en Arkansas-Oklahoma (Ouachita Mountains) et au Texas (soulèvement de Llano et de Marathon; Fig 1.1). Au Mexique, les structures plus récentes, dues à l'orogénèse de la Cordillère, sont superposées sur la chaîne Paléozoïque (Fig 1.1). On peut conclure que l'orogène des Appalaches se prolonge de manière continue jusqu'à la marge pacifique (Williams, 1995).

La partie la plus linéaire de la chaîne appalachienne suit la côte est de l'Amérique du Nord (Fig 1.2). Elle est généralement divisée en deux parties, les Appalaches du Nord et les Appalaches du Sud. Cette distinction est basée sur un étranglement géographique de la chaîne au niveau de New-York (Fig 1.2; Williams et



**Fig. 1.1:** L'orogène des Appalaches, de Terre-Neuve au Mexique. Au Mexique, est représentée l'aire approximative occupée par les roches Paléozoïque dans les terranes de Sierra Madre et d'Acatlan (modifié de Ruiz et al., 1988)



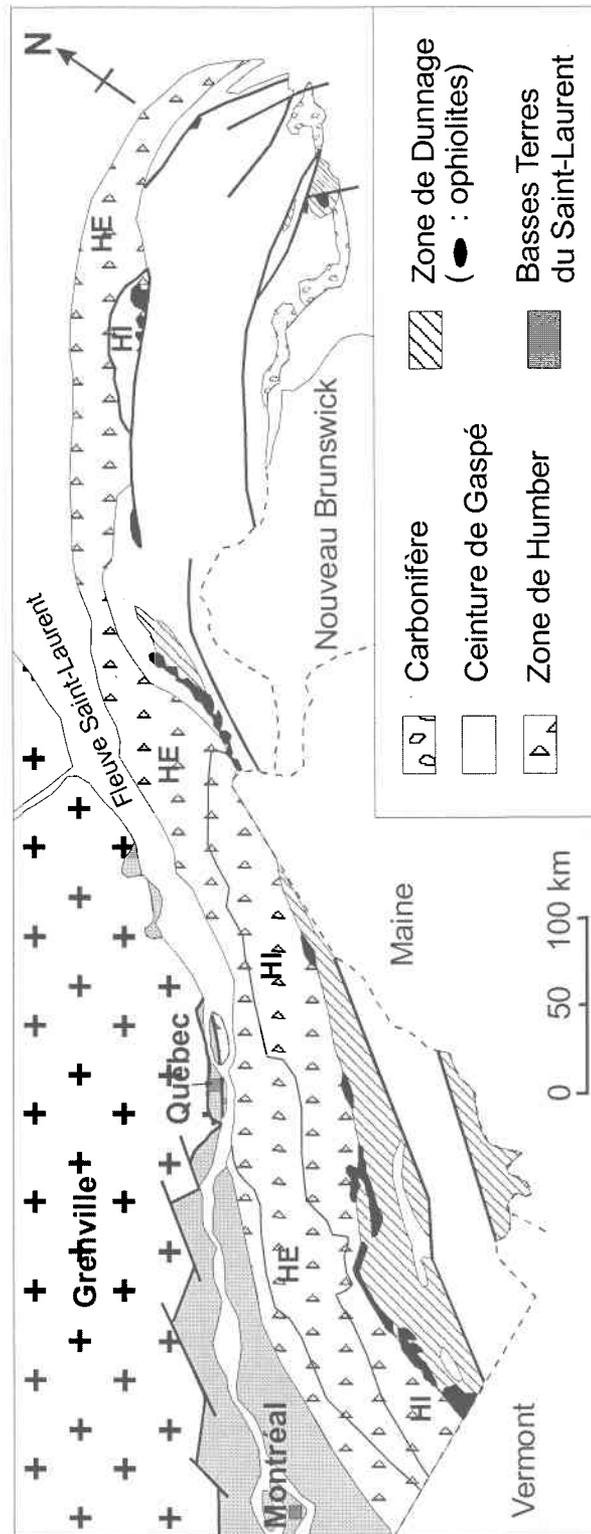
**Fig. 1.2:** Localisation des zones de Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Méguma dans les Appalaches du sud et du nord (modifié de Williams et Hatcher, 1982)

Hatcher, 1982). Cette chaîne de montagnes est étudiée depuis le début du dix-neuvième siècle (Maclure, 1809; Logan, 1849) et a été le berceau de plusieurs concepts géologiques : les concepts de géosynclinal (Dana, 1873), de tectonique de couverture (Hayes, 1891) et de l'accrétion tectonique (Wilson, 1968; Bird et Dewey, 1970), qui ont ensuite été appliqués à d'autres orogènes.

Les Appalaches sont le résultat de trois épisodes orogéniques superposés (Williams et Hatcher, 1982). La première, l'orogénèse taconienne, d'âge Ordovicien moyen à tardif, affecte principalement les terrains les plus à l'ouest de la chaîne. Elle est reliée à l'obduction d'une croûte océanique jeune sur la marge est (coordonnée actuelle) du continent Laurentia (Slivitzky et al., 1991; Pinet et Tremblay, 1995). C'est aussi une orogénie complexe qui correspond à une succession de déformations, du Cambrien à l'Ordovicien moyen, qui pour certains auteurs (Stanley et Ratcliffe, 1985 ; DeBroucker, 1987 ; Waldron et al., 1998) sont reliées à diverses étapes de la fermeture de l'Océan Iapétus et à la collision continentale de terranes ou d'arcs avec la marge nord-américaine. Plus récemment, Waldron et van Staal (2001) pensent qu'elle est plutôt reliée à la fermeture d'un océan marginal nommé la mer de Humber. Le second, d'âge Dévonien, est l'orogénèse acadienne. Elle est complexe et de longue durée et affecte toute la chaîne exceptée, dans le sud, la zone la plus à l'ouest et quelques secteurs est du terrane Avalon dans le nord. Son effet est plus intense à l'est de la zone déformée au Taconien. Elle correspond à l'accrétion du microcontinent Avalonia sur la marge est du continent Laurentia (Van Staal et al., 1998), ou à celle de la partie sud-américaine du Gondwana (Dalziel et al., 1994). Plusieurs modèles existent pour expliquer la tectonique acadienne (subduction vers le sud-ouest sous Avalonia, subduction vers le nord-est sous Avalonia, deux zones de subduction opposées, Bradley et Tucker, 2002), mais des travaux sont encore nécessaires pour discriminer entre ces différents scénarios (Bradley et Tucker, 2002). Le dernier épisode, l'orogénèse alléghanienne se produit à la fin du Paléozoïque, au Carbonifère. Elle touche les parties est et ouest des Appalaches du Sud ainsi que l'extrême sud-est des Appalaches du Nord (Nouvelle-Ecosse ainsi que le sud-est de la Nouvelle-Angleterre, du Nouveau-Brunswick et de Terre-Neuve). Elle serait due à l'accrétion de terranes exotiques.

Les Appalaches canadiennes s'étendent de Terre-Neuve au Sud du Québec en passant par la Gaspésie (Fig 1.3). Même si leur exploration a débuté avant 1842 avec les travaux d'Abraham Gesner en Nouvelle-Ecosse et de J.B. Junkes à Terre-Neuve, puis s'est poursuivie de façon plus systématique, sous la direction de William E. Logan, lors de la création de la Commission Géologique du Canada en 1842, elles sont, encore actuellement, l'objet d'études variées (ex: projet CARTNAT (<http://www.cgq-qgc.ca/recherche/bridges/>): études structurales, stratigraphiques, géochronologiques, le long de 5 transects à travers toute la largeur des Appalaches dans les régions du Sud du Québec, de la Gaspésie, du Nouveau-Brunswick et de Terre-Neuve). La marge du craton laurentien est formée de promontoires et de ré-entrants (Thomas, 1977). La péninsule gaspésienne est située dans le «fond» du réentrant de Québec, à proximité du flanc ouest du promontoire de Terre-Neuve. Cette géométrie particulière a influencé l'évolution tectonique de la ceinture montagneuse des Appalaches au Paléozoïque (Thomas, 1977; Stockmal et al., 1987; Malo et al., 1995), particulièrement lors de l'orogénèse taconienne à l'Ordovicien au cours de laquelle la collision est diachronique le long de la marge Laurentienne et survient plus tardivement en Gaspésie (réentrant) qu'à Terre-neuve (promontoire) (Stockmal et al., 1987; Pincivy et al., 2003). Les terrains impliqués dans l'orogénèse taconienne sont ceux des zones de Humber (ancienne marge continentale de l'Amérique du nord-est) et de Dunnage (vestige de l'océan Iapétus).

La limite ouest de la zone de Humber est définie par la limite de déformation du front appalachien et sa limite est par la ligne Baie Verte-Brompton (Williams et St-Julien, 1982 ; Malo et al., 1992) qui sépare la zone de Humber à l'ouest, des séquences océaniques plus ou moins déformées de la zone de Dunnage à l'est. L'évolution de la zone de Humber débute par du rifting dans le socle grenvillien caractérisé par des intrusions de dykes mafiques, du volcanisme mafique et l'accumulation d'épaisses séquences détritiques (Williams, 1979, 1995). Il y a ouverture d'un océan proto-Atlantique ou Iapétus. Tous ces événements ont été initiés à la fin du Précambrien. La déformation augmente d'ouest en est de sorte que les relations stratigraphiques et structurales sont moins claires dans la zone interne. Le style structural de la zone externe est celui d'une zone de plissement et de chevauchement d'avant pays et de nappes. Au Québec et dans l'ouest de Terre-Neuve, les roches déformées et métamorphisées de la



**Fig.1.3:** Carte géologique des Appalaches québécoises. HE: zone de Humber externe, HI: zone de Humber interne. (modifié de Malo et al., 1992).

zone de Humber interne chevauchent, d'est en ouest, les roches moins déformées de la zone externe (Williams, 1979, 1995). Les roches et les structures de la zone de Humber peuvent être grossièrement corrélées sur toute la longueur de l'orogène appalachien (Williams, 1979, 1995).

La zone de Dunnage représente les vestiges d'un domaine océanique. Elle est majoritairement composée de roches volcaniques mafiques associées à des sédiments marins et localement, soulignée sur sa limite ouest, par des unités de roches ophiolitiques. De nombreux complexes ophiolitiques de la zone de Dunnage sont soulignés par d'épaisses séquences volcaniques et volcanoclastiques interprétées comme caractérisant d'anciens arcs volcaniques (Williams, 1979, 1995). Les ophiolites peuvent aussi être recouvertes directement par des séquences de volcanites marines qui représentent la croûte océanique. Trois hypothèses, quant à l'origine de la croûte océanique, existent (Williams, 1979, 1995) :

- soit les ophiolites, le long du linéament de ligne Baie Verte-Brompton sont interprétées comme le plancher d'un jeune bassin océanique qui se serait ouvert dans un prisme continental;
- soit elles sont originaires d'un océan normal de type Atlantique;
- soit l'un et l'autre sont possibles suivant la position où l'on se trouve sur la marge (ex : la possibilité d'existence de failles transformante et les vitesses sismiques relevées dans l'ophiolite de Bay of Islands suggèrent qu'elle dérive d'un océan majeur alors que l'association de nombreuses ophiolites appalachienne avec des volcanites d'îles en arc suggère qu'elles ont été formées dans un océan marginal).

De nombreuses données géoscientifiques de type cartographique, géochimique, structural, métamorphique existent dans les Appalaches de la Gaspésie et ont été documentées dans différentes études thématiques, projets de thèse et compilations cartographiques. Pourtant peu de données géochronologiques, avant cette étude, avaient été récoltées dans cette zone, et seul deux travaux géochronologiques documentaient la déformation associée à la partie interne, non fossilifère de la zone de Humber en Gaspésie (Wanless et al., 1973; Lux, 1986). Les Appalaches de Gaspésie constituaient donc une zone pratiquement vierge en terme de données géochronologiques où les âges des

différents épisodes de métamorphisme et de déformation ne pouvaient être bien contraint. Ce manque d'informations chronologiques précises a freiné l'avancement et l'amélioration des modèles tectoniques appalachiens en Gaspésie et leur comparaison avec les terrains structuraux corrélatifs des Appalaches canadiennes.

La pluridisciplinarité de cette thèse, qui intègre l'utilisation de méthodes qualitatives classiques, tels que des travaux de terrains en structure et en métamorphisme, et d'une méthode quantitative précise représentée par une étude géochronologique  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , en fait un travail original. Cette utilisation de différentes méthodes d'analyses est, en effet, peu courant dans les Appalaches gaspésiennes et va permettre l'élaboration d'un nouveau modèle structural de la zone de Humber en Gaspésie. Cette étude vise aussi à comparer l'évolution tectonique de cette région à celles proposées actuellement dans les Appalaches du sud du Québec et de Terre-Neuve afin de l'intégrer dans un modèle englobant l'ensemble des Appalaches canadiennes. Géographiquement la zone étudiée se situe dans le nord de la péninsule gaspésienne, dans la réserve faunique de Matane, dans la ZEC (zone à écologie contrôlée) de Cap-Chat et dans le parc de la Gaspésie. Elle est centrée sur les monts Chic-Chocs, au nord de la faille Shickshock Sud (Fig. 1.4).



**Fig. 1.4:** Carte de localisation de la zone d'étude.

La thèse est divisée en sept chapitres. Le premier chapitre propose une introduction générale comprenant une présentation du contexte général, la problématique de la recherche et finalement les objectifs du projet et la procédure pour les atteindre. Il est suivi dans le second chapitre par la description du contexte géologique régional qui présente la géologie et la structuration de la péninsule gaspésienne et plus particulièrement des zones de Dunnage et de Humber dans le nord de la Gaspésie. Dans un troisième chapitre, les méthodologies utilisées sont présentées. Les quatrième et cinquième chapitres exposent les résultats et les interprétations respectivement des travaux de structure et de géochronologie. Le sixième chapitre synthétise les résultats afin de les intégrer dans l'histoire tectonométamorphique des Appalaches canadiennes. Finalement un dernier chapitre présentera les conclusions générales et les perspectives de recherche suite à cette étude.

Ces sept chapitres sont suivis d'une liste de références citées et d'annexes présentant l'ensemble des données  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et d'analyse minérale à la microsonde ainsi que la localisation des stations d'observations et des échantillons analysés.



## Chapitre 2

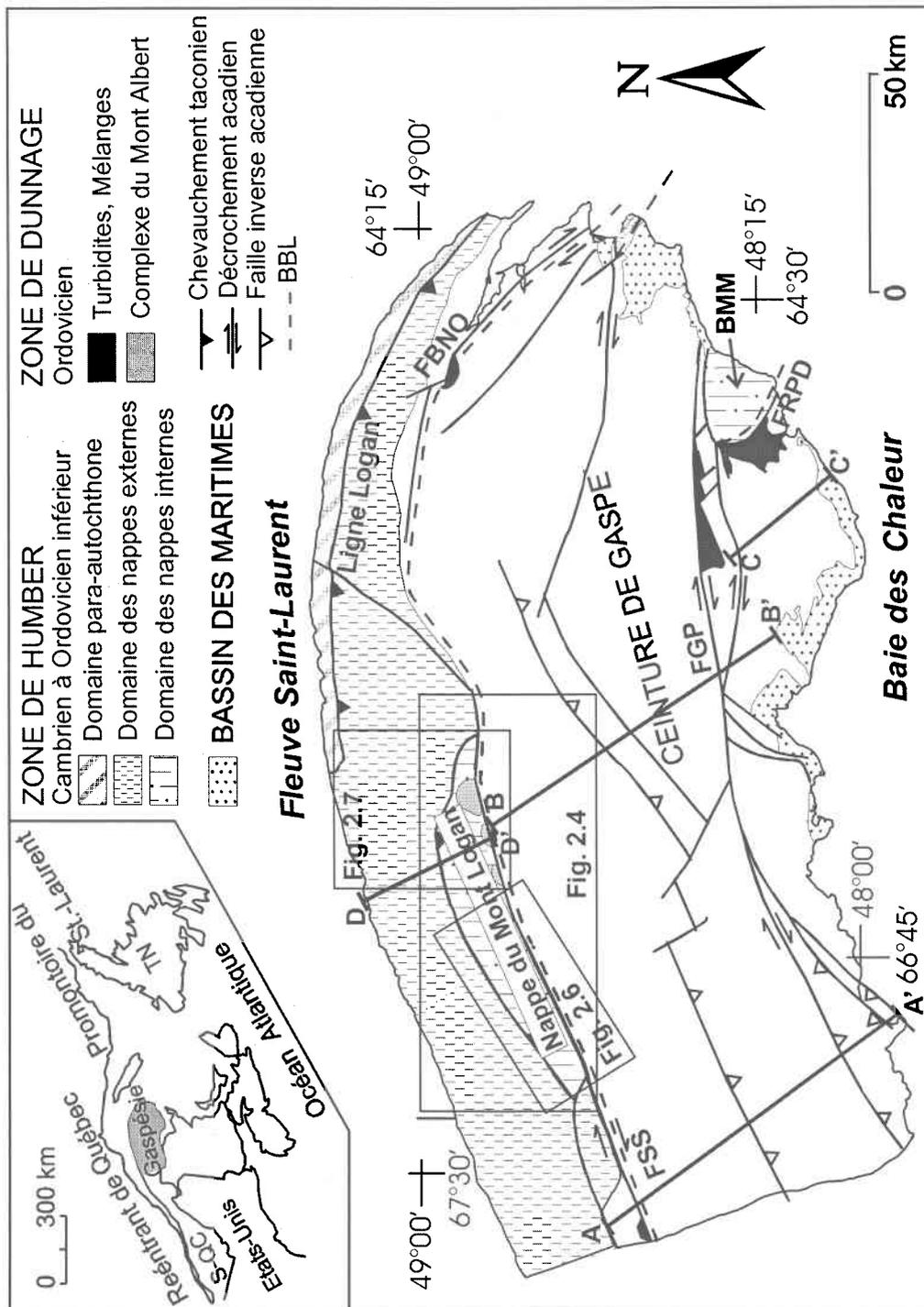
### Contexte géologique régional

#### 2.1 Péninsule gaspésienne

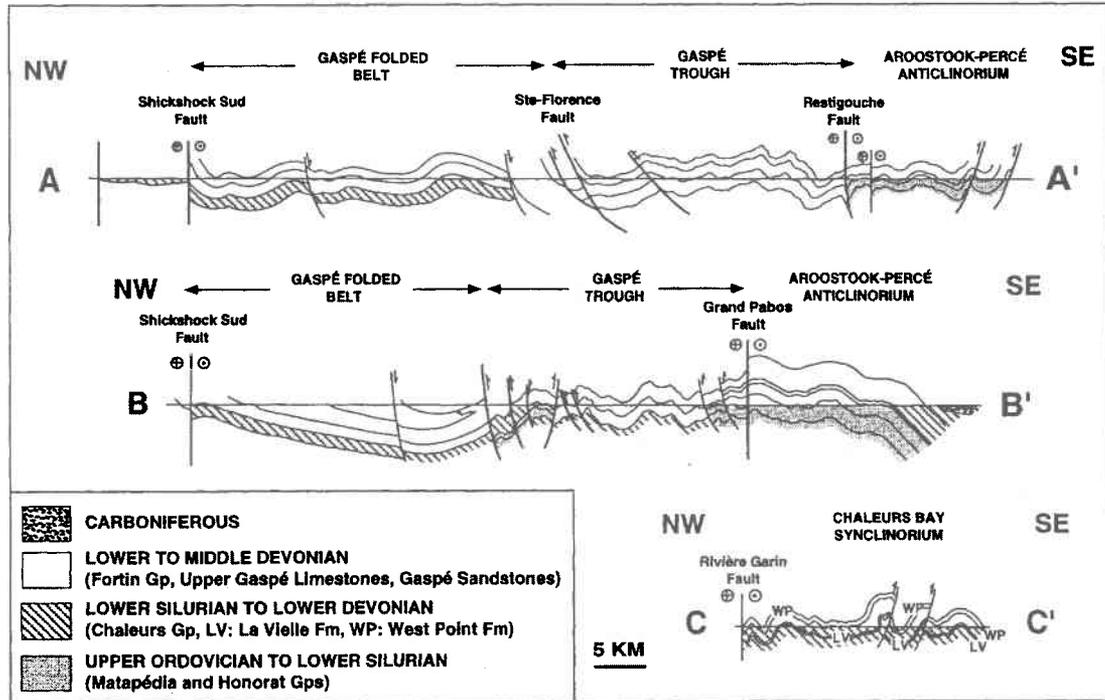
La péninsule gaspésienne est soulignée par trois assemblages de roches d'âge Paléozoïque composant les Appalaches canadiennes (Williams, 1995). Ce sont (Fig. 2.1, Fig. 2.2) : 1) les roches d'âge Paléozoïque précoce des zones de Humber et Dunnage localisées principalement dans le nord de la péninsule mais aussi dans la boutonnière de Maquereau-Mictaw au sud-est de la péninsule; 2) les roches d'âge Paléozoïque moyen de la Ceinture de Gaspé qui occupent la majeure partie de la péninsule; et 3) les roches d'âge Paléozoïque tardif du Bassin des Maritimes, qui sont limitées au sud de la péninsule et exclusivement représentées par des roches d'âge Carbonifère.

##### 2.1.1 La zone de Humber

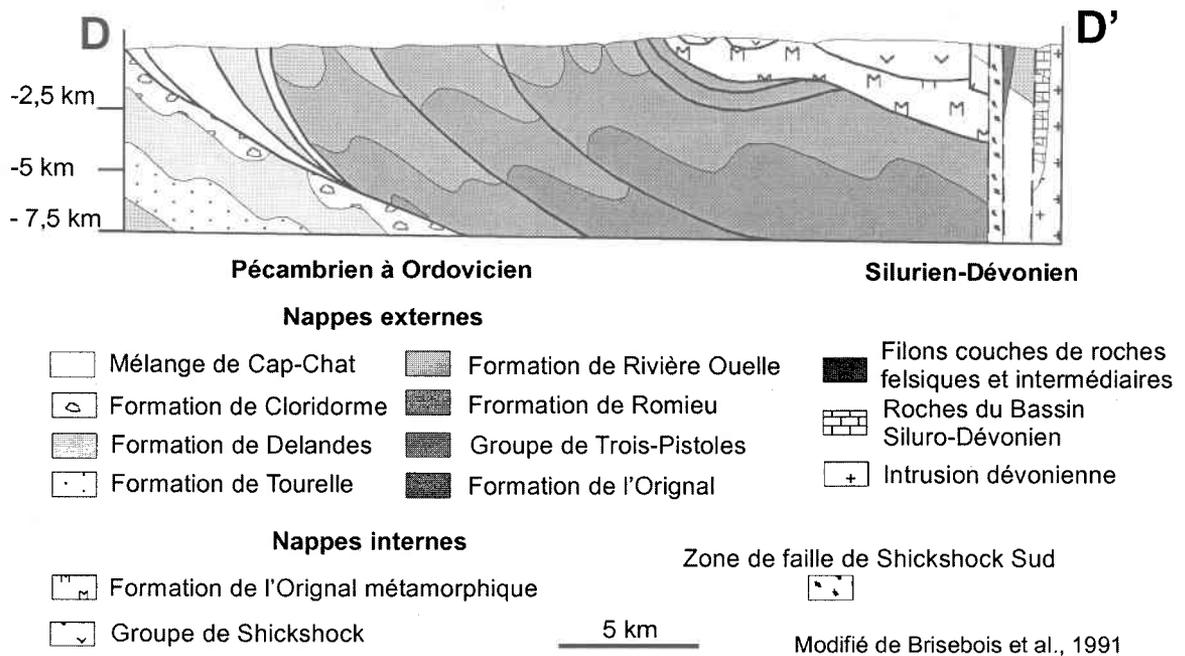
Les roches du Cambro-Ordovicien composant la majorité de la zone de Humber des Appalaches gaspésiennes se situent au nord de la faille de Shickshock Sud et de la discordance taconienne (Fig. 2.3). Cette dernière est représentée en Gaspésie par une discordance angulaire entre les roches ordoviciennes et les roches siluriennes qui les recouvrent (Pavlidis et al., 1968). La zone de Humber est divisée, dans cette région, du nord au sud, en trois domaines tectonostratigraphiques (Figs. 2.1, 2.2; Beaudin, 1984; Silvitzky et al., 1991, ...) : 1) un domaine parautochtone constitué de turbidites d'âge Ordovicien moyen à tardif rassemblées sous la Formation de Cloridorme; 2) un domaine de nappes externes composé de roches sédimentaires du Cambrien à l'Ordovicien moyen, peu métamorphiques, et réparties entre la nappe de la Rivière Marsoui (Formation de Des Landes) et la nappe de la Rivière Sainte-Anne (Formations de Tourelle, de Rivière Ouelle, de Romieu, de Kamouraska, de Rivière-du-Loup, de Saint-Damase et de l'Orignal); et 3) un domaine interne constitué majoritairement de méta-basaltes associés à quelques méta-arkoses, au faciès des schistes verts à amphibolites inférieur, et d'âge Néoprotérozoïque tardif à Cambrien, formant la nappe du Mont Logan (Groupe de



**Fig. 2.1:** Géologie de la Gaspésie. BBL: Ligne Baie Verte-Brompton, BMM: boutonnière de Maquereau-Mictaw, FBNO: faille du Bras-du-Nord-Ouest, FGP: faille du Grand Pabos, FRPD: faille de la Rivière-Port-Daniel, FSS: faille de Shickshock Sud, S-QC: sud du Québec, TN: Terre-Neuve.



Kirkwood, 1999



Modifié de Brisebois et al., 1991

Fig. 2.2: Coupes structurales à travers la Gaspésie. Voir la figure 2.1 pour la localisation.

Shickshock). Entre le domaine parautochtone et le domaine allochtone se situe le mélange de Cap-Chat (Fig. 2.3 ; Cousineau, 1998).

Le Groupe de Maquereau de la boutonnière de Maquereau-Mictaw, située dans le sud de la péninsule gaspésienne, est interprété comme constituant un segment additionnel de la Zone de Humber interne (Fig. 2.1; De Broucker, 1987; Slivitzky et al., 1991). Il est composé de roches sédimentaires et volcaniques reposant sur le socle grenvillien qui ont été, par la suite, déformées et métamorphisées au faciès des schistes verts (De Broucker, 1987). Dans la région de Percé (Fig. 2.1), les roches sédimentaires cambriennes des formations de Murphy Creek et de Corner of the Beach affleurant dans une boutonnière (non représentée sur la figure 2.1) font partie de la Zone de Humber externe (Kirkwood, 1989).

### **2.1.2 La zone de Dunnage**

La Zone de Dunnage est représentée par des roches ordoviciennes, sous forme d'écaillés (Mélange du Ruisseau Isabelle, Complexe de la Rédemption, Mélange de McCrea, Mélange ophiolitique de Nadeau, Mélange de la Rivière Port-Daniel) ou de boutonnières (Formation d'Arsenault, Groupe de Mictaw, Mont Serpentine), comprenant des roches turbiditiques, des volcanites, des mélanges et des roches ultramafiques situés le long des failles majeures : de Shickshock Sud, du Bras-Nord-Ouest, du Grand Pabos et de la Rivière Port-Daniel (Fig. 2.1 ; Malo et al., 2002). La Zone de Dunnage est aussi formée des nappes ophiolitiques composant le Complexe du Mont Albert situé au nord de la faille de Shickshock Sud et de leur semelle métamorphique appelée Amphibolite du Diable (Slivitzky et al., 1991 ; Fig. 2.1). La Zone de Dunnage est séparée de la Zone de Humber par la ligne Baie Verte-Brompton (BBL) qui représente l'expression en surface de la suture entre la marge passive laurentienne et le domaine océanique adjacent (Williams et St-Julien, 1982). Le Complexe du Mont Albert et sa semelle métamorphique constituent un segment de la zone de Dunnage localisé au nord de la BBL.

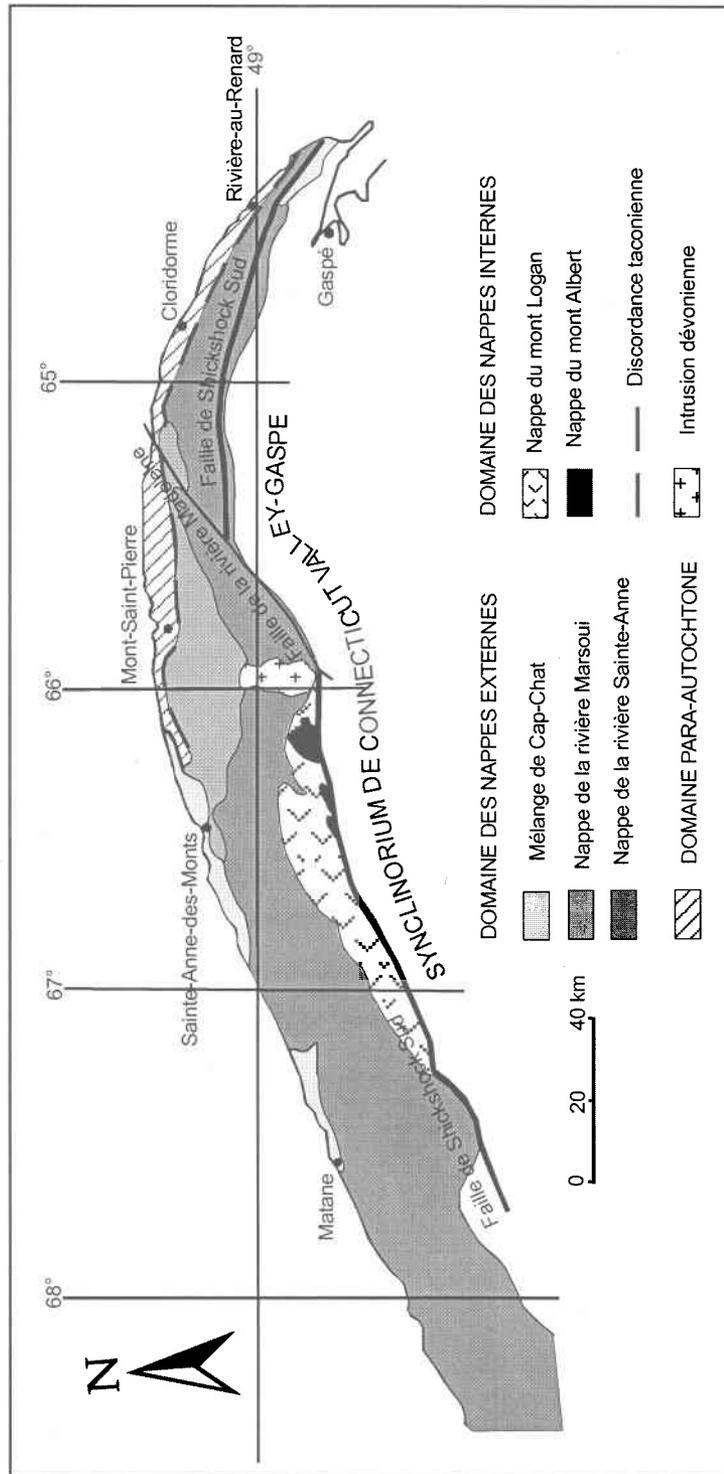


Fig. 2.3: Géologie de la zone de Humber en Gaspésie (modifiée de Slivitzky et al., 1991).

### 2.1.3 La Ceinture de Gaspé et le Bassin des Maritimes

La Ceinture de Gaspé est constituée de roches d'âge Ordovicien tardif à Dévonien moyen majoritairement composées de roches sédimentaires et en minorité de roches volcaniques mafiques. Du nord au sud, elle est formée de trois grandes structures de direction nord-est/sud-ouest, qui sont respectivement le synclinorium de Gaspé-Connecticut Vallée, l'anticlinorium d'Aroostook-Percé et le synclinorium de la Baie des Chaleurs (Fig. 2.2; Bourque et al., 2000). La ceinture de Gaspé est constituée de cinq grands assemblages lithologiques qui sont le Groupe d'Honorat (Caradocien moyen à Ashgillien moyen), le Groupe de Matapédia (Ashgillien moyen à la base du Llandoveryen), le Groupe de Chaleurs (de la base du Llandoveryen à la base du Pragien), le Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé (de la base du Pragien à la base de l'Emsien) et le Groupe des Grès de Gaspé (Emsien) (Bourque et al., 2000).

La séquence du Bassin des Maritimes contient des roches subhorizontales d'âge Carbonifère recouvrant en discordance les unités plus anciennes.

### 2.1.4 Structuration de la péninsule gaspésienne

En Gaspésie, les Appalaches sont le résultat de deux phases orogéniques majeures et d'une phase mineure. La première phase majeure est l'orogénie taconienne qui s'est développée pendant l'Ordovicien moyen à tardif au nord de la péninsule. Elle est reliée à l'obduction de fragments de croûte océanique (Complexe du Mont Albert) sur la marge continentale passive de Laurentia (Slivitzky et al., 1991, De Broucker, 1987). C'est une orogénie complexe qui correspond à une succession de déformations, du Cambrien à l'Ordovicien moyen, qui pour DeBroucker (1987) sont reliées à diverses étapes de la fermeture de l'Océan Iapétus et à la collision continentale de terranes de type Chain Lakes avec la marge nord-américaine. Le Taconien est caractérisé par les structures chevauchantes vers l'ouest-nord-ouest que sont les nappes externes et internes de la Zone de Humber et la nappe ophiolitique du Complexe du Mont Albert (Figs. 2.1, 2.2). La seconde phase orogénique majeure est l'orogénie acadienne. Au Dévonien moyen,

l'orogénie acadienne est attribuée à la collision continentale oblique entre les terrains en périphérie de Gondwana, dont les terranes de Ganderia et d'Avalon, et la marge laurentienne augmentée des terrains océaniques accrétés au Taconien (Malo et al., 1995). L'Acadien est majoritairement caractérisé par de la déformation en décrochement dextre le long de failles majeures de direction est-ouest comme les failles de Shickshock Sud, du Grand Pabos, et du Bras-du-Nord-Ouest (Figs. 2.1, 2.2). Mais il engendre aussi de larges plis ouverts de direction nord-est (Fig. 2.2; Malo and Kirkwood, 1995). Au cours du Silurien tardif, un événement orogénique mineur appelé pulsation salinique s'exprime dans certaines localités de la Ceinture de Gaspé (Malo, 2001). Dans le nord de la péninsule gaspésienne, la discordance salinique est marquée par des discordances angulaires et/ou érosionnelles, des plis de direction nord-ouest et des failles normales synsédimentaires (Bourque, 2001 ; Malo, 2001).

Les contraintes temporelles disponibles en Gaspésie sont, principalement, soit d'ordre paléontologique, soit le fait de recoupements associés à des discordances. Seuls trois âges isotopiques ont été mesurés dans les zones de Humber et de Dunnage en Gaspésie.

## 2.2 Zone d'étude

La zone interne en Gaspésie constitue notre zone d'étude. Elle est constituée de trois unités tectonostratigraphiques différentes, le Complexe du Mont Albert, l'Amphibolite du Diable et la zone de Humber interne (Fig 2.4). Cette région a été le sujet de plusieurs projets de cartographie géologique (Mattinson, 1964; Ollerenshaw, 1967; Beaudin, 1980; Lachambre et Brisbois, 1990a, 1990b), d'études thématiques en pétrologie/géochimie (Gagnon et Jamieson, 1985, 1986; Trzciensky, 1988, 1990; O'Beirne et al., 1990; Camiré et al., 1993a; Camiré, 1995), en structure (Camiré et al., 1993; Sacks et Malo, 1994, 1995; Sacks, 1996; Sacks et al., 1997a, 1997b, 1997c; St-Julien et al., 1990; Malo et al., 2001), en géochronologie (Lux, 1986; Trzcienski et al., 1995), de thèse en structure (Beaudin, 1984; Gosselin, 2000) et de synthèse (Slivitzky et al., 1990).

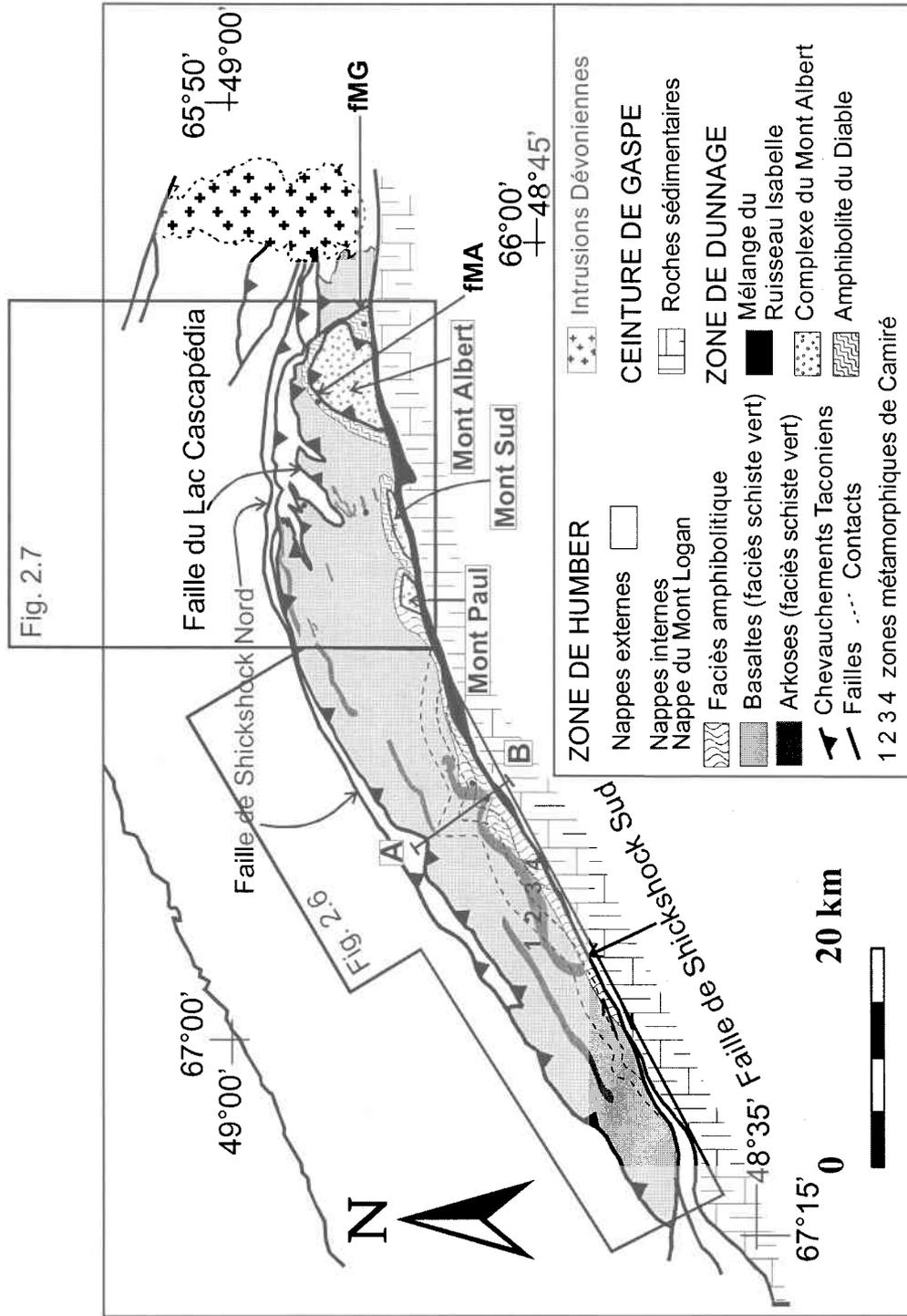
### 2.2.1 Le Complexe du Mont Albert

#### 2.2.1.1 Description

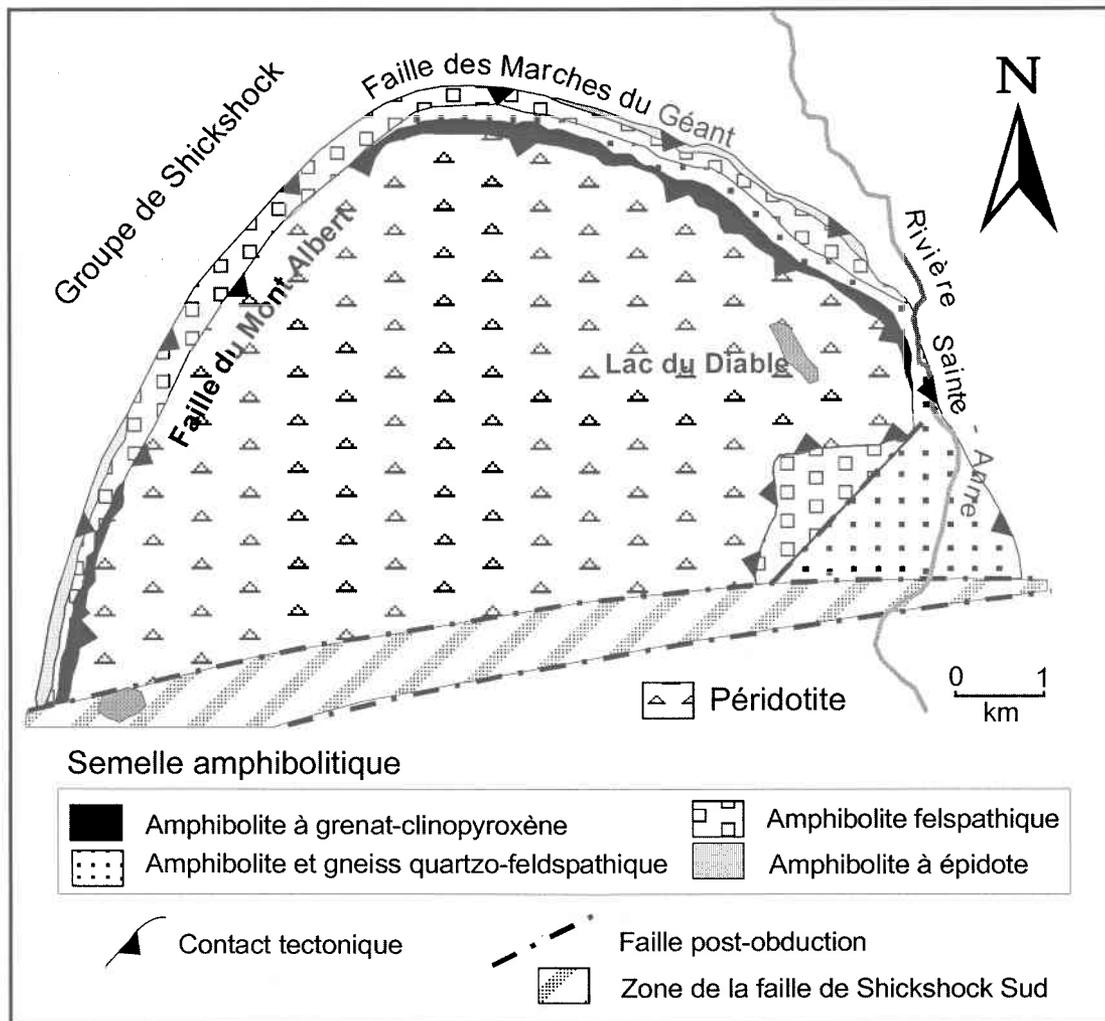
Le Complexe du Mont Albert est composé de trois klippes de roches ultramafiques qui sont les monts Albert, Sud et Paul (Beaudin, 1984; Slivitzky et al., 1991). Les trois klippes sont bordés au sud par la faille de Shickshock Sud qui les met en contact avec les roches sédimentaires du Siluro-Dévonien (Beaudin, 1980; St-Julien et al., 1990; Trzcienski, 1990; Slivitzky et al., 1991).

Le Mont Albert a été le plus étudié des trois massifs (Beaudin, 1980; Beaudin, 1984; Trzcienski, 1990). Il a une forme semi-circulaire convexe vers le nord d'un rayon d'environ 5.5 km, et coupée au sud par la faille de Shickshock Sud (Figs. 2.4; 2.5). Sur le reste de son pourtour, il est en contact de faille avec sa semelle métamorphique. Cette faille nommée faille du Mont Albert est une faille de chevauchement à pendage SE.

Le Mont Albert est composé d'une péridotite localement serpentinisée, formée essentiellement d'harzburgite (85%) et de dunite (Beaudin, 1980; Beaudin, 1984; St-Julien et al., 1990; Trzcienski, 1990; Slivitzky et al., 1991). L'harzburgite contient des lits de chromite et de magnétite près du contact avec l'amphibolite. L'harzburgite est



**Fig. 2.4:** Géologie de la zone d'étude modifié de Camiré (1995). AB: transect métamorphique de Camiré (1995), FMA: faille du Mont Albert, FMG: faille des Marches du Géant.



**Fig. 2.5:** Géologie du Mont Albert et sa semelle métamorphique (Amphibolite du Diable) modifié de Gagnon et Jamieson (1986)

généralement de couleur gris verdâtre en cassure fraîche et brun orangé en surface altérée (Beaudin, 1984; Slivitzky et al., 1991). Elle se compose surtout d'olivine et de lizardite mais on y retrouve aussi des orthopyroxènes porphyroclastiques, des clinopyroxènes et des spinelles chromifères. La serpentinisation affecte l'harzburgite à des degrés variables et de façon aléatoire à travers le massif (Beaudin, 1980; Trzcieski, 1990; Slivitzky et al., 1991). Des dykes d'orthopyroxénites recoupent la foliation dominante (Beaudin, 1984; St-Julien et al., 1990; Slivitzky et al., 1991). Son épaisseur minimale a été estimée à un kilomètre (Beaudin, 1984; Slivitzky et al., 1991).

### 2.2.1.2 Structuration

Contrairement à Gagnon et Jamieson (1986) qui incluent l'Amphibolite du Diable dans le complexe du Mont Albert, nous le limitons à la péridotite. Pour ceci nous appuyons sur la majorité des travaux antérieurs (St-Julien et al., 1990; Slivitzky et al., 1991) et sur le fait que le contact entre l'amphibolite et le Mont Albert est un contact de faille. L'histoire des déformations du Complexe du Mont Albert est compliquée. Elle est caractérisée par des structures pré-, syn-, et post-obduction (Beaudin, 1984).

Deux types de rubanement sont visibles dans la péridotite, un rubanement mantellique et un rubanement métamorphique (Beaudin, 1980, Beaudin, 1984). Le rubanement mantellique représente la structure primaire (première déformation de la péridotite : DP1) de la péridotite, il est marqué par des lentilles de dunites ainsi que par des laminations dunitiques (Beaudin, 1984). Le rubanement mantellique (DP1) de la harzburgite et de la dunitite ne présente pas de texture de cumulat et il est souvent accompagné d'une texture tectonique qui lui est généralement parallèle. Il n'est pas conservé dans les zones serpentinisées (Beaudin, 1980). La texture de tectonite (DP1) est héritée du manteau. Ceci est indiqué par le fait que le style et l'orientation de cette première phase de déformation de la péridotite ne s'accorde avec aucune des phases de déformation de la nappe du Mont Logan et qu'elle diffère aussi de celle de l'auréole métamorphique (Amphibolite du Diable). Elle ne peut donc pas être reliée au mécanisme de l'obduction (Beaudin, 1984). Les orthopyroxènes définissent une linéation liée à cette foliation dans les zones de péridotite fraîche (Beaudin, 1984). La seconde phase de déformation (DP2) est caractérisée par un large pli recliné affectant la péridotite du Mont Albert, plongeant vers le sud-ouest et interprété comme étant syn-obduction (Beaudin, 1984). Les plis irréguliers tardifs situés sur le flanc sud-ouest du pli macroscopique DP2 sont interprétés par Beaudin (1984) comme des structures post-obduction (DP3). Le Mont Albert est tronqué au sud par la faille de Shickshock Sud qui est nettement une structure post-obduction. L'analyse stratigraphique et structurale du Mélange du Ruisseau Isabelle et des roches sédimentaires de la ceinture de Gaspé au sud de la faille de Shickshock Sud (Fig. 2.1 et 2.4) indique que cette faille fut active lors de la sédimentation des roches de la

ceinture de Gaspé et qu'elle a subi un jeu en coulissage dextre lors de l'orogénie acadienne (Malo et al., 2001).

## **2.2.2 L'Amphibolite du Diable**

### **2.2.2.1 Description**

Beaudin (1980, 1984) intègre le faciès amphibolitique du lac du Diable, à la base du Mont Albert, au sein du Groupe de Shickshock, alors que de nombreux autres auteurs (Gagnon et Jamieson, 1986; Trzcienski, 1988; St-Julien et al., 1990; Slivitzky et al., 1991; ...) le différencie du Groupe de Shickshock pour former une unité lithodémique distincte, l'Amphibolite du Diable. L'une des raisons de cette distinction est due au fait que les contacts supérieur (avec le Mont Albert) et inférieur (avec la nappe du Mont Logan) de l'amphibolite sont faillés, et correspondent, respectivement, à la faille du Mont Albert et à la faille des Marches du Géant (Trzcienski, 1990) (Fig 2.4, 2.5). Une seconde raison est que l'amphibolite est constituée de roches différentes du point de vue géochimique et pétrographique de celles du Groupe de Shickshock composant la nappe du Mont Logan d'une part et de celles du Mont Albert d'autre part (Laurent, 1977; Gagnon et Jamieson, 1986; Trzcienski, 1988).

L'Amphibolite du Diable est le terme employé pour nommer l'amphibolite du Mont Albert. Les amphibolites qui entourent les deux autres massifs ultramafiques (Mont Paul, Mont Sud) sont interprétées de la même façon car elles sont analogues. Les amphibolites constituent une zone métamorphique sous les massifs de péridotite.

Les amphibolites sont composées de 70% de hornblendite grenatifère à clinopyroxène et présentent une structure rubanée bien développée due au cisaillement (Gagnon et Jamieson, 1985). Les feldspaths qui sont présents dans les auréoles de réactions autour des grenats, forment localement des agrégats linéaires dans les plans de foliation, suggérant un cisaillement contemporain et postérieur au métamorphisme. Les amphibolites sont interstratifiées avec des lentilles de roches quartzofelspatiques méta-sédimentaires (Gagnon et Jamieson, 1985 ; O'Beirne et al., 1990). Ces lentilles sont à peu près parallèles au plan de foliation et au rubanement métamorphique, elles sont surtout

développées au nord-est du Mont Albert. Elles sont fortement cisailées le long de leur marge. Localement, on peut voir des structures suggérant qu'une fusion partielle s'est produite pendant le cisaillement créant ainsi des amphibolites migmatitiques (O'Beirne et al., 1990). Les méta-sédiments sont des schistes et des phyllades à muscovite et à chlorite, et des gneiss à biotite, grenat et kyanite près de la masse ultramafique. Les roches les plus intrigantes dans l'Amphibolite du Diable, selon O'Beirne et al. (1990), sont les amphibolites grenatifères à clinopyroxène, de composition mafiques à ultramafiques qui n'apparaissent qu'au contact de la péridotite. Ces roches présentent généralement des compositions anormalement riches en Fe et pauvres en Si et pourraient correspondre à des tholéiites chimiquement modifiées par interaction avec des fluides, du magma ou par une activité métamorphique (O'Beirne et al., 1990).

Selon Trzcinski (1988), il existe un faciès éclogitique le long du périmètre nord des roches ultramafiques, dans les 50 mètres de l'auréole métamorphique les plus proches de l'ophiolite. Cette éclogite forme des bandes bien foliées de gneiss à amphibole et pyroxène qui sont en contact concordant avec la roche ultramafique (Trzcinski, 1988). Macroscopiquement elle est caractérisée par la présence d'une fine couronne blanche autour des grenats et en lame mince, on peut voir que la couronne est composée de micas blancs et d'épidote. Par contre, O'Beirne et al. (1990) suggèrent cependant que ces amphibolites ne représentent pas des éclogites rétrogrades car l'andésine est demeurée présente durant tout l'épisode métamorphique et le clinopyroxène n'est pas de composition omphacitique.

L'Amphibolite du Diable a été subdivisée en quatre assemblages différents selon des critères pétrographiques, texturaux et structuraux (Gagnon et Jamieson, 1986 ; Fig. 2.5). Ces 4 assemblages distincts dans la semelle métamorphique du Mont Albert sont marqués par de forts gradients thermiques et barométriques inverses (de 750-800°C à 600°C et de 8-9 Kbar à 6 Kbar; O'Beirne et al., 1990). Ils sont numérotés de 1 à 4 en partant de la faille du Mont Albert vers la faille des Marches du Géant. Ces écaillés métamorphiques sont séparées par des zones de cisaillement (Gagnon and Jamieson, 1986; O'Beirne-Ryan et al., 1990).

- L'assemblage 1 est composé de hornblendite, d'hornblendite à grenat, d'amphibolite à clinopyroxène et d'amphibolite à clinopyroxène et grenat. Il présente une

foliation et un rubanement souligné par des variations compositionnelles et texturales. Sa texture est granoblastique ou porphyroblastique. La paragenèse suggère des conditions P-T de 750-800°C et 8-9 Kbar (O'Beirne-Ryan et al., 1990). La présence de couronnes réactionnelles d'hornblende et d'épidote autour des grenats et la déstabilisation des pyroxènes en hornblende sont interprétées comme étant l'évidence d'une rétrogression métamorphique du faciès amphibolite supérieur au faciès épidote-amphibolite. Les roches de cette écaïlle pourraient avoir comme protolite des roches d'origine océaniques ferrogabroïques.

- L'assemblage 2 est constitué de hornblendite, d'amphibolite à clinopyroxène, d'amphibolite à clinopyroxène et épidote, d'amphibolite felsique, d'amphibolite à grenat et de méta-sédiments psammitiques à semi-pelitiques souvent d'apparence gneissique. Les méta-sédiments ont originellement pu être des arkoses. L'assemblage 2 montre un rubanement compositionnel (bande de plagioclase et d'épidote), ainsi que des lentilles de méta-sédiments de 10 à 30 cm d'épaisseur avec une foliation parallèle à celle des amphibolites. L'interdigitation de matériaux méta-sédimentaires et méta-basiques semble être la cause de la réapparition du grenat dans les amphibolites en bordure des bandes métasédimentaires. Les roches de cet assemblage pourraient avoir comme protolite un mélange de roches ferrogabroïques d'origine océaniques et de roches sédimentaires quartzofeldspathiques. (Gagnon and Jamieson, 1986; O'Beirne-Ryan et al., 1990). Les conditions P-T estimées pour cet assemblage sont de 600-700°C et 6-7 Kbar (O'Beirne-Ryan et al., 1990).

- L'assemblage 3 est formé d'amphibolite felsique à texture protomylonitique ainsi que d'une quantité variable de bandes d'amphibolite à épidote généralement plus cisillées et des bandes mégascopiques composites de méta-sédiments. Les méta-sédiments ont un aspect gneissique ou schisteux, et ont une nature feldspathique ou quartzofeldspathique (abondance de muscovite et de biotite). La foliation est bien développée et en concordance avec celle des amphibolites. Il y a interdigitation partielle des méta-sédiments et des bandes d'amphibolites avec au contact une augmentation de la quantité de feldspaths dans les amphibolites. Leur protolite pourraient être représenté par une intercalation de sédiments et de basaltes subalcalins à tholéitiques.

- L'assemblage 4 présente un rubanement compositionnel dans les amphibolites avec des amphibolites felsiques et des amphibolites à épidote. Les différentes bandes ont des contacts cisailants francs. La texture est mylonitique. On peut voir une linéation minérale soulignée par l'alignement d'aiguilles de hornblende dans la foliation. Il y a une abondance de quartz interstitiel. Ces roches pourraient représenter des basaltes tholéitiques mylonitisés. Leur composition est transitionnelle entre celles des basaltes océaniques et continentaux.

Dans l'ensemble de la semelle métamorphique de petites veines tardives d'épidote recourent la foliation principale, suggérant que toute la semelle a été affectée par du métamorphisme rétrograde (Gagnon and Jamieson, 1986; O'Beirne-Ryan et al., 1990).

Le Mont Sud présente une semelle métamorphique similaire constituée des assemblages de type 1 et 3 fortement plissés alors que le Mont Paul semble reposer directement sur la nappe du Mont Logan. L'amphibolite à la base de celui-ci serait alors constituée des roches du Groupe de Shickshock déformées et métamorphisées (Gagnon et Jamieson, 1986).

#### **2.2.2.2 Structuration**

L'Amphibolite du Diable a une puissance d'environ 500 mètres entre les deux failles bordières. On considère que son origine est dynamothermale, due au transport et au métamorphisme induit lors de la mise en place intra-océanique de la péridotite chaude (Beudin 1980, 1984; Slivitzky et al., 1991). En effet, cette unité métamorphique possède les caractéristiques typiques des auréoles dynamothermales associées aux complexes ophiolitiques: augmentation du métamorphisme depuis sa limite inférieure jusqu'à la péridotite; déformation intense associée au métamorphisme; rapides variations lithologiques, pétrographiques et texturales ainsi qu'une association structurale avec la péridotite sus-jacente (Gagnon et Jamieson, 1986). La semelle métamorphique a probablement été formée par l'incorporation successive de différentes écailles au cours de la mise en place intraocéanique de la péridotite. La composition et le grade métamorphique des différentes écailles indiquent qu'au cours de sa formation, la semelle amphibolitique a incorporé de plus en plus de matériel sédimentaire à des températures de

plus en plus basses; sa formation ayant débuté dans le domaine océanique, pour se terminer en périphérie de la marge continentale (Gagnon et Jamieson, 1986). Le métamorphisme rétrograde s'est produit postérieurement à la formation de la semelle amphibolitique, lors de son obduction avec l'ophiolite sur la marge continentale laurentienne.

### 2.2.3 La zone de Humber interne

#### 2.2.3.1 Description

La zone de Humber interne est composée de la nappe du Mont Logan et de la fenêtre du lac Cascapédia. Son contact inférieur avec la zone de Humber externe, est souligné par la faille de Shickshock nord et son contact supérieur avec l'Amphibolite du Diable, par celle des Marches du Géant (Fig 2.4).

#### Description de la nappe du Mont Logan

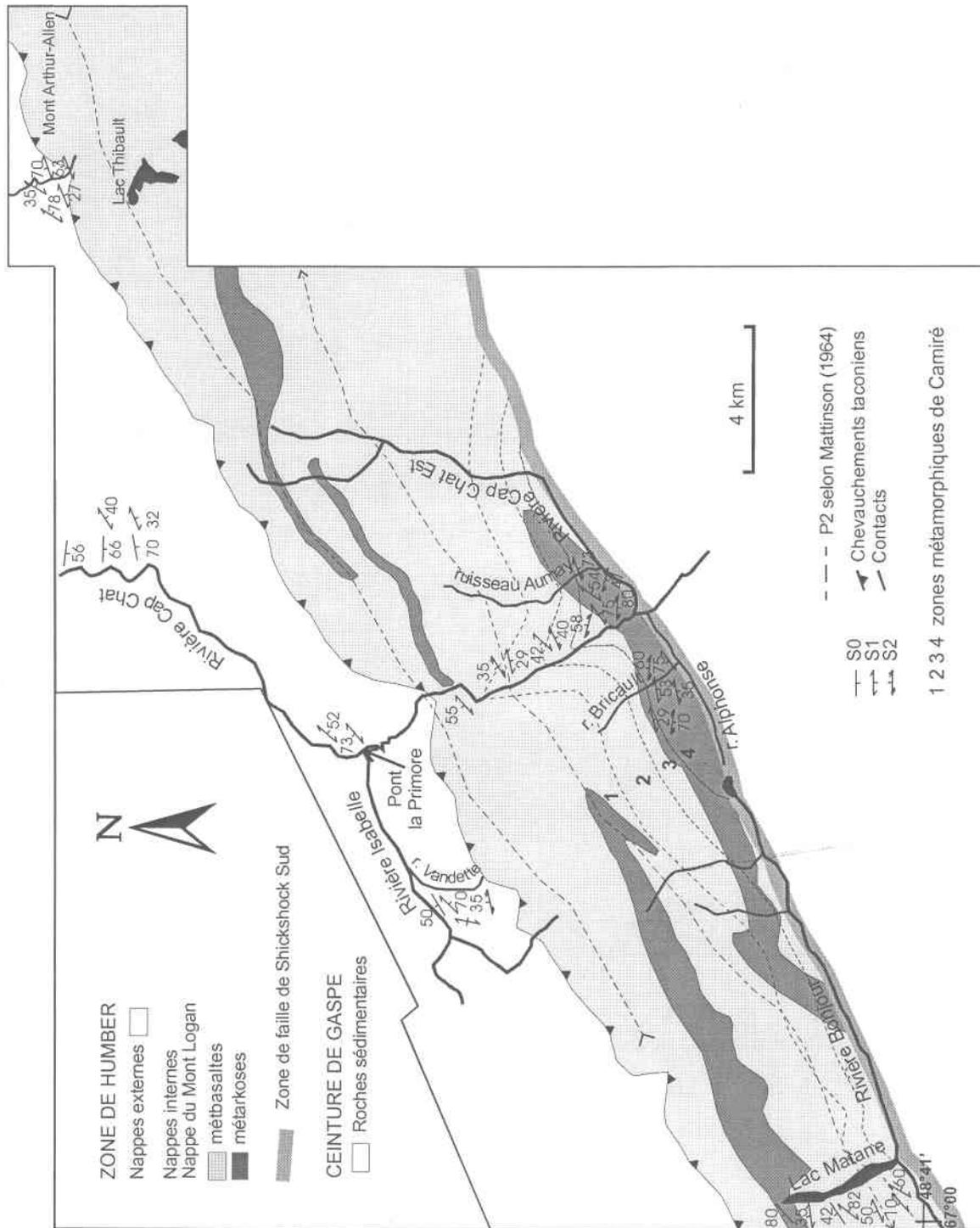
La nappe du Mont Logan est composée des roches du Groupe de Shickshock; son contact inférieur avec la fenêtre du Lac Cascapédia, est souligné par la faille du lac Cascapédia et son contact supérieur avec l'Amphibolite du Diable, par la faille des Marches du Géant (Fig 2.4). Le Groupe de Shickshock a été cartographié par de nombreux géologues (Mattison, 1964; Ollerenshaw, 1967; Beaudin, 1980; ...) et est confiné à la nappe du Mont Logan, à l'exception du faciès du lac Matapédia et de quelques affleurements à l'est du Mont Albert qui sont inclus dans la nappe de la Rivière Sainte-Anne (St-Julien et al., 1990). La nappe du Mont Logan est estimée à 1000 mètres d'épaisseur. La plupart des auteurs reprennent, pour décrire le Groupe de Shickshock, avec peu de variations, la classification lithologique de Beaudin (1980,1984). Le Groupe de Shickshock, au sein de la nappe du Mont Logan, est composé de deux assemblages lithologiques différents :

- l'assemblage du Bras-du-Saumon qui est formé de roches méta-volcaniques (méta-basaltes);
- l'assemblage du Lac Guelph qui est constitué de roches métasédimentaires.

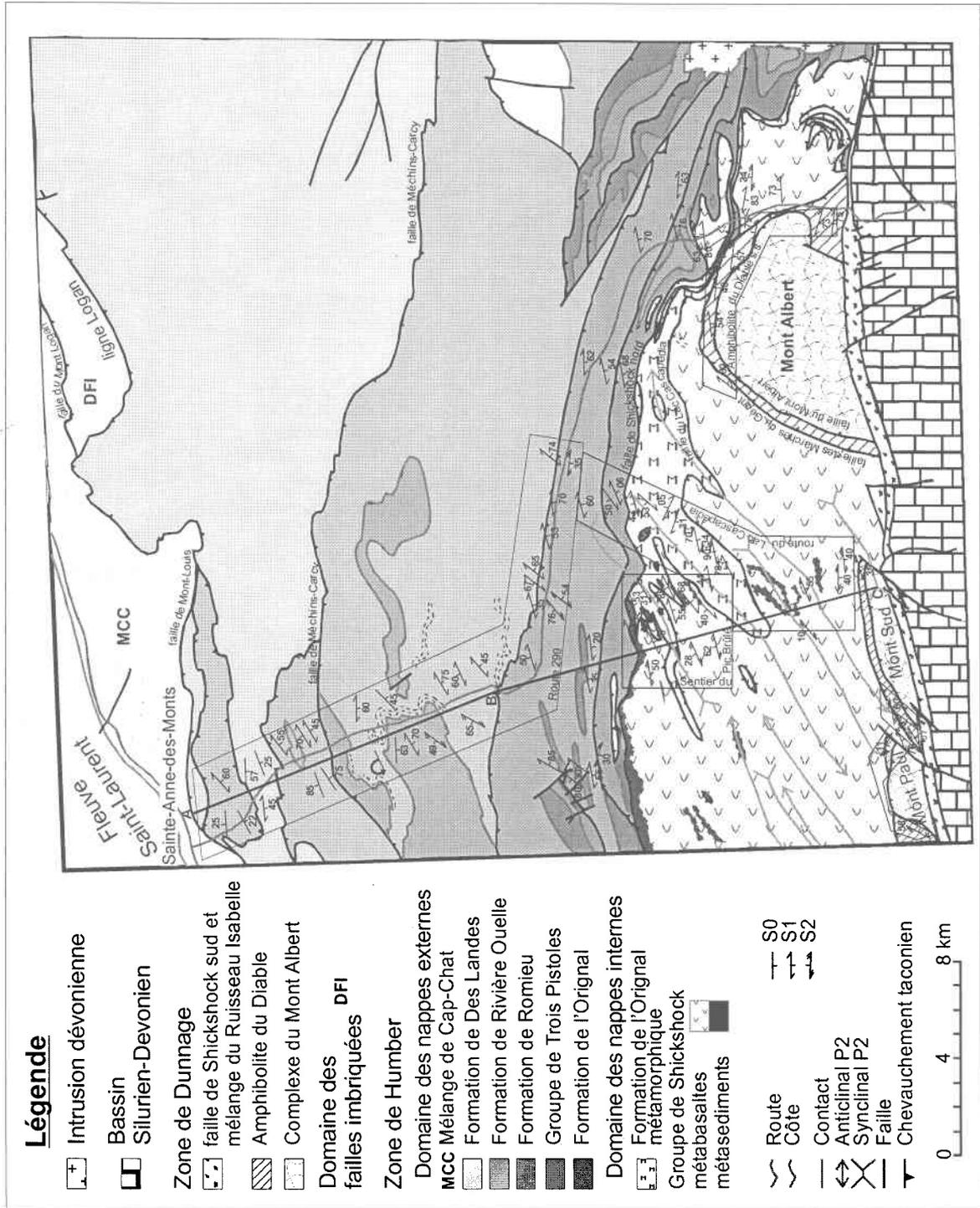
Le secteur du Mont Logan a été plus particulièrement étudié par Mattison (1964; Fig. 2.6), et présente environ 85% de métavolcanites (assemblage du Bras-au-Saumon) et 15% de roches métasédimentaires de compositions variées (assemblage du Lac Guelph). Il est parfois difficile de distinguer ces deux faciès à cause de l'effet du métamorphisme qui oblitère en grande partie les structures primaires et impose une même apparence schisteuse de couleur foncée. Cinq zones linéaires où les méta-sédiments sont abondants ont été distinguées dans cette région. Selon Mattison (1964), ces zones marqueraient l'emplacement d'anciens lieux de dépôts de sédiments associés à des accalmies du volcanisme. Le Groupe de Shickshock est considéré d'âge Hadrymien à Cambrien précoce, et comme un équivalent de la Formation de Tibbit Hill, de la Formation de la Montagne Saint-Anselme, des volcanites de Saint-Flavien et du Groupe de Maquereau (St-Julien et Hubert, 1975 ; St-Julien et al., 1990).

Le métamorphisme dans la nappe du Mont Logan varie du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites du nord vers le sud (Beaudin, 1984; Camiré, 1995). Au nord, le contact entre la nappe du Mont Logan et la fenêtre du Lac Cascapédia est situé le long de la faille du Lac Cascapédia qui est interprétée comme une faille de chevauchement à vergence nord, nord-nord-ouest (Beaudin, 1984; Slivitzky et al., 1991). Au sud, la semelle amphibolitique du Complexe du Mont Albert chevauche les roches du Groupe de Shickshock le long de la faille des Marches du Géant (Fig. 2.7).

Quatre zones métamorphiques ont été définies par Camiré (1995) le long de la rivière Cap Chat (transect A-B sur les Figs. 2.4, 2.6, 2.8). Au contact de la faille du Lac Cascapédia, la zone 1 (zone à actinote) est caractérisée par de la chlorite, de l'actinote, de l'albite, de la titanite, de l'épidote, du quartz et plus ou moins d'hématite et de calcite. La zone 2 (zone à hornblende) est structuralement au-dessus de la zone 1 et sa paragenèse est constituée d'actinote, de hornblende magnésienne, d'albite, de chlorite, d'épidote, de quartz, de titanite et de plus ou moins d'ilménite. La paragenèse de la zone 3 (zone de disparition de l'actinote) est composée d'hornblende magnésienne, d'albite, de quartz, d'épidote, d'ilménite et plus ou moins de chlorite. Les roches de la zone 4 (zone à oligoclase) arrivent au contact de la faille de Shickshock Sud. Dans cette zone, les roches méta-volcaniques contiennent de la hornblende, du plagioclase, de l'ilménite et du quartz alors que les méta-sédiments sont composés de muscovite, plagioclase, quartz, biotite,



**Fig. 2.6:** Géologie de la partie ouest de la zone d'étude; secteur du Mont Logan (à partir de la carte de Mattinson, 1964)



**Fig. 2.7:** Géologie de la partie est de la zone d'étude; secteur du Lac Caspédia (à partir des cartes de Lachambre et Brisebois, 1990a, 1990b)

ilménite, sillimanite et plus ou moins de grenat, titanomagnétite et staurotide. Ces roches ont enregistré un pic de température de 600-700°C et des pressions d'environ 6-7 Kbar (Camiré, 1995). Ces quatre zones métamorphiques suggèrent l'existence d'un métamorphisme prograde et le développement d'un gradient métamorphique inverse dans la nappe du Mont Logan en liaison avec la faille de chevauchement située au sommet de la séquence (Fig. 2.8).

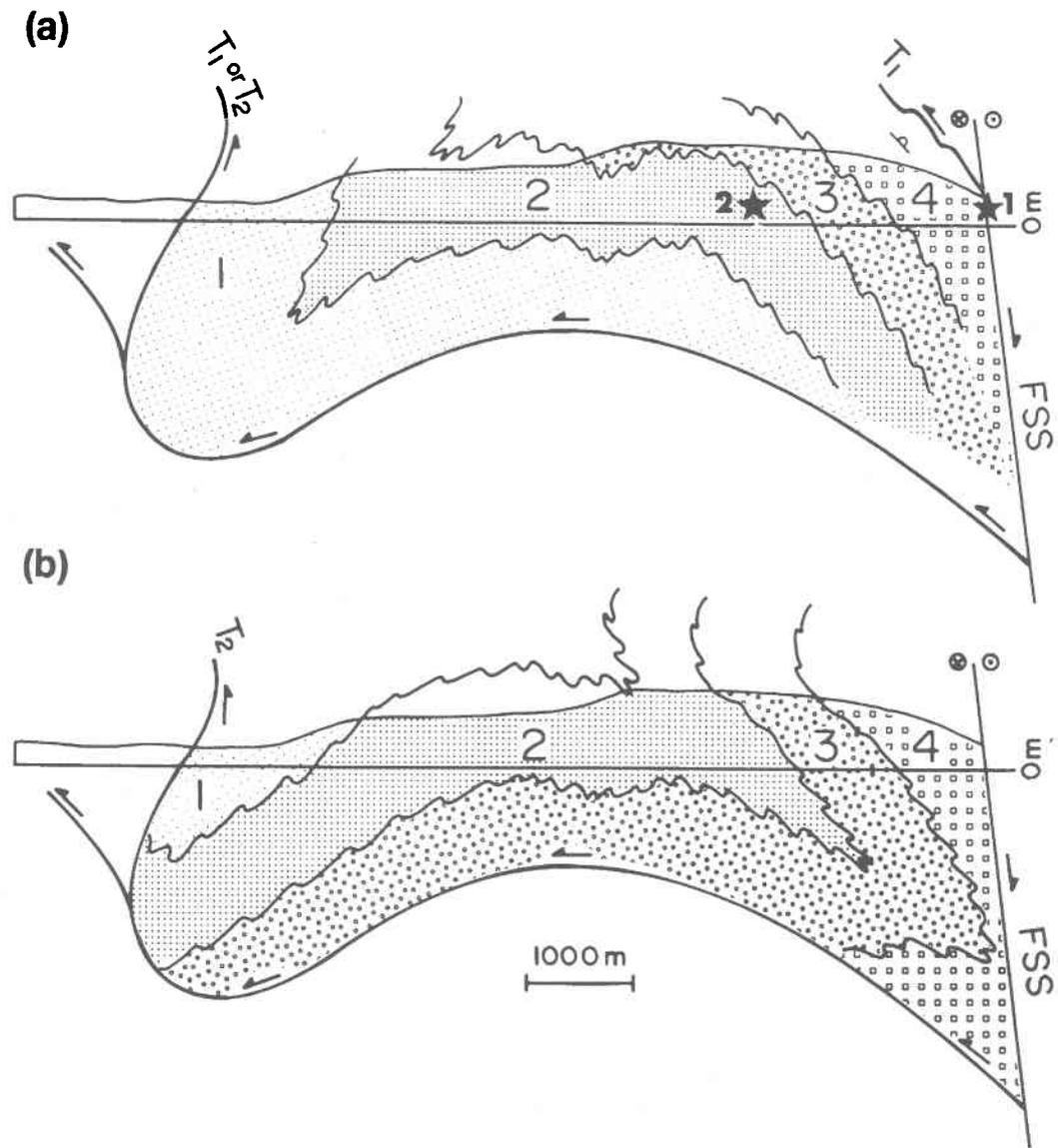
#### Description de la fenêtre du lac Cascapédia

La fenêtre du Lac Cascapédia est composée de roches métamorphiques de la Formation de l'Orignal (Beaudin, 1984), son contact inférieur avec la zone de Humber externe, est souligné par la faille de Shickshock Nord (nouveau nom) et son contact supérieur avec la nappe du Mont Logan, par celle du lac Cascapédia (Figs. 2.4, 2.9). Ces deux failles sont interprétées comme des failles de chevauchement à vergence nord. La fenêtre du lac Cascapédia présente environ 95% de métapélites très déformées et 5% de roches métasédimentaires (grès) plus compétentes. Toutes ces roches sont métamorphisées au faciès des schistes verts inférieur caractérisé pour les métapélites par un assemblage majoritairement de chlorite et de séricite, avec plus au moins de feldspath et d'épidote. Les métagrès comprennent essentiellement du quartz et de la séricite. La Formation de l'Orignal est considérée d'âge Cambrien moyen (Slivitzky et al., 1991).

#### **2.2.3.2 Structuration de la zone de Humber interne**

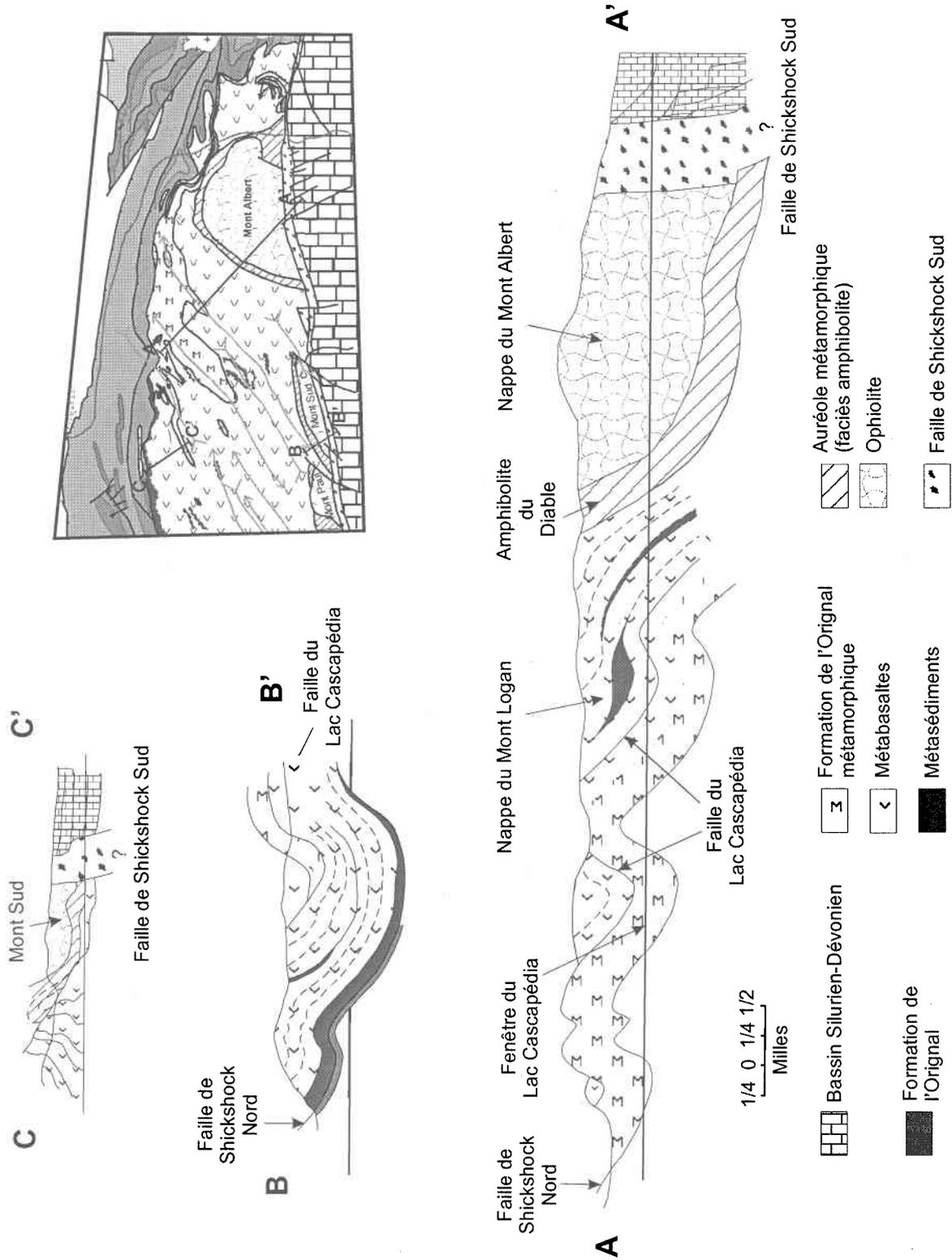
Trois phases de déformation sont couramment documentées dans la nappe du Mont Logan (Beaudin, 1984; Camiré, 1995, Sacks et al., 1997a, b, c). Les deux premières (D1 et D2) ont des fabriques pénétratives alors que la troisième n'est représentée que par de larges plis ouverts. Certains auteurs (Slivitzky et al., 1991; Sacks et al., 1997a, b, c) insèrent une déformation supplémentaire (D1') entre les phases D1 et D2.

- La première phase de déformation D1 est caractérisée par une fabrique métamorphique (S1) au faciès des schistes verts à amphibolites qui est développée dans l'ensemble de la nappe du Mont Logan et dans la fenêtre du Lac Cascapédia. Cette fabrique suit la direction est-nord-est et est inclinée vers l'ouest-nord-ouest ou l'est-sud-est. La schistosité S1 porte une linéation (L1) minérale (indiquée par



**Fig. 2.8:** Coupes schématiques de la zone de Humber interne dans la partie ouest de la zone d'étude le long du transect A-B de la figure 2.4 montrant deux restaurations spéculatives a) et b) de cette zone (Camiré, 1995).

FSS: faille de Shickshock Sud



**Fig. 2.9:** Coupes structurales de la zone de Humber interne dans la partie est de la zone d'étude (Modifié de Beaudin, 1984)

l'alignement des minéraux de hornblende, chlorite, épidote et micas et par des rubans de quartz) et d'étirement (caractérisée par l'étirement des clastes dans les faciès conglomératiques et par le boudinage des rubans de quartz) bien développée. Cette linéation plonge vers l'est-nord-est ou vers l'ouest-sud-ouest. Dans la mur de la faille de Shickshock Sud, les cristaux de hornblende constituent une tectonite L-S, tandis que les muscovites, qui marquent la foliation régionale, forment des fabriques C/S et des textures de micas en poisson (Sacks et al., soumis). Les structures des déformations de haute température dans le mur de la faille de Shickshock Sud sont incluses dans les roches au grade des amphibolites de la séquence métamorphique de la nappe du Mont Logan (Camiré, 1995; Sacks et al., soumis).

- La phase D1' est marquée par un cisaillement horizontal hétérogène au faciès des schistes verts qui aurait affecté les roches de la nappe du Mont Logan et les roches métamorphiques de la fenêtre du lac Cascapédia. Ce cisaillement a produit une linéation d'allongement de direction sud-ouest lors d'un déplacement coulissant-oblique vers le sud-ouest des roches de la nappes du Mont Logan par rapport aux roches sous-jacentes (Sacks et al., 1997a, b, c). Ce déplacement subséquent (D1') est attribué à une déformation transpressive lors du transport des nappes du Mont Albert et du Mont Logan (Sacks et al., 1997a). Ce cisaillement subhorizontal vers le sud-ouest est reconnu seulement dans les roches de la fenêtre du Lac Cascapédia (Slivitzky et al., 1991) et sa distribution régionale n'est pas bien définie.
- La phase D2 de Camiré (1995) est indiquée par un clivage de crénulation de plan axial (S2) associé à des plis de direction nord-est. Aucune néo-cristallisation métamorphique significative n'est associée à S2.

Pour Sacks et al. (1997 a, b, c), une phase de raccourcissement de direction nord-ouest-sud-est (D2), également sous les conditions de métamorphisme au faciès des schistes verts, a causé des plis dans les nappes du Mont Logan et du Mont Albert et dans la fenêtre du lac Cascapédia produisant un clivage de crénulation subvertical. Ce plissement (D2) correspond à un dernier incrément taconien, il coïncide probablement avec les plis et les chevauchements du domaine externe taconien de la Gaspésie (Sacks et al., 1997a).

- Dans un dernier temps, des plis ouverts et droits de direction est-nord-est (P3) sont attribués à l'orogénie acadienne (D3; Camiré, 1995). Le même type de plis affectent les roches de la Ceinture de Gaspé au sud de la nappe du Mont Logan et sont aussi attribués à l'orogénie acadienne. De nombreux éléments structuraux (stries de failles, bandes de cisaillement, ...) dans les roches de la ceinture de Gaspé et du Mélange du Ruisseau Isabelle dans la nappe du Mont Logan indiquent un régime de déformation fragile-ductile relié à un coulissage post-Dévonien précoce (D3) le long de la faille de Shickshock Sud.

### 2.3 Mise en place des nappes internes, revue des modèles existants

Au Cambrien précoce, la formation des basaltes alcalins du Lac Matapédia marque l'ouverture d'un rift continental dans le socle grenvillien du continent Laurentia, dans lequel la sédimentation clastique était nettement dominante. Elle est suivie par la formation des tholéiites du Groupe de Shickshock, extraites à plus faible pression (Camiré et al., 1993a).

Pendant le reste du Cambrien jusqu'à l'Ordovicien précoce, cette extension se poursuit. En même temps, sur la marge continentale laurentienne, les dépôts détritiques et calcaires des Formations de l'Orignal, de Saint-Damase, de Rivière-du-Loup, de Romieu et de Rivière Ouelle s'accumulent.

Au cours de l'Ordovicien, une inversion de la tectonique se produit, des contraintes compressives majeures, de direction nord-ouest – sud-est (coordonnées actuelles), se mettent en place. Elles vont entraîner le chevauchement (première phase de déformation : D1) de la nappe du Mont Albert sur la marge de Laurentia (Sacks, 1997a). C'est la déformation taconienne. Selon Gagnon et Jamieson (1986) une zone de mylonites au faciès des amphibolites marque ce contact chevauchant; c'est une auréole dynamothermale. Ce type de structure se forme durant le processus d'obduction qui juxtapose les ophiolites et les protolites d'amphibolite durant un événement tectonique compressif actif à la bordure d'une plaque; dans le cas présent, l'emplacement de l'ophiolite du Mont Albert en milieu océanique suivi de son obduction sur la marge continentale. L'emplacement des roches mantelliques chaudes, sur des roches océaniques ou continentales froides crée ce haut grade métamorphique (amphibolite). Il est préservé dans la partie sud de la nappe du Mont Logan (Sacks et al., 1997a, b, c). Les indicateurs cinématiques indiquent un mouvement de chevauchement vers le nord-ouest du Complexe du Mont Albert sur la nappe du Mont Logan (Sacks et al., 1997a, b, c). Les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  provenant de l'amphibolite sous-jacente suggèrent que le chevauchement a eu lieu vers 456 Ma (Lux, 1986). Selon Lux (1986), la concordance des âges pour la biotite et les hornblendes indique un refroidissement rapide et date l'obduction à  $456 \pm 3\text{Ma}$ , soit un âge plus jeune que pour toute autre ophiolite des Appalaches de l'Amérique du Nord. Des études thermo-barométriques sur des assemblages

métamorphiques de l'Amphibolite du Diable donnent des conditions d'équilibre variant entre 750-800°C et 8-9 kbar (Trzcieski, 1988 ; O'Beirne-Ryan et al., 1990). De telles études dans la nappe du Mont Logan indiquent des températures culminant entre 610 et 700°C, pour des pressions d'environ 6-7 kbar dans les conditions PT maximum (Camiré, 1995). Lux (1986) pense que cette pression pour l'amphibolite est incompatible avec la position structurale élevée de l'allochtone composite Mont Albert-Shickshock. Ceci impliquerait que l'association de l'obduction et de l'allochtone s'est faite dans un milieu différent à une époque qui a précédé sa mise en place à sa position actuelle (Lux, 1986). Les études pétrologiques et structurales semblent indiquer que la formation de l'amphibolite aurait débuté en milieu océanique pour se terminer sur la marge continentale et se serait produite de la façon suivante (Gagnon et Jamieson, 1986):

- 1) transport et métamorphisme de haut grade sous la péridotite, puis,
- 2) incorporation successive des roches sédimentaire à un grade métamorphique moins élevé à la semelle métamorphique alors que la péridotite chevauchait des terrains plus riches en sédiments et à température plus basse.

Une autre hypothèse quand à la mise en place du Mont Albert a été évoquée par Trzcieski et al. (1995). Selon ces derniers, le Mont Albert apparaît avoir eu un contact avec du matériel continental lors de sa cristallisation (âge grenvillien dans les cœurs des zircons datés). Ce magma mantellique (péridotite), serait par conséquent passé à travers la croûte continentale ou dans des sédiments qui en dérive et alors ne représenterait pas une ophiolite océanique mais une intrusion «ophiolitique».

## Chapitre 3

### Problématique et méthodologie

#### 3.1 Problématique

Durant les dix dernières années, la zone de Humber interne et la zone de Dunnage des régions de Terre-Neuve et du Sud du Québec ont été l'objet de nombreuses études structurales et géochronologiques afin de mieux comprendre les mécanismes d'obduction et l'histoire de la mise en place des ophiolites et des roches de la marge laurentienne lors de l'orogénie taconienne (Cawood et Suhr, 1992; Burgess et al., 1995; Malo et al., 1995; Pinet et Tremblay, 1995; Faure et al., 1996; Whitehead et al., 1996; Castonguay et al., 1997; Cousineau, 1998; van Staal et al., 1998; Waldron, 1998; Castonguay et al., 2001; Waldron et van Staal, 2001; Tremblay et Castonguay, 2002; etc.). Jusqu'à présent deux phases orogéniques étaient reconnues dans les Appalaches canadiennes, le Taconien (Ordovicien moyen à tardif) et l'Acadien (Dévonien moyen) (Williams, 1995). Mais de récentes études géochronologiques (U/Pb et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) dans la Zone de Humber ont mis en évidence l'existence d'un événement métamorphique d'âge silurien (Cawood et al., 1994, 1995; Castonguay et al., 1997, 2000, 2001). Ces nouvelles données, interprétées différemment aux deux extrémités des Appalaches canadiennes ont conduit à l'élaboration de différents modèles régionaux de formation de l'orogène appalachien. A Terre-Neuve, Cawood et al. (1994, 1995) interprètent les âges siluriens comme l'enregistrement d'un pic métamorphique attribué à une collision continentale (l'orogénie Salinique de Dunning et al., 1990). L'orogénie taconienne est attribuée à l'obduction de l'ophiolite et à l'emplacement des nappes sur la marge laurentienne. Elle est associée, à Terre-Neuve à un métamorphisme mineur (Cawood et al., 1994, 1995). Des déformations ductiles pré-siluriennes et du métamorphisme de haute pression sont seulement préservés dans une région de la sous-zone de Dashwoods qui appartient à la zone de Dunnage (domaine océanique) et dans le bloc Fleur de Lys qui fait partie de la zone de Humber interne (Waldron et al., 1998; Waldron and van Stall, 2001). Dans le sud du Québec, des âges métamorphiques Ordovicien et Silurien sont aussi localement

conservés (Castonguay et al., 1997, 2001). Les âges ordoviciens sont interprétés comme l'enregistrement de l'âge du pic métamorphique sur la marge laurentienne lié à l'obduction ophiolitique taconienne alors que les âges Silurien et Dévonien précoce sont attribués à des rétrochevauchements suivi par de l'extension et donc traduisent un métamorphisme rétrograde (Castonguay et al., 2001). Ces différentes interprétations de l'événement Silurien dans la zone de Humber posent le problème de la nature et de l'étendue de l'orogénie Salinique dans les Appalaches canadiennes, dont la Gaspésie. De plus, en Gaspésie, la géométrie particulière induite par la forme irrégulière de la marge laurentienne au Paléozoïque a provoqué de la déformation en décrochement le long de failles majeures au Dévonien lors de la collision continentale acadienne (Malo et al., 1992; Malo and Kirkwood, 1995, Sacks et al., 1996, 1997; Kirkwood, 1999; Malo, 2001). Comme cette géométrie est héritée du socle grenvillien, des déformations en décrochement similaires peuvent avoir existé aussi lors de l'orogénèse taconienne ainsi que certains auteurs l'ont suggéré (Camiré, 1995; Sacks et al., 1997). En raison de cette position particulière dans le réentrant de Québec, l'étude de l'évolution tectonique de la zone de Humber en Gaspésie au Paléozoïque est importante pour mieux comprendre: 1) la transition entre les Appalaches du sud du Québec et de Terre-Neuve, et aussi, 2) la transition temporelle entre les orogénies taconienne et acadienne versus l'importance de la pulsation salinique en Gaspésie. De façon plus générale, le problème plus global de la formation de l'orogène appalachien le long de la marge laurentienne canadienne peut être posé ainsi: comment la forme du socle grenvillien a-t-elle pu influencer (i) le type et l'âge de mise en place des ophiolites et (ii) les mécanismes de structuration de l'orogène (chevauchement vs rétrochevauchement vs extension vs décrochement).

La zone de Humber interne de la péninsule gaspésienne, composée des roches cambriennes métamorphiques de la nappe du Mont Logan chevauchées par le complexe ophiolitique du Mont Albert et sa semelle amphibolitique (Amphibolite du Diable), est située à mi-chemin entre celle de Terre-Neuve et celle du sud du Québec. Elle se trouve donc être un domaine clef pour la compréhension et la corrélation de la chronologie des pics métamorphiques et des styles structuraux le long des Appalaches canadiennes. Cependant, la Gaspésie demeure une zone pratiquement vierge en termes de données

géochronologiques (St-Julien et Hubert, 1975). Seulement trois âges absolus ont été obtenus au sein de la zone interne taconienne et un au sein de la zone de Dunnage:

- Wanless et al. (1973) ont obtenu un âge de  $443 \pm 18$  Ma avec la méthode de datation K/Ar, sur l'amphibolite de base du Mont Albert (cette datation a été révisée en 1986 par Lux avec les constantes de Steiger et Jäger (1977) donnant un âge de  $451 \pm 18$  Ma) ;
- Lux (1986), a obtenu un âge de  $456 \pm 3$  Ma sur l'amphibolite de base du Mont Albert par la méthode  $Ar^{40}/Ar^{39}$  et ;
- Trzcienski et al. (1995) ont obtenu un âge SHRIMP U/Pb de  $456 \pm 5$  Ma sur zircon provenant des dykes d'orthopyroxénite de la péridotite du Mont Albert.

Il est donc important de palier à ce manque de données géochronologiques par une campagne de datation dans la zone interne gaspésienne conduite en parallèle à une étude structurale et pétrologique afin de déterminer quels événements sont datés et de pouvoir les comparer à des événements similaires dans le reste des Appalaches canadiennes. Cette démarche permet dans un premier temps d'établir un modèle géodynamique régional en Gaspésie puis de l'intégrer, en prenant en compte les modèles déjà existants à Terre-Neuve et dans le sud du Québec, dans un modèle plus global de formation de l'orogène appalachien canadien.

En Gaspésie, les Appalaches sont interprétées comme étant le résultat de la superposition de deux événements orogéniques majeurs et d'un événement mineur, les orogénies taconienne (Ordovicien moyen à tardif) et acadienne (Dévonien moyen à tardif) et la pulsation salinique (Silurien). Le Taconien est traditionnellement considéré comme un événement compressif chevauchant, contrairement à l'Acadien qui est compressif décrochant.

### 3.2 Objectifs

Les objectifs principaux de cette étude sont de:

- a) déterminer la séquence de déformation au sein du Groupe de Shickshock et préciser les mouvements sur les failles bordières (Shickshock Sud, Lac Cascapédia et Shickshock Nord) ;
- b) reconnaître les paragenèses métamorphiques associées à chaque phase de déformation ;
- c) déterminer l'âge des phases de déformation à l'aide des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur les minéraux caractéristiques du métamorphisme de grade schiste vert et amphibolite (principalement hornblende, muscovite et biotite) ;
- d) analyser ces données dans le cadre des différentes phases orogéniques proposées pour les Appalaches du Nord ;
- e) intégrer ces résultats dans un modèle d'évolution tectonique du réentrant de Québec.

Ce projet fait suite à une étude cartographique de la nappe du Mont Logan, du Complexe du Mont Albert et de la faille de Shickshock Sud réalisée par Paul Sacks (Sacks et Malo, 1994a, 1995 ; Sacks, 1996 ; Sacks et al., 1997a, 1997b, 1997c ; Malo et al., 2001), à une étude géochimique, structurale et métamorphique sur le Groupe de Shickshock exécutée par Geneviève Camiré (Camiré, 1995 ; Camiré et al., 1993a, 1993b, 1995), ainsi qu'à une étude plus particulièrement ciblée sur la faille de Shickshock Sud (indices minéralisés et structure) effectuée par Patrice Gosselin (thèse de maîtrise, 2000). Il est aussi basé sur les cartes de compilation de Sainte-Anne-des-Monts et du Mont Albert (Lachambre et Brisebois, 1990a, 1990b). Le projet est centré sur la datation absolue par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des structures et du métamorphisme. La méthode de géochronologie employée est la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  car nous sommes dans des terrains métamorphiques de moyen grade (schistes verts – amphibolite).

La méthodologie générale dont on va se servir pour atteindre ces objectifs est divisée en deux volets, le premier consistant en un travail de terrain dans la zone de Humber en Gaspésie, et le second, en une étude géochronologique  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  d'échantillons choisis en fonction de position vis à vis de la déformation, et des minéraux métamorphiques qu'ils contiennent.

### 3.3 Travaux de terrain

L'étude de terrain (étés 1999, 2000) s'est déroulée dans la région des Monts Chic Choc en Gaspésie et a été centrée sur les unités de l'Amphibolite du Diable et de la nappe du Mont Logan. La méthodologie de terrain est basée sur la cartographie géologique de la région et sur une approche plus détaillée par section le long des routes et des rivières. Les sections sont choisies afin être perpendiculaires aux structures et donc d'être représentatives de la déformation régionale. Toutes les sections traversent la nappe du Mont Logan (zone de Humber interne), alors que l'une d'elles traverse en plus la zone de Humber externe. Du nord-est au sud-ouest, elles sont localisées de la manière suivante (Fig. 2.3, 2.5, 2.6): la section de la route 299 (zone externe) et de la route du Lac Cascapédia (zone interne) entre Sainte-Anne-des-Monts et la faille de Shickshock Sud; celle de la route de la rivière Cap Chat entre le pont «La primore» et la faille de Shickshock Sud; et celle du Lac Matane le long de la rive ouest du Lac. Les régions entre les Monts McGerrigle et le Mont Albert, entre le Mont Albert et le Lac Cascapédia, des Monts Paul et Sud, entre la rivière Cap Chat et le Lac Bonjour ont aussi été parcourues. L'ensemble de la zone d'étude s'étale sur environ 7 500 km<sup>2</sup>. Ce travail a permis la récolte d'éléments structuraux, métamorphiques et lithostratigraphiques, l'analyse de la déformation régionale, ainsi que la récolte d'échantillons pour la géochronologie. Les résultats sont présentés dans les Chap. 4 et 5.

### 3.4 Géochronologie : la méthode $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$

L'application de la méthode de datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  est basée sur le concept de fermeture des systèmes isotopiques qui postule que pour différents minéraux la diffusion de l'argon cesse à différentes températures spécifiques pour chaque minéral ce qui permet d'enregistrer un âge apparent de fermeture isotopique caractéristique au minéral. Cette technique est donc employée pour étudier les histoires de refroidissement, entre autre en domaine métamorphique, ainsi que pour décrypter les réchauffements régionaux caractérisant certains segments de terrains polymétamorphiques (Maluski, 1985 ; McDougall et Harrison, 1988). Elle est donc adaptée à notre problématique.

Les travaux de laboratoire ont été effectués au laboratoire de géochronologie  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de l'UMR Géosciences Azur à l'Université de Nice-Sophia Antipolis en France. Les analyses ont été effectuées selon la méthode radiochronologique  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  par paliers de température sur cristaux individuels de micas blancs (muscovite et séricite) et d'amphibole par chauffage par laser continu. Ces minéraux sont soigneusement sélectionnés en fonction de leur qualité (fraîcheur, taille et pureté) et de leur contexte structural et métamorphique.

#### 3.4.1 Les bases de la méthode $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ .

##### 3.4.1.1 Notion de fermeture d'un minéral et principes généraux.

La notion de fermeture isotopique d'un minéral est à l'origine des principes de datation basés sur la désintégration nucléaire d'un "atome père" instable en un (ou plusieurs) "atome(s) fils". Les processus de désintégration nucléaire ne dépendent que du temps, ils suivent une loi statistique stricte selon laquelle, à chaque unité de temps, une proportion fixe d'atomes pères s'est désintégrée en produisant une quantité équivalente d'atomes fils (Fig. 3.1). De fait, une réaction nucléaire se définit par la production d'un ou plusieurs éléments fils à partir d'un père instable et, à toute réaction est associée une période (demi-vie propre à cette réaction) qui est le temps nécessaire à la désintégration de la moitié du stock initial d'atomes pères et que l'on note T.

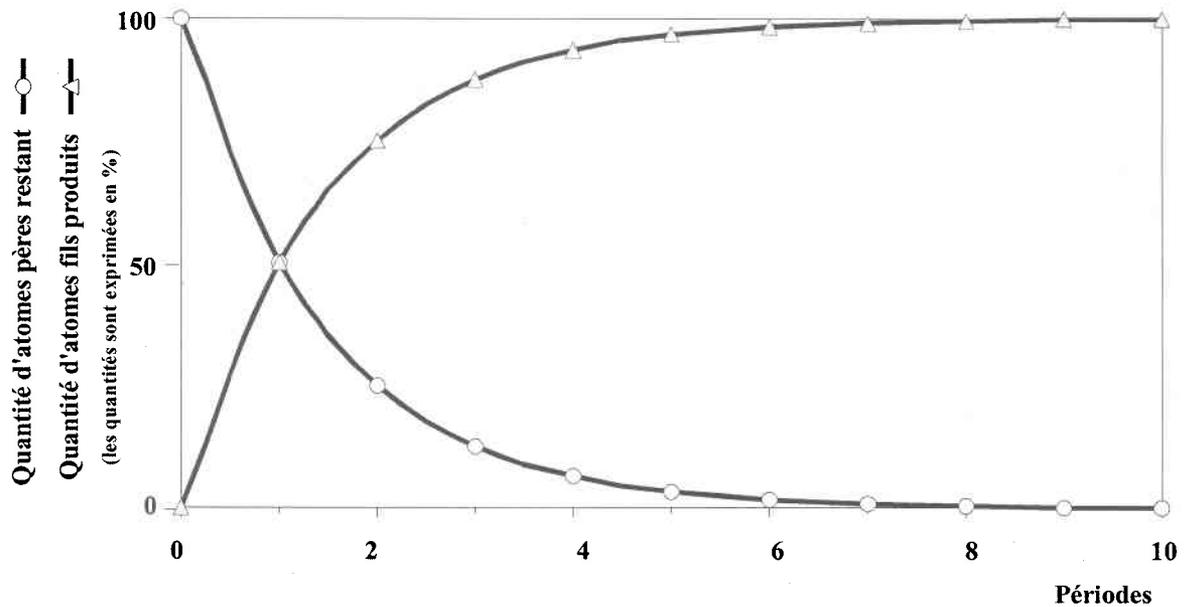


Fig. 3.1: Illustration de la loi de désintégration d'un atome père avec production d'un atome fils

Ainsi, il existe une équation générale de calcul de l'âge, utilisée par toutes les méthodes radiométriques, déduite de la loi de décroissance exponentielle d'un nucléide radioactif au cours du temps :

$$dN = -\lambda N \cdot dt \quad (1)$$

Dans cette expression,  $N$  représente le nombre d'atomes du nucléide radioactif,  $dN/dt$  est le taux instantané de transformation et  $\lambda$  est la constante radioactive. Le signe négatif de l'équation représente la décroissance. La constante radioactive a une dimension inverse du temps et est spécifique de l'élément considéré. Elle est inversement proportionnelle à la période ( $\lambda = \ln 2/T$ ).

L'équation de décroissance radioactive s'exprime également par :

$$N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2)$$

(où  $N_t$  et  $N_0$  représentent respectivement les nombres d'atomes du nucléide radioactif à l'instant  $t$  et à l'origine).

Pour appliquer cette équation, il est nécessaire :

➤ que les rapports des isotopes du chronomètre soient homogènes dans l'échantillon analysé,

➤ et qu'il n'y ait eu aucun apport, ni aucune perte, tant de l'atome père que du fils, par d'autres processus que ceux de désintégration naturelle. On parle alors de système isotopique clos vis à vis d'un couple père-fils (chronomètre isotopique).

Ceci implique que l'atome père radioactif soit inclus dans la structure cristalline du minéral et que l'atome fils conserve cette position sans possibilité de diffusion hors du minéral. Cependant, les sources d'ouverture d'un système sont nombreuses. Il s'agit principalement des changements de conditions de pression et de température qui peuvent être à l'origine de phénomènes de diffusion, de modifications cristallographiques, avec ou sans recristallisation, ou d'une destruction de la structure.

Dans le cas du système K-Ar, c'est principalement la diffusion de l'argon qui est contraignante. Elle est généralement contrôlée par la diffusion volumique mais les défauts dans la structure des minéraux sont aussi responsables de diffusions non volumiques. Dans les milieux endogènes, la diffusion s'interrompt théoriquement en dessous d'une température (Dodson, 1973 ; Jäger, 1973) appelée température de fermeture isotopique.

#### 3.4.1.2 La méthode K-Ar.

Le  $^{40}\text{K}$  est connu pour être radioactif depuis le début du vingtième siècle (1900-1910), mais ce n'est qu'en 1948 que Aldrich et Nier ont montré que l'argon, extrait de minéraux riches en potassium, était significativement enrichi en  $^{40}\text{Ar}$  par rapport à l'argon atmosphérique (dans l'atmosphère le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  est égal à 295.5). La méthode de datation K-Ar était née.

- *La décroissance radioactive du  $^{40}\text{K}$ .*

Très abondant sur Terre (huitième élément de la croûte continentale, avec un clark de l'ordre de 25000 g./ t.), le potassium est un élément très réactif qui n'existe pas à l'état non combiné. Il est produit lors de la nucléosynthèse (Brudrige et al., 1957) et possède trois isotopes de masses 41, 40 et 39, avec des abondances relatives respectives de  $6.730 \pm 0.003 \%$ ,  $0.01167 \pm 0.00004 \%$  et  $93.2581 \pm 0.0003 \%$ . Les variations de la composition isotopique générale du potassium ne seraient pas supérieures à 1%. Pour les

échantillons terrestres, il semble qu'elles soient inférieures à 0.15 %. Seul le  $^{40}\text{K}$  est radioactif bien que tous ses isotopes aient un nombre de neutrons supérieur au nombre de protons ( $Z=19$  et  $N=20, 21$  ou  $22$ ). Les deux isobares du  $^{40}\text{K}$ ,  $^{40}\text{Ar}$  et  $^{40}\text{Ca}$ , sont stables.

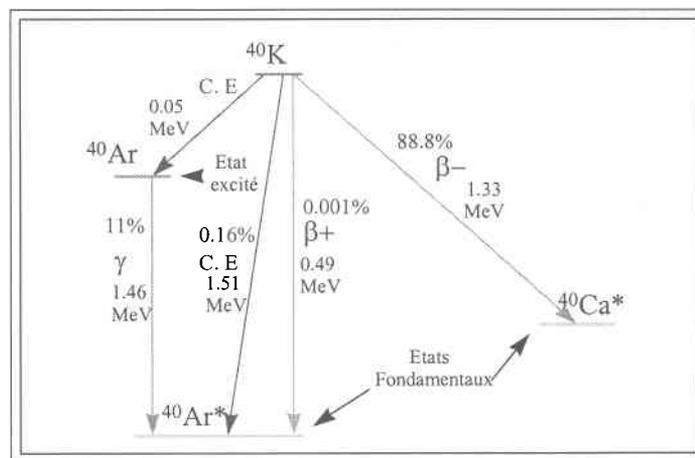
La décroissance du  $^{40}\text{K}$  se fait selon plusieurs mécanismes (Fig. 3.2) :

- ❖  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$  par capture d'un électron orbital et dégagement d'une énergie totale de 1.51 MeV. Cette capture se fait par un proton du noyau qui se transforme alors en neutron avec émission d'un neutrino. L'élément fils isobarique produit ( $^{40}_{18}\text{Ar}$ ) se trouve à l'état excité. Il atteint l'état de repos par émission d'un rayonnement  $\gamma$  (~11% de l'ensemble des réactions). Cette voie de production d' $^{40}\text{Ar}$  est la principale.

- ❖  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$  par capture d'un électron et production directe d' $^{40}\text{Ar}$  à l'état de repos. (~0.16% de l'ensemble des réactions).

- ❖  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$  par émission d'un positron ( $\beta^+$ ), ayant un point d'énergie de 0.49 MeV, avec l'annihilation du positron et dégagement d'une énergie complémentaire de 1.02 MeV. (~0.001% de l'ensemble des réactions). La réaction par émission d'un positron est donc négligeable.

- ❖  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca}$  par émission d'un électron et perte de 1.33 MeV. (~88.8% de l'ensemble des réactions). C'est la voie principale de désintégration du  $^{40}\text{K}$ . Elle ne pourrait être utilisée en géochronologie que dans des échantillons qui seraient initialement totalement dépourvus de calcium.



**Fig. 3.2:** Schéma de désintégration naturelle du  $^{40}\text{K}$  d'après Dalrymple et Lanphere (1969). C.E : Capture électronique.

La constante de désintégration  $\lambda$  du  $^{40}\text{K}$  dépend des constantes partielles  $\lambda_i$  qui sont déterminées à partir des activités spécifiques de ces différentes réactions (Tab. 3.1 et 3.2).

Activités	Désintégrations . s <sup>-1</sup> . g <sup>-1</sup>
$dn_{\beta^-}/dt$	$28.27 \pm 0.05$
$dn_{\gamma}/dt$	$3.26 \pm 0.02$
$dn_{\beta^+}/dt$	$0.000325 \pm 0.000037$
$dn_{ec}/dt$	$0.05 \pm 0.01$

**Tab. 3.1:** Activités spécifiques du potassium naturel, d'après Beckinsale et Gale (1969).

Les constantes partielles de désintégration ( $\lambda_i$ ) sont calculées par l'équation suivante :

$\lambda_i = (dn_i/dt).(AY/fN_a)$  (où  $dn_i/dt$  est l'activité spécifique en désintégrations par seconde par gramme de potassium naturel, A est la masse atomique du potassium (39.0983), f représente l'abondance atomique du K naturel (0.0001167),  $N_a$  est le nombre d'Avogadro, Y est le nombre d'atomes.)

Quantités	Valeurs
$\lambda_{\beta^-}$	$4.962 (\pm 0.009) \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
$\lambda_e$	$0.572 (\pm 0.004) \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
$\lambda_e'$	$0.0088 (\pm 0.0017) \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
$\lambda = \lambda_{\beta^-} + \lambda_e + \lambda_e'$	$5.543 (\pm 0.010) \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
$\lambda_e + \lambda_e' / \lambda_{\beta^-}$	$0.117 (\pm 0.001)$
$\lambda / \lambda_e + \lambda_e'$	$9.544$
$T = \ln 2 / \lambda$	$1.250 (0.002) \cdot 10^9 \text{ a}$

**Tab. 3.2:** Constantes de radioactivité du  $^{40}\text{K}$

d'après Beckinsale et Gale (1969), Garner et al. (1975) et Steiger et Jäger (1977).

- *L'équation de calcul de l'âge utilisée par la méthode K-Ar.*

Des différentes réactions décrites précédemment, il est possible de déduire l'équation de l'âge en considérant l'équation de radioactivité du potassium :

$${}^{40}\text{K}_t = {}^{40}\text{K}_o \cdot e^{-\lambda t} \quad (3)$$

où  ${}^{40}\text{K}_t$  représente le nombre d'atomes de  ${}^{40}\text{K}$  présents dans l'échantillon à l'instant  $t$  et  ${}^{40}\text{K}_o$  le nombre d'atomes de  ${}^{40}\text{K}$  présents dans l'échantillon à l'origine.

et en considérant que  ${}^{40}\text{K}_o = {}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ca}^* + {}^{40}\text{K}_t$  (où  ${}^{40}\text{Ar}^*$  et  ${}^{40}\text{Ca}^*$  représentent respectivement l'argon 40 et le calcium 40 radiogéniques), on a :

$${}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ca}^* = {}^{40}\text{K}_t \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

En ne considérant que les deux mécanismes principaux de désintégration du  ${}^{40}\text{K}$  (capture électronique et émission  $\beta^-$ ), on pose :  $\lambda = \lambda_\beta + \lambda_e$  (où  $\lambda_\beta$  et  $\lambda_e$  sont les constantes partielles de désintégration par émission  $\beta^-$  et capture électronique).

On en déduit :

$${}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}^* \cdot (\lambda_\beta / \lambda_e) = {}^{40}\text{K}_t \cdot (e^{(\lambda_\beta + \lambda_e)t} - 1) \quad (5)$$

et donc, l'équation de calcul de l'âge est :

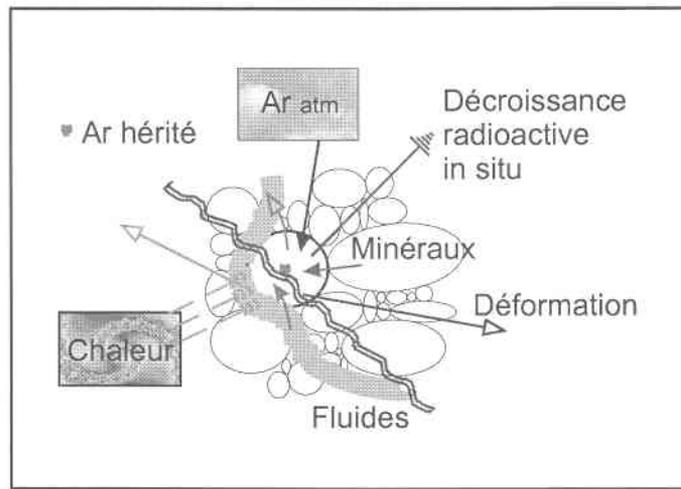
$$t = 1/\lambda \cdot \ln[1 + (({}^{40}\text{Ar}^*/{}^{40}\text{K}) \cdot (\lambda_\beta / \lambda_e))]. \quad (6)$$

Pour que cet âge soit valide, les conditions suivantes doivent être respectées :

- ❖ les termes  $\lambda_\beta$  et  $\lambda_e$  doivent être véritablement des constantes ;
- ❖ le potassium ne doit pas avoir subi de fractionnement isotopique ;
- ❖ le minéral daté doit s'être comporté en système clos vis à vis de l'argon et du potassium ;

- ❖ l'argon contenu dans le minéral ne peut être que d'origine radiogénique ou atmosphérique, ce qui implique qu'au moment de la fermeture du minéral, tout l'argon de composition différente de celle de l'argon atmosphérique ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \neq 295.5$ ) aura été dégazé.

Si les deux premières conditions sont toujours vérifiées, les deux autres ne le sont pas nécessairement. Les minéraux peuvent subir des pertes d'argon ou au contraire, incorporer de l'argon en excès. Alors que les pertes d' $^{40}\text{Ar}$  entraînent une sous-évaluation de l'âge, les excès et héritages d' $^{40}\text{Ar}$  engendrent alors une surévaluation de l'âge (Fig. 3.3). Ces perturbations ne sont pas aisément discernables avec la méthode K-Ar.



**Fig. 3.3:** Différents modes d'incorporation (flèches pleines) ou de perte (flèches vides) d'argon dans un système cristallin.

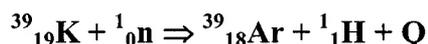
### 3.4.2 La méthode $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$

La méthode  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ , dont le principe a été défini par Sigurgeirsson (1962) et qui a été développée ensuite par Merrihue (1965) et Merrihue et Turner (1966), est issue de la méthode K-Ar. Elle s'appuie sur l'irradiation de l'échantillon à dater qui permet de transformer une partie du  $^{39}\text{K}$  en  $^{39}\text{Ar}$  sous l'action d'un flux de neutrons rapides. Placé ensuite dans un système sous ultravide, l'échantillon est chauffé par paliers de température, jusqu'à la fusion. Les gaz extraits sont purifiés et l'argon analysé à l'aide

d'un spectromètre de masse. On mesure les abondances relatives des différents isotopes de l'argon ( $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{36}\text{Ar}$ ). L'âge de l'échantillon n'est plus déterminé à partir de la mesure du rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$  mais à partir de celle du rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  (où  $^{39}\text{Ar}_K$  est l'argon produit lors de l'irradiation du  $^{39}\text{K}$ ). Ces deux rapports sont proportionnels du fait de la constance du rapport  $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$  dans la nature et de la relation directe entre la quantité d' $^{39}\text{Ar}_K$  produit dans l'échantillon par irradiation et la quantité de  $^{39}\text{K}$  présent à l'origine.

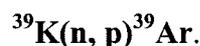
### 3.4.2.1 Les réactions nucléaires et les isotopes de l'argon produits lors de l'irradiation.

La réaction nucléaire principale utilisée par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  réside dans la production d' $^{39}\text{Ar}$  par interaction entre un neutron et un noyau de  $^{39}\text{K}$  :



(où Q représente l'énergie cinétique dispersée ou absorbée en cours de réaction.)

Ce qui s'exprime également par :



Une réaction nucléaire conserve le nombre de nucléons, la charge, le moment et l'énergie. Q est positif quand l'énergie est dégagée et négatif quand elle est absorbée. Sa valeur est calculée par noyau transformé, et obtenue par comparaison des masses atomiques des réactifs et des produits.

Exemple : Dans  $^{39}\text{K}(\text{n}, \text{p})^{39}\text{Ar}$ , la somme des masses des réactifs ( $^{39}\text{K} + \text{n}$ ) est de 39.972373 uma (unité de masse atomique), celle des produits ( $^{39}\text{Ar} + \text{p}$ ) est de 39.972140 uma, la différence est de 0.000233 uma ce qui correspond à une énergie dégagée de 0.22 MeV (d'après la théorie de la relativité générale exposée par Einstein en 1916, 1 uma = 931.5 MeV).

Théoriquement on pourrait penser qu'un neutron d'énergie quasiment nulle peut produire la réaction, en particulier tant qu'il n'y a pas de barrière d'énergie de Coulomb pour inhiber l'entrée du neutron dans le noyau. En pratique, l'énergie requise est supérieure à 1 MeV.

$^{39}\text{K}(n, p)^{39}\text{Ar}$  n'est pas la seule réaction intervenant pour la production d'argon lors de l'irradiation. D'autres réactions ont lieu à partir de différents isotopes du potassium, du calcium, de l'argon et du chlore. Ces réactions et leurs produits sont reportés dans le tableau 3.3.

Atomes et réactions	Produits	Etats et productions secondaires
$^{40}\text{Ca}(n, n\alpha)$	$^{36}\text{Ar}$	stable
$^{35}\text{Cl}(n, \gamma)$ ; $^{36}\text{Ar}(n, p)$ ; $^{39}\text{K}(n, \alpha)$	$^{36}\text{Cl}$	instable ; $\rightarrow$ $^{36}\text{Ar}$ (T = $3 \cdot 10^5$ ans)
$^{40}\text{Ca}(n, \alpha)$	$^{37}\text{Ar}$	instable ; $\rightarrow$ $^{37}\text{Cl}$ (T = 35.1 jours)
$^{37}\text{Cl}(n, \gamma)$ ; $^{38}\text{Ar}(n, p)$ ; $^{41}\text{K}(n, \alpha)$	$^{38}\text{Cl}$	instable ; $\rightarrow$ $^{38}\text{Ar}$ (T = 37.5 minutes)
$^{39}\text{K}(n, d)$	$^{38}\text{Ar}$	stable
$^{39}\text{K}(n, p)$ ; $^{42}\text{Ca}(n, \alpha)$	$^{39}\text{Ar}$	instable ; $\rightarrow$ $^{38}\text{K}$ (T = 265 ans)
$^{40}\text{K}(n, p)$ ; $^{43}\text{Ca}(n, \alpha)$	$^{40}\text{Ar}$	stable
$^{40}\text{Ar}(n, \gamma)$ ; $^{41}\text{K}(n, p)$ ; $^{44}\text{Ca}(n, \alpha)$	$^{41}\text{Ar}$	instable ; $\rightarrow$ $^{41}\text{K}$ (T = 1.82 heures)

**Tab. 3.3:** Réactions associées à la production d'isotopes de l'argon lors de l'irradiation.

(Où les symboles n, p,  $\beta^-$ , d,  $\alpha$  et  $\gamma$  représentent respectivement le neutron, le proton, l'électron, le deutérium, la particule  $\alpha$  et le rayonnement  $\gamma$ )

On constate dans ce tableau que pour les différents isotopes produits, il existe généralement plusieurs "sources". Ainsi l' $^{40}\text{Ar}$  qui est mesuré lors des analyses comprend, en plus de l' $^{40}\text{Ar}$  d'origine atmosphérique et radiogénique, l' $^{40}\text{Ar}$  produit par interaction du  $^{40}\text{K}$  avec le flux de neutrons rapides et celui produit par l'interaction du  $^{43}\text{Ca}$  avec des particules  $\alpha$ . Comme l' $^{37}\text{Ar}$  n'est produit que par le  $^{40}\text{Ca}$ , la mesure de cette masse

(corrigée de sa décroissance radioactive) permet d'effectuer les corrections sur les autres isotopes et de déterminer ainsi la valeur du rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ .

### 3.4.2.2 Le facteur d'irradiation et l'équation de calcul de l'âge utilisée par la méthode $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ .

La réaction  $^{39}\text{K}(n, p)^{39}\text{Ar}$ , produite au sein du réacteur nucléaire lors de l'irradiation de l'échantillon, peut être quantifiée de la manière suivante :

$$^{39}\text{Ar}_K = ^{39}\text{K} \cdot \Delta T \int \Phi(E) \sigma(E) dE \quad (7)$$

(où  $^{39}\text{Ar}_K$  représente le nombre d'atomes d' $^{39}\text{Ar}$  produits par interaction entre le  $^{39}\text{K}$  et le flux de neutrons du réacteur,  $^{39}\text{K}$  représente le nombre d'atomes de  $^{39}\text{K}$  présents initialement dans l'échantillon,  $\Delta T$  représente la durée de l'irradiation,  $\Phi(E)$  est le flux de neutrons d'énergie  $E$  et  $\sigma(E)$  représente la section de capture du  $^{39}\text{K}$  à l'énergie  $E$ )

En reprenant l'équation :  $^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}^* \cdot (\lambda_\beta / \lambda_e) = ^{40}\text{K} \cdot (e^{(\lambda_\beta + \lambda_e)t} - 1)$ , on obtient avec une expression du rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  :

$$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K) = (^{40}\text{K}/^{39}\text{K}) \cdot (\lambda_e / \lambda) \cdot (1/\Delta T \int \Phi(E) \sigma(E) dE) \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (8)$$

On définit alors le facteur d'irradiation  $J$  tel que  $1/J = (^{40}\text{K}/^{39}\text{K}) \cdot (\lambda_e / \lambda) \cdot (1/\Delta T \int \Phi(E) \sigma(E) dE)$ .  $J$  caractérise le rendement de production de  $^{39}\text{Ar}_K$  durant l'irradiation. L'expression devient :

$$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K) = (1/J) \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (9)$$

et donc :

$$J = (e^{\lambda t} - 1) / (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K) \quad (10),$$

et

$$t = 1/\lambda \cdot \ln(1 + J(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K)) \quad (11).$$

Le paramètre  $J$  est déterminé pour chaque irradiation à l'aide d'échantillons standards (ou moniteurs) d'âge connu, irradiés en même temps que les échantillons à

analyser, en appliquant l'équation (10). Cette valeur spécifique est alors introduite dans l'équation (11) pour le calcul des âges des autres échantillons.

Le choix du moniteur est motivé par les critères suivants :

- ❖ son rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$  doit être uniforme afin de minimiser l'erreur sur l'âge apparent mesuré de l'échantillon.
- ❖ L'âge doit être aussi proche que possible de ceux des échantillons à dater.
- ❖ Le minéral choisi comme moniteur doit avoir une très grande pureté (>>99%) et être disponible en quantité suffisante pour permettre son utilisation sur une longue période.

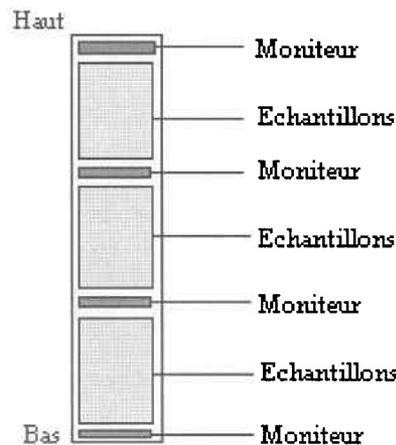
Ainsi, on définit comme étant un bon moniteur tout échantillon qui présente une grande reproductibilité. Le choix de cet échantillon moniteur est également motivé par l'étendue de son utilisation. Le tableau 3.4 présente quelques moniteurs largement utilisés.

nom	taille des grains ( $\mu\text{m}$ )	minéral	K (wt%)	$^{40}\text{Ar}^*$ ( $10^{-10} \text{ mol.g}^{-1}$ )	âge calculé (Ma) $\pm 1\sigma$	référence
Hb 3gr	180-500	Hornblende	$1.247 \pm 0.01$	$31.63 \pm 0.19$	$1071.7 \pm 5.4$	(Zartman, 1964; Turner et al., 1971; Roddick, 1983)
MMhb-1	180-250	Hornblende	$1.556 \pm 0.004$	$16.24 \pm 0.09$	$520.4 \pm 3.2$	Alexander et al. (1978)

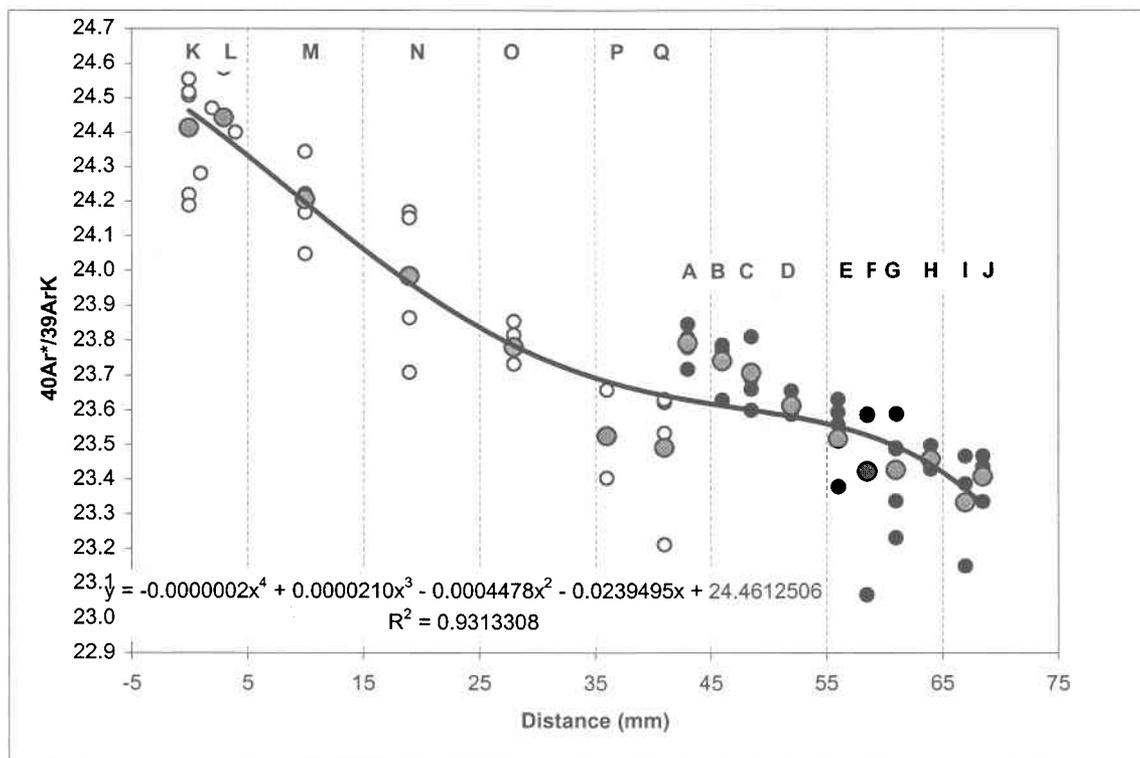
**Tab. 3.4:** Quelques standards couramment utilisés, notamment dans cette étude (Hb 3gr)

MMhb-1 est un standard de qualité moyenne du fait de sa faible reproductibilité. Hb3gr sera plutôt réservé aux irradiations longues.

Lors d'une irradiation, plusieurs échantillons standards (ou moniteurs) sont intercalés régulièrement avec les échantillons à analyser (Fig. 3.4). L'ensemble forme une colonne et est introduit dans un tube en aluminium pour être irradié. La disposition des moniteurs dans le tube d'irradiation permet de connaître les hétérogénéités du flux de neutrons sur l'ensemble de la colonne d'échantillons. Ces hétérogénéités sont liées au positionnement du tube par rapport à la source de neutrons et aux effets d'écran successifs induits par les échantillons eux-mêmes. Elles entraînent des variations dans les taux de production d' $^{39}\text{Ar}_K$ , en fonction de la position dans la colonne, dont il faut tenir compte pour la détermination de la valeur de  $J$  spécifique à l'échantillon à analyser. Les rapports ( $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ) des échantillons standards sont mesurés par fusion directe. La figure 3.5 montre l'évolution, lors d'une même irradiation, des rapports ( $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ )<sub>moniteurs</sub> en fonction de la position des échantillons moniteurs dans le tube en aluminium.



**Fig. 3.4:** position des échantillons moniteurs dans le tube d'irradiation.



**Fig. 3.5 :** Evolution des rapports ( $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ) des moniteurs lors d'une irradiation (cas de Hb3gr pour l'irradiation mc25 qui comprenait la majorité des échantillons étudiés durant cette thèse)

### 3.4.2.3 La détermination du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ .

Il existe plusieurs sources de production des différents isotopes de l'argon lors de l'irradiation (Tableau 3.3). Si les réactions d'interférence entre des neutrons et des isotopes de l'argon peuvent être négligées, ce n'est pas le cas des réactions associées aux différents isotopes du potassium et du calcium. Dans un souci de simplification, nous ne prendrons pas en considération les réactions associées au chlore. Les masses mesurées lors des analyses peuvent alors être décomposées de la manière suivante :

$$^{40}\text{Ar}_m = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}_{\text{atm}} + ^{40}\text{Ar}_K$$

$$^{39}\text{Ar}_m = ^{39}\text{Ar}_K + ^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}}$$

$$(^{38}\text{Ar}_m = ^{38}\text{Ar}_K + ^{39}\text{Ar}_{\text{Cl}})$$

$$^{37}\text{Ar}_m = ^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$$

$$^{36}\text{Ar}_m = ^{36}\text{Ar}_{\text{atm}} + ^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}} (+ ^{36}\text{Ar}_{\text{Cl}})$$

(m = mesuré ; atm = atmosphérique ; K = produit par le potassium ; Ca = produit par le calcium ; Cl = produit par le Chlore).

En exprimant le rapport ( $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ) de la manière suivante :

$$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K) = [^{40}\text{Ar}_m - (^{40}\text{Ar}_{\text{atm}} + ^{40}\text{Ar}_K)] / ^{39}\text{Ar}_K \quad (12)$$

En ne tenant pas compte, afin de simplifier la présentation, des réactions liées au chlore on démontre l'équation :

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} = \frac{\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{Atm}} \left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m + \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{Atm}} \left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_{\text{Ca}} \left(\frac{^{37}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m}{1 - \left(\frac{^{39}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_{\text{Ca}} \left(\frac{^{37}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_m} - \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_K \quad (13)$$

dans laquelle tous les termes se réfèrent à des grandeurs connues ou mesurées. Les indices m, Atm, Ca et K se rapportent respectivement aux rapports mesurés, atmosphériques, issus du Calcium et du Potassium. Les rapports ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$ ), ( $^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ ) et ( $^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ ) sont des paramètres qui ne dépendent pas de l'échantillon mais du réacteur. Ils traduisent les rendements de production des différentes masses de l'argon à partir de l'irradiation du potassium et du calcium. Ils sont déterminés en irradiant, dans les mêmes conditions que les échantillons, des sels de calcium ( $\text{CaCO}_3$  ou  $\text{CaF}_2$ ) et de potassium ( $\text{K}_2\text{SO}_4$ ).

Ces rapports, pour le réacteur McMaster (Hamilton, Canada), au sein duquel les échantillons analysés durant ce travail de thèse ont été irradiés, sont les suivant :

- ❖ ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$ ) =  $2.97 \cdot 10^{-2}$  ( $\pm 3\%$ ),
- ❖ ( $^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ ) =  $2.79 \cdot 10^{-4}$  ( $\pm 3\%$ ),
- ❖ ( $^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ ) =  $7.06 \cdot 10^{-4}$  ( $\pm 4\%$ ).

Les corrections liées aux productions des isotopes  $^{36}\text{Ar}$  et  $^{38}\text{Ar}$  par désintégration des isotopes du chlore produits en cours d'irradiation ne sont prises en compte que partiellement. Pour mémoire, les réactions sont les suivantes :

Réactions de production durant l'irradiation	Réactions de désintégration des isotopes artificiels	Périodes
$^{35}\text{Cl} + n \rightarrow ^{36}\text{Cl} + \gamma$	$^{36}\text{Cl} \rightarrow ^{36}\text{Ar}$	$3.10^5$ ans
$^{37}\text{Cl} + n \rightarrow ^{38}\text{Cl} + \gamma$	$^{38}\text{Cl} \rightarrow ^{38}\text{Ar}$	37.5 minutes

**Tab. 3.5:** Réactions liées au chlore.

Il apparaît clairement que, au moment de l'analyse, l'ensemble du  $^{38}\text{Cl}$  s'est transformé en  $^{38}\text{Ar}$  et que la production d' $^{36}\text{Ar}$  par la désintégration du  $^{36}\text{Cl}$  n'est pas suffisante pour induire, dans le cas d'échantillons normaux (c'est à dire ne présentant pas de fortes teneurs en chlore), une erreur sur la mesure du rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  atmosphérique.

L'âge de l'échantillon est donc déduit, connaissant la valeur de  $J$ , à partir du rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  calculé et de l'équation.

### 3.4.3 Processus expérimental.

#### 3.4.3.1 Le matériel étudié.

En principe, tous les minéraux contenant du potassium peuvent être datés par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Lors de l'étude de terrains métamorphique aux faciès schiste verts et amphibolite, les minéraux les plus utilisés sont la muscovite, la biotite et l'amphibole.

La muscovite  $[\text{K}_2\text{Al}_4\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4]$  a une composition idéale puisqu'elle peut contenir jusqu'à 9,7% de potassium (en poids d'oxyde). De plus, c'est un minéral relativement commun dans les terrains métamorphiques et stable dans un grande fourchette de conditions de pression-température (McDougall et Harrison, 1988). Elle possède aussi de bonnes qualités de rétention de l'argon radiogénique. La température de fermeture de son réseau cristallin, pour un taux de refroidissement moyen ( $\approx 10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ) varie selon les auteurs entre  $350^\circ\text{C} \pm 50$  (Montigny, 1985 ; McDougall et Harrison, 1988)

et 450°C ±50 (Villa, 1998). La muscovite définit fréquemment les fabriques structurales des roches métamorphiques de grade schiste vert, donc, selon le contexte tectonométamorphique de l'échantillon, leur analyse permet d'obtenir soit l'âge du pic métamorphique, soit l'âge d'une phase de déformation ou soit celui du refroidissement post-métamorphique. La muscovite est généralement moins portée que la biotite à incorporer de l'excès d'argon (McDougall et Harrison, 1988).

La biotite  $K(Mg,Fe)_3[Si_3AlO_{10}(OH,F)_2]$  a une teneur en potassium qui varie entre 7% et 9%. C'est un minéral qu'il faut utiliser avec prudence car il semble pouvoir incorporer de l'argon en excès dans sa structure, difficilement différenciable de l'argon radiogénique produit in situ. Les spectres d'âge alors obtenus indiquent un âge anormalement vieux sans autres évidences d'un quelconque problème. La température de fermeture de la biotite pourrait être approximativement de 300°C ± 50 selon Montigny (1985) ou McDougall et Harrison (1988) mais selon Villa (1998) pourrait atteindre 450°C. Cette faible température de fermeture la rend plus sensible aux perturbations thermiques, ce qui entraîne que l'âge donné par la biotite n'est en général pas celui du pic métamorphique. L'utilisation de la biotite doit s'accompagner de précautions, et doit se faire conjointement à l'analyse d'autres minéraux du même échantillon, si possible, ou d'échantillons proches ce qui permettra d'obtenir des informations sur l'histoire du refroidissement de l'échantillon ou de la zone échantillonnée. La biotite est surtout un minéral à problème car elle est souvent chloritisée et lors de l'irradiation, le transfert de neutron induit le passage d' $^{39}Ar^K$  de la biotite à des domaines cristallographiques peu ou très rétentifs de la chlorite (phénomène du recul d'argon ; Lo et Onstott, 1989 ; Ruffet et al., 1991). Ceci peut entraîner des perturbations dans les spectres d'âge qui présentent alors des âges anormalement jeunes pour les étapes de basses et de hautes températures (Castonguay et al., 2001).

L'amphibole est une solution solide dans laquelle sont reconnues plus d'une vingtaine de variétés. Parmi celles-ci, certaines acceptent du potassium dans leur structure jusqu'à un maximum de 2 %, mais généralement entre 0,1 et 1 %. L'amphibole la plus fréquemment utilisée est la hornblende. Elle fait partie d'une famille de minéraux voisins de formule complexe:  $(Ca, Na, K)_2 (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5 [Si_6 (Al, Si)_2 O_{22}] (OHF)_2$ . On y trouve en particulier la hornblende verte, la hornblende brune plus riche en  $Fe^{3+}$ , la

barkévite plus riche en  $\text{Fe}^{2+}$  et Na, K. Les hornblendes bien cristallisées ont une très bonne capacité de rétention de l'argon radiogénique, elles contiennent relativement peu d'Ar atmosphérique et possèdent une température de fermeture d'environ  $500^{\circ}\text{C}\pm 50$  pour un taux moyen de refroidissement (Harrison et McDougall, 1981;  $550\text{-}650^{\circ}\text{C}$  selon Villa, 1998). Du fait de cette température relativement élevée, les amphiboles permettent souvent de dater le pic métamorphique des terrains de grade schiste vert ou amphibolite. En conjonction avec d'autres minéraux (muscovite, biotite), elles permettent aussi d'avoir des informations sur l'histoire du refroidissement des terrains métamorphiques (McDougall et Harrison, 1988)

### 3.4.3.2 Protocole d'échantillonnage et préparation des échantillons.

- *Le choix de l'échantillon*

On échantillonne dans une région intéressante du point de vue structurale (zone d'apparition d'une déformation superposée, zone de faille, nappe, ...) ou métamorphique (augmentation brutale du métamorphisme, rétomorphose, ...). Lors de l'échantillonnage, il est préférable de prendre quelques précautions comme:

- ❖ trouver les surfaces les plus fraîches possibles (moins d'altération, meilleure conservation des minéraux) ;
- ❖ s'éloigner au maximum des veines (problème de réouverture du système dû au réchauffement par les fluides hydrothermaux);
- ❖ échantillonner des roches contenant des minéraux datables par la méthode (minéraux contenant assez de potassium: muscovite, biotite, amphibole).

- *La séparation des minéraux*

Pour chaque échantillon choisi :

Dans un premier temps, on broie l'échantillon puis on le tamise dans une colonne composée de treillis de 1 mm, 500  $\mu\text{m}$ , 250  $\mu\text{m}$ , 125  $\mu\text{m}$ . Lorsque la quantité de chaque fraction est suffisante, on les lave (eau et bain à ultrasons) afin d'en éliminer la poussière.

On place ensuite chaque fraction sèche dans un pilulier identifié. C'est à partir de ces fractions que, sous la binoculaire, on pourra sélectionner les minéraux les plus

automorphes et les moins altérés possible pour les séparer dans des vases de pétri numérotés (n° d'échantillon + taille de la fraction d'origine). On sépare de 10 à 20 monograins les plus purs possibles par échantillon.

- *L'irradiation*

Pour l'irradiation, il faut préparer des paquets (11x11x0.5mm) d'aluminium pur contenant 5 à 10 monograins. Ils seront chargés avec les échantillons standards (moniteurs, d'âge « proche » de celui que l'on est supposé obtenir), à raison d'environ dix pour un, dans un tube d'aluminium. La distribution des paquets dans le tube est un empilement vertical, en alternance avec les moniteurs (voir figure 4.4), ce qui permet de contrôler le flux vertical durant l'irradiation en mesurant les rapports isotopiques des moniteurs intercalés. Le moniteur utilisé lors de cette étude est l'amphibole Hb3gr datée à  $1071.7 \pm 5.4$  Ma (Zartman, 1964; Turner et al., 1971; Roddick, 1983).

Le réacteur utilisé pour cette étude est le réacteur de l'université McMaster (Hamilton, Canada). Le container d'irradiation est placé dans une position centrale (position 5c) au cœur du réacteur. Cette position centrale a pour effet de limiter les gradients de flux. La durée d'irradiation dépend des caractéristiques du réacteur et de l'âge supposé des échantillons. Elle sera courte pour les échantillons d'âges jeunes (relativement pauvres en  $^{40}\text{Ar}$  radiogénique) et longue pour les échantillons anciens (relativement enrichis en  $^{40}\text{Ar}^*$ ). Ceci permet de conserver un rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  ni trop bas ni trop élevé.

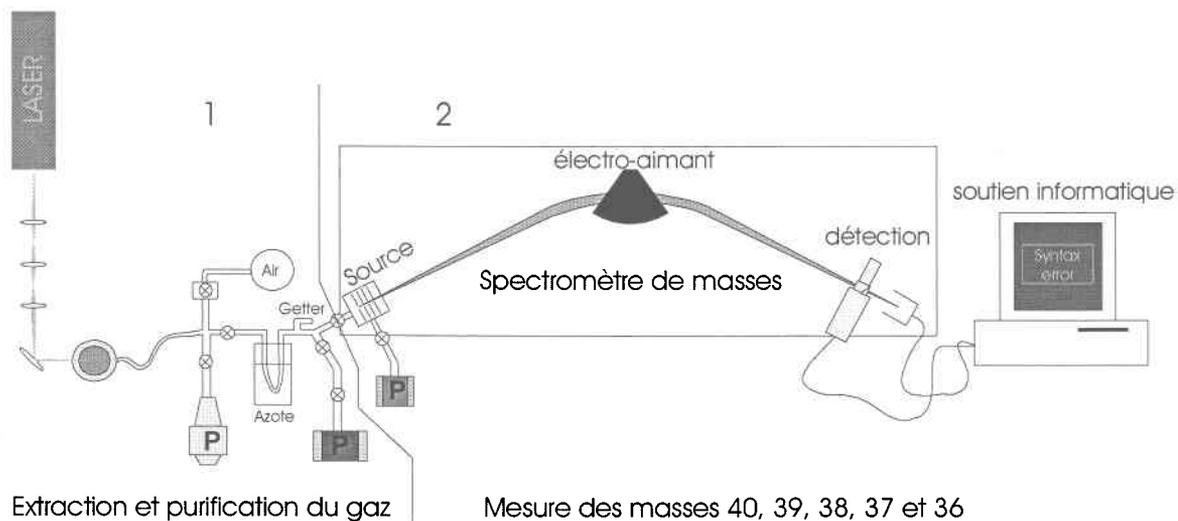
Durant ce travail de thèse, les échantillons ont été irradiés pour une durée de 150 heures, recevant ainsi un flux total de  $9 \times 10^{18}$  n.cm<sup>-2</sup>. Après irradiation, les échantillons sont conservés quelques temps dans un château de plomb en attendant que les émissions, associées aux isotopes à courtes périodes produits artificiellement lors de l'irradiation, aient disparues.

La taille de l'échantillon analysé dépend de sa teneur en potassium et de son âge présumé. Elle est contrainte par la sensibilité de l'appareillage de mesure. D'une manière générale, les installations classiques permettaient, dans les années 1980, de détecter des quantités de l'ordre de  $5.10^{-14}$  à  $5.10^{-16}$  moles pour la masse 40 (Maluski, 1985). Le

spectromètre que nous avons utilisé a une sensibilité de  $3,5 \cdot 10^{-13} \text{ cm}^3/\text{mV}$  et permet de mesurer un signal de 1mV correspondant à la détection de  $1,5 \cdot 10^{-17}$  mole d'argon.

### 3.4.3.3 Dispositif de mesure et d'acquisition d'un spectre d'âges.

Le dispositif décrit ici concerne les analyses  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  par chauffage au laser qui se compose succinctement d'un laser et d'un dispositif d'extraction des gaz en acier inoxydable associé à une ligne de purification et à un spectromètre de masse (Fig. 3.6).



**Fig. 3.6** : Schéma du dispositif d'analyse et d'acquisition des mesures.

L'extraction des gaz s'effectue en plusieurs étapes :

- ❖ Le chauffage par laser continu de l'échantillon placé dans un porte-échantillon en cuivre positionné dans une chambre en acier inoxydable, sous une fenêtre en pyrex pour les laser argon ou en ZnS avec pompage différentiel pour les lasers  $\text{CO}_2$ . L'ensemble de la chambre est maintenu sous ultravide ( $\sim 10^{-10}$  Torr) et relié à la ligne de purification. Le laser utilisé est un laser argon continu Coherent Innova 70-4 d'une puissance maximum de 6 Watt ou un laser  $\text{CO}_2$  continu d'une puissance de 50W. Le faisceau est focalisé à travers un jeu de lentilles optiques et dirigé sur l'échantillon analysé à l'aide d'un miroir. Sa dimension est de l'ordre de 2.5 fois celle de l'échantillon afin d'obtenir une température homogène pour l'ensemble du grain. Le chauffage des échantillons se fait en montant graduellement la puissance du laser. La température n'est pas connue mais son

homogénéité est contrôlée en observant le minéral chauffé à l'aide d'une loupe binoculaire. A chaque palier de température l'extraction dure 3 min 40 s, incluant 1 minute de chauffage et 2 minutes de purification dans la ligne statique et 40 s pour permettre la détente des gaz dans le spectromètre de masse.

- ❖ La purification des gaz extraits se fait par l'intermédiaire d'un piège froid à azote (- 180°C) et d'un getter SAES GP10W (en alliage Zn-Al) fonctionnant à 400°C.

- ❖ Les gaz sont alors introduits dans le spectromètre de masse (VG<sup>®</sup> 3600) fonctionnant avec deux types de détecteurs d'ions : un photomultiplicateur d'électrons (couplé à un système Daly<sup>®</sup>) et un collecteur (cage de Faraday). Ils sont alors analysés sur 11 cycles de mesure pour les masses 40, 39, 38, 37 et 36. Le bruit de fond du spectromètre est mesuré au début de chaque cycle aux masses 40.5 et 39.5. Le bruit de fond de la ligne (ou blanc) est mesuré toutes les trois étapes de température et soustrait aux résultats des trois analyses suivantes. On procède de la même manière que pour une analyse classique en introduisant dans le spectromètre le signal produit après avoir laissé la ligne en statique (sans pompage) durant trois minutes sans chauffage.

L'analyse complète d'un échantillon comprend toutes les étapes de chauffage progressif jusqu'à la fusion. Un âge apparent est calculé pour chaque étape (ou palier) de température. Le résultat d'une analyse  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  se présente alors sous la forme d'un diagramme (encore appelé spectre d'âge) présentant l'âge en fonction de la proportion cumulée d' $^{39}\text{Ar}$  dégazé.

#### 3.4.3.4 Correction et calcul d'âge

Des analyses régulières de microvolumes d'air permettent de déterminer la discrimination de masse du spectromètre de masse en comparant le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  mesuré au rapport atmosphérique vrai qui est de 295.5. La valeur mesurée du rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  atmosphérique est utilisée lors des corrections pour la mesure du rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  intervenant dans le calcul de l'âge.

Le calcul d'âge prend en compte les corrections de la contamination atmosphérique, d'interférences isotopiques du K, Ca et Cl et de discrimination isotopique du spectromètre (établie grâce à l'analyse d'air atmosphérique). Le calcul d'erreur prend

en compte l'erreur sur les isotopes individuels mesurés sur l'échantillon et les blancs, l'erreur due à la contamination atmosphérique et aux isotopes d'interférences, l'erreur sur la discrimination de masse du spectromètre et l'erreur des rapports mesurés sur les moniteurs. Le traitement des données, les corrections et le calcul d'âge et son erreur sont effectués à l'aide d'un programme informatique.

### 3.4.3.5 Intérêt du mode de présentation

Le mode de présentation des données le plus utilisé est le spectre d'âge (Tuner et al., 1966). On obtient un âge dit «âge plateau» quand la fraction d'un spectre d'âge composée par au moins trois fractions adjacentes de gaz (ou étapes) représentant plus de 50% du total en  $^{39}\text{Ar}$  dégazé et pour lesquelles il n'existe pas de différence d'âge à un niveau de confiance de 95% avec l'âge plateau (Fleck et al., 1977). Les critères minimaux décrivant un âge plateau diffèrent beaucoup dans la littérature. Dans cette étude, il sont plus restrictifs, un âge plateau devant comporter un minimum de trois étapes adjacentes représentant plus de 70 % du total d' $^{39}\text{Ar}$  dégazé (Castonguay, 2000). Un «pseudo-plateau» remplit les mêmes conditions mais avec moins de 70 % du total d' $^{39}\text{Ar}$  dégazé (Castonguay, 2000). Un diagramme complémentaire, le rapport  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  versus  $^{39}\text{Ar}$  dégazé, est utile dans l'interprétation des spectres d'âge de minéraux riches en calcium comme l'amphibole calcique. Le rapport  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  calculé est directement proportionnel au rapport Ca/K de l'échantillon (rapport pour Mc Master:  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O} = ^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}} \times 2.179$ ) et, permet donc parfois de mettre en évidence la présence de mélange de phases. Par exemple, des phases potassiques comme la biotite, provenant de produits de rétro-morphose de l'amphibole, peuvent provoquer des variations importantes du rapport  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  et éventuellement des âges. Dans certains cas, on observe une corrélation directe entre les âges apparents (rapport surfacique d' $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  mesuré en fonction de la quantité d'argon dégazé pour chaque étape de température) et le rapport  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ , ce qui permet parfois de dater la phase minérale originale ainsi que la phase d'altération ou plus généralement la phase perturbatrice (Castonguay et al., 2001).

La forme du spectre d'âge est une source d'informations importantes pour l'analyse et l'interprétation des résultats. Cette particularité de la méthode s'ajoute à l'intérêt qu'elle offre, en comparaison à la méthode K-Ar, de mesurer une valeur relative

sur une seule phase gazeuse. En effet, le spectre d'âge renseigne en premier lieu sur l'évolution du rapport  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en fonction de la température. Il donne ainsi une image de la répartition de l' $^{40}\text{Ar}$  et du K (à travers la répartition de l' $^{39}\text{Ar}$ ) au sein du minéral. Une répartition inhomogène peut en effet traduire l'existence de pertes ou d'excès d'argon, ou même de déplacements de l' $^{39}\text{Ar}$  lors de l'irradiation. Le spectre d'âge permet aussi de visualiser le dégazage par paliers de température, méthode qui permet « éventuellement » de séparer des composantes différentes : radiogénique, atmosphérique, en excès ou bien des phases minéralogiques distinctes (avec éventuellement des rapports  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$  distincts).

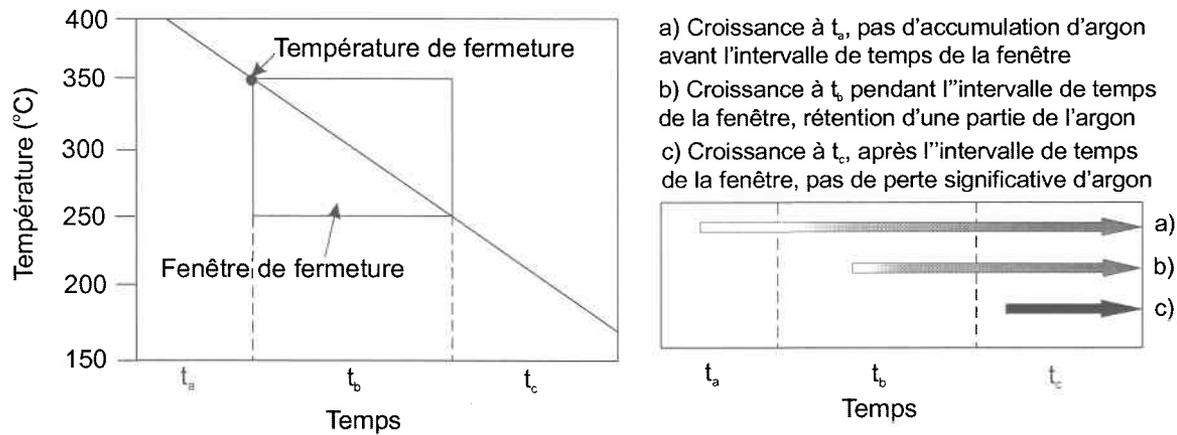
### 3.4.4 Interprétation d'un spectre d'âge.

#### 3.4.4.1 Notion de fermeture isotopique

L'application de la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et l'interprétation des données en résultant sont basées sur le concept de fermeture des systèmes isotopiques c'est-à-dire sur un arrêt des échanges isotopiques entre le système à l'étude (minéral daté) et l'environnement extérieur. Ce concept a été introduit en 1967 par Jäger (« blocking temperature ») et formalisé par Dodson en 1973 (« isotopic closure »). Il postule qu'au cours du refroidissement des minéraux la diffusion de l'argon dans le milieu environnant cesse à des températures spécifiques pour chaque espèce minérale. Dès lors l'âge mesuré correspond à l'âge enregistré à cette température de fermeture.

Une des limitations du concept de température de fermeture, notamment pour les interprétations tectoniques, est que les minéraux continuent de perdre de l'argon par diffusion même à des températures d'une dizaine de degré sous leur température de fermeture. Un concept plus approprié est celui de fenêtre de fermeture introduit par Dunlap en 1997 (Fig. 3.7). La fenêtre de fermeture est définie par la période de temps que passe le minéral pour aller d'une température supérieure où aucune quantité significative d'argon est accumulée à une température inférieure où aucune quantité significative d'argon est perdue (Dunlap, 1997; Fig. 3.7). Ce concept est important pour l'interprétation en terme d'âge de refroidissement ou de cristallisation. En effet, les minéraux cristallisant à des températures supérieures à celle de la fenêtre de fermeture vont donner un âge de

refroidissement alors que ceux cristallisant à des températures inférieures à la fenêtre de fermeture vont donner un âge de cristallisation (Dunlap, 1997). D'un autre côté les minéraux qui passent à travers cette fenêtre de fermeture et restent ensuite à l'équilibre isothermal pendant une période de temps significative à l'intérieur de la fenêtre, n'indiquent ni un âge de cristallisation, ni un âge de refroidissement (Dunlap, 1997).



**Fig. 3.7:** Illustration du concept de fenêtre de fermeture.

En théorie, la composition isotopique du minéral reste inchangée si, et seulement si, la température ambiante demeure sous sa température de fermeture. Cette hypothèse, formulée suite aux travaux de Jäger dans les Alpes Centrales (1967), est maintenant universellement appliquée. Cependant, des études plus récentes (Lee et al., 1991; West et Lux, 1993; Cosca et O'Nions, 1994; Dunlap, 1997; Baldwin et Lister, 1998; Villa, 1998; Reddy et Potts, 1999; Kamar et al., 2001; Castonguay et al., 2001) ont démontré que la déformation qui permet la formation de dislocations et de sous-grains ainsi que la possibilité d'échanges isotopiques avec les fluides ou les autres minéraux favorisent le retardement de la fermeture du système isotopique remettant très sérieusement en cause ce concept de fermeture isotopique basé seulement sur les variations de température. Conséquemment les températures de fermeture pour différents minéraux est débattue et peut varier selon les auteurs (Reddy et al., 2003). Certains auteurs pensent même que la composition chimique influence le dégazage de l'argon, notamment que les hornblendes riches en Mg sont plus rétentives que les hornblendes riches en Fe (Berry et McDougall, 1986; Lee, 1993; Siebel et al., 1998).

### 3.4.4.2 Excès, héritage et perte d'argon

Contrairement à la méthode K-Ar conventionnelle, la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  par paliers de température permet de séparer partiellement de façon artificielle les différentes composantes d'argon (radiogénique, atmosphérique, en excès, héritées) contenues dans l'échantillon analysé (Fig. 3.3), ce qui permet de détecter l'incorporation éventuelle d'argon en excès et la perte éventuelle d'argon radiogénique. Cette méthode permet aussi, grâce à la mesure du rapport  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  (proportionnel à Ca/K, surtout utilisé pour les amphiboles), de caractériser chimiquement la phase analysée et ainsi de mettre en évidence les changements de composition chimique du minéral et la présence de phases d'altération ou de phases annexes.

L'excès d'argon au sens large est défini comme de l'argon ne provenant pas de la désintégration radioactive in situ du  $^{40}\text{K}$ , il produit des rapports isotopiques donnant des âges apparents anormalement anciens (Harrison et McDougall, 1981; McDougall et Harrison, 1988). Cet argon en excès a deux origines possibles. Ce peut être de l'argon hérité (Fig. 3.3, cœur vert), c'est-à-dire de l'argon présent à l'intérieur du minéral de façon précoce, avant ou au moment de la fermeture isotopique et donc avant le début de la désintégration in situ normale (Fig. 3.3, flèche violette) ou l'argon en excès sensu stricto (Fig. 3.3, flèches pleines) qui résulte d'une incorporation tardive, postérieurement à la fermeture isotopique, d'argon de source extérieure au minéral daté, éventuellement transporté par des fluides, provenant de minéraux voisins (Lamphere et Dalrymple, 1976). Dans la formule de l' $^{40}\text{Ar}_{\text{mesuré}}$ , l'incorporation après la fermeture isotopique d' $^{40}\text{Ar}$  ou d'argon ( $^{40}\text{Ar}$  et  $^{36}\text{Ar}$ ) dans un rapport non atmosphérique se traduit par l'ajout de cette composante à la composante atmosphérique (14) :

$$^{40}\text{Ar}_{\text{mesuré}} = ^{40}\text{Ar}^* + (^{40}\text{Ar}_{\text{atmosphérique}} + ^{40}\text{Ar}_{\text{excès}}) + ^{40}\text{Ar}_{\text{K}} \quad (14)$$

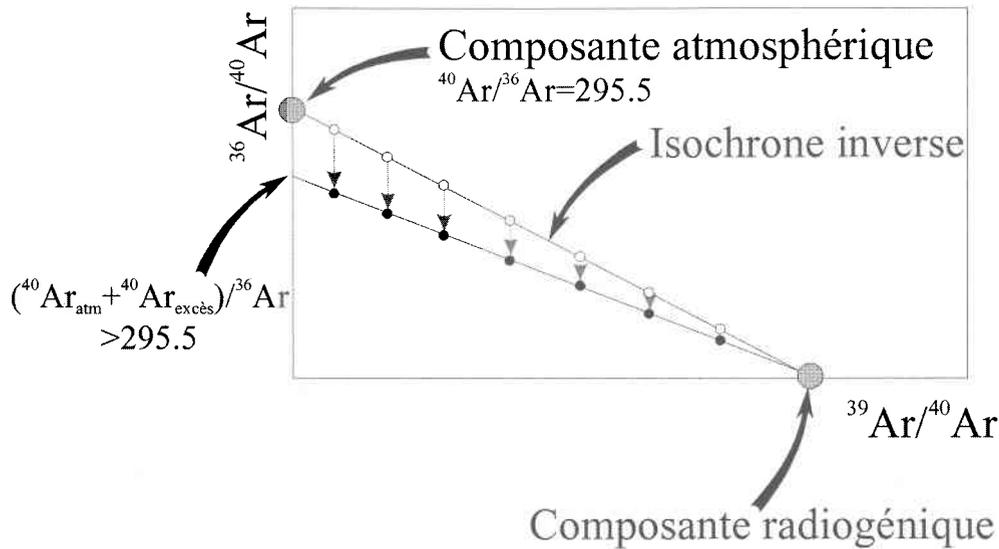


Fig. 3.8: Diagramme de corrélation indiquant l'incorporation d'excès d'argon.

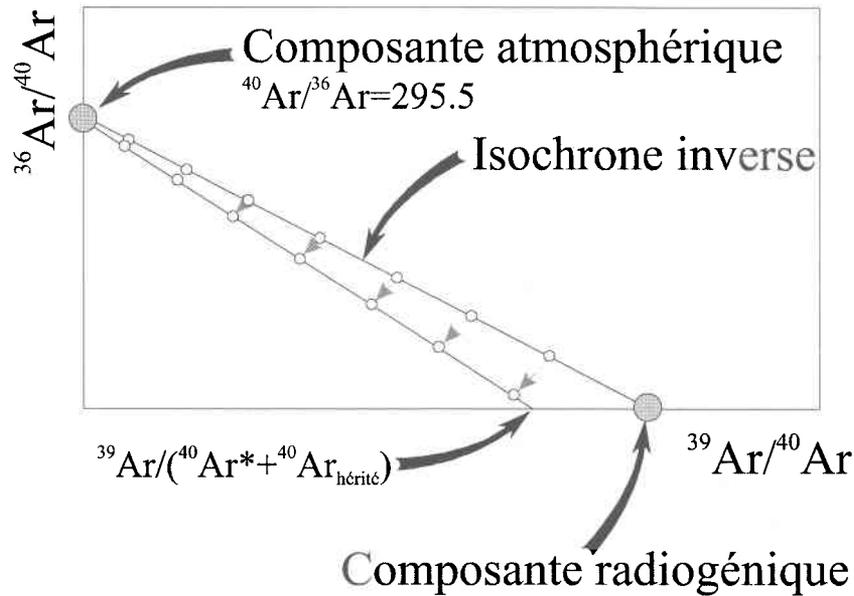
L'excès d'argon, lié à la composante atmosphérique est détectable dans un diagramme de corrélation  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  vs  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Fig. 3.8; Turner, 1971; Roddick et al., 1980; Hanes et al., 1985).

L'argon étranger peut s'intégrer dans des sites peu rétentifs correspondant à la partie superficielle, déformée ou altérée du minéral. Lors de l'analyse, il pourra donc s'exprimer aux étapes de basses températures avec des âges apparents élevés.

Dans la formule de l' $^{40}\text{Ar}_{\text{mesuré}}$ , la présence précoce d' $^{40}\text{Ar}$  hérité (pré-fermeture isotopique) se traduit par l'ajout de cette composante à la composante radiogénique (15) puisqu'il est piégé dans les mêmes sites. Des minéraux comme la biotite (Foland, 1983) et la phengite (Ruffet et al., 1995) contenant de l'argon hérité peuvent produire des spectres « plats » ne permettant pas la détection d'argon étranger même dans un diagramme de corrélation. La présence d'argon hérité est fréquente dans le feldspath mais peut aussi se retrouver dans le micas blanc et l'amphibole et parfois dans le micas noir (Montigny, 1985; McDougall et Harrison, 1988).

$$^{40}\text{Ar}_{\text{mesuré}} = (^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}_{\text{hérité}}) + ^{40}\text{Ar}_{\text{atmosphérique}} + ^{40}\text{Ar}_{\text{K}} \quad (15)$$

Cet argon hérité est indécélable dans un diagramme de corrélation (Fig. 3.9).



**Fig. 3.9:** Attitude d'un diagramme de corrélation vis à vis de l'argon hérité.

La perte d'argon a pour effet de produire des âges apparents plus jeunes que l'âge de la fermeture isotopique initiale du minéral affecté. La perte (Fig. 3.3, flèches vides) est due à une réouverture partielle ou totale du système isotopique sous l'effet d'événements perturbateurs tels qu'une augmentation de température due à un métamorphisme superposé ou de contact, un rejeu tectonique accompagné de déformation et/ou de recristallisation dynamique et/ou de fluides, ou d'altération. Les perturbations induites par la déformation, la recristallisation ou l'altération pourraient être beaucoup plus efficaces que les perturbations essentiellement thermiques (i.e. diffusion d'argon suite à un réchauffement supérieur à la température de fermeture isotopique) qui engendrent rarement la remise à zéro totale du système isotopique du minéral (Hames et Cheney, 1997). Les spectres d'âges suggérant une perte d'argon présentent généralement une forme en escalier (« staircased shaped age spectrum ») c'est-à-dire une augmentation des âges apparents en fonction des paliers de températures croissantes. Idéalement, dans un système uniquement régi par la température, les âges apparents des paliers de basse température donnent une approximation par excès de l'âge de l'événement perturbateur alors que les âges apparents des paliers de hautes températures procurent une

approximation par défaut de l'âge de l'événement initial subi par le cristal (fermeture initiale ou précédente).

L'analyse de détail des spectres  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  permet de contrôler la composition des phases impliquées dans le dégazage de l'argon tout au long de l'analyse ce qui permet de mettre en évidence des mélanges de phases ayant des rapport Ca/K distincts ou des phases d'altération et donc de mieux interpréter les perturbations visibles sur les spectres d'âges correspondants.

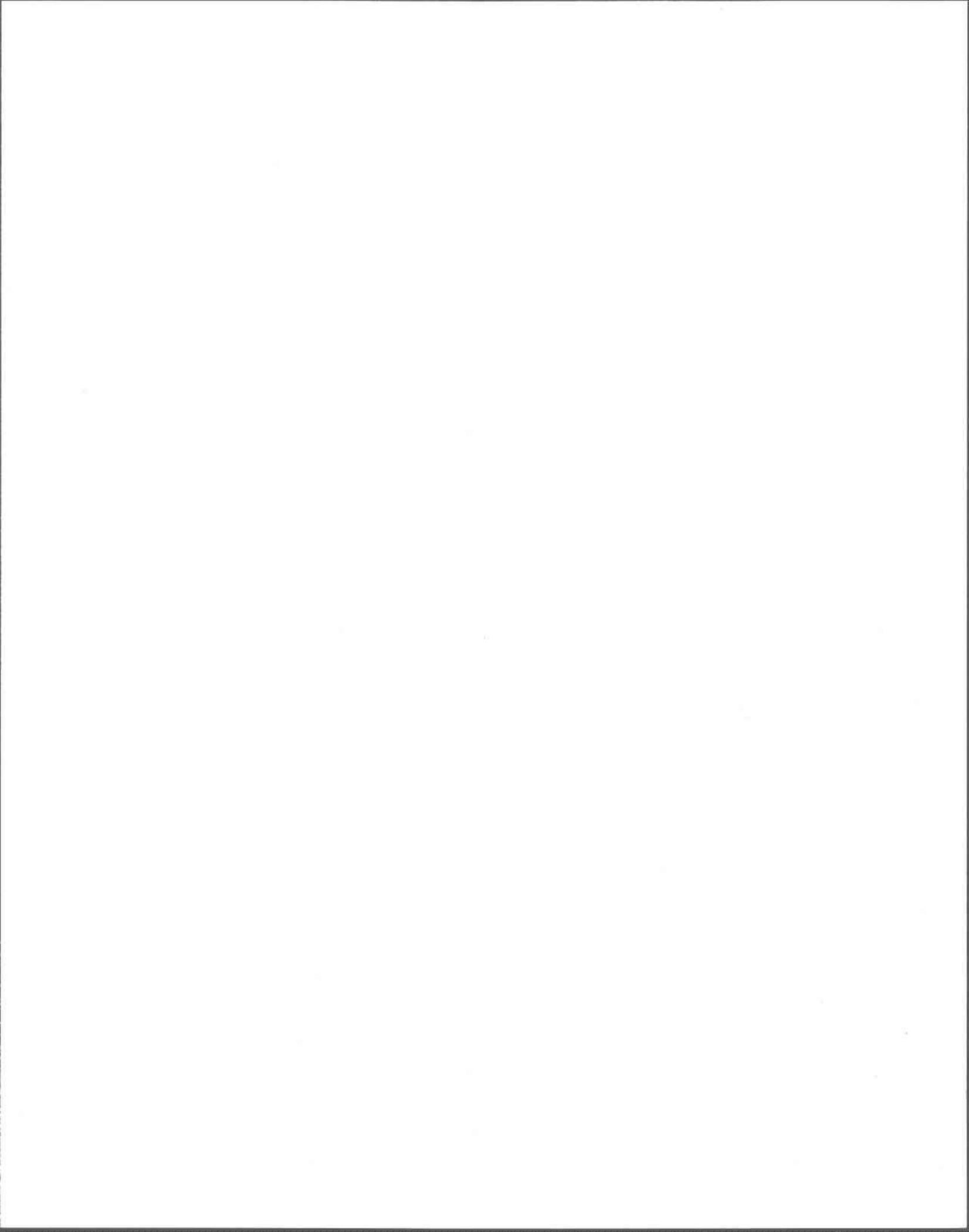
Si l'événement perturbateur est important en durée ou en intensité, il peut provoquer une perte totale de l'argon radiogénique entraînant une remise à zéro du système isotopique. Il faut cependant noter que les spectres en forme d'escalier peuvent être également le produit d'un refroidissement très lent ( $\sim 0.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ) étendu sur une longue durée (« slow cooling age spectra », McDougall et Harrison, 1988). Les âges apparents de basse température indiquent alors plutôt l'arrêt de la période de refroidissement et non l'âge d'un événement perturbateur.

#### 3.4.4.3 Rôle de la déformation et de la recristallisation

Les données  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sont souvent interprétées en terme d'âge de refroidissement, i.e. fermeture du système lors du passage à la température de fermeture. Au sein de terrains polyphasés, l'interprétation peut être plus complexe. En effet, certains échantillons déformés et/ou recristallisés sous leur température de fermeture isotopique n'enregistrent pas un âge de refroidissement mais plutôt l'âge d'une recristallisation (Berry et McDougal, 1986; West et Lux, 1993; Cosca et O'Nions, 1994; Villa, 1998; Baldwin et Lister, 1998; Reddy et Potts, 1999; Castonguay et al., 2001; Kamar et al, 2001). La déformation favorise la recristallisation dynamique et la partition (avec diminution de la taille) des grains alors que les fluides provoquent une recristallisation plutôt statique. Souvent les deux phénomènes interagissent ensemble. Comme les effets de la déformation sont fréquemment hétérogènes à l'intérieur d'une roche et des minéraux qui la constituent, l'âge originel de refroidissement est difficilement préservé dans les zones affectées par de la déformation ultérieure (Berry et McDougal, 1986; West et Lux, 1993; Kamar et al., 2001). Du fait de son hétérogénéité, il n'y a pas d'échelle de diffusion

unique et en conséquence pas de température de fermeture unique qui puisse être appliqué à des roches ou minéraux déformés (Reddy et Potts, 1999; Kamar et al., 2001).

Dans les roches métamorphiques au faciès schistes verts-amphibolite, les micas ou les hornblendes syntectoniques peuvent fournir des âges se rapprochant des événements tectoniques et même documenter la progression de la déformation (Berry et McDougal, 1986; West et Lux, 1993; Reddy et Potts, 1999; Castonguay et al., 2001). La présence de plusieurs générations (présence de nouveaux minéraux = néocrystallisation) ou de sous grains (effet superposé partiel issu de processus chimique ou mécanique = recristallisation) de minéraux métamorphiques (micas blanc, hornblende) induite par des événements superposés produit fréquemment des spectres d'âge perturbé, en forme de selle ou d'escalier (Berry et McDougal, 1986; West et Lux, 1993; Castonguay et al., 2001). De telles formes de spectre peuvent être interprétées en segmentant le spectre en domaines (Berry et McDougal, 1986; Ruffet et al., 1998; Cheilletz et al., 1999, Tremblay et al., 2000, Castonguay et al., 2001, Alexandrov et al., 2002). Les étapes de basses ou moyennes températures, représentant soit le début de l'escalier, soit la base du spectre en selle, correspondraient au dégazage de la phase néo- ou recristallisée. Cette fraction de dégazage peut être synchrone du dégazage de la phase minérale préexistante et peut donc indiquer une estimation supérieure (par l'excès) de l'âge de la déformation. Soit les étapes de hautes températures représenteraient le dégazage de la phase originelle et donneraient un âge limite inférieur pour la phase de refroidissement ou de déformation précédente, soit elles représenteraient différents instants d'une seule phase de déformation (e.g. déformation progressive). Les toutes premières étapes de dégazages à des basses températures peuvent représenter le dégazage de l'argon radiogénique ou hérité provenant des zones déformées du minéral (microfractures, dislocations) ou des zones altérées en bordures.



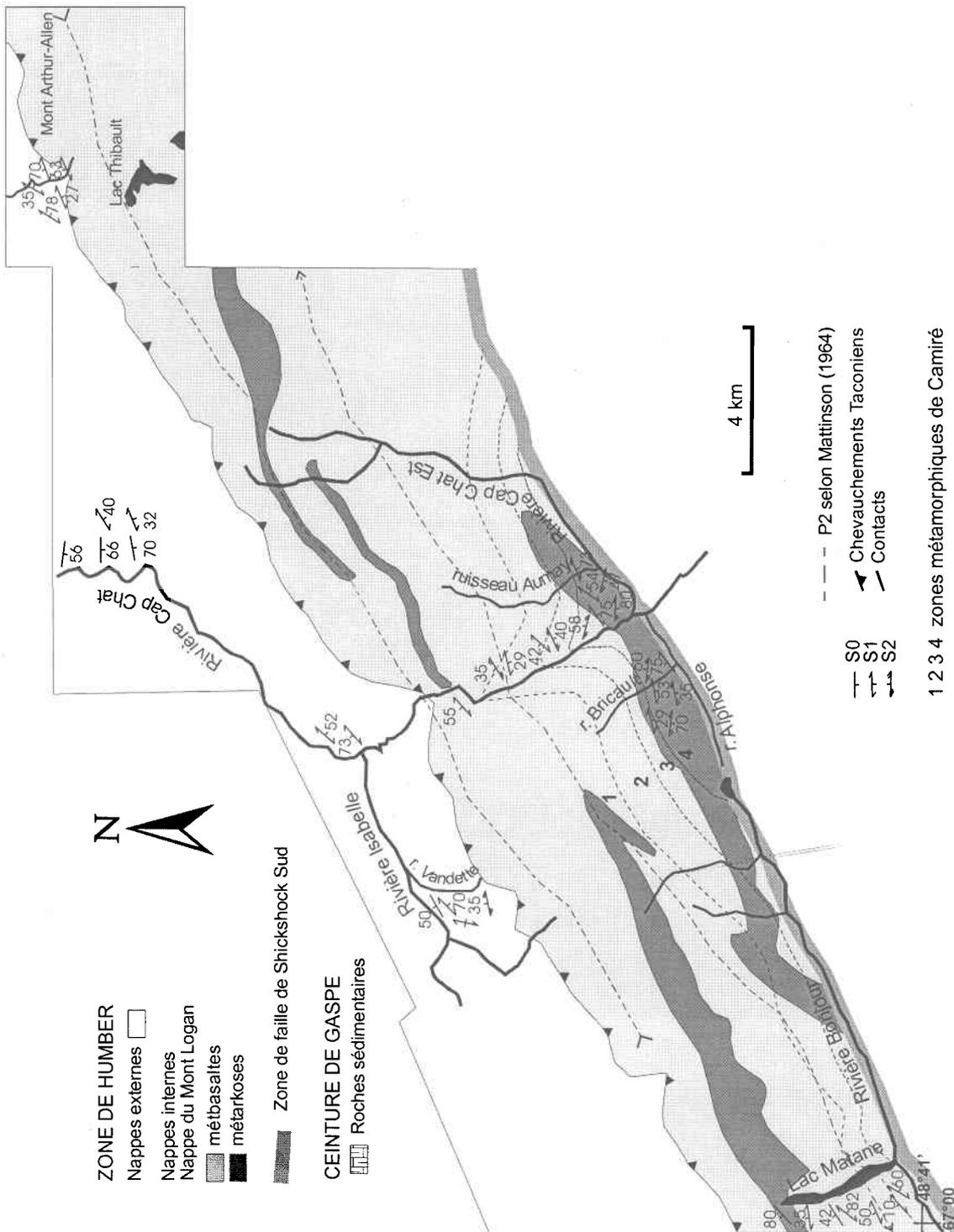
## Chapitre 4

### Géologie structurale de la région d'étude

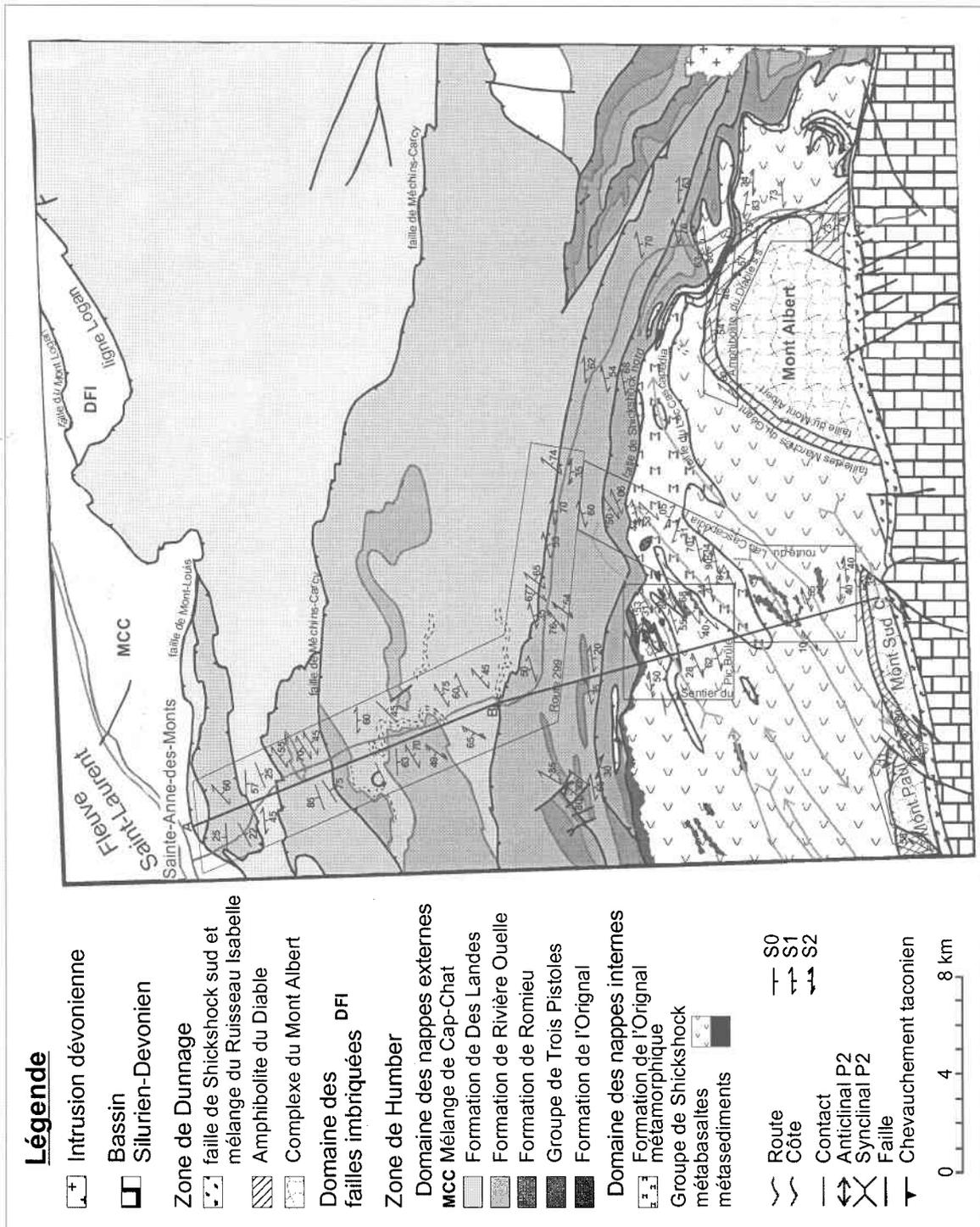
#### 4.1 Éléments structuraux et phases de déformation

Dans cette partie, la géologie et les données structurales pré-existantes de la zone d'étude sont présentées. La zone d'étude (Fig. 1.1, 2.3, 4.1, 4.2) est située entre le fleuve Saint-Laurent au nord, la faille de Shickshock Sud au sud, les Monts McGerrigle à l'est et le Lac Matane à l'ouest. Dans cette région, quatre phases de déformation sont reconnues.

La première déformation (première déformation de la marge laurentienne = DM1) est caractérisée, dans la nappe du Mont Logan (zone de Humber interne), par des plis couchés et déversés vers le nord-ouest (Mattinson, 1964; Slivitzky et al., 1991) et par une fabrique métamorphique (S1) aux faciès des schistes verts à amphibolite. Cette fabrique S1 se retrouve dans la zone externe où elle est moins pénétrative et non métamorphique. Dans cette zone, elle varie, du nord au sud, d'un clivage de fracture à un clivage ardoisier auquel est associé une linéation d'intersection  $L_{0-1}$ . S1 a une direction est-nord-est et est inclinée doucement à modérément vers l'ouest-nord-ouest ou vers l'est-sud-est (Figs. 4.1, 4.2). Le plissement P1 peut être cartographié dans la zone externe, dans la zone interne, il est indiqué par des plis isoclinaux à petite échelle avec S1 comme schistosité de plan axial. Une linéation minérale et d'étirement L1 est bien développée dans la zone interne (Mattinson, 1964; Slivitzky et al., 1991; Camiré, 1995). Cette linéation est définie par des minéraux de hornblende, de chlorite et d'épidote et par des rubans de quartz plus ou moins boudinés. Elle est portée par la S1 et, en général, elle plonge doucement vers l'est-nord-est ou vers l'ouest-sud-ouest. Cette linéation L1 de direction est-nord-est est parallèle au front structural appalachien dans la région. La direction de transport structural des nappes est indiquée par les plis couchés et déversés vers le nord-ouest (Mattinson, 1964; Slivitzky et al., 1991). La linéation L1 est donc perpendiculaire à la direction du transport des nappes. Pour Camiré et al. (1993, 1995), cette linéation est associée à un régime transpressif lors de l'emplacement des nappes au cours de la première phase de déformation de la marge (DM1). D'autres auteurs (St-



**Fig. 4.1:** Données structurales dans la partie ouest de la zone d'étude; secteur du Mont Logan (à partir de la carte de Mattinson, 1964; et des travaux de Camiré, 1995).



**Fig. 4.2:** Données structurales dans la partie est de la zone d'étude; secteur du Lac Cascapédia (à partir des cartes de Lachambre et Brisbois, 1990a, 1990b).

Julien et al., 1990; Slivitzky et al., 1991; Sacks et al., 1997b, 1997c) pensent que la première phase de déformation de la marge (DM1) marquée par l'emplacement vers le nord-ouest des nappes est suivie d'un glissement horizontal vers le sud-ouest de la nappe du Mont Logan (zone de Humber interne) ayant entraîné la formation de cette linéation. Cette problématique est discutée plus en détail par la suite.

La seconde déformation (seconde déformation de la marge = DM2) est majoritairement reconnue dans la zone de Humber interne (Slivitzky et al., 1991 ; Camiré, 1995 ; Sacks et al., 1997b, 1997c). Dans la nappe du Mont Logan, un clivage de crénulation pénétratif S2 correspond au plan axial de plis P2 de direction nord-est (Figs. 4.1, 4.2). Les plis P2 sont ouverts et droits à légèrement déjetés vers le nord-ouest, ils plongent vers le sud-ouest ou le nord-est (Camiré, 1995). Mattison (1964) a remarqué que les axes des anticlinaux et synclinaux sont sensiblement obliques par rapport aux failles bordières de la nappe de Mont Logan et ont une direction moyenne N30 (Fig. 4.1). Aucune recristallisation métamorphique significative n'est visible dans les plans de crénulation de S2. Au sud de la zone externe, un clivage espacé S2 recoupe la fabrique S1 et produit alors une linéation d'intersection  $L_{1-2}$ . Ceci rend compte de l'intensification de la déformation vers le sud dans la zone externe.

Il est important de noter que DM1 commence plus tardivement dans la zone externe que dans la zone interne, et que cette première déformation se poursuit dans l'avant-pays (zone externe et parautochtone) alors que DM2 a déjà été initiée dans la zone interne (Tableau 4.1; Chap 4.4). Cette progression de la déformation est mise en évidence par la corrélation des structures (surtout les fabriques) des différentes phases de déformation. En effet dans la zone externe, du nord au sud, le litage est d'abord recoupé par un clivage de fracture S1 puis, lors de l'intensification de ce-dernier en un clivage ardoisier, il est peu à peu oblitéré. A l'extrême sud de la zone externe le clivage S1 est lui-même recoupé par un clivage de crénulation espacé S2. Le passage dans la zone interne est marqué par une variation du métamorphisme alors que le style des fabriques S1 et S2 reste reconnaissable. Plus profondément dans la zone interne (vers le sud), la fabrique S1 est progressivement transposée par la S2 qui devient très pénétrative.

La troisième déformation (DM3), qui affecte surtout le bassin Silurien-Dévonien est, dans notre zone, reconnue seulement par quelques failles d'extension mineures subparallèles à la faille de Shickshock Sud (Gosselin, 2000). Finalement une quatrième et dernière déformation a affecté la marge laurentienne dans notre zone d'étude (DM4), elle est caractérisée par de larges plis droits sans clivage axial associé, peu documentés.

Domaine parautochtone	Zone externe	Zone interne		Semelle métamorphique: Amphibolite du Diable s.l.	Complexe du Mont Albert	Cette étude
		Formation de l'Original métamorphique	Groupe de Shickshock			
				Pre-DM1	DP1 DP2	Taconien précocé DP1 Déformation mantellique DP2 Initiation de l'obduction et de la formation de la semelle métamorphique
	DM1	DM1 post-DM1	DM1	DM1		Taconien moyen DM1 Chevauchement vers le NO du complexe du Mont Albert et de sa semelle métamorphique sur la nappe du Mont Logan; mise en place des nappes dans un contexte de convergence oblique (transpression)
DM1	DM2	DM2	DM2	DM2 seulement au Mont Sud et au Mont Paul		Taconien tardif DM2 Formation des nappes de l'avant-pays; décrochement dans la zone interne et poursuite de la transpression
			DM3	DM3	DM3	Salinrique DM3 Formation du bassin de la Ceinture de Gaspé; extension
DM4	DM4	DM4				Acadien DM4 Collision continentale

DP: déformation de la péridotite      DM: déformation de la marge

**Tab. 4.1:** Tableau interprétatif de présentation des phases de déformation en fonction des unités tectonostratigraphiques.

## 4.2 Définitions des domaines structuraux

L'étude structurale, vu les dimensions du territoire et son couvert végétal, a surtout été localisée le long de trois transects (Figs. 4.1, 4.2), qui sont d'ouest en est, le transect du Lac Matane (zone de Humber interne), le transect de la rivière Cap Chat qui comprend les zones géographiques de la rivière Cap-Chat, du ruisseau Vandette et du ruisseau Bricault (zone de Humber externe et interne) et le transect A-B-C qui est représenté par les zones géographiques de la route 299, du sentier du Pic Brûlé, de la route du lac Cascapédia et du Mont Sud (zone de Humber externe et interne et semelle amphibolitique du Mont Sud). Les données structurales sont complétées par l'étude de secteurs plus ponctuels tel que les semelles amphibolitiques des Monts Albert et Paul (sous les dénominations respectives d'Amphibolite du Diable et de Mont Paul), ainsi que le secteur du Mont Arthur-Allen (zone de Humber externe).

En fonction de la présence ou non des éléments structuraux décrits plus haut, on peut diviser la région d'étude en trois domaines structuraux qui regroupent différentes zones géographiques et parties des transects énumérés plus haut. Les trois domaines structuraux sont les domaines suivants, du sud vers le nord: la semelle métamorphique, la zone de Humber interne, et la zone de Humber externe. Les domaines de la zone de Humber interne et externe se distinguent par la présence du litage S0 et la quasi-absence de clivage S2 dans le domaine de Humber externe, alors que l'élément structural S0 est absent dans le domaine de Humber interne et la fabrique S2 est omniprésente. La semelle métamorphique, de par sa position entre deux failles, celles du Mont-Albert et des Marches du Géant, et l'intensité du métamorphisme, a été incluse dans un domaine structural différent de celui de la zone de Humber interne. Le domaine de la zone de Humber interne est divisé en deux sous-domaines pour vérifier l'homogénéité de la déformation dans les deux entités géologiques que sont la nappe du Mont Logan et la fenêtre du Lac Cascapédia séparées toutes deux par la faille du Lac Cascapédia.

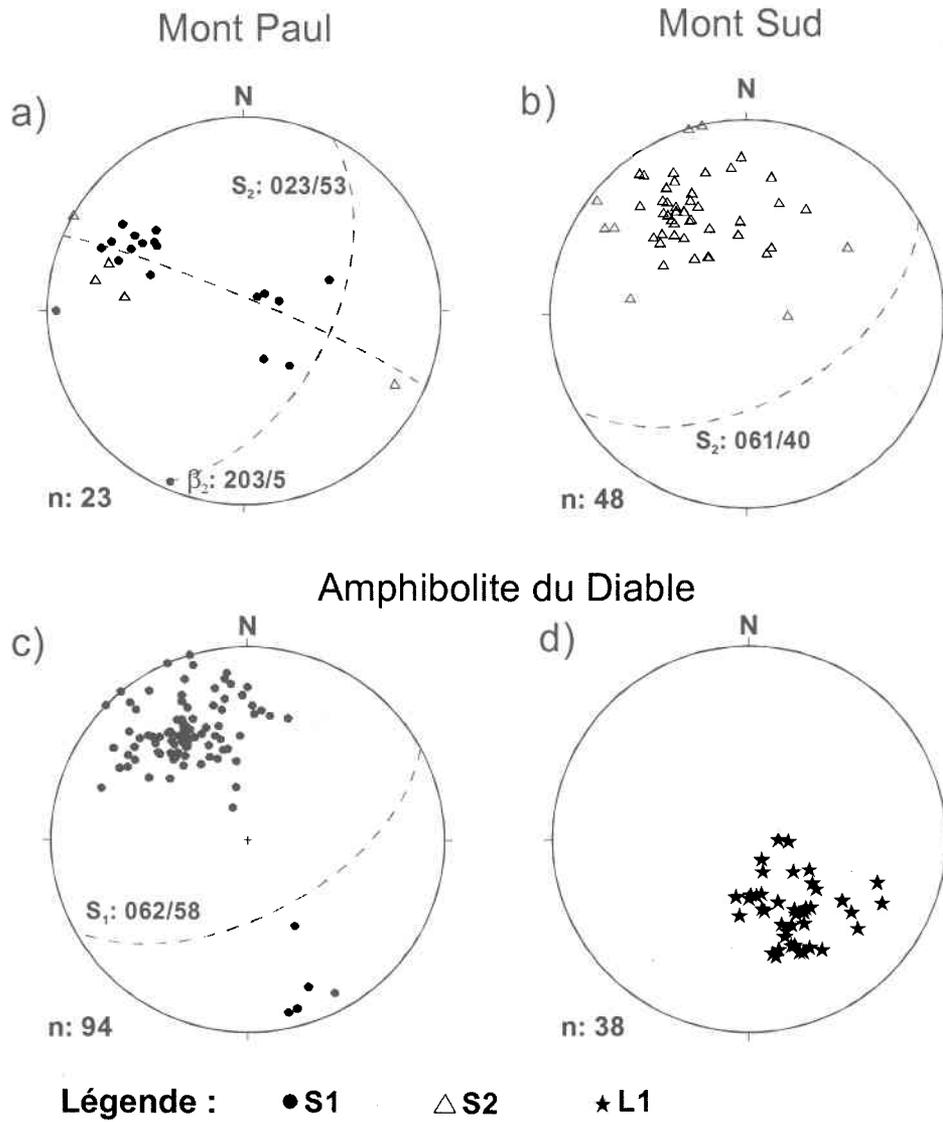
### 4.3 Analyse des éléments structuraux par domaine

#### 4.3.1 Domaine de la semelle métamorphique

Il est composé des domaines géographiques de l'Amphibolite du Diable et des semelles métamorphiques des Monts Paul et Sud.

La semelle métamorphique de la péridotite est caractérisée par une forte fabrique mylonitique. Dans la partie nord-est de l'Amphibolite du Diable, cette fabrique, orientée à N62 et inclinée de 58° vers le sud-est (Fig. 4.3a), est associée à une linéation minérale d'aval-pendage (down-dip) (Fig. 4.3b) soulignée par des amphiboles et des micas blancs. Les indicateurs de cisaillement associés à cette linéation minérale suggèrent un chevauchement vers le nord-ouest du complexe du Mont Albert et de sa semelle métamorphique sur la nappe du Mont Logan. La fabrique mylonitique S1, soulignée par des cristaux de hornblende, résulte de la succession des processus tectoniques lors de l'obduction intra-océanique (pré-DM1, Tableau 4.1) et de la première phase de déformation de la marge liée à l'emplacement de la péridotite sur la marge continentale (DM1; Tableau 4.1).

La fabrique principale S1 de la semelle métamorphique des Monts Paul et Sud (Fig. 4.2) est affectée par un clivage de crénulation S2 de direction nord-est et incliné vers le sud-est (N023/53°: Mont Paul; N061/40°: Mont Sud; Fig. 4.3c, d). Au Mont Paul, la semelle métamorphique est plissée autour de la péridotite (Fig. 4.2) et la distribution de la fabrique principale S1 disposée sur un grand cercle reflète ce plissement (Fig 4.3c). Au Mont Paul, le pôle  $\beta$  de la ceinture des pôles de la fabrique principale S1 indique que la charnière des plis P2 est d'orientation sud-sud-ouest et subhorizontale (N203/5°; Fig. 4.3a).



**Fig 4.3:** Projections stéréographiques des éléments structuraux au sein des différentes zones géographiques de la semelle métamorphique.

### 4.3.2 Domaine de la zone de Humber interne

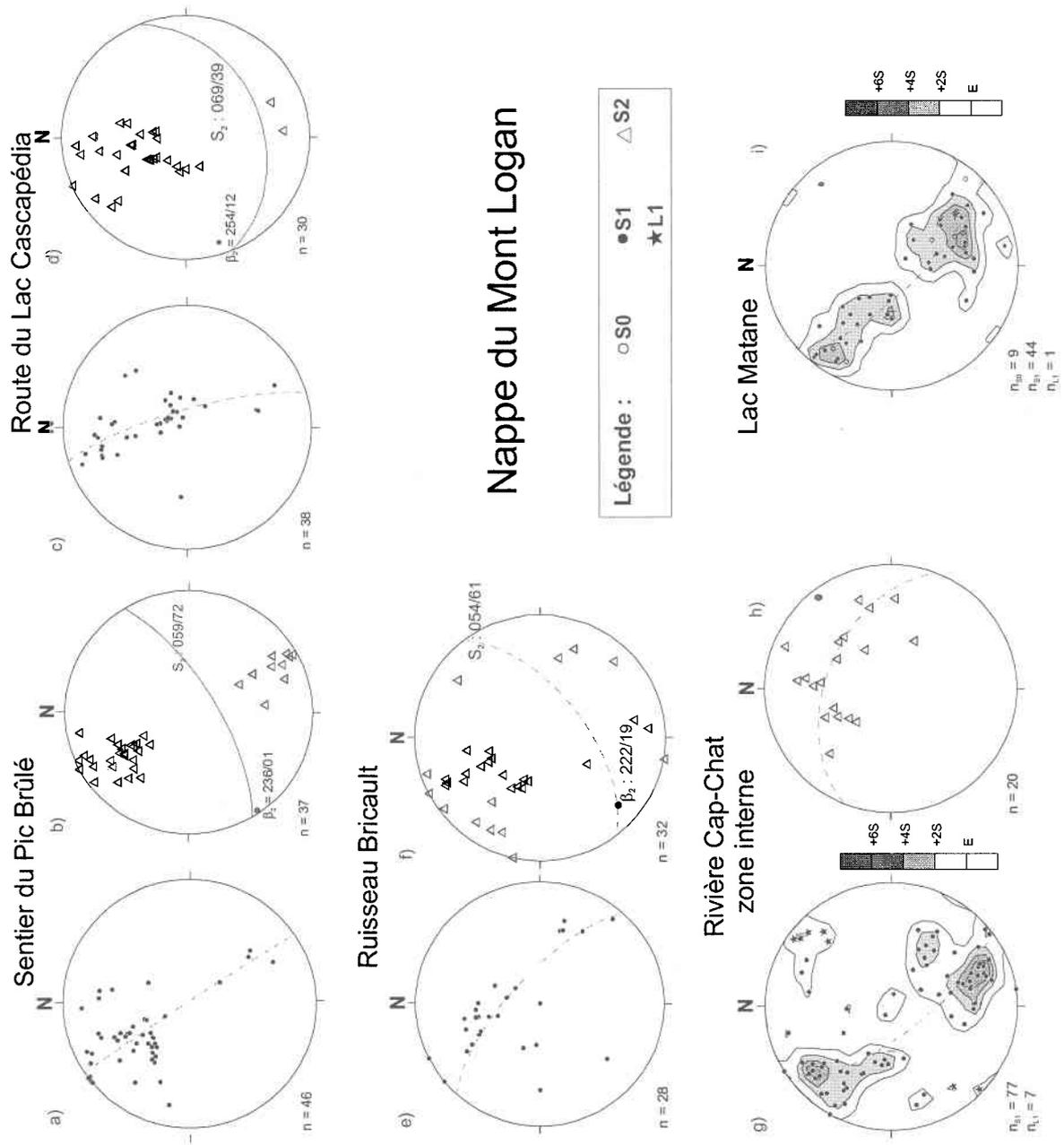
#### 4.3.2.1 Sous-domaine de la nappe du Mont Logan

Le sous-domaine de la nappe du Mont Logan est composé des zones géographiques du Lac Matane, du ruisseau Bricault, de la partie sud de la Rivière Cap Chat, de la partie sud de la route du Lac Cascapédia et en partie du sentier du Pic Brûlé (Fig. 4.1).

L'attitude de S1 est analysée à partir des stéréonets de toutes les zones géographiques (Fig. 4.4a, c, e, g, i). Les pôles de S1 se répartissent en général sur un grand cercle de direction nord-ouest/sud-est indiquant que S1 est plissé. Plus spécifiquement, dans les zones du Lac Matane et de la rivière Cap-Chat, on retrouve deux groupes de pôles de S1 (Figs. 4.4g, 4.4i); ceux plongeant vers le sud-est indique la présence de plans S1 de direction nord-est inclinés modérément vers le nord-ouest alors que ceux plongeant vers le nord-ouest indiquent des plans S1 de direction nord-est aussi mais inclinés vers le sud-est.

Dans les zones du ruisseau Bricault (Fig. 4.1), du sentier du Pic Brûlé et de la route du Lac Cascapédia (Fig. 4.2), S2 est de direction nord-est et incliné doucement vers le sud-est et le nord-ouest (Fig. 4.4b, d, f). L'attitude moyenne de S2 est, respectivement, N054/61 pour la zone du ruisseau Bricault, N059/72 pour le sentier du Pic Brulé et N069/39 pour la route du Lac Cascapédia (Fig. 4.4b, d, f). Les plis P2 de la surface S1 plongent doucement vers le sud-ouest pour les trois zones comme c'est indiqué par le pôle  $\beta_2$  du grand cercle contenant les pôles de S1 (N222/19: ruisseau Bricault, N236/01: sentier du Pic Brulé, et N254/12: route du Lac Casapédia; Fig. 4.4b, d, f). Dans la zone de la rivière Cap-Chat, des plans S2 ont surtout été mesurés à proximité de la faille de Shickshock Sud. Sur le stéréonet, les données sont suffisamment dispersées pour ne pas former un véritable maximum point (Fig. 4.4h). Cette dispersion est peut être due à un jeu postérieur de la faille de Shickshock Sud et/ou au plissement acadien postérieur et/ou à l'échantillonnage.

La présence de deux groupes de pôles de S2 sur les stéréonets des les zones du ruisseau Bricault, du sentier du Pic Brûlé et de la route du Lac Cascapédia (Fig. 4.4b, d, f) pourrait indiquer que S2 est plissée (DM3 ou DM4; Tableau 4.1).



**Fig. 4.4:** Projections stéréographiques des fabriques majeures au sein des différentes zones géographiques dans la nappe du mont Logan.

#### 4.3.2.2 Sous-domaine de la fenêtre du Lac Cascapédia

Le sous-domaine de la fenêtre du Lac Cascapédia est composé en partie des zones géographiques du secteur du sentier du Pic Brûlé et de la route du Lac Cascapédia (partie nord), situées entre les failles du Lac Cascapédia et de Shickshock Nord (Figs. 4.1, 4.2).

L'attitude de S1 est bien illustrée sur les stéréonets du sentier du Pic Brûlé (Fig. 4.5a) où, un groupe de pôles de S1 plonge vers le nord-ouest indiquant la présence de plans S1 de direction nord-est, inclinés modérément vers le sud-est alors qu'un second groupe de pôles de S1 plonge vers le sud-est ce qui indique la présence de plans S1 toujours de direction nord-est, inclinés modérément vers le nord-ouest. Sur le stéréonet de la route du Lac Cascapédia (Fig. 4.5c), un certain nombre de pôles sont localisés dans le centre du stéréonet indiquant que des plans S1 subhorizontaux sont présents dans ce domaine. Dans les deux cas, un grand cercle passant par les pôles de S1 peut-être tracé, indiquant que S1 est plissé.

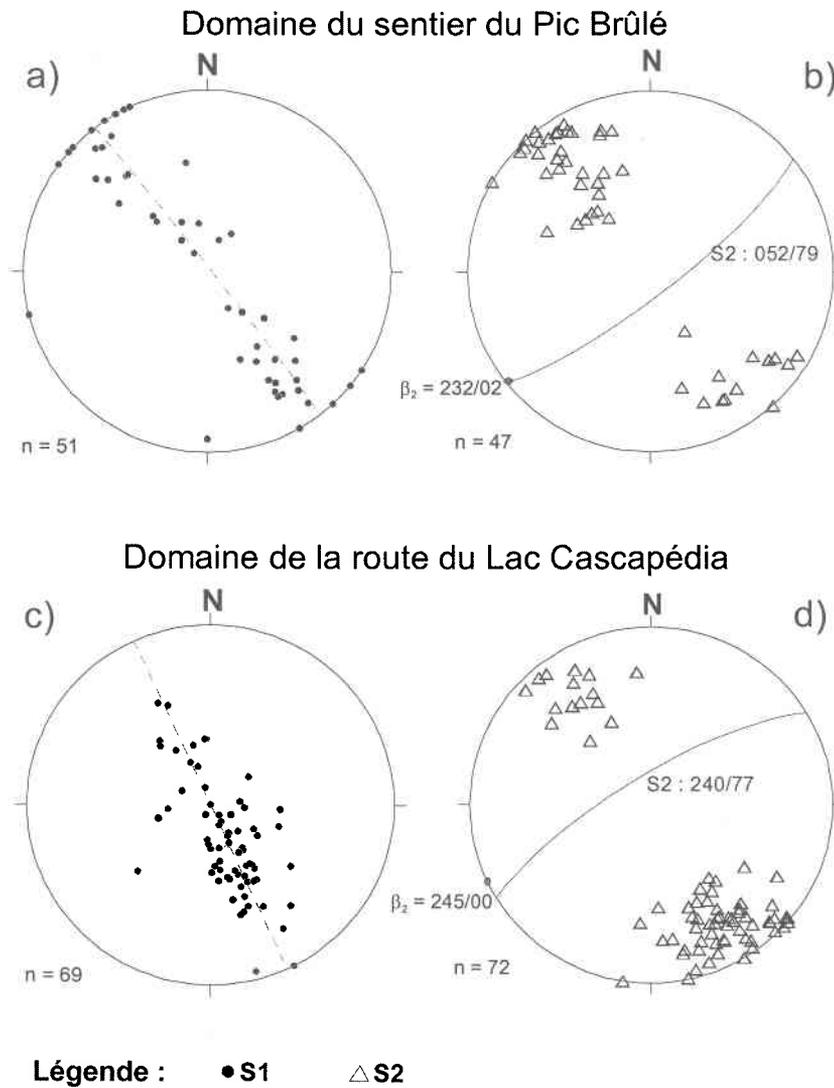
Dans la fenêtre du Lac Cascapédia, S2 a une direction nord-est et est inclinée vers le sud-est ou le nord-ouest (Fig. 4.5b, d). L'attitude moyenne de S2 est N052/79° pour le domaine du sentier du Pic Brûlé et N240/77° pour le domaine de la route du Lac Cascapédia (Fig. 4.5b, d). Les plis P2 plongent très doucement vers le sud-ouest dans les deux domaines (N232/02°: sentier du Pic Brûlé, et N245/00°: route du Lac Casapédia; Fig. 4.5b, d) comme indiqué par le pôle  $\beta_2$  de la ceinture des pôles de S1.

La présence de deux groupes de pôles de S2 dans la région du sentier du Pic Brûlé et de la route du Lac Cascapédia (Fig. 4.5b, d) pourrait indiquer que S2 est plissé, représentant l'indice d'une déformation postérieure (DM3 ou DM4; Tableau 4.1).

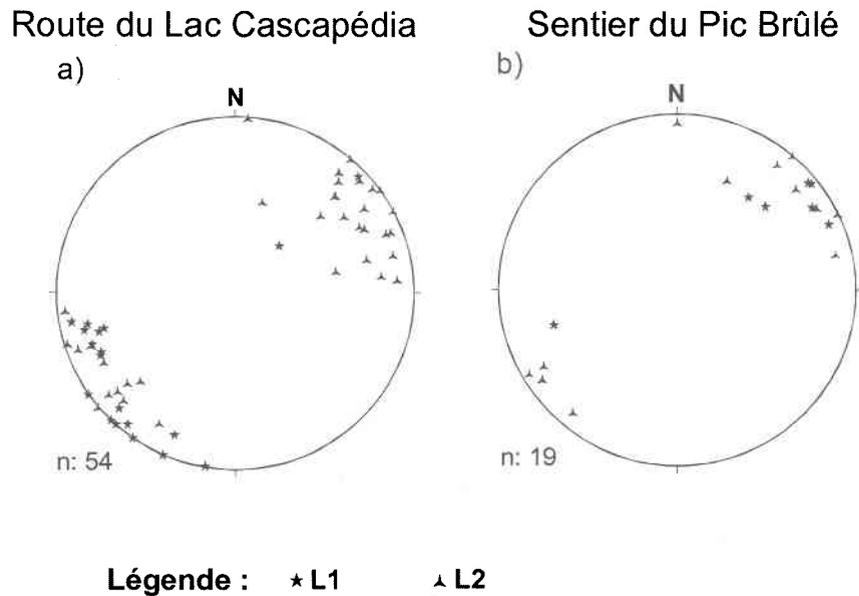
#### 4.3.2.3 A propos des linéations L1 du domaine de la zone de Humber interne

Les résultats des deux paragraphes précédents sont concordants et indiquent bien que la nappe du Mont Logan et la fenêtre du Lac Cascapédia ont subi les mêmes déformations. De ce fait pour simplifier, les mesures de linéations de ces deux sous-domaines ont été regroupés dans des stéréonets pour chacune des deux zones géographiques (Fig. 4.6; sentier du Pic Brûlé et route du Lac Cascapédia).

## Fenêtre du Lac Cascapédia



**Fig. 4.5:** Projections stéréographiques des fabriques principales au sein des différentes zones géographiques dans la fenêtre du Lac Cascapédia.



**Fig. 4.6:** Projections stéréographiques montrant l'orientation des linéations dans la zone de Humber interne.

En général, la linéation d'étirement ou minérale  $L_1$  plonge doucement vers l'est-nord-est ou l'ouest-sud-ouest comme c'est illustré dans les deux zones du sentier du Pic brûlé et de la route du Lac Cascapédia (Fig. 4.6a, b).

La linéation d'intersection ou de crénulation  $L_{1-2}$  plonge aussi doucement vers le nord-est et le sud-ouest (Fig. 4.6a, b).

### 4.3.3 Domaine de la zone de Humber externe

Le domaine de la zone de Humber externe est composé des zones géographiques du ruisseau Vandette, de la partie nord de la rivière Cap-Chat, du secteur du Mont Athur-Allen, et de la route 299 (Fig. 4.1).

Dans la zone externe, les roches sédimentaires sont moins déformées (une seule phase majeure de déformation) et moins métamorphisées (grade prehnite-pumpellyite) par rapport aux roches de la zone de Humber interne au sud (deux phases majeures de déformation et grade métamorphique schiste-vert/amphibolite).

La première déformation dans la zone externe (DM1, Tableau 4.1) est caractérisée par des failles de chevauchement de direction nord-est, inclinées vers le sud-est à sud, et contemporaines avec des plis présentant un clivage de plan axial de direction nord-est, incliné vers le sud-est. Les attitudes de S0 et S1 sont bien illustrées sur les stéréonets de la zone de la route 299 (Fig. 4.7a, b, c). Le premier stéréonet (Fig. 4.7a) montre des pôles de S0 dont les plongées varient de subverticales à modérées et faibles vers nord-nord-ouest à nord ; ces pôles se répartissent sur un grand cercle de direction nord-nord-ouest. Dans les deux autres zones où nous avons mesuré des attitudes de S0, les pôles se répartissent également sur un grand cercle de direction générale nord-ouest/sud-est (Fig. 4.7e, 4.7f). Les pôles  $\beta_1$  de tous ces grands cercle  $\pi S0$  indique que les plis P1 plongent faiblement vers le nord-est (Figs. 4.7b, 4.7e, 4.7f). Le long du transect A-B-C (Fig. 4.2), S1 est de direction nord-est, inclinée majoritairement vers le sud-est et minoritairement vers le nord-ouest (Fig. 4.7b). L'attitude moyenne de S1 est N058/58°. Le pôle  $\beta_1$  des pôles du litage, qui indique que la charnière des plis P1 plonge doucement vers le nord-est (N076/05°, Fig. 4.7b), est coplanaire avec le clivage moyen (N059/68°; Fig. 4.7b) suggérant soit un raccourcissement nord-nord-ouest/sud-sud-est pendant la déformation DM1, soit une réorientation des structures (S1, P1, ...) par des déformation postérieures (D2 ou D3 ou ...). La linéation  $L_{0-1}$  plonge aussi doucement vers le nord-est et le sud-ouest (Fig. 4.7c). La déformation D2 dans la zone externe (DM2, Tableau 4.1) existe seulement au sud, vers la limite avec la zone interne (Fig. 4.2). Elle est caractérisée par un clivage de crénulation non pénétratif qui, dans le domaine de la route 299, présente une direction nord-est et un pendage incliné modérément vers le nord-ouest ou légèrement vers le sud-est (Fig. 4.7b).

L'attitude de S1 dans la zone externe est aussi illustrée sur les stéréonets des zones du mont Arthur-Allen, de la Rivière Cap-Chat, et du Ruisseau Vandette, (Fig. 4.7d, e, f) sur lesquels les pôles de S1 se distribuent sur un grand cercle indiquant le plissement de S1 (Fig. 4.7 b, d, e). Sur les stéréonets du secteur du Mont Arthur-Allen et du ruisseau Vandette, de nombreux pôles de S1 sont localisés dans le centre du stéréonet indiquant que des fabriques S1 subhorizontales sont présentes dans ces domaines (Fig. 4.7d, f). Dans tous les cas, un grand cercle moyen peut-être tracé à travers les pôles de S1.

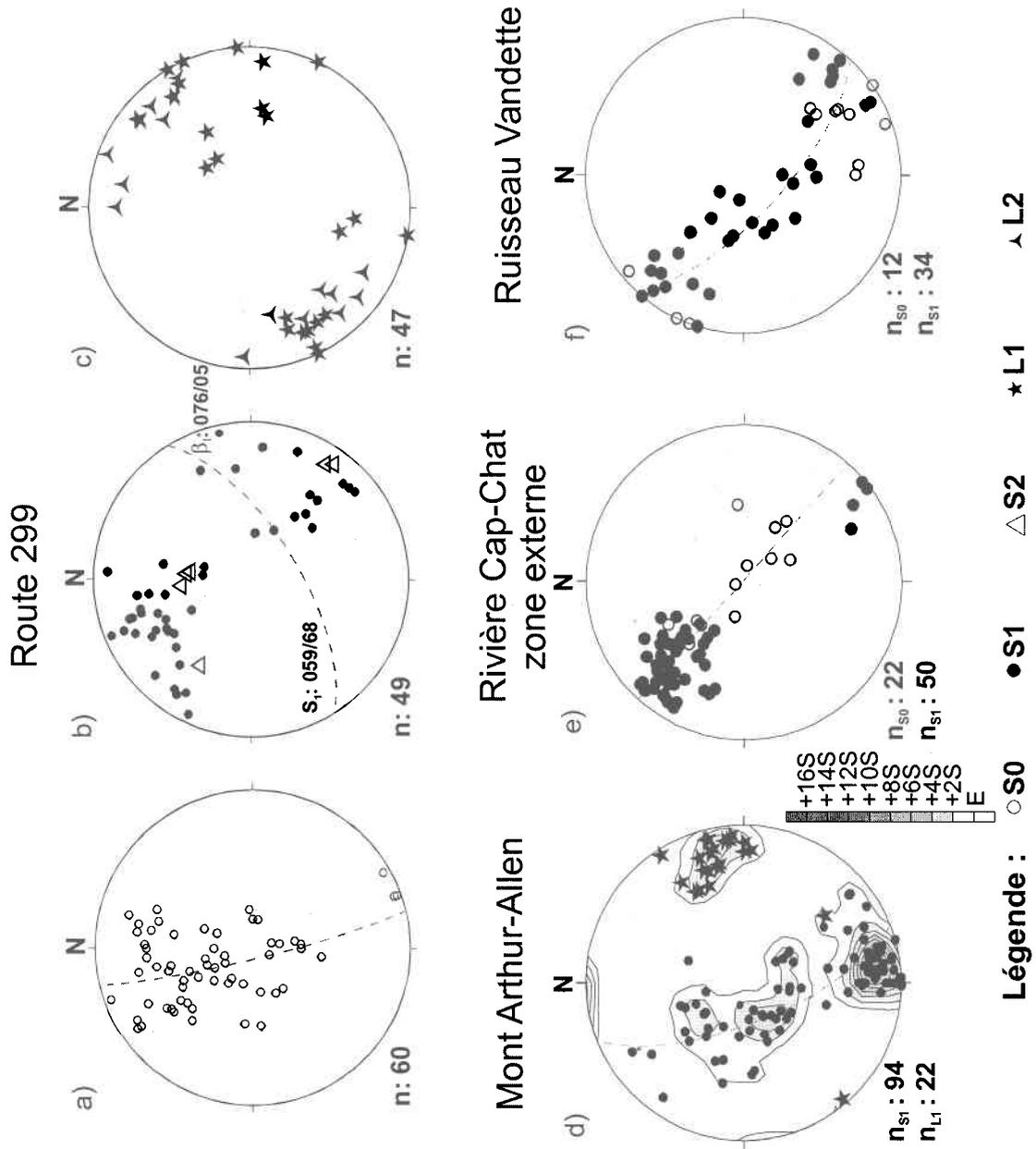


Fig. 4.7: Projections stéréographiques des fabriques principales au sein des différentes zones géographiques dans la zone de Humber externe

#### **4.4 Conclusion générale sur l'attitude des fabriques**

##### **4.4.1 Attitudes des fabriques S0 et S1 dans le domaine de la zone de Humber externe**

On peut remarquer sur la Fig. 4.8a, que le plissement de S0 dans le domaine de la zone de Humber externe est concordant dans toutes les zones géographiques. Ceci est confirmé par la Fig. 4.8b sur laquelle tous les plans moyens de S1 (qui plissent S0) sont en accord dans l'ensemble des zones. S1 à une direction moyenne vers le nord-est.

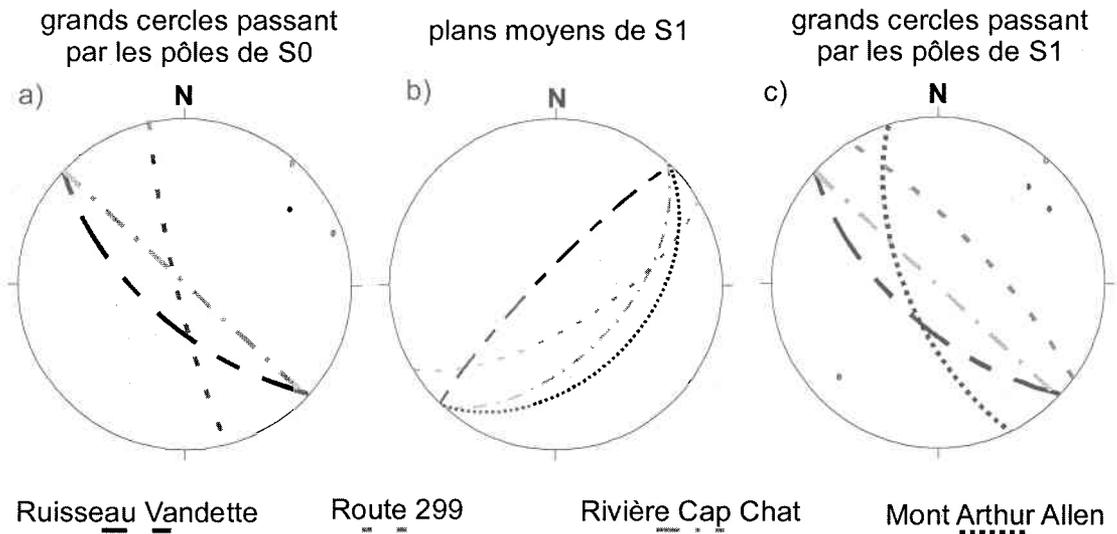
Dans la zone externe, du nord au sud, le litage S0 est d'abord recoupé par un clivage de fracture S1 puis, lors de l'intensification de ce-dernier en un clivage ardoisier, il est peu à peu oblitéré.

##### **4.4.2 Attitude des fabriques S1 et S2 dans le domaine de la zone de Humber interne**

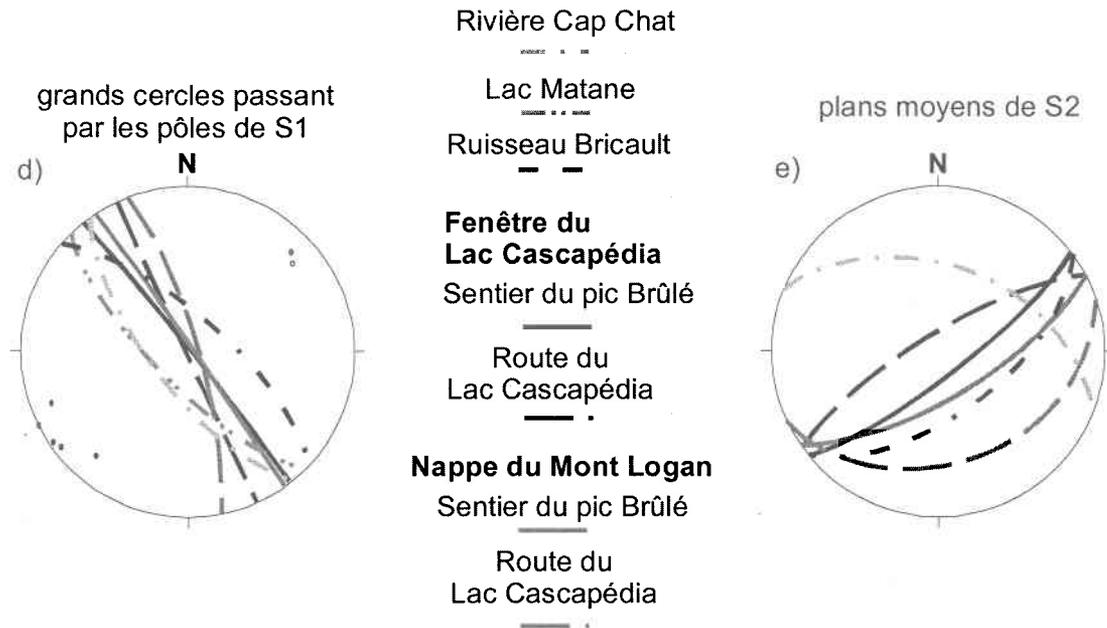
On peut remarquer sur la Fig. 4.8d, que le plissement de S1 dans le domaine de la zone de Humber interne est concordant dans toutes les régions. Ceci est majoritairement confirmé par la Fig. 4.8e sur laquelle on peut remarquer la concordance des plans moyens de S2 (qui plissent S1) entre les différentes régions de la zone d'étude, seule la région de la rivière Cap-Chat présente un plan moyen de S1 très différent. En général, S2 a une orientation moyenne vers l'est-nord-est. La différence marquée dans la région de la rivière Cap-Chat peut être due au fait que les mesures de S2 ont été prises à proximité de la faille de Shickshock Sud ; elles peuvent donc être perturbées par des déformations postérieures reliées aux rejeux salinique et/ou acadien de cette faille.

Du nord vers le sud dans la zone interne, la fabrique S1 est progressivement transposée par la fabrique S2 qui devient très pénétrative

## Domaine de la zone externe



## Domaine de la zone interne



**Fig. 4.8:** Projections stéréographiques synoptiques selon les déformations (D1, D2) et selon les domaines structuraux (zone interne, zone externe).

#### **4.4.3 Comparaison des attitudes des fabriques S1 et S2 entre les domaines de la zone de Humber externe, de la zone de Humber interne et la semelle métamorphique**

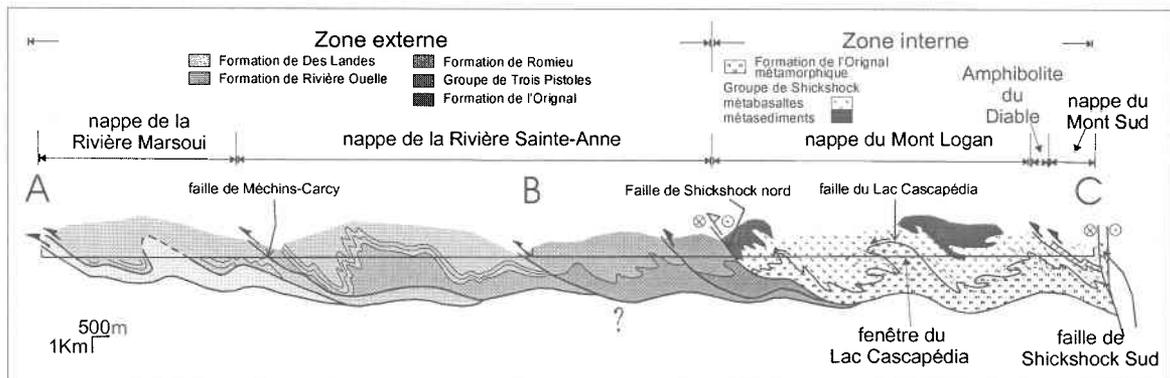
On peut remarquer sur la Fig. 4.8c, que le plissement de S1 dans la zone externe est concordant avec celui de la S1 dans la zone interne (Fig. 4.8d) et dans la semelle métamorphique (Fig. 4.3a). Le plissement de la foliation S1 est donc similaire entre la zone de Humber (Fig. 4.6b) et la semelle métamorphique (Fig. 4.3c). De même, la foliation S2 est concordante entre le domaine de la zone de Humber interne (Fig. 4.8e) et la semelle métamorphique (Fig. 4.3a, b). En conclusion, les figures 4.3a, b, c et 4.6b, e, nous indiquent que S1 et S2 sont approximativement coaxiales aussi bien dans les domaines des zones de Humber externe et interne que dans la semelle métamorphique.

A l'extrême sud de la zone externe le clivage S1 est recoupé par un clivage de crénulation espacé S2. Le passage entre la zone externe et la zone interne est marqué par une variation du métamorphisme alors que le style des fabriques S1 et S2 reste reconnaissable.

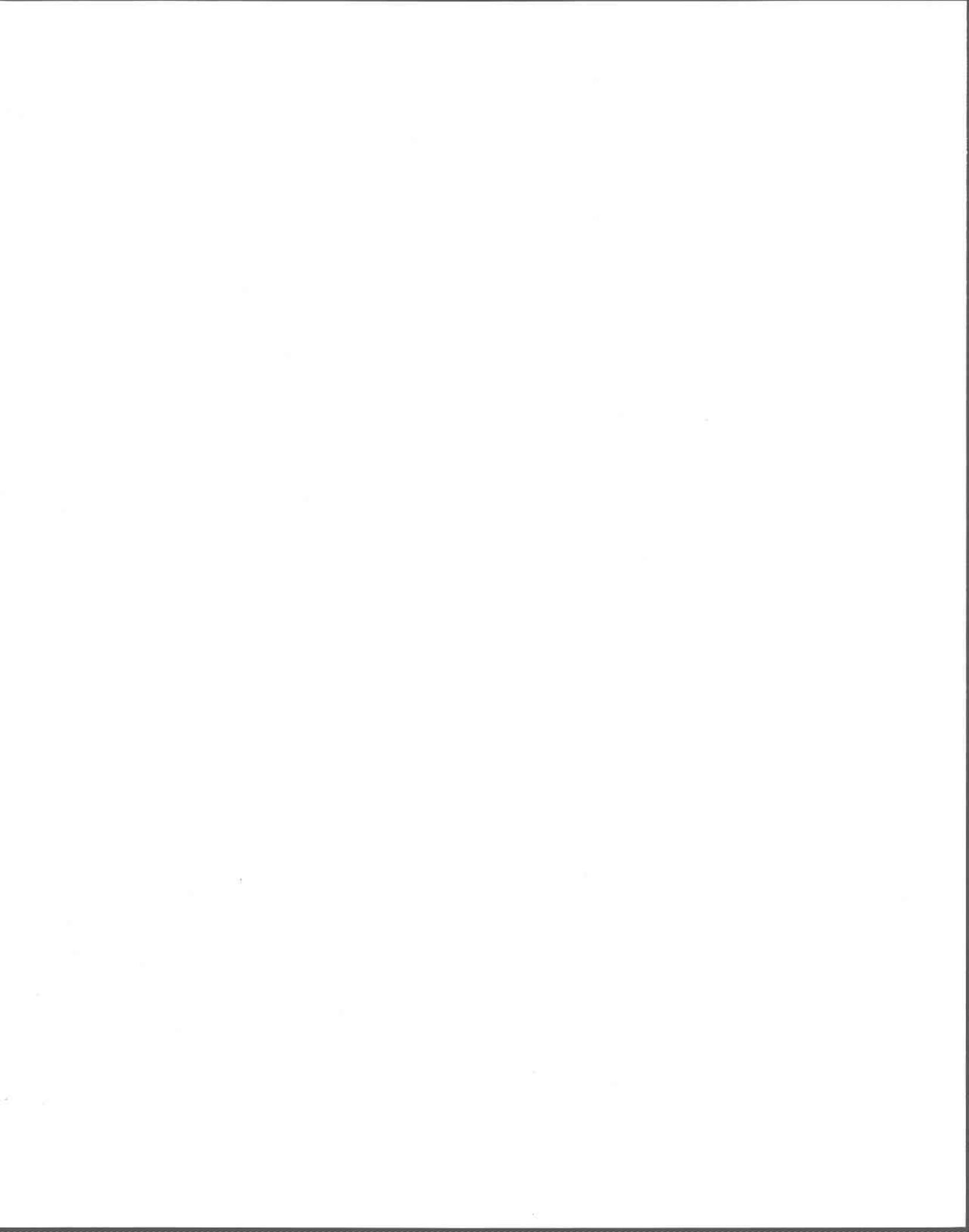
#### **4.4.4 Relations entre les domaines de la zone de Humber externe et de la zone de Humber interne sur une coupe structurale schématique le long du transect A-B-C**

Dans les zones de Humber interne et externe, les déformations DM1 et DM2 sont coaxiales et doivent être dues toutes les deux à un raccourcissement nord-ouest/sud-est de la marge continentale laurentienne. On considère que les déformations DM1 et DM2 sont le résultat d'une déformation progressive qui s'est propagée du cœur de la chaîne (zone interne) vers l'avant-pays (zone externe). Comme DM2 est coaxiale avec DM1 (Beaudin, 1984; Figs 4.3a,b,c; Fig. 4.6b, e; Tableau 4.1), il est facile de comparer les deux styles de déformation sur une coupe (Fig. 4.7). Pour illustrer la variation des styles structuraux le long des zones de Humber interne et externe, une coupe synthétique, de Sainte-Anne-des-Monts au Mont Sud (transect A-B-C sur la Fig. 4.2; Fig. 4.7), est proposée. La zone externe, où DM1 est la principale phase de déformation, est

caractérisée par des chevauchements vers le nord-ouest, des plis déversés et un métamorphisme de bas grade (prehnite-pumpellyite). La zone interne est plus complexe du fait de la superposition de la déformation DM2 et du grade métamorphique plus important (schiste-vert à amphibolite). Deux générations de failles chevauchantes coexistent (flèches noires et blanches de la Fig. 4.7), les plus jeunes (faille Shickshock Sud et Nord ; flèches blanches) recoupant les plus vieilles (faille du Lac Caspédia, faille des marches du Géant ; flèches noires). Les plus vieilles sont plissées par la déformation (D2) qui a créé les plus jeunes.



**Fig. 4.9:** Coupe structurale schématique le long du transect A-B-C passant à travers la zone de Humber externe et interne et le Complexe du Mont Albert jusqu'à la faille de Shickshock Sud, voir Fig. 4.2 pour la localisation.



## Chapitre 5

### Résultats des travaux de géochronologie

#### 5.1 Ages de l'emplacement de la nappe du Mont Logan et de l'Amphibolite du Diable, intégration dans les Appalaches canadiennes.

Cet article s'insère dans un journal spécial sur la marge Laurentienne du Journal Canadien des Sciences de la Terre. Il présente les interprétations préliminaires sur les âges obtenus lors de la première année de datation.

**Regional metamorphism of the Appalachian Humber zone of Gaspé Peninsula:  
<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar evidence for crustal thickening during the Taconian orogeny.**

*Alix Pincivy*, INRS-Eau, Terre et Environnement, P.O. Box 7500, Sainte-Foy, QC G1V 4C7, Canada;

*Michel Malo*, INRS- Eau, Terre et Environnement, P.O. Box 7500, Sainte-Foy, QC G1V 4C7, Canada;

*Gilles Ruffet*, Geosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Campus de Beaulieu, Université de Rennes 1, Av. Général Leclerc, 35042 Rennes Cedex, France (adresse précédente: Géosciences Azur, Université de Nice-Sophia Antipolis, France);

*Alain Tremblay*, INRS-Eau, Terre et Environnement, P.O. Box 7500, Sainte-Foy, QC G1V 4C7, Canada;

*Paul E. Sacks*, 556 Whipoorwill Lane, Ovideo FL 32765, U.S.A.

Article soumis à la Revue canadienne des Sciences de la Terre en février 2002. Accepté en août 2002 et publié en février 2003 v.40, p 301-315.

## Abstract

Geochronological studies on the timing of deformation and metamorphism along the Laurentian margin have shown that the ages of metamorphic events change along-strike within the Newfoundland-Southern Quebec segment of the Canadian Appalachians. The Gaspé Peninsula is located at mid-point of the two extremities of this segment. New single-grain laser  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau ages solely reflect latest Middle-Late Ordovician metamorphism. Samples taken within the internal Humber zone in the Shickshock Group rocks yield  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite and hornblende ages ranging from 457 to 454 Ma. Samples from the Amphibolite du Diable, the metamorphic sole of the Mont Albert ophiolite, yield  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite and hornblende ages ranging from 459 to 457 Ma. Ordovician ages of the internal Humber zone are consistent with  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from Southern Quebec and are interpreted as the result of the emplacement onto the margin of both the ophiolite and its metamorphic sole.

## Résumé

Les études géochronologiques à propos de la chronologie des déformations et du métamorphisme le long de la marge Laurentienne ont montré que l'âge des événements métamorphiques varie le long du segment des Appalaches canadiennes entre Terre-Neuve et le sud du Québec. La Gaspésie est située entre les deux extrémités de ce segment. De nouveaux âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mettent en évidence un métamorphisme d'âge ordovicien en Gaspésie. Les échantillons provenant des roches du Groupe de Shickshock dans la zone de Humber interne, donnent des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , sur muscovite et hornblende, compris entre 457 et 454 Ma. Les échantillons provenant de l'Amphibolite du Diable, la semelle métamorphique du Mont Albert, donnent quant à eux des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , sur muscovite et hornblende, compris entre 459 et 457 Ma. Les âges ordoviciens mesurés dans la zone de Humber interne sont concordants avec les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mesurés dans le sud du Québec et sont interprétés, en Gaspésie, comme représentant l'âge de la mise en place de la nappe ophiolitique et de sa semelle métamorphique sur la marge continentale.

### 5.1.1 Introduction

In the Laurentian margin of the Canadian Appalachians two main orogenic phases are recognized, the Taconian (Middle to Late Ordovician) and the Acadian (Middle Devonian) orogenies (Williams 1995). In recent years, one of the most challenging aspects of U/Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological studies of the Laurentian margin (herein referred to as the Humber zone) has been to document and highlight the existence of a metamorphic event of Silurian age (Cawood et al. 1994, 1995; Castonguay et al. 1997, 2001) referred to as the Salinian orogeny (Dunning et al. 1990). This Silurian event is, however, interpreted differently at both extremities of the Canadian Appalachians. In parts of the internal Humber zone of Newfoundland, Cawood et al. (1994, 1995, 1996) have interpreted Silurian ages as recording peak metamorphism related to a major continent-continent collision. In this region, the Taconian orogeny has been attributed to ophiolite obduction and allochthon emplacement onto the Laurentian margin with, generally, minor metamorphism. Pre-Silurian ductile deformation and high pressure metamorphism are preserved only in part of the Dashwoods subzone of the Dunnage zone (oceanic domain) and of the Fleur de Lys block of the internal Humber zone (Waldron et al., 1998; Waldron and van Stall, 2001). In southern Quebec, both Ordovician and Silurian metamorphic ages are preserved (Castonguay et al. 1997, 2001); Ordovician ages record peak metamorphism in the Laurentian margin related to ophiolite obduction during the Taconian orogeny, whereas Silurian to Early Devonian ages have been attributed to backtrusting, normal faulting and related retrogressive metamorphism (Castonguay et al. 1997, 2001; Tremblay and Castonguay 2002). Such contrasting interpretations for the Silurian history of the Canadian Humber zone have raised problems on the nature and the extent of the Salinian orogeny in the northern Appalachians.

The Gaspé Peninsula is located approximately at mid-point between southern Quebec and Newfoundland, and it represents, therefore, a key-area for the along-strike correlation of structural styles and timing of peak metamorphism in the Laurentia margin. In the Gaspé section, the internal Humber zone consists of Cambrian metamorphosed rocks of the Mont Logan nappe which is overthrust by the Mont Albert complex. The metamorphic sole (Amphibolite du Diable) lying at the base of the Mont Albert complex

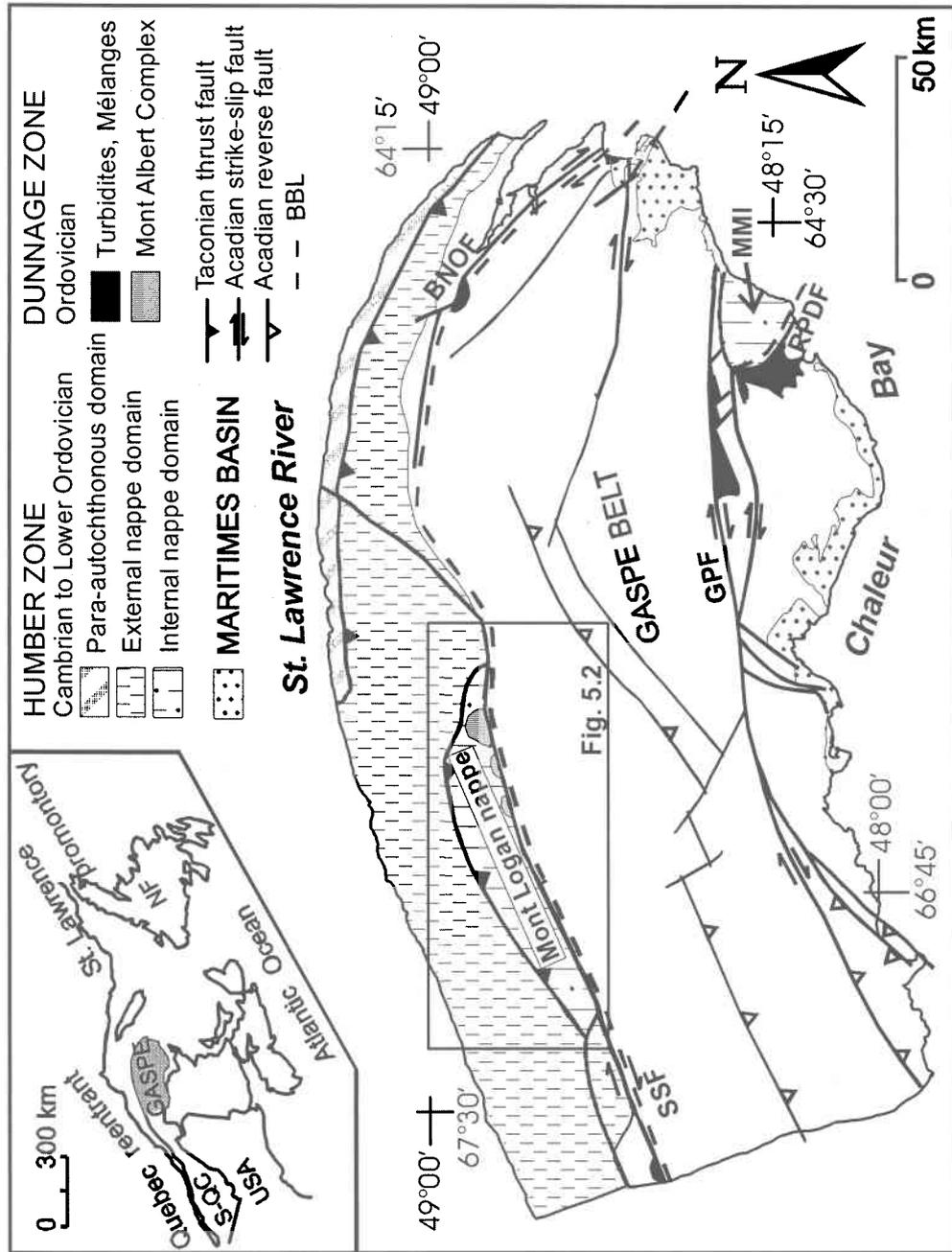
yielded an  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of  $456 \pm 3$  Ma (Lux 1986). However, there are currently a lack of isotopic ages from the Mont Logan nappe, which could be used to constrain the age of metamorphic rocks below the complex and compare this age with those of correlative structural levels of the Canadian Appalachians. This study presents new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from both the Mont Logan nappe and the metamorphic sole of the Mont Albert Complex in order to constrain the timing of regional metamorphism in the internal Humber Zone of the Gaspé Peninsula, and discuss the tectonic implication for the structural and metamorphic evolution of the Laurentian margin.

### 5.1.2 Geological setting

The Gaspé Peninsula is underlain by three Paleozoic rock assemblages of the Canadian Appalachians. These are (Fig. 5.1) : 1) Early Paleozoic rocks of the Humber and Dunnage Zones, mainly located in the northern part of the peninsula and also in the Maquereau inlier; 2) Middle Paleozoic rocks of the Gaspé Belt which occupies most of the peninsula; and 3) Late Paleozoic rocks of the Maritimes Basin (Carboniferous) in the southern Gaspé Peninsula.

In northern Gaspé Peninsula, the Humber Zone is divided, from north to south, into three tectonostratigraphic domains (Fig. 5.1): 1) a parautochthonous domain made up of Middle to Upper Ordovician turbidites; 2) an external nappe domain made up of low-grade rocks of Cambrian to Lower Ordovician rocks; and 3) an internal nappe domain of metamorphosed Neoproterozoic-Cambrian basalts and arkose, known as the Mont Logan nappe. In southern Gaspé Peninsula, the Maquereau inlier represents an additional segment of the internal Humber Zone (Fig. 5.1). It is made up of deformed and metamorphosed greenschist-grade volcanic and sedimentary rocks deposited on a Grenville basement (De Broucker 1987).

The Dunnage zone is represented by inliers of Ordovician oceanic turbidites, mélanges, and ultramafic rock slices occurring along major faults, such as the Shickshock Sud, Bras-Nord-Ouest, Grand Pabos and Rivière Port-Daniel faults (Fig. 5.1). These rocks record only low-grade metamorphism. The Dunnage zone is separated from the



**Fig. 5.1:** Geological map of the Gaspé Peninsula showing location of study area. SSF-Shickshock Sud fault; BBL-Baie Verte-Brompton line; GPF-Grand Pabos fault; BNOF-Bras Nord Ouest fault; RP/DF-Rivière Port Daniel fault; MMI-Maquereau Mictaw inlier; S-Qc-southern Quebec; NF-Newfoudland; USA-United States of America. Modified from Malo et al. 2001.

Humber zone by the Baie Verte-Brompton line (BBL) which has been interpreted as the surface expression of a suture between the Laurentian margin and the adjacent oceanic domain (Williams and St-Julien 1982). In the northwestern Gaspé Peninsula, the BBL follows the Shickshock Sud fault, which has been reactivated as a dextral strike-slip fault during the Acadian orogeny (Malo et al. 1992). The Mont Albert Complex thus represents an isolated remnant of the Dunnage zone north of the BBL.

The Gaspé Belt consists of Upper Ordovician to Middle Devonian rocks made up of sedimentary rocks and minor amounts of mafic volcanic rocks. These rocks are affected by an anchizone to a very-low grade metamorphism. The Upper Paleozoic sequence comprises flat-lying Carboniferous rocks unconformably overlying older rock units.

In the Gaspé Peninsula, the Taconian orogeny was characterized by ophiolite obduction and associated crustal thickening of the Laurentian margin during Middle to Late Ordovician time (Slivitzky et al. 1991). In the northern Gaspé Peninsula, NW-directed regional thrusts are characteristic of Taconian deformation (Fig. 5.1). The Middle Devonian Acadian orogeny resulted from oblique continental collision between peri-Gondwana terranes and Laurentia associated with oceanic terranes accreted during the Taconian (Malo et al. 1995). It is characterized mostly by dextral strike-slip faulting along major E-trending faults such as the Shickshock Sud, the Grand Pabos, the Bras-du-Nord-Ouest and the Rivière Port-Daniel faults (Fig. 5.1). It is also characterized by large, open and upright NE-trending folds (Malo and Kirkwood 1995). During the late Silurian, a minor tectonic event known as the Salinic Disturbance left stratigraphic and tectonic evidence in a few localities of the Gaspé Belt (Malo 2001). In the northeastern Gaspé Peninsula, the Salinic Disturbance is manifested by angular and/or erosional unconformities, NW-trending folds and synsedimentary faults (Bourque 2001; Malo 2001).

#### **5.1.2.1 The Mont Albert complex and its metamorphic sole**

The Mont Albert complex is made up of tectonized harzburgites which form three klippen: Mont Albert, Mont du Sud and Mont Paul (Beaudin 1980, 1984; Slivitzky et al. 1991) (Fig. 5.2). Mont Albert is an alpine peridotite composed of 85% harzburgite

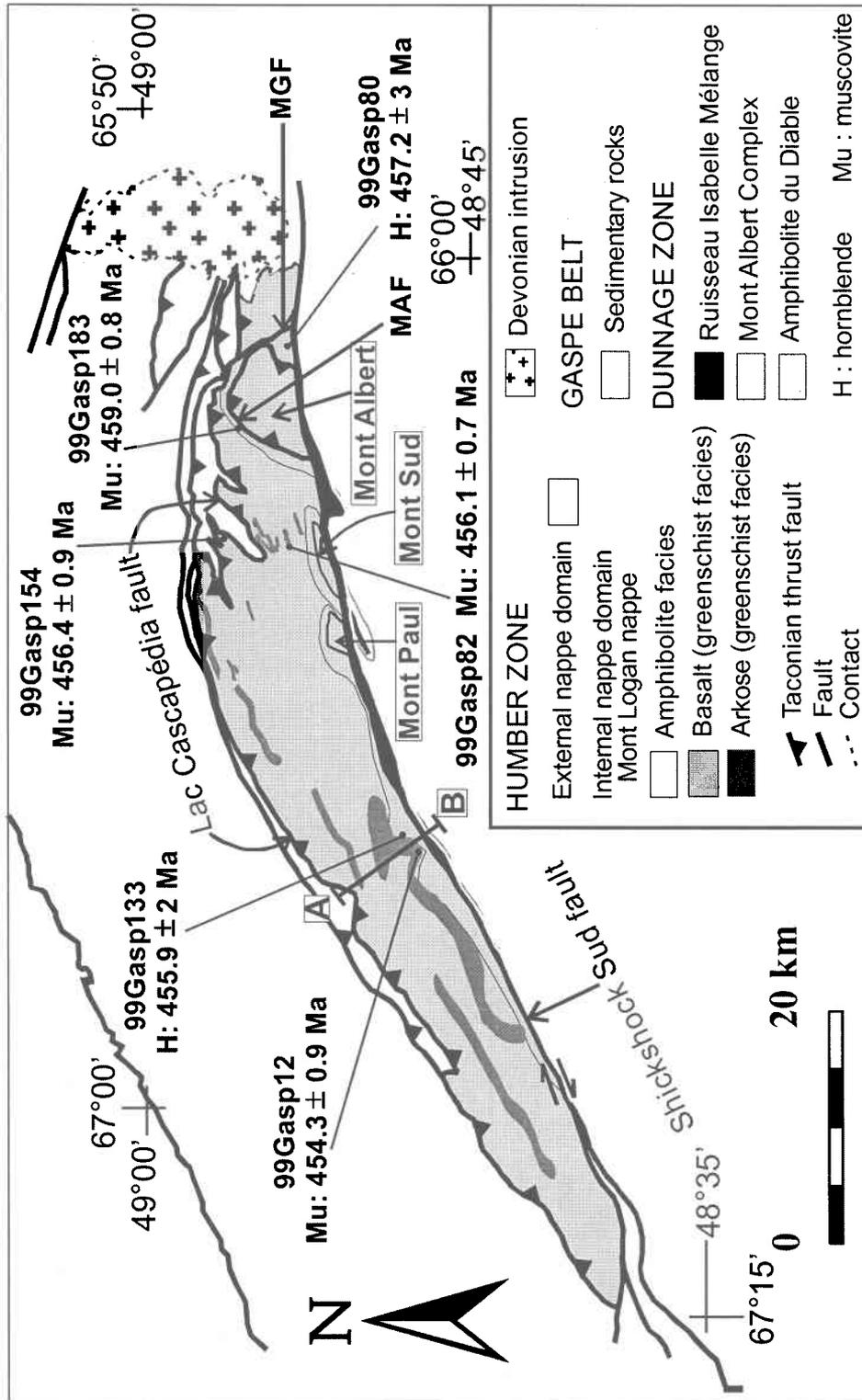


Fig. 5.2: Geological map of the study area. MAF-Mont Albert fault; MGF-Ruisseau des marches du Géant fault. A-B: Cap Chat River transect. Modified from Malo et al. 2001.

and 15 % dunite. The intensity of serpentinisation of the peridotite varies locally (Beaudin 1980) and orthopyroxenite dykes crosscut the dominant foliation (Beaudin 1984). Two types of foliation are recognized in the peridotite: a mantle-derived foliation which represents the pre-emplacement structure of the peridotite and which is associated with a mineral lineation defined by orthopyroxenes; and a metamorphic foliation which was formed during obduction when the olivine and orthopyroxene crystals were in the solid state (Beaudin 1984). The contact (Fig. 5.3A) between the ophiolite and its metamorphic sole is the Mont Albert fault, a SE-dipping thrust fault (Fig. 5.2). The metamorphic sole of the Mont Albert is known as the Amphibolite du Diable.

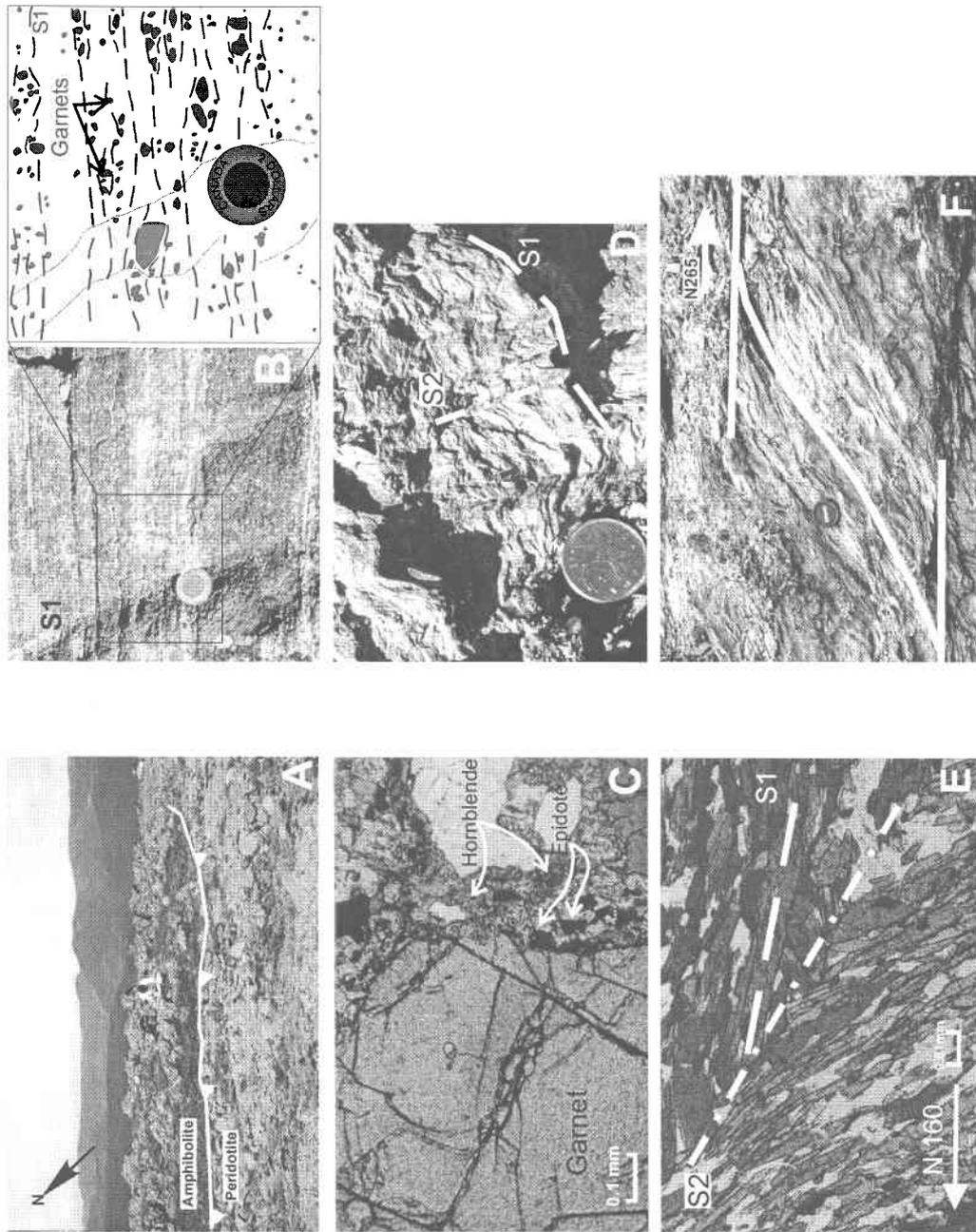
Four metamorphic slices separated by shear zones were documented in the Amphibolite du Diable (Gagnon and Jamieson 1986; O'Beirne-Ryan et al. 1990).

At the contact with the Mont Albert Complex, rocks in slice 1 (Fig. 5.3B) are composed of hornblende, garnet, clinopyroxene, +/- plagioclase and epidote suggesting P-T conditions of 750-800°C and 8-9 Kbar (O'Beirne-Ryan et al. 1990). The occurrence of coronas of hornblende and epidote around garnets (Fig. 5.3C) and of replacement of clinopyroxene by hornblende were interpreted as evidence for retrogression from amphibolite facies to epidote-amphibolite facies. Gagnon and Jamieson (1986) interpreted the mafic protolith to have been oceanic ferrogabbros.

Slice 2 is characterized by plagioclase-rich or epidote-rich rock layers with +/- hornblende, clinopyroxene destabilized in hornblende, and quartz which represent oceanic metaferrogabbros, and quartzofeldspathic metasedimentary rocks (Gagnon and Jamieson 1986; O'Beirne-Ryan et al. 1990). Estimated P-T conditions are 600-700°C and 6-7 Kbar (O'Beirne-Ryan et al. 1990).

Rocks from slice 3 show a protomylonitic texture; they are composed of hornblende, epidote, plagioclase and quartz and are interpreted as interlayered metasediments and tholeiitic metabasalts.

At the contact with the Mont Logan nappe, slice 4 consists of mylonitic tholeiitic basalts with hornblende, epidote, quartz and plagioclase. Their primary composition is transitional between oceanic and continental margin basalts. Small-scale veins of epidote that crosscut the mylonitic foliation suggest that the whole metamorphic sole was affected by retrogressive metamorphism (Gagnon and Jamieson 1986; O'Beirne-Ryan et al. 1990).



**Fig. 5.3:** A. The photograph shows the contact, the Mont Albert fault, between amphibolite and peridotite on the Mont Albert. B. Amphibolite facies with garnet in the Amphibolite du Diable. C. Microphotograph of ring of hornblende and epidote around garnet. D. Photograph of the axial-planar crenulation cleavage S2 associated with NE-trending folds. E. Microphotograph of crenulated amphibolite composed of hornblende, epidote, plagioclase, quartz and opaque. There is no recrystallisation of hornblende on crenulation cleavage planes S2. F. Profile view of C/S structures indicating an horizontal shear toward the SW.

### 5.1.2.2 The Mont Logan nappe

The Mont Logan nappe represents the internal Humber Zone, and it is composed of rocks of the Shickshock Group, which are meta-basalt (85 %) and meta-arkose (15 %). Regional metamorphism varies from greenschist to amphibolite facies from north to south (Beaudin 1980, 1984; Camiré 1995). To the north, the contact between the Shickshock Group and the external nappe domain occurs along the Lac Cascapédia fault which is interpreted as a north-verging thrust fault (Slivitzky et al. 1991; Camiré et al. 1993). The Mont Albert complex structurally overlies the Shickshock Group along the Ruisseau des marches du Géant fault (Fig. 5.2).

According to Camiré (1995), the Mont Logan nappe presents a medium-pressure sequence of isograds. The best metamorphic section was mapped along the Cap Chat River (A-B on Fig. 5.2). Prograde isograds along this transect allow delineation of four metamorphic zones (Camiré, 1995), whose mineralogy is described below from northwest to southeast. Along the Lac Cascapédia fault, zone 1 (actinolite zone) is characterized by chlorite, actinolite, albite, titanite, epidote, quartz, +/- hematite, +/- calcite. Zone 2 (hornblende zone) consists of actinolite, magnesio-hornblende, albite, chlorite, epidote, quartz, titanite, +/- ilmenite. Zone 3 (actinolite-out zone) is made up of magnesio-hornblende, albite, quartz, epidote, ilmenite, +/- chlorite. Metavolcanic rocks of zone 4 (oligoclase zone), close to the Shickshock Sud fault, are made up of hornblende, plagioclase, ilmenite and quartz, whereas the metasedimentary rocks consist of muscovite, plagioclase, quartz, biotite, ilmenite, sillimanite, +/- garnet, +/- titanomagnetite, +/- staurolite. Rocks from zone 4 record P-T conditions at the peak of metamorphism of ca 6-7 Kbar and 600-700°C (Camiré 1995). The four metamorphic zones of the Mont Logan nappe suggest the existence of a prograde regional metamorphism with the development of an inverted metamorphic sequence related to the thrust fault located at the top of the inverted sequence (Camiré 1995).

### 5.1.3 Structural geology

The deformation history of the Mont Albert complex is complex and characterized by pre-, syn- and post-obduction structures (Beaudin 1980, 1984). The first

phase of deformation in the peridotite (PD1) is an early foliation considered as a mantle fabric formed prior to obduction. The large-scale reclined fold affecting this early foliation, and plunging N240/45°, is related to a second phase of deformation (PD2) which we believe to be coeval with intraoceanic obduction (Beaudin 1980, 1984). Late irregular folds on the southeastern limb of the macroscopic PD2 fold are post-obduction structures (PD3; Beaudin 1980, 1984). The Mont Albert Complex is truncated by the Shickshock Sud fault, which is also clearly a post-obduction structure. Stratigraphic and structural analyses of the Ruisseau Isabelle Mélange (RIM) and the Gaspé Belt sedimentary rocks, south of the Shickshock Sud fault (Fig. 5.1 and 5.2), indicate that this latter fault was active during sedimentation of the Gaspé Belt rocks (Malo et al. 2001). A later dextral strike-slip motion is recorded on the Shickshock Sud fault during the Acadian orogeny (Malo et al. 1992).

According to Gagnon and Jamieson (1986), the metamorphic sole is formed by successive additions of slices of oceanic rocks of lower metamorphic grade containing increased sedimentary components during the intraoceanic obduction of the peridotite. The chemistry of the slices suggests that the peridotite progressively thrust terranes containing more and more sedimentary rocks and at lower temperatures (Gagnon et Jamieson 1986). This indicates that the process of intraoceanic obduction started in the oceanic domain and ended close to the continental margin (Gagnon et Jamieson 1986). Finally retrogressive metamorphism, which affected all the slices, happened during the uplift of the ophiolite and its metamorphic sole during their emplacement onto the continental margin

In the Mont Logan nappe, three phases of deformation are documented in the Shickshock Group (Beaudin 1984; Camiré 1995). Shickshock deformation one (SD1) is characterized by a metamorphic fabric (S1) formed in the greenschist to amphibolite facies as documented through the four prograde isograds presented above (Camiré 1995). This fabric is ENE-trending and dips shallowly to WNW or ESE. Well-developed mineral and stretching lineations L1, defined by hornblende, chlorite and epidote crystals and by quartz ribbons, and characterized by stretched clasts in conglomerate and by boudinaged quartz ribbons are hosted by S1, and plunge towards ENE or WSW. SD2 forms an axial-planar crenulation cleavage S2 (Fig. 5.3D) associated with NE-trending folds. No

significant metamorphic recrystallisation is associated with S2 (Fig. 5.3E). A top-to-SW shearing locally affects the Mont Logan nappe (St-Julien et al. 1990, Slivitzky et al. 1991; Sacks et al. 1997; Fig. 5.3F). This shearing deformation is not well constrained regionally but it must be pre-SD2 because it happened at greenschist facies and S2 is not associated with any metamorphic recrystallisation. Finally, open and upright ENE-trending folds, attributed to the Acadian orogeny, are developed in the north of the Mont Logan nappe (SD3; St-Julien et al. 1990, Slivitzky et al. 1991). Similar fold types with a weakly developed axial-planar cleavage affect the Gaspé Belt rocks south of the Mont Logan nappe and are also attributed to the Acadian orogeny.

#### **5.1.4 Previous geochronological data**

In the Gaspé Peninsula very few ages are reported in the literature. In our study area, only three sites were previously sampled for isotopic dating, two in the Amphibolite du Diable and one in the Mont Albert peridotite. A K/Ar age was obtained from the Mont Albert metamorphic sole, from amphibolite whole rock, by Wanless et al. (1973); that yielded an age of  $443 \pm 18$  Ma, recalculated by Lux (1986), according to the revised constants of Steiger and Jäger (1977) at  $451 \pm 18$  Ma.  $Ar^{40}/Ar^{39}$  analyses on the Amphibolite du Diable (Lux, 1986) yielded an age of  $456 \pm 3$  Ma. It has been interpreted as the youngest age for ophiolite obduction recorded in the northern Appalachians. Finally a U/Pb zircon age obtained on orthopyroxenite dyke in the Mont Albert peridotite yielded  $456 \pm 5$  Ma, which has been interpreted as a crystallisation age for the Mont Albert Complex (Trzcieski et al., 1995).

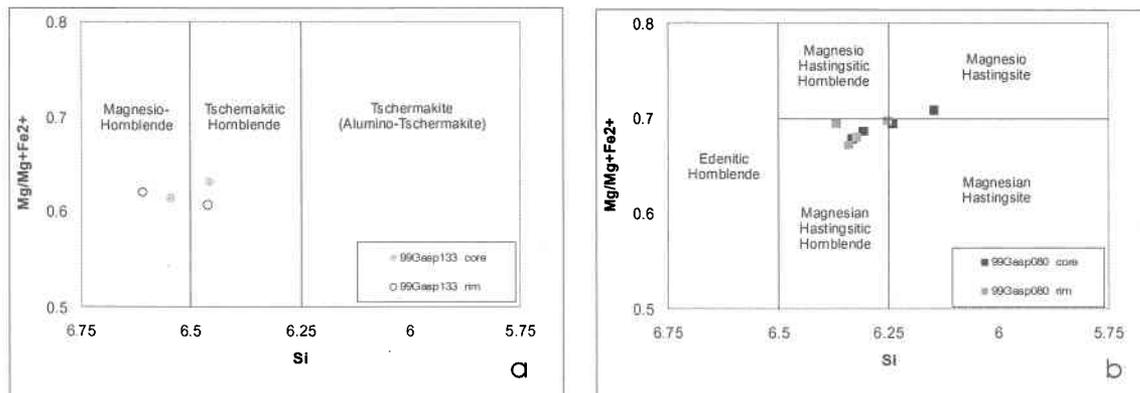
#### **5.1.5 Mineral chemistry**

Microprobe analyses were performed on polished thin sections made from hand-samples used for geochronology. Most microprobe analyses consist of traverses across individual crystals of amphiboles and micas in order to determine the mineral

composition within the respective solid solutions, and investigate possible chemical zoning, substitution, or alteration that could have disturbed the K-Ar isotopic chronometer.

### 5.1.5.1 Amphibole analyses

Probed amphiboles are relatively poor in K (values of 0.21 to 0.71 wt% K<sub>2</sub>O) and they are devoid of inclusions or intergrowths of other mineral phases. The analysed amphiboles are calcic amphiboles and fall into two compositional groups (Leake 1978; Fig. 5.4; Table 5.1): magnesio- to tschermakitic hornblende (99Gasp133; (Na+K)<sub>A</sub><0.5) and magnesian hastingsitic hornblende (99Gasp080; (Na+K)<sub>A</sub>≥0.5).



**Fig. 5.4:** Summary of microprobe chemical analyses of amphibole. Data are presented as variation in  $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$  and  $\text{Si}^{4+}$  in coefficients of structural formula of amphibole based on 23 oxygen atoms, and plotted on the calcic amphibole classification of Leake (1978):  $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}}>1.34$ ;  $\text{Na}_{\text{B}}<0.67$ ;  $\text{Ca}_{\text{B}}>1.34$ . a.  $\text{Ti}<0.5$ ;  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}<0.5$ . b.  $\text{Ti}<0.5$ ;  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}\geq 0.5$ ;  $\text{Fe}^{3+}>\text{Al}^{\text{VI}}$ .

The compositions of amphibole cores and rims are similar, suggesting that crystals are unzoned. CaO/K<sub>2</sub>O ratios vary between 16 and 53. Sodic amphiboles were not found in the analysed samples as Na<sub>2</sub>O values are too low and vary between 1.2 and 2.7 wt%. Amphiboles from the Amphibolite du Diable analyzed by Gagnon and Jamieson (1986) and O'Beirne-Ryan et al. (1990) fall in the edenitic, ferro-pargasitic, magnesio-hornblende and pargasite hornblende compositional groups of Leake (1978). For these

Sample number	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp133	99Gasp133	99Gasp133	99Gasp133	99Gasp133							
Analysis number	80.1	80.2	80.3	80.4	80.6	80.7	80.8	80.9	133.1	133.2	133.4	133.5			
Mineral type	magnesian hastingsitic hornblende	ischemakitic hornblende	ischemakitic hornblende	magnesian hastingsitic hornblende	magnesian hastingsitic hornblende										
Location of analysis	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core
SiO <sub>2</sub>	41.78	42.51	40.83	42.71	42.58	42.16	42.73	41.57	43.61	43.55	43.96	44.65			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.73	12.35	12.51	11.89	12.21	10.89	12.08	11.96	10.67	10.55	10.37	9.93			
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.86	0.80	0.93	0.84	0.79	0.82	0.87	0.99	1.21	1.18	1.08			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.02	0.06	0.07	0.06	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.02			
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.09	0.08	0.13	0.05	0.02	0.10	0.07	0.16	0.00	0.02	0.11			
FeO	15.27	14.81	15.12	15.11	15.22	15.04	15.45	14.99	17.87	18.14	16.80	16.79			
MnO	0.26	0.26	0.28	0.24	0.25	0.22	0.23	0.22	0.43	0.44	0.38	0.37			
MgO	11.09	11.41	11.54	11.51	11.52	11.88	11.37	11.61	10.33	10.17	10.60	10.87			
CaO	10.72	11.14	11.37	11.34	11.24	11.52	11.16	11.28	11.34	11.40	11.60	11.70			
Na <sub>2</sub> O	2.69	2.58	2.56	2.54	2.51	2.21	2.52	2.52	1.36	1.41	1.34	1.21			
K <sub>2</sub> O	0.27	0.22	0.22	0.22	0.26	0.24	0.22	0.22	0.57	0.71	0.61	0.65			
F	0.10	0.00	0.05	0.01	0.07	0.08	0.04	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00			
Cl	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00			
H <sub>2</sub> O	1.92	1.99	1.93	1.99	1.96	1.91	1.97	1.94	1.96	1.98	1.99	2.00			
Total	97.81	98.24	97.36	98.69	98.75	97.00	98.71	97.35	99.37	99.56	98.90	99.37			
Si	6.240	6.322	6.146	6.339	6.305	6.367	6.331	6.252	6.458	6.463	6.546	6.610			
Al	1.760	1.678	1.854	1.661	1.695	1.633	1.669	1.748	1.542	1.537	1.454	1.390			
Al	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000			
Ti	0.482	0.488	0.366	0.420	0.437	0.307	0.441	0.372	0.321	0.308	0.366	0.342			
Cr	0.085	0.096	0.091	0.103	0.094	0.090	0.092	0.098	0.110	0.135	0.132	0.120			
Fe <sup>3+</sup>	0.011	0.003	0.007	0.009	0.007	0.000	0.000	0.006	0.002	0.000	0.006	0.002			
Fe <sup>2+</sup>	0.823	0.650	0.835	0.631	0.724	0.722	0.754	0.883	0.795	0.795	0.613	0.613			
Mn	1.084	1.192	1.068	1.244	1.161	1.178	1.191	1.132	1.330	1.457	1.479	1.466			
Mg	0.033	0.032	0.036	0.031	0.031	0.028	0.029	0.028	0.054	0.055	0.048	0.046			
Mg	2.469	2.529	2.588	2.546	2.541	2.673	2.511	2.603	2.280	2.250	2.353	2.398			
(Ca+Na) <sub>2</sub>	4.987	4.990	4.990	4.984	4.994	4.988	4.988	4.992	4.981	5.000	4.997	4.988			
Ca	1.715	1.774	1.834	1.803	1.783	1.865	1.772	1.818	1.800	1.812	1.850	1.856			
Na	0.285	0.226	0.166	0.197	0.217	0.135	0.228	0.182	0.200	0.188	0.150	0.144			
(Ca+Na) <sub>2</sub>	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000			
Na	0.494	0.518	0.580	0.533	0.503	0.512	0.496	0.552	0.190	0.218	0.236	0.202			
K	0.051	0.042	0.041	0.042	0.048	0.046	0.042	0.043	0.107	0.134	0.115	0.122			
(Na+K) <sub>2</sub>	0.545	0.560	0.622	0.575	0.551	0.558	0.537	0.595	0.297	0.352	0.351	0.324			
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
CaO/K <sub>2</sub> O	40.29	50.16	52.63	51.06	43.89	48.21	50.50	50.82	20.01	16.07	19.17	18.08			

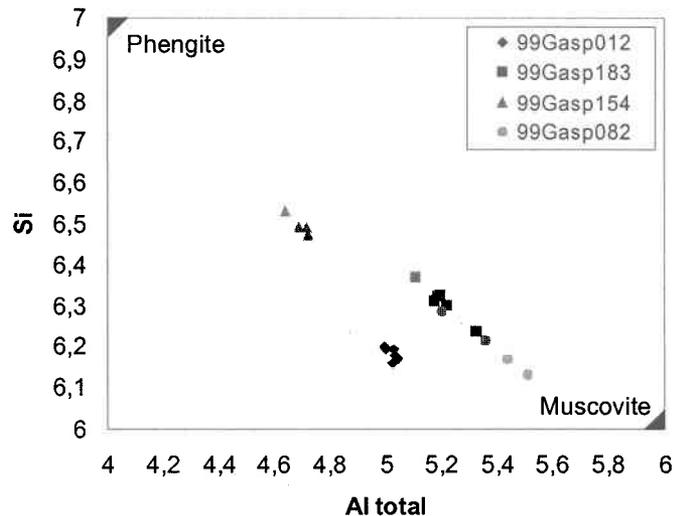
Table 5.1: Representative microprobe chemical analyses of amphiboles.

Notes: Oxide results in percent. Formula basis: 23 oxygens for amphibole, and 22 oxygens for muscovite. See text for discussion. The microprobe analyses were performed at the Laval University in Québec using a CAMECA SX-100 electron microprobe which has five wavelength dispersive spectrometers. The standards used were metals, oxides and end-member minerals. The microprobe was operated at 15 kV with a beam current of 20 nA and 20 seconds count time on peak.

authors, hornblendes represent major minerals of the amphibole and epidote-amphibole metamorphic facies which are interpreted as retrograde metamorphic facies in the metamorphic sole of the Mont Albert Complex.

### 5.1.5.2 Muscovite analyses

Microprobe results on white micas show a small deviation from end-member muscovite as they are slightly phengitic (Fig. 5.5).



**Fig. 5.5:** Summary of microprobe chemical analyses of muscovite. Data are presented as the variation in  $\text{Si}^{4+}$  and Al (total) in coefficients of the structural formula of muscovite based on 22 oxygen atoms. End member pole of muscovite and phengite are shown for reference.

One exception is sample 99Gasp154, which clearly show an intermediate composition. All samples have  $\text{Si}^{4+}$  varying between 6.1 and 6.5 pfu (based on 22 oxygens; Fig. 5.5, Table 5.2). Deviation from the ideal muscovite-phengite line towards the ferrimuscovite pole, as observed for sample 99Gasp012, may be attributed to the increase of Fe (most probably  $\text{Fe}^{3+}$ ) replacing  $\text{Al}^{\text{VI}}$ . Similar compositions of cores and rims indicate that there is no chemical zoning within individual crystals. The K-concentrations of white micas ( $\text{K}_2\text{O}$  between 8.9 and 10.6 wt%) are not inversely proportional to Si and hence to the celadonic content. In general, the Na-concentrations of muscovite ( $\text{Na}_2\text{O}$  between 0.22

and 1.41 wt%) is inversely proportional to K-concentrations. White micas have an average paragonite content (i.e., Na/(Na+K)) of 3 to 6% for samples 99Gasp012 and 99Gasp154, and 14 to 19 % for samples 99Gasp183 and 99Gasp 082. White micas are generally richer in FeO than in MgO, except for sample 99Gasp183 which has similar FeO and MgO contents .

Sample number	99Gasp 012	99Gasp 183	99Gasp 154	99Gasp 154	99Gasp 154	99Gasp 154	99Gasp 82	99Gasp 82	99Gasp 82	99Gasp 82										
Analysis number	12.1	12.2	12.3	12.4	12.5	12.6	183.1	183.2	183.3	183.4	183.5	183.6	154.1	154.2	154.3	154.4	82.1	82.2	82.3	82.4
Mineral type	Muscovite	Muscovite	Muscovite	Muscovite	Muscovite															
Location of analysis	core	rim	core	core	rim	core	core	rim	core	core										
SiO2	45.43	45.17	45.28	45.27	45.50	45.57	47.89	47.30	47.70	47.81	47.61	48.60	48.19	48.62	48.32	48.20	47.05	46.13	46.56	45.54
Al2O3	31.30	31.28	31.40	31.31	31.16	31.14	33.67	32.91	33.27	33.29	32.40	33.90	29.03	29.99	29.91	29.54	33.05	34.49	34.07	34.95
TiO2	1.34	1.69	1.48	1.57	1.55	1.70	0.44	0.38	0.44	0.45	0.42	0.49	0.22	0.12	0.16	0.21	0.18	0.19	0.30	0.20
Cr2O3	0.00	0.03	0.05	0.03	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.07	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.05	0.00	0.02
FeO	4.66	4.72	4.69	4.51	4.43	4.46	1.87	2.25	1.78	1.79	1.92	1.52	4.48	4.54	4.66	4.70	3.25	3.02	3.08	3.18
MnO	0.03	0.08	0.05	0.06	0.08	0.07	0.00	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03
MgO	1.43	1.38	1.29	1.38	1.49	1.39	1.74	1.72	1.70	1.74	1.69	1.55	2.34	2.38	2.32	2.35	1.38	0.80	0.92	0.61
CaO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Na2O	0.45	0.42	0.38	0.38	0.42	0.37	1.20	1.00	1.19	1.12	1.06	1.33	0.22	0.25	0.22	0.22	1.25	1.41	1.28	1.10
K2O	10.36	10.32	10.46	10.34	10.35	10.33	9.24	9.35	9.00	9.29	9.27	8.98	10.54	10.47	10.62	10.59	9.27	9.08	9.03	9.32
BaO	0.37	0.37	0.35	0.41	0.38	0.39	0.25	0.21	0.36	0.26	0.33	0.28	0.24	0.28	0.26	0.24	0.15	0.14	0.12	0.13
H2O	4.40	4.40	4.40	4.40	4.41	4.41	4.56	4.50	4.52	4.54	4.48	4.50	4.43	4.50	4.48	4.46	4.49	4.49	4.49	4.48
Total	99.76	99.85	99.79	99.65	99.84	99.85	100.84	99.71	99.97	100.31	99.30	99.42	99.75	101.22	100.99	100.55	100.11	99.83	99.88	99.89
Si	6.190	6.157	6.169	6.174	6.192	6.198	6.298	6.309	6.323	6.322	6.369	6.236	6.530	6.487	6.472	6.487	6.282	6.167	6.214	6.131
Al	1.810	1.843	1.831	1.826	1.808	1.802	1.702	1.691	1.677	1.678	1.631	1.764	1.470	1.513	1.528	1.513	1.718	1.833	1.786	1.869
8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	3.217	3.179	3.214	3.206	3.190	3.190	3.516	3.482	3.521	3.509	3.477	3.560	3.166	3.203	3.193	3.172	3.482	3.600	3.574	3.640
Ti	0.137	0.173	0.152	0.161	0.159	0.174	0.043	0.038	0.044	0.045	0.042	0.049	0.023	0.012	0.016	0.021	0.018	0.019	0.030	0.020
Cr	0.000	0.003	0.006	0.003	0.008	0.000	0.000	0.005	0.000	0.003	0.003	0.007	0.000	0.003	0.001	0.002	0.000	0.005	0.000	0.002
Fe	0.531	0.538	0.534	0.514	0.504	0.507	0.206	0.251	0.197	0.197	0.214	0.169	0.508	0.506	0.522	0.528	0.363	0.338	0.344	0.356
Mn	0.004	0.010	0.005	0.007	0.009	0.008	0.000	0.004	0.001	0.000	0.002	0.000	0.003	0.001	0.001	0.002	0.004	0.003	0.001	0.004
Mg	0.291	0.279	0.262	0.281	0.302	0.281	0.341	0.342	0.336	0.342	0.337	0.308	0.472	0.474	0.484	0.472	0.275	0.160	0.184	0.122
4.180	4.182	4.173	4.172	4.172	4.160	4.106	4.122	4.099	4.096	4.075	4.093	4.172	4.199	4.197	4.197	4.142	4.125	4.133	4.144	
Ca	0.000	0.003	0.002	0.000	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.011	0.001	0.004	0.004	0.003	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002
Ba	0.020	0.020	0.018	0.022	0.020	0.021	0.013	0.011	0.019	0.014	0.017	0.015	0.013	0.015	0.014	0.013	0.008	0.007	0.006	0.007
Na	0.118	0.110	0.099	0.101	0.110	0.097	0.305	0.258	0.305	0.288	0.276	0.342	0.058	0.086	0.058	0.058	0.324	0.367	0.330	0.285
K	1.801	1.794	1.818	1.798	1.796	1.793	1.550	1.592	1.522	1.566	1.581	1.526	1.821	1.782	1.814	1.819	1.580	1.549	1.538	1.591
1.939	1.927	1.937	1.921	1.926	1.914	1.868	1.862	1.846	1.869	1.885	1.884	1.896	1.867	1.889	1.891	1.913	1.924	1.877	1.885	

Notes: Oxide results in percent, Formula basis, 23 oxygens for amphiboles, and 22 oxygens for muscovite. See text for discussion.

The microprobe analyses were performed at the Laval University in Québec using a CAMECA SX-100 electron microprobe which has five wavelength dispersive spectrometers. The standards used were metals, oxides and end-member minerals. The microprobe was operated at 15 kV with a beam current of 20 nA and 20 seconds count time on peak.

**Table 5.2:** Representative microprobe chemical analyses of muscovites.

## 5.1.6 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and results

### 5.1.6.1 Analytical procedures

Single grains of muscovite and amphibole used for the experiments were handpicked under a binocular microscope from 0.25-0.5 mm fractions of crushed rock samples. The samples were wrapped in Al foil to form small packets (11 × 11 mm) that were stacked up to form a pile within which packets of fluence monitors were inserted every 8-10 samples. The pile was irradiated for 150 hr at the McMaster reactor (Hamilton, Canada) with total fluence of  $9 \times 10^{18}$  n.cm<sup>-2</sup>. The irradiation standard was amphibole Hb3gr ( $1071.7 \pm 5.4$  Ma; Tunner et al. 1971; Roddick 1983). The sample arrangement allows us to monitor the fluence gradient with a precision as low as  $\pm 0.2$  %.

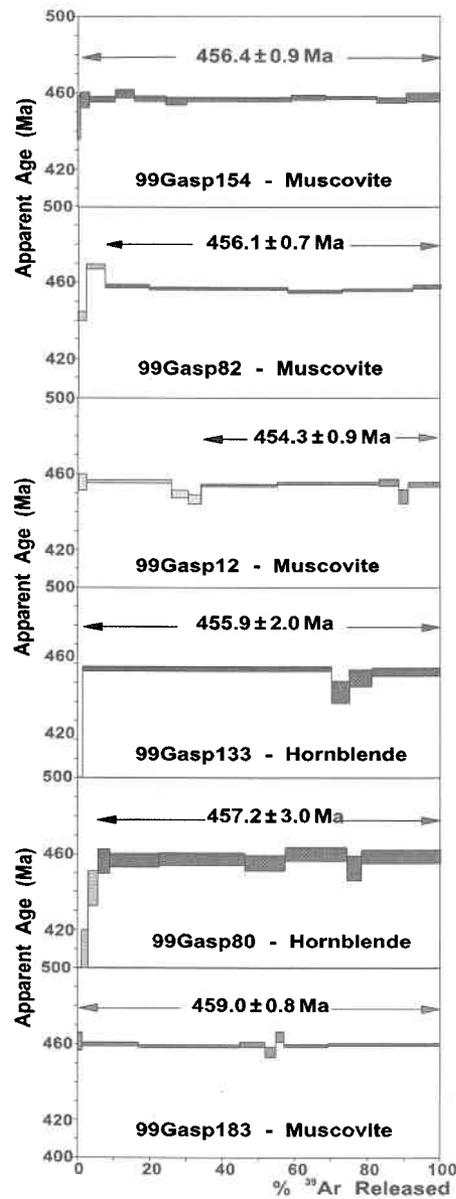
The step-heating experiment on single grains was described by Ruffet et al. (1995). Blanks are performed routinely each first or third step, and subtracted from subsequent sample gas fractions. Typical blank values were in the range  $2.1 \times 10^{-13}$  <M/e 40 <  $5.82 \times 10^{-13}$ ,  $3.9 \times 10^{-15}$  <M/e 39 <  $4.2 \times 10^{-14}$ ,  $6.6 \times 10^{-15}$  <M/e 38 <  $2.34 \times 10^{-14}$ ,  $1.04 \times 10^{-13}$  <M/e 37 <  $1.4 \times 10^{-13}$ ,  $1.74 \times 10^{-14}$  <M/e 36 <  $2.97 \times 10^{-14}$  cm<sup>3</sup> STP. A plateau age is obtained when apparent ages of at least three consecutive steps, comprising a minimum of 70 % of the  $^{39}\text{Ar}$  released, agree with  $2\sigma$  error with the intergrated age of the plateau segment (Castonguay et al., 2001).

We have sampled through out both the Mont Logan nappe and the Amphibolite du Diable metamorphic sole for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. The following section presents laser step-heating  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results on single grains of muscovite and amphibole (Fig. 5.6). Complete  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  step-heating data and location coordinates of sampling sites are available upon request. Figure 2 shows the sample locations.

### 5.1.6.2 Amphibolite du Diable

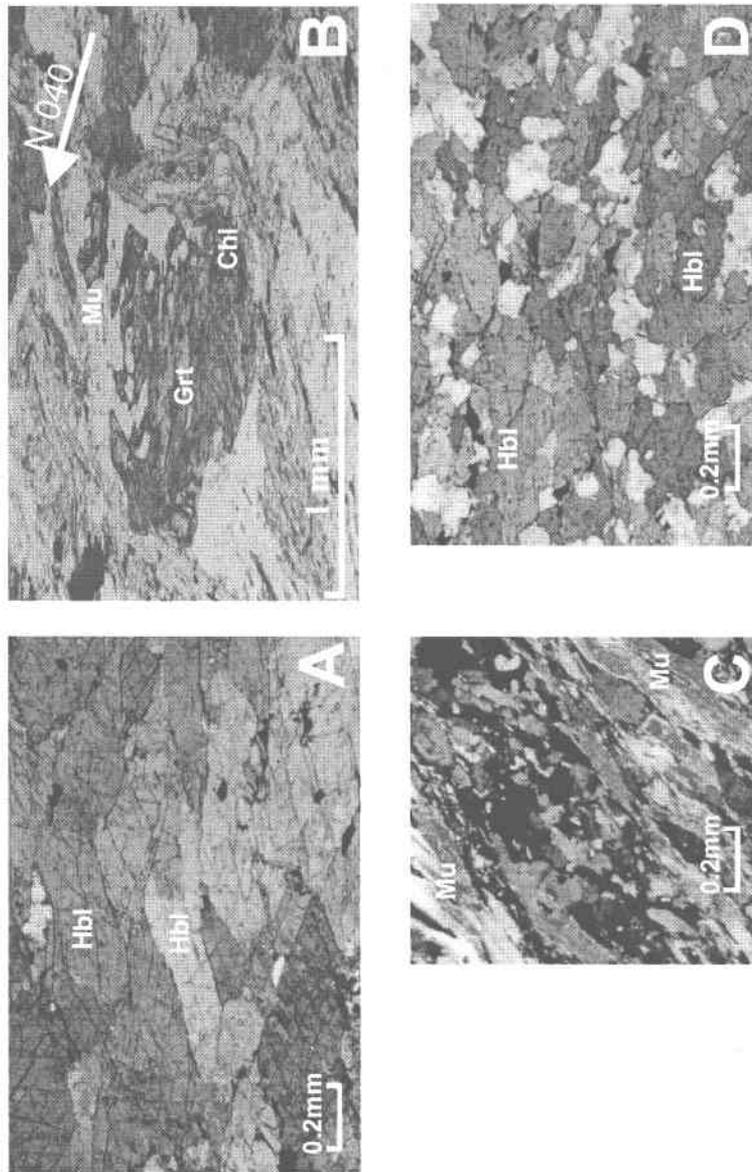
Sample 99Gasp80 was collected in the Amphibolite du Diable, in slice 2 as defined by Gagnon and Jamieson (1986), at the same locality as the sample dated by Lux (1986). It is characterized by idiomorphic, unzoned 1.5-0.5 mm hornblende crystals, parallel to the foliation (Fig. 5.7A). This amphibole analysis yields a plateau age at  $457.2 \pm 3.0$  Ma (94.57 %  $^{39}\text{Ar}$  released) (Fig. 5.6) concordant with previous result of Lux

(1986) ( $456 \pm 3$  Ma). Sample 99Gasp183 taken from slice 3 (Gagnon and Jamieson 1986), contains chloritized garnets, which suggest retrogression (Fig. 5.7B). Rotated garnets can be observed in the metamorphic foliation defined by chlorite and muscovite. The synchronous crystallization of muscovite with the chloritization of garnet suggests that muscovite is a component of the retrograde paragenesis. Muscovite from sample 99Gasp183 yields a plateau age at  $459.0 \pm 0.8$  Ma (99.97 %  $^{39}\text{Ar}$  released; Fig. 5.6).



**Fig. 5.6:**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau age spectra ( $2\sigma$  relative uncertainties). See text for discussion.

(plateau ages are calculated using the segment of dark grey steps)



**Fig. 5.7:** A. Microphotograph of the sample 99Gasp80, amphibolite composed of idiomorphic and unzoned 1.5-0.5 mm hornblende crystals, parallel to the foliation, epidote and opaques. B. Microphotograph of the sample 99Gasp183, meta-arkose composed of muscovite, chlorite, biotite, epidote, garnet, quartz and opaques. It shows chloritization of the garnet and the syn-retromorphic muscovite and chlorite and shows a movement top to the north-west. C. Microphotograph of the sample 99Gasp12, meta-arkose composed of muscovite, quartz, epidote. Muscovite crystals are parallel to the foliation. D. Microphotograph of the sample 99Gasp133, amphibolite composed of hornblende, epidote, quartz plagioclase and opaque. Hornblende crystals are hypidiomorphic, unzoned and define the foliation.

### 5.1.6.3 Mont Logan nappe

In the Mont Logan nappe, samples were chosen in order to characterize the regional prograde metamorphism associated with the SD1 deformational event. Three muscovites and one amphibole from different localities yield  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau ages that range from ca 454 Ma to ca 457 Ma (Fig. 5.6).

Muscovites, parallel to the S1 schistosity (Fig. 5.7C), were taken from greenschist-facies micaschists interlayered within mafic metavolcanic rocks. Muscovites 99Gasp154, 99Gasp82 and 99Gasp12 are located in the vicinity of the Lac Cascapédia fault, in the middle part of the Mont Logan nappe, and structurally below amphibolite facies rocks of the zone 4 as defined by Camiré (1995) (Fig. 5.2). Muscovites 99Gasp154 and 99Gasp82 yield plateau ages at  $456.4 \pm 0.9$  Ma and  $456.1 \pm 0.7$  Ma (Fig. 5.6). Muscovite 99Gasp12 yields a less well defined, but nevertheless consistent plateau age at  $454.3 \pm 0.9$  Ma (66 % of  $^{39}\text{Ar}$  released). Sample 99Gasp133, with hypidiomorphic, unzoned hornblende crystals (Fig. 5.7D), characterizes the amphibolite-grade zone 4 of the Mont Logan nappe as defined by Camiré (1995). As for muscovites, hornblende is parallel to and underlines the S1 schistosity, and also defines the mineral lineation L1. Amphibole 99Gasp133 yields a plateau age at  $455.9 \pm 2.0$  Ma (98.78 %  $^{39}\text{Ar}$  released) (Fig. 5.6), consistent with ages displayed by muscovite samples.

## 5.1.7 Discussion

### 5.1.7.1 Interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data

In slices 1 and 2 of the Amphibolite du Diable, hornblende forms symplectic intergrowths with epidote and (rarely) plagioclase after garnet (Fig. 5.3C) or pyroxene (in slice 1) and replaces some clinopyroxene porphyroclasts (in slices 1 and 2) and matrix grains O'Beirne-Ryan et al., 1990). These paragenesis and metamorphic textures suggest that hornblende crystallized during a retrograde metamorphic path. In the metasedimentary rocks (in slice 3) of the metamorphic sole, the replacement of garnet by chlorite and muscovite (Fig. 5.7B) is also characteristic of a retrograde metamorphic path. Hornblende and muscovite ages from the metamorphic sole, in the range of 459-457 Ma,

are therefore interpreted as cooling ages following peak metamorphism. This cooling event can be attributed to the uplift of the peridotite and of its metamorphic sole during their progressive emplacement onto the Laurentian margin. Since there is an overlap between muscovite and hornblende ages, the syn-convergence exhumation of the peridotite and its metamorphic sole should have operated rather quickly, at least for the range of temperatures of Ar retention attributed to hornblende ( $500^{\circ}\text{C} \pm 50$ ; McDougall et Harrison, 1988) and muscovite ( $350^{\circ}\text{C} \pm 50$ ; McDougall et Harrison, 1988). The re-equilibration of the retrograde assemblages was probably facilitated by dynamic shearing associated with the emplacement of the metamorphic sole (Gagnon and Jamieson 1986).

Within the Mont Logan nappe, analysed minerals are part of the paragenesis which characterizes the regional metamorphism (Camiré 1995), and thus the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results allow to date the age of the regional metamorphism (457 to 454 Ma).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the Mont Logan nappe show that regional metamorphism is latest Middle-Late Ordovician and nearly contemporaneous with the age of the retrograde path in the metamorphic sole. These results suggest that this event in the Amphibolite du Diable, the metamorphic sole of the ophiolitic nappe, and the regional metamorphism in the Laurentian margin are coeval, and possibly be due to the same tectonic event; the emplacement of the Mont Albert complex (the ophiolitic nappe and its metamorphic sole) onto the Laurentian margin.

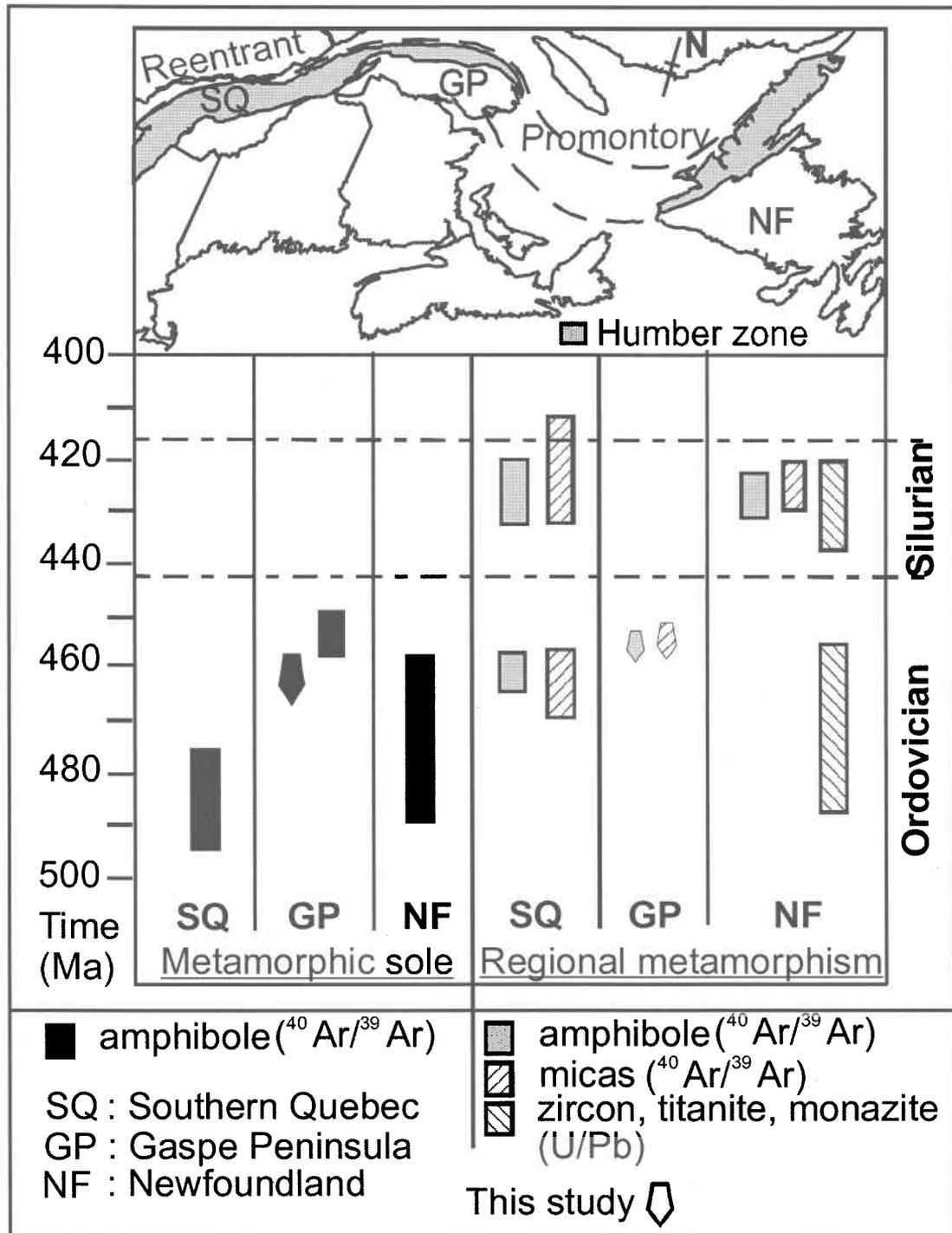
#### **5.1.7.2 Regional tectonic implications of timing of the Taconian orogeny in the Humber zone**

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the internal zone of Gaspé Peninsula, at ca 459-454 Ma, are characteristic of the Ordovician metamorphism attributed to the Taconian orogeny along the Laurentian margin in the northern Appalachians. In the Amphibolite du Diable,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages are interpreted as the timing of metamorphic retrograde path due to the overthrusting of the ophiolitic nappe and its accreted metamorphic sole over the Mont Logan nappe (Shickshock Group). The progressive metamorphism during the crustal thickening associated with overthrusting induced a syn-metamorphic tectonic inversion of the sequence within the Mont Logan nappe. The predominance of middle Ordovician  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages indicate that, in the Gaspé Peninsula, the Taconian orogeny corresponds to

a major tectono-metamorphic event characterized by a significant crustal thickening of the Laurentian margin. This contrasts with Taconian orogeny in Newfoundland where it is generally interpreted as a thin-skinned deformation without significant thermal effects (Cawood et al. 1994, 1995; Waldron et al. 1998). However, Waldron and van Staal (2001) have indicated Early to Middle Ordovician metamorphism associated with the Taconian orogeny in Newfoundland. Data from Gaspé Peninsula are in agreement with interpretation proposed for southern Quebec where Taconian orogeny is viewed as the main compressional event with extensively-developed regional metamorphism (Tremblay and Castonguay 2002).

Metamorphic ages documented along the Canadian Humber zone and adjacent ophiolites (southern Quebec, the Gaspé Peninsula and Newfoundland) are compiled in figure 5.8. The youngest ages obtained on ophiolitic metamorphic soles (460-456 Ma) are found in the Gaspé Peninsula, which also corresponds to the inner part of the Quebec reentrant. The oldest ones ( $495 \pm 7$  Ma to  $477 \pm 5$  Ma; Clague et al. 1981; Whitehead et al., 1996) occur in southern Quebec whereas “intermediate” ages ( $486 \pm 10$  Ma to  $458 \pm 10$  Ma; Dallmeyer and Williams 1975; Dallmeyer 1977) are found in Newfoundland. In southern Quebec and Newfoundland, these ages correspond, according to Dallmeyer and Williams (1975), Dallmeyer (1977), Clague et al. (1981) and Whitehead et al. (1996), to the obduction of the ophiolite onto the oceanic crust, prior to its thrusting onto the Laurentian margin. However, we suggest that ages measured within the Amphibolite du Diable do not characterize its intraoceanic formation (PD2) but reflect the age of the retrograde event due to the syn-convergence uplift of the composite peridotite and metamorphic sole during their emplacement onto the Laurentian margin. This precludes a direct comparison with ages obtained in southern Quebec and Newfoundland.

Regional metamorphism of the internal Humber zone of the northern Appalachians may be separated into two phases: middle Ordovician (488-454 Ma) and Silurian-Early Devonian (439-411 Ma) (Cawood et al. 1994, 1995; Waldron et al., 1998; Castonguay et al., 2001; Waldron and van Staal, 2001). In the Gaspé Peninsula, the age of the regional Taconian metamorphism (457 to 454 Ma) appears to be slightly younger than in southern Quebec (465 to 460 Ma; Whitehead et al., 1996; Castonguay et al., 2000) (Fig. 5.8). The age difference between these two segments (Gaspé and southern Québec)



**Fig. 5.8:** Comparison of geochronological data for metamorphism along the Canadian Humber zone. See text for discussion.

of correlative metamorphic terranes suggests that accretion and crustal thickening of the Laurentian margin was diachronous along the Appalachian orogen, most probably due to the promontories-and-reentrants geometry of the Laurentian margin (Thomas 1977). In Newfoundland, peak of regional deformation and metamorphism of Shickshock Group (Gaspé Peninsula) correlative terranes were Early Silurian (Cawood et al. 1994, 1995; Waldron and van Staal, 2001). However, eclogite facies metamorphism, locally occurring in the Fleur de Lys block, and amphibolite dykes, locally occurring in the Dashwoods subzone, have been attributed to the Taconian metamorphism in Late Ordovician time (Waldron et al., 1998; Waldron and van Staal, 2001). The absolute age of formation of these metamorphic rocks is not tightly constrained by isotopic dating (Waldron et al., 1998). The age of Taconian metamorphism, in Newfoundland, is less precisely constrained: there are only a few U/Pb and Sm/Nd ages (490 to 456 Ma) on granites or dykes crosscutting tectonic fabrics and mélanges west of the BBL (Cawood et al. 1995; Waldron et al. 1998; Waldron and van Staal, 2001). The timing of Taconian thrusting in Newfoundland is also constrained by some stratigraphic evidence in the foreland basin, like orogen-derived clastic deposition of Arenig age (Waldron et al. 1998). It is similar in Gaspé Peninsula where the initiation of the foreland basin is marked by the Cloridorme Formation deposition during Caradocian time (Malo et al., 2001) which correspond to the emplacement of the Mont Albert and Mont Logan nappes on the Laurentian margin.

In southern Quebec, most parts of the internal Humber zone have yielded Silurian to Early Devonian  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. In southern Quebec, Castonguay et al. (2001) have argued that the principal metamorphic event in the margin was related to Middle Ordovician thickening during the Taconian orogeny, and that most parts of these metamorphic rocks were overprinted, retrograded and exhumed in Silurian-Early Devonian time during backtrusting and tectonic exhumation of the Taconian wedge. There is no geochronological evidence for Silurian-Early Devonian metamorphism in the Gaspé Peninsula and ages of SD2 and SD3 deformation phases of the Mont Logan nappe are not clearly constrained. Camiré (1995) suggested that F3 folding is related to the Acadian orogeny, making SD2 a late to post-Taconian, and pre-Acadian event. The absence of a Silurian metamorphic signature in the northern Gaspé Peninsula can be attributed either to (1) a structural level of rocks in this area higher than structural levels

affected by Silurian metamorphism and deformation in southern Quebec and Newfoundland or, (2) a major strike-slip deformation in Silurian time along the Shickshock Sud fault without significant thickening or exhumation of the adjacent Humber zone as it happened in Devonian time during the Acadian orogeny.

### 5.1.8 Conclusion

This study presents Ordovician metamorphic ages, in the range  $456.4 \pm 0.9$  Ma to  $454.3 \pm 0.9$  Ma, for the internal Humber zone of the Gaspé Peninsula. Whatever the sample location (near external zone or close to the Shickshock Sud fault) or analyzed mineral (muscovite or hornblende), all ages fall within this restricted bracket. For the metamorphic sole of the ophiolitic complex only a metamorphic retrograde path is dated ( $459.0 \pm 0.8$  Ma to  $457.2 \pm 3.0$  Ma). The results suggest that metamorphism in both units can be attributed to the NW-directed emplacement of the Mont Albert Complex and its metamorphic sole over Mont Logan nappe (Shickshock Group) during the Taconian orogeny.

The age of the Taconian orogeny is younger in the Humber Zone of the Gaspé Peninsula than in other parts of the Canadian Appalachians. This is attributed to the location of the Gaspé Peninsula in an "innermost" part of Quebec reentrant as shown by Malo et al. (1995) and Tremblay et al. (2000) for the Acadian orogeny. The irregular shape of the Laurentian margin and of collisional zones played an important role in the timing of deformation and orogenic processes along the orogen, resulting in a diachronous obduction of ophiolite fragments and different tectonic styles of deformation in underlying rocks of the continental margin.

The age of SD2 deformation in the Gaspé Peninsula remains undefined. It may correspond to the Salinian phase recognized in other parts of the Canadian Appalachians.

### Acknowledgements

This work is supported by research Natural Sciences and Engineering Research Council grants to M. Malo and A. Tremblay. A. Pincivy thanks the region Alpes-Provence-Cote

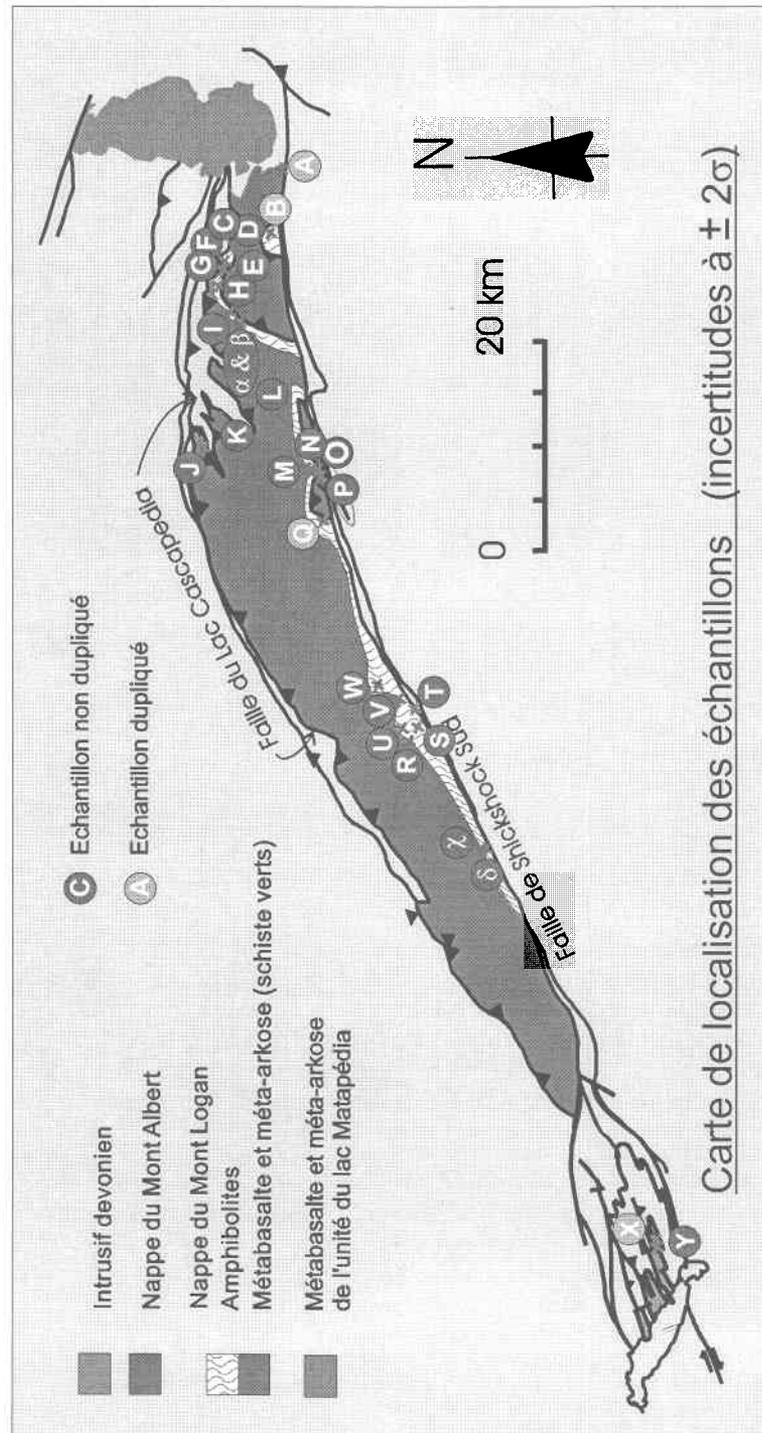
d'Azur and National Geoscience Mapping Program for financial support, Mona Baker and Simon Langlois for their field assistance. We would like to acknowledge François Boulanger, director of the Parc de la Gaspésie, for permitting access in the Gaspésie Conservation Park. We acknowledge Walter E. Jr. Trzcienski for the critical reading of an earlier version. The paper was substantially improved as a result of reviews by Rebecca Jamieson and Glen Stockmal.

## **5.2 Présentation des données géochronologiques de la région d'étude et de l'écaïlle de la Rédemption. Mise en évidence de la perturbation des amphiboles.**

Les âges mesurés dans la région d'étude vont être présentés, de l'est vers l'ouest, en 6 groupes chacun caractéristique d'une région géographique et géologique (Fig. 5.9; les lettres de A à Y transcrivent les âges obtenus en 1999 et de  $\alpha$  à  $\delta$ , ceux obtenus en 2000):

- le premier groupe (B, C, D, E, F, G, H, I,  $\alpha$ ,  $\beta$ ) est constitué de roches de la zone de l'Amphibolite du Diable,
- le second groupe (J, K, L) est constitué de roches du Groupe de Shickshock au faciès schiste vert dans la nappe du Mont Logan,
- le troisième groupe (M, N, O, P, Q) est constitué de roches des semelles amphibolitiques des Monts Sud et Paul,
- le quatrième groupe (R, S, T, U, V, W,  $\chi$ ,  $\delta$ ) est constitué de roches du Groupe de Shickshock principalement dans le faciès amphibolitique de la nappe du Mont Logan,
- le cinquième groupe (X, Y) est constitué de roches de l'unité du lac Matapédia dans la boutonnière de La Rédemption.
- le sixième groupe (A) est constitué de roches du Groupe de Shickshock dans une zone bordière de la faille de Shickshock Sud,

L'interprétation plus détaillée des spectres perturbés se fera dans le sous chapitre suivant.



**Fig. 5.9:** Localisation et présentation de l'ensemble des spectres d'âges obtenus sur la région d'étude. Pour les analyses sur amphibole, les graphiques présentant le rapport  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  en fonction du pourcentage de dégazage d' $^{39}\text{Ar}$  ont été ajoutés aux spectres d'âges des amphiboles.

(des cartes de localisation plus précises sont présentées dans l'annexe C)

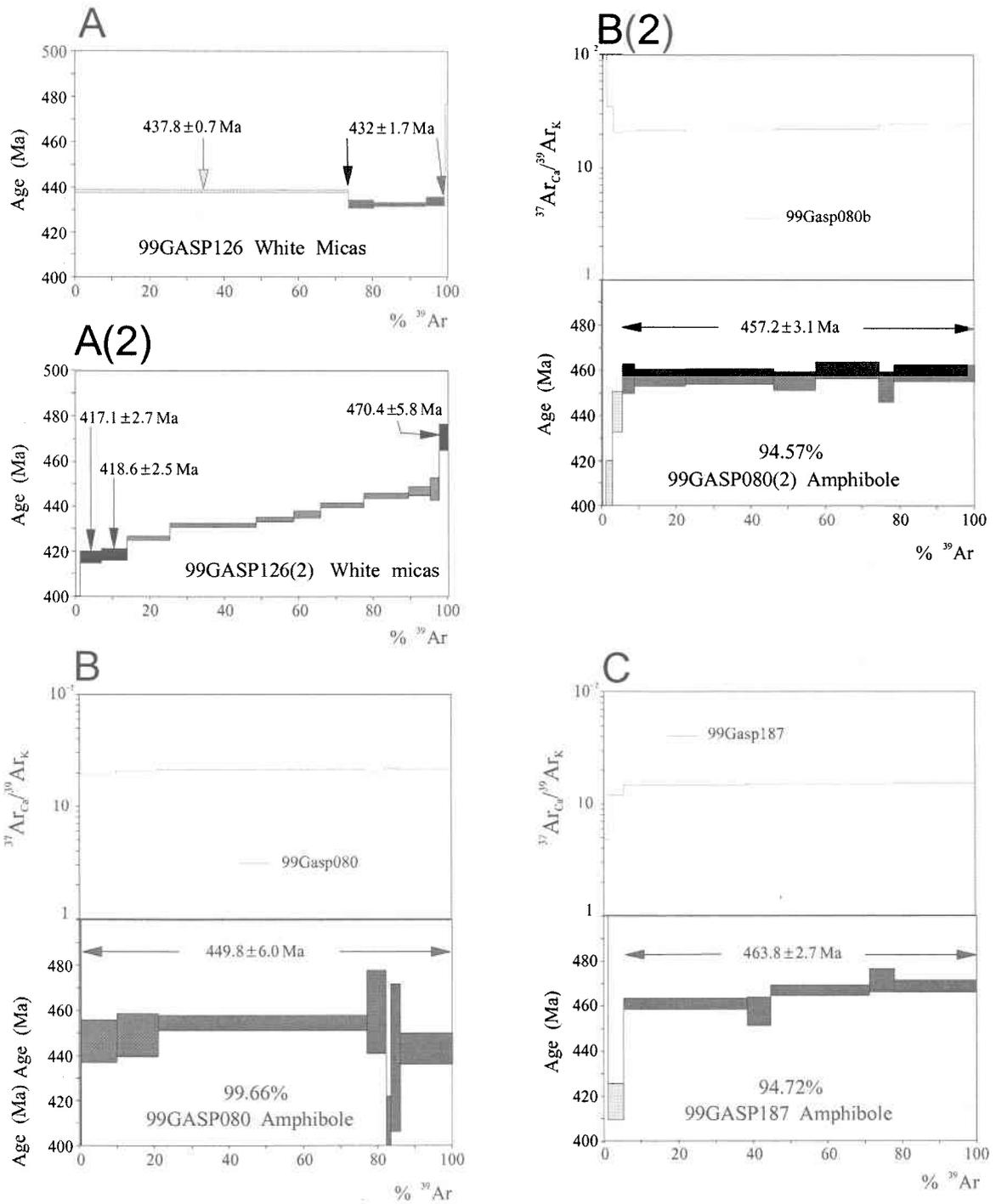


Fig. 5.9 suite

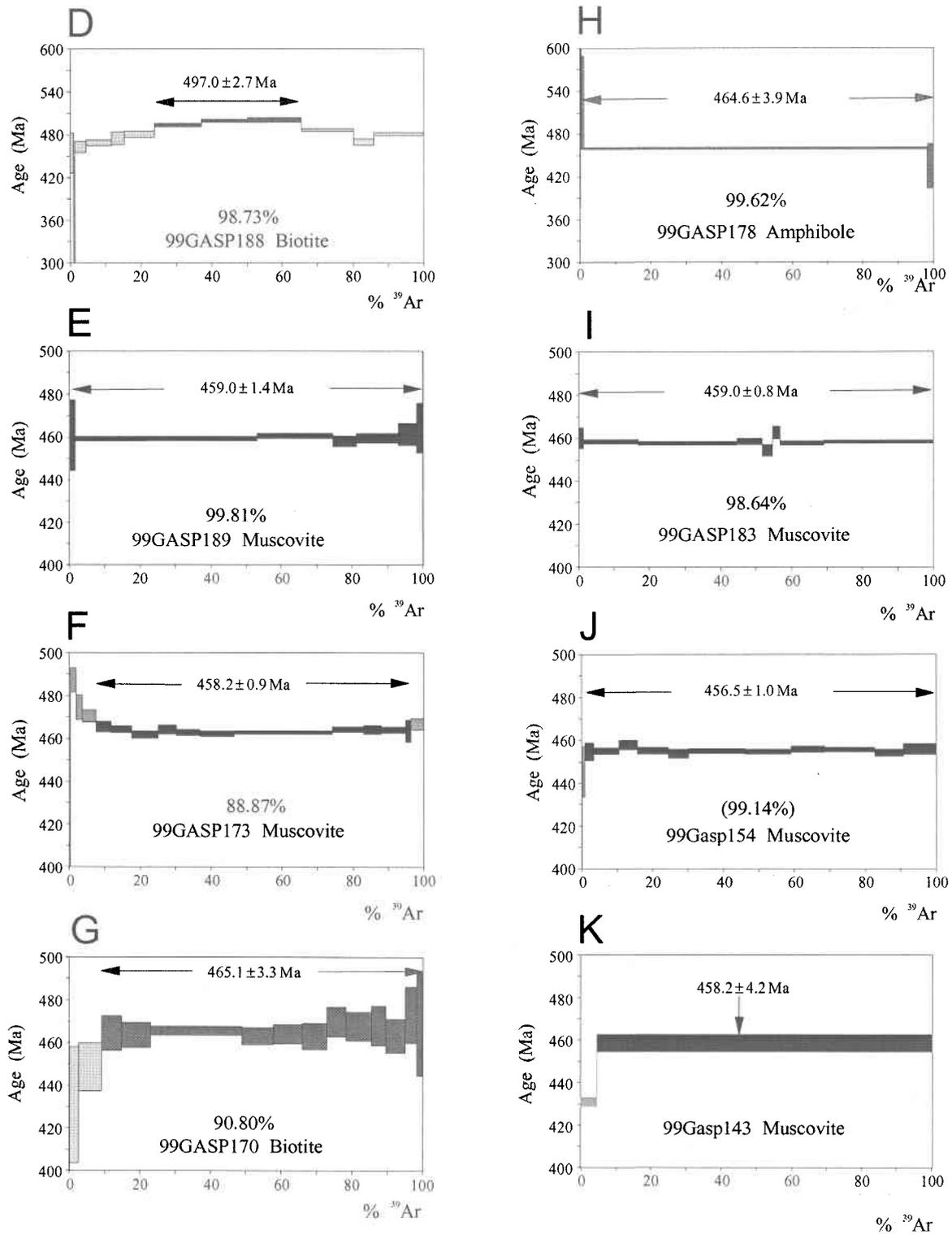


Fig. 5.9 suite

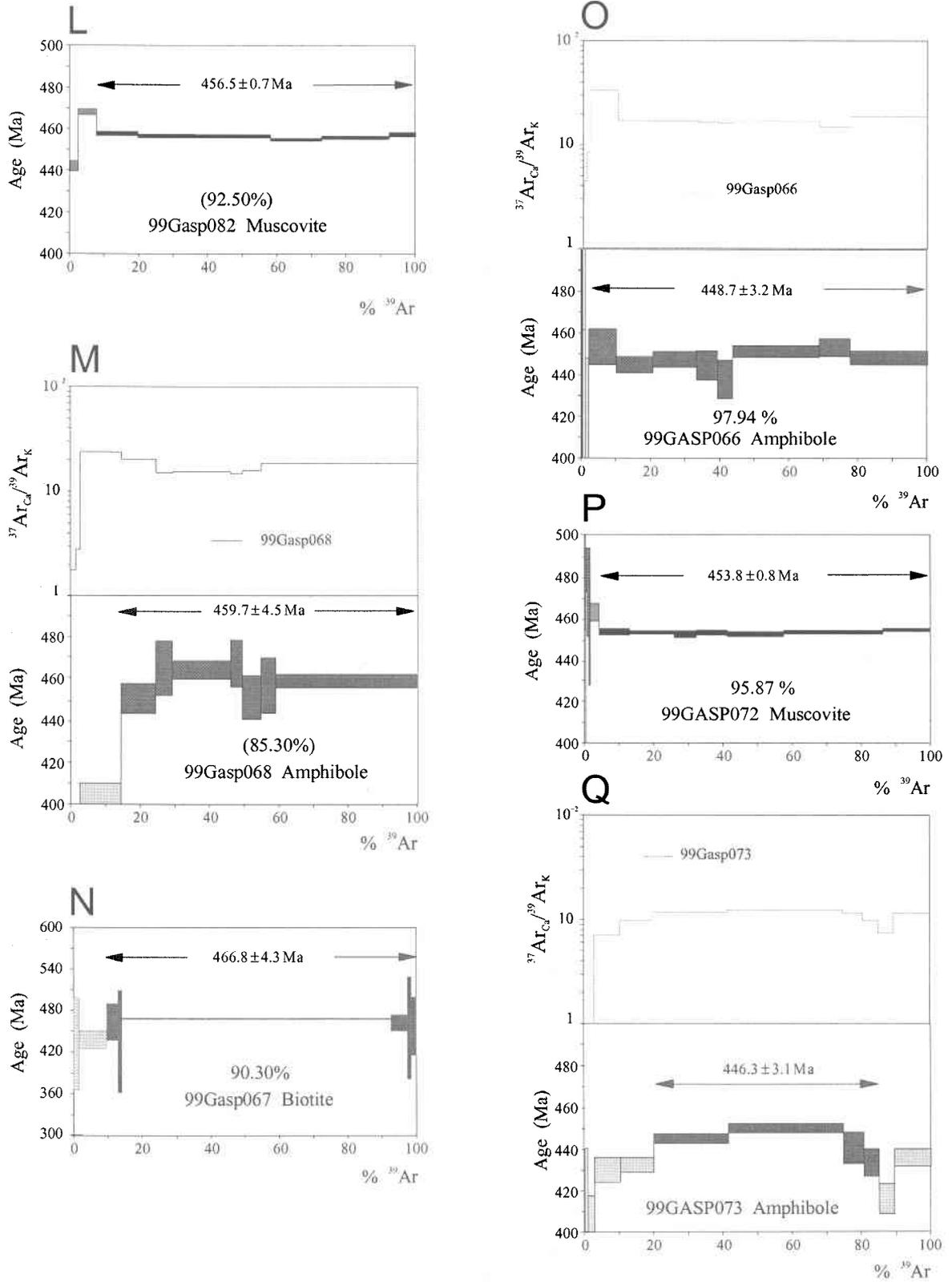
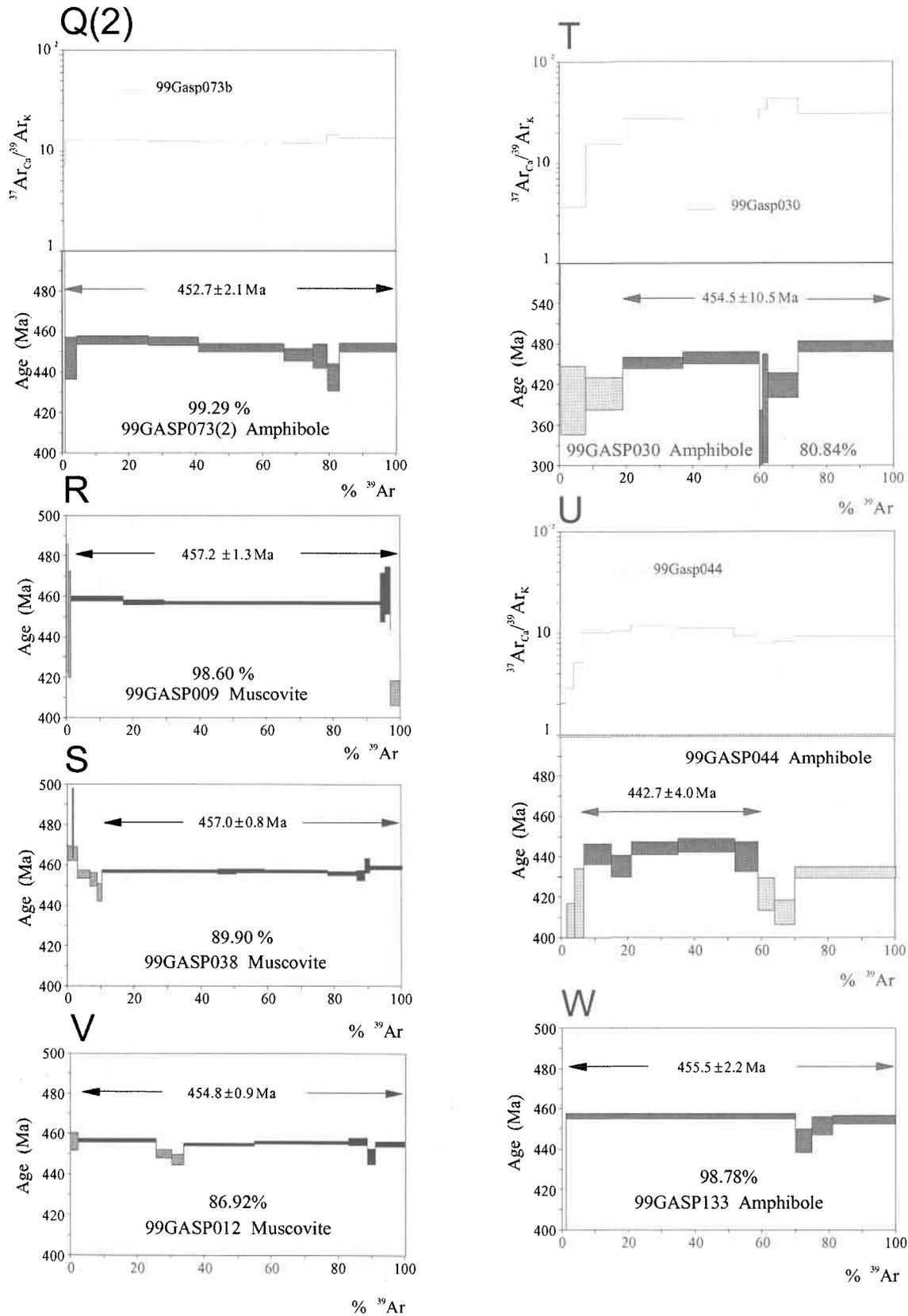


Fig. 5.9 suite



**Fig. 5.9 suite**

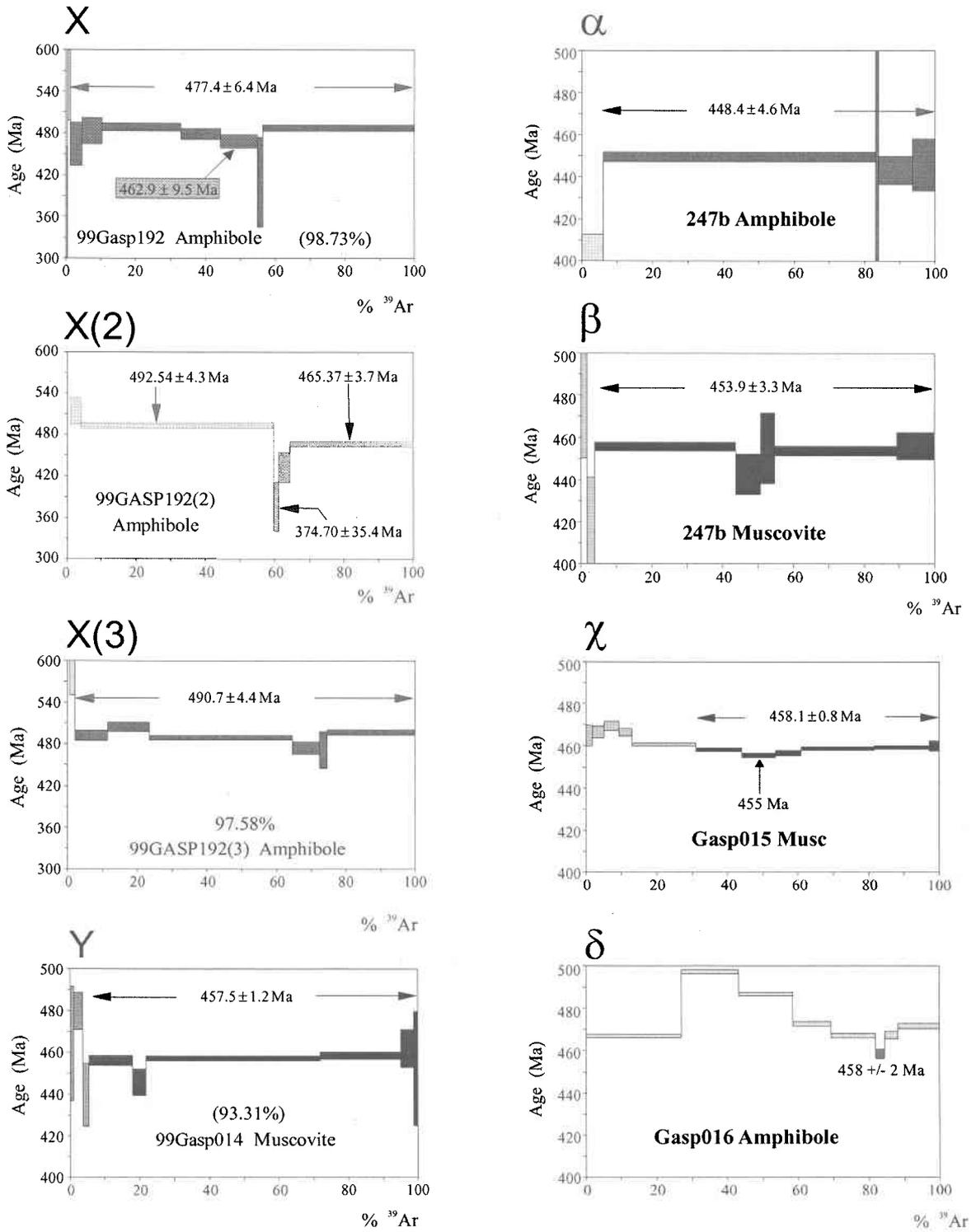


Fig. 5.9 suite

### 5.2.1 Groupe 1

Le groupe 1 est représenté par neuf échantillons (99Gasp080 B, 99Gasp187 C, 99Gasp188 D, 99Gasp189 E, 99Gasp173 F, 99Gasp170 G, 99Gasp178 H, 99Gasp183 I, 00Gasp247b  $\alpha$  &  $\beta$  ; Fig. 5.9) provenant de la semelle amphibolitique du Mont Albert (Amphibolite du Diable). Quatre échantillons ont été choisis pour dater des amphiboles (B, C, H,  $\alpha$  ; Fig. 5.9) , quatre autres pour dater des muscovites (E, F, I ;  $\beta$  ; Fig. 5.9) et les deux derniers pour dater des biotites (D, G ; Fig. 5.9).

#### *Description des échantillons*

L'échantillon 99Gasp080 B et B(2) est une amphibolite composée de gros cristaux de hornblende idiomorphes et non zonés (1,5-0,5 mm), d'un peu de plagioclases, de quartz et d'opakes. L'échantillon 99Gasp187 C est une amphibolite composée de cristaux de hornblende épidiomorphes et non zonés, de plagioclases, de quartz et d'un peu d'épidote, de sphène et d'opaque. L'échantillon 99Gasp178 H est une amphibolite à grains moyen composée de hornblende, d'épidote, de feldspath, et d'un peu de quartz, de sphène et de clinopyroxène. L'échantillon 00Gasp247b  $\alpha$  est une amphibolite à grain moyen composée de hornblende, d'épidote, de feldspath, de quartz et de chlorite. Dans les quatre roches les cristaux de hornblende soulignent la foliation S1. Les échantillon ont été collectés soit dans la seconde écaille de Gagnon et Jamieson (1986) (99Gasp080 B et B(2), 99Gasp187 C, 99Gasp178 H), soit dans la troisième écaille (00Gasp247b  $\alpha$ ) (Fig. 5.9). L'échantillon 99Gasp080 provient du même site que l'échantillon de hornblende daté par Lux en 1986.

Les échantillons à muscovite ont été collectés soit dans l'écaille 2 de Gagnon et Jamieson (1986) (99Gasp189 E) soit dans l'écaille 3 (99Gasp173 F, 99Gasp183 I, 00Gasp247b  $\beta$ ) (Fig. 5.9). Les quatre échantillons proviennent de micaschistes à muscovite contenant +/- de la biotite, de l'épidote, du plagioclase, +/- du feldspath potassique, du quartz et des opakes. L'échantillon 99Gasp173 F présente une texture gneissique. Dans tous les échantillons, les muscovites marquent la foliation S1.

Les échantillons à biotite (99Gasp188 D et 99Gasp170 G; Fig. 5.9) ont été collectés dans l'écaille 2 de Gagnon et Jamieson (1986). Ils proviennent de micaschistes contenant de la biotite, de la muscovite, de l'épidote, du plagioclase, du quartz et également pour l'échantillon 99Gasp170 G beaucoup de grenat.

*Interprétation/discussion des spectres d'âge*

Deux analyses isotopiques ont été faites sur l'échantillon 99Gasp080 B et B(2), avec des âges plateaux respectifs à  $450 \pm 6$  Ma et  $457 \pm 3$  Ma. L'âge plateau du spectre 99Gasp080 B(2) est concordant avec l'âge trouvé par Lux (1986) à  $456 \pm 3$  Ma (Fig. 5.9). Le spectre d'âge 99Gasp187 C fournit un âge plateau légèrement plus vieux à  $463,8 \pm 2,7$  Ma mais présente un accroissement régulier des âges apparents vers les étapes de hautes températures (Fig. 5.9; de ca. 457 Ma jusqu'à ca. 465 Ma). La déformation D1 dans l'Amphibolite du Diable étant associée à un métamorphisme rétrograde (Gagnon et Jamieson, 1986; Chap. 4.1 et 5), des cœurs amphibolitiques hérités de l'événement métamorphique précédent pourraient être préservés dans les amphiboles analysées. Le dégazage de ces cœurs hérités, assimilé au dégazage de sites plus rétentifs, est susceptible d'expliquer cet accroissement des âges apparents aux étapes de hautes températures. Il faut noter que la première étape significative et représentative du dégazage d'une amphibole fournit un âge apparent à  $457.5 \pm 2.4$  Ma en parfait accord avec l'âge plateau de l'amphibole 99GASP080 B(2), semblant confirmer la validité de l'hypothèse proposée.

Le spectre d'âge 99Gasp178 H avec un pseudo âge plateau de  $464,6 \pm 3,9$  Ma (Fig. 5.9), équivalent à celui fournit par le spectre d'âge 99Gasp187 C, n'est pas réellement représentatif (dégazage sur une seule étape). Il pourrait être interprété de la même façon. Le spectre d'âge 00Gasp247b  $\alpha$  fournit un pseudo âge plateau donnant un âge moyen de  $448,4 \pm 4,6$  Ma, concordant avec l'âge plateau fournit par le spectre d'âge 99Gasp080 B.

Malgré l'absence d'évidence d'un événement perturbateur à l'affleurement et à l'observation en lames minces, certains échantillons suggèrent l'existence d'un événement « significatif » vers 448-450 Ma. Par ailleurs ces résultats sur les amphiboles du groupe 1 suggèrent également que l'événement rétrograde associé à la déformation D1

dans l'Amphibolite du Diable pourrait avoir un âge de 457-458 Ma et que l'événement prograde antérieur serait plus vieux que 465 Ma.

Les spectres d'âge des muscovites, 99Gasp189 E, 99Gasp173 F et 99Gasp183 I fournissent des âges plateau concordants de  $459,0 \pm 1,4$  Ma,  $458,2 \pm 0,9$  Ma,  $459,0 \pm 0,8$  Ma (Fig. 5.9). Le spectre d'âge 00Gasp247b  $\beta$  donne un âge plateau légèrement plus jeune à  $453,9 \pm 3,3$  Ma (Fig. 5.9). Puisque le métamorphisme prograde antérieur à celui associé à S1 devait avoir un grade amphibolite supérieur/granulite (Gagnon et Jamieson, 1896 ; Chap. 5.1) et donc contenir des amphiboles dans sa paragenèse mais par contre peu ou pas de micas, les muscovites analysées sont donc très probablement contemporaines du métamorphisme rétrograde ou de son refroidissement si celui-ci atteignait des températures plus hautes que 350°-450°C. Elles confirmeraient donc sans ambiguïté l'âge suggéré par les amphiboles pour ce métamorphisme rétrograde associé à la déformation D1 dans l'Amphibolite du Diable.

Le spectre 99Gasp189 D présente une forme en bosse caractéristique (Ruffet et al., 1991) montrant que le grain de biotite analysé est chloritisé et le résultat obtenu sans réelle signification géologique (Fig. 5.9). Le spectre d'âge 99Gasp170 G permet quand à lui de calculer un âge plateau à  $465,1 \pm 3,3$  Ma (Fig. 5.9). Même si cet âge est relativement concordant avec les âges des spectres 99Gasp187 C et 99Gasp178 H des amphiboles, il pourrait être non significatif. Il est en effet surprenant qu'une biotite fournisse un âge plus ancien que les muscovites. Il est par ailleurs maintenant couramment admis (e.g ; Castonguay et al., 2001) que des expérimentations sur des grains individuels de biotite puissent fournir des âges anormalement élevés du fait d'une chloritisation, seule la multiplication d'analyses de détail étant susceptible de s'assurer de la validité de tels résultats.

### 5.2.2 Groupe 2

Le groupe 2 est constitué des trois échantillons de la nappe du Mont Logan au faciès des schistes verts (99Gasp154 J, 99Gasp143 K et 99Gasp082 L; Fig. 5.9).

#### *Description des échantillons*

Les échantillons 99Gasp154 J et 99Gasp143 K proviennent de micaschistes à séricite contenant de la séricite, du quartz, du plagioclase, de la chlorite, +/- d'épidote, et des opaques. L'échantillon 99Gasp082 L correspond à une méta-arkose composée de muscovite, de quartz, de feldspath, de chlorite et d'opaques. Les micas blancs soulignent la foliation S1 laquelle est crénelée et plissée par une seconde déformation, D2, non soulignée par une paragenèse métamorphique.

#### *Interprétation/discussion des spectres d'âges*

Les spectres d'âge 99Gasp154 J et 99Gasp082 L donnent respectivement des âges plateau concordants de  $456,5 \pm 1,0$  Ma et  $456,5 \pm 0,7$  Ma (Fig. 5.9). On peut noter la légère forme en selle du spectre 99Gasp082 L indiquant une légère perturbation par la déformation D2 de cet échantillon très crénelé. Le spectre 99Gasp143 K n'est composé que d'une seule étape significative avec un âge apparent de  $458,2 \pm 4,2$  Ma (Fig. 5.9) concordant avec les âges précédents. Ces analyses suggèrent que le métamorphisme schiste vert associé à la déformation D1 dans la nappe du Mont Logan pourrait avoir un âge de 456-458 Ma.

### **5.2.3 Groupe 3**

Le groupe 3 est représenté par cinq échantillons (99Gasp068 M, 99Gasp067 N, 99Gasp066 O, 99Gasp072 P, 99Gasp073 Q et Q(2); Fig. 5.9) provenant des semelles amphibolitiques des Mont Sud et Paul. Trois échantillons ont été choisis pour dater des amphiboles (M, O, Q; Fig. 5.9), 1 autre pour dater de la muscovite (P; Fig. 5.9) et le dernier pour dater de la biotite (N; Fig. 5.9).

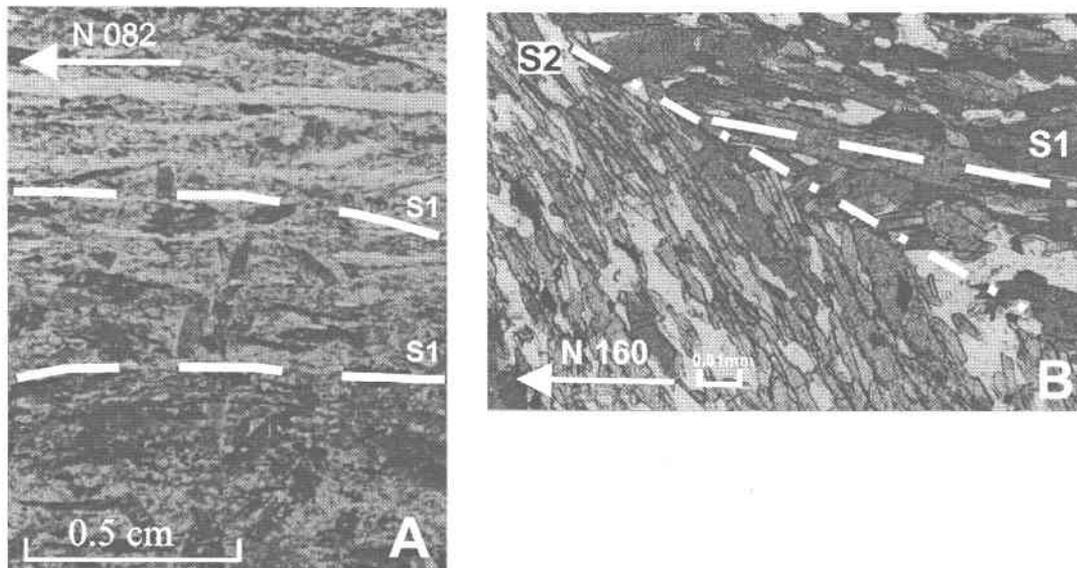
#### *Description des échantillons*

L'échantillon 99Gasp068 M provient d'une amphibolite composée de petits cristaux de hornblende en aiguille et alignés dans la foliation S1, d'un peu de plagioclases, de quartz, de feldspath potassique, d'épidote et d'opaques. L'échantillon 99Gasp066 O provient d'une amphibolite composée de petits cristaux de hornblendes en aiguille et alignés dans la foliation S1, de ruban de quartz, d'épidote et d'opaques. Il est à

noter que, dans l'échantillon 99Gasp66 O, des cristaux de hornblende, plus gros et, épidiomorphes et de forme prismatique sont distribués de façon aléatoire dans un plan et paraissent recouper la foliation antérieure (Fig. 5.10A). L'échantillon 99Gasp073 Q et Q(2) provient d'une amphibolite composée de hornblendes idiomorphes et prismatiques, alignées dans la foliation S1, un peu de quartz et de feldspath, d'épidote et d'opagues (Fig. 5.10B). Dans ce dernier échantillon, la foliation S1 est plissée et crénelée mais il n'y a pas de minéraux métamorphiques associés à cette seconde déformation (Fig. 5.10B).

L'échantillon à muscovite, 99Gasp072 = P, a été collecté dans la semelle amphibolitique du Mont Sud (Fig. 5.9). Il provient d'un micaschiste à muscovite contenant de la biotite, de l'épidote, du plagioclase, du feldspath potassique et du quartz. Les muscovites marquent la foliation S1.

L'échantillon à biotite, 99Gasp067 = N, a été collecté dans la semelle amphibolitique du Mont Sud (Fig. 5.9). Il provient d'un micaschiste à biotite contenant de la muscovite, de l'épidote, du quartz, de l'épidote et des opaques. Les micas sont portés par la foliation S1 qui est crénelée et plissée par une seconde déformation D2 qui n'est pas soulignée par des minéraux métamorphiques.



**Fig. 5.10:** A: Amphibolite (hornblende, épidote, quartz, opaque) dans laquelle des hornblendes recouper la foliation S1 elle même soulignée par des hornblende (99Gap066). B: Microphotographie d'une amphibolite crénelée composée de hornblende, d'épidote, de plagioclase, de quartz et d'opaque. Il n'y a pas de recristallisation métamorphique dans le plan de crénelation S2 (99Gasp073)

*Interprétation/discussion des spectres d'âges*

Le spectre d'âge 99Gasp068 M fournit un âge plateau de  $459,7 \pm 4,5$  Ma (Fig. 5.9). Le spectre d'âge 99Gasp066 O fournit quand à lui un bel âge plateau de  $448,7 \pm 3,2$  Ma (Fig. 5.9). Deux analyses isotopiques ont été faites sur l'échantillon 99Gasp073, Q et Q(2). La première analyse 99Gasp073 Q présente un spectre en bosse avec un pseudo-plateau pour le sommet de la bosse à  $446,3 \pm 3,1$  Ma (Fig. 5.9) concordant avec la base de la forme en selle du second spectre 99Gasp073 Q(2). Ce second spectre permet de définir un âge plateau à  $452,7 \pm 2,1$  Ma (Fig. 5.9). Les âges suggérés par les spectres d'amphiboles dans les semelles amphibolitiques des Monts Sud et Paul sont donc assez dispersés ( $459,7 \pm 4,5$  Ma à  $448,7 \pm 3,2$  Ma). Les âges les plus jeunes sont fournis par les échantillon 99Gasp073 Q et Q(2) et 99Gasp066 O. Pour les duplicats de l'échantillon 99Gasp073 Q et Q(2), la concordance entre le sommet de la bosse du spectre d'âge 99Gasp073 Q et le bas de la selle du spectre d'âge 99Gasp073 Q(2) n'est pas fortuite. Il y a probablement là l'effet d'un événement perturbateur (déformation, température, fluides...) sur le système isotopique avec éventuellement un effet lié à une recristallisation partielle ou plus probablement à une diminution de la taille des grains (West et Lux, 1993; Villa, 1998; Reddy et Potts, 1999; Kamar et al., 2001) du fait de la déformation. La forme en selle du spectre 99Gasp073 Q(2) résulte probablement d'une perturbation du système isotopique clos initialement vers 459Ma lors d'un événement perturbateur ultérieur dont l'âge serait plus proche de 446 Ma. Un tel phénomène est maintenant bien connu pour les micas blancs (Cheilletz et al, 1999 ; Castonguay et al, 2001, Alexandrov et al., 2002; l'interprétation plus détaillée des spectres perturbés se fera dans le sous chapitre suivant). Cette hypothèse semble confirmée par le bel âge plateau à  $448,7 \pm 3,2$  Ma fournit par les amphiboles de l'échantillon 99Gasp66 O qui sont observées sécantes sur la foliation, et donc probablement plus jeunes que cette dernière.

Le spectre d'âge 99Gasp072 P (muscovite) indique un âge plateau de  $453,8 \pm 0,8$  Ma qui pourrait caractériser l'événement métamorphique associé à la déformation D1 (Fig. 5.9). Le spectre d'âge 99Gasp067 N (biotite) fournit un âge plateau à  $466,8 \pm 4,3$  Ma. Pour des raisons identiques à celles exposées pour le spectre d'âge 99Gasp170 G, nous considérerons cet âge comme probablement non significatif.

#### 5.2.4 Groupe 4

Le groupe 4 est représenté par huit échantillons (99Gasp009 R, 99Gasp038 S, 99Gasp030 T, 99Gasp044 U, 99Gasp012 V, 99Gasp133 W, 00Gasp015  $\chi$ , 00Gasp016  $\delta$ ; Fig. 5.9) provenant des roches de la nappe du Mont Logan au faciès amphibolite. Quatre échantillons ont été choisis pour dater des amphiboles (T, U, W,  $\delta$ ; Fig. 5.9) et les quatre autres pour dater des muscovites (R, S, V,  $\chi$ ; Fig. 5.9).

##### *Description des échantillons*

L'échantillon 99Gasp030 T provient d'une amphibolite proche de la faille de Shickshock Sud, très fracturée et déformée, à la texture plus ou moins cataclastique. Cet échantillon est composé de cristaux de hornblendes prismatiques ou en aiguilles, alignés ou non dans la foliation S1, et d'un peu de quartz, de feldspath et d'épidote. L'échantillon 99Gasp044 U a été collecté dans une amphibolite composée majoritairement de hornblende et d'un peu de quartz et d'opaqes. Les hornblendes sont portées par la foliation S1 qui est crénelée et plissée par une seconde déformation D2 qui n'est pas soulignée par des minéraux métamorphiques. L'échantillon 99Gasp133 W provient d'une amphibolite composée de cristaux de hornblende moyens à gros à peu près idiomorphes alignés dans la foliation S1 et de plagioclases et d'un peu de chlorite. L'échantillon 00Gasp016  $\delta$  se trouve dans une amphibolite déformée qui contient deux types d'amphiboles, quelques gros cristaux d'amphiboles démembrés, fracturés, qui ont tourné ou sont enveloppés dans la foliation comme des clastes et majoritairement des petits cristaux d'amphiboles épidiomorphes qui soulignent la foliation principale S1. Du feldspath, un peu de quartz et des opaqes complètent la minéralogie de l'échantillon 00Gasp016  $\delta$ .

Les échantillons à muscovite ont été collectés dans des micaschistes à muscovite, quartz, +/- feldspath, +/- biotite, +/- épidote, +/- un peu de chlorite et opaqes. Dans tous les échantillons les muscovites marquent la foliation S1.

### *Interprétation/discussion des spectres d'âge*

Les deux spectres provenant des échantillons ayant subi de la déformation D2 postérieurement à l'événement métamorphique (99Gasp030 T et 99Gasp044 U; Fig. 5.9) sont assez fortement perturbés et présentent seulement des pseudo-plateaux à respectivement  $454,5 \pm 10,5$  Ma et  $442,7 \pm 4,0$  Ma. La croissance régulière des âges apparents du spectre 99Gasp030 T, des basses aux hautes températures, associée à des marges d'erreur importantes suggère que l'âge plateau calculé n'a pas d'autre signification que celle d'un âge moyen (l'interprétation plus détaillée des spectres perturbés se fera dans le sous chapitre suivant). Le spectre 99Gasp133 W montre un âge plateau de  $456,1 \pm 2,2$  Ma que l'on peut probablement attribuer à la phase métamorphique associée à la déformation D1 (Fig. 5.9). Le spectre 00Gasp016  $\delta$  présente une structure en selle où le bas de la selle donne un âge de  $458 \pm 2$  Ma. La forme du spectre d'âge et les âges anormalement élevés (ca. 500Ma) aux étapes de basses températures suggèrent la présence d'argon en excès, qui invalide l'analyse.

Les spectres d'âge fournis par les muscovites, 99Gasp009 R, 99Gasp038 S, 99Gasp012 V et 99Gasp015  $\chi$  sont concordants entre eux, avec des âges plateau de  $457,2 \pm 1,3$  Ma,  $457,0 \pm 0,8$  Ma,  $454,8 \pm 0,9$  Ma et  $458,1 \pm 0,8$  Ma (Fig. 5.9). Ils suggèrent donc, tout comme les amphiboles, que le métamorphisme associé à la déformation D1 dans la nappe du Mont Logan aurait un âge de 455-458 Ma. L'échantillon 00Gasp015  $\chi$  qui donne l'âge le plus vieux présente de gros feldspaths ignés assez bien conservés qui sont enveloppés par la foliation S1. Son spectre (00Gasp015  $\chi$ ) présente aussi une légère forme en selle qui pourrait être l'effet d'une déformation-recristallisation partielle ultérieure associée à un second événement. Le modèle d'interprétation proposé par Alexandrov et al. (2002) indique que cet événement serait plus jeune que 455 Ma, l'âge apparent du bas de selle du spectre d'âge.

### **5.2.5 Groupe 5**

Le groupe 5 est représenté par deux échantillons (99Gasp192 X, X(2) et X(3) ; et 99Gasp014 Y; Fig. 5.9) provenant des roches de l'écaille de La Rédemption.

### *Description des échantillons*

L'un des échantillons est une amphibolite composée de petits cristaux de hornblende, de feldspath, d'un peu d'épidote et d'opagues (99Gasp192 X, X(2) et X(3) ; Fig. 5.9). L'autre est un micaschiste à grenat composé de muscovite, de grenat, de quartz, feldspath, et opaque (99Gasp014 Y; Fig. 5.9).

### *Interprétation/discussion des spectres d'âge*

Trois analyses ont été faites sur l'échantillon 99Gasp192 X. Les trois spectres obtenus présentent des formes en selle qui suggèrent, tout comme pour l'échantillon 99Gasp073 Q(2), une perturbation du système isotopique postérieurement à une première fermeture. Seulement deux d'entre eux présentent un pseudo-plateau à des âges très différents, respectivement pour 99Gasp192 X :  $477,4 \pm 6,4$  Ma et pour 99Gasp192 X(3) :  $490,7 \pm 4,4$  Ma. Ces âges n'ont d'autre signification que celles d'âges moyens et certains âges apparents « élevés » pourraient faire craindre la présence d'argon en excès. Nous retiendrons néanmoins qu'il y a une relative concordance entre les bas de selles aux alentours de 465Ma.

L'analyse sur muscovite 99Gasp014 Y fournit un bel âge plateau à  $457,5 \pm 1,2$  Ma qui pourrait caractériser l'événement métamorphique majeur.

## **5.2.6 Groupe 6**

Le groupe 6 est représenté par un seul échantillon (99Gasp126 A et A(2) sur Fig 5.9) provenant d'une zone de la faille Shickshock Sud proche des monts McGerrigle.

### *Description de l'échantillon*

L'échantillon provient d'un micaschiste à séricite comprenant aussi un peu de quartz et d'opagues. Les cristaux de séricite soulignent la foliation S1. Cette dernière est crénelée et plissée par une seconde déformation D2 qui n'est pas soulignée par des minéraux métamorphiques.

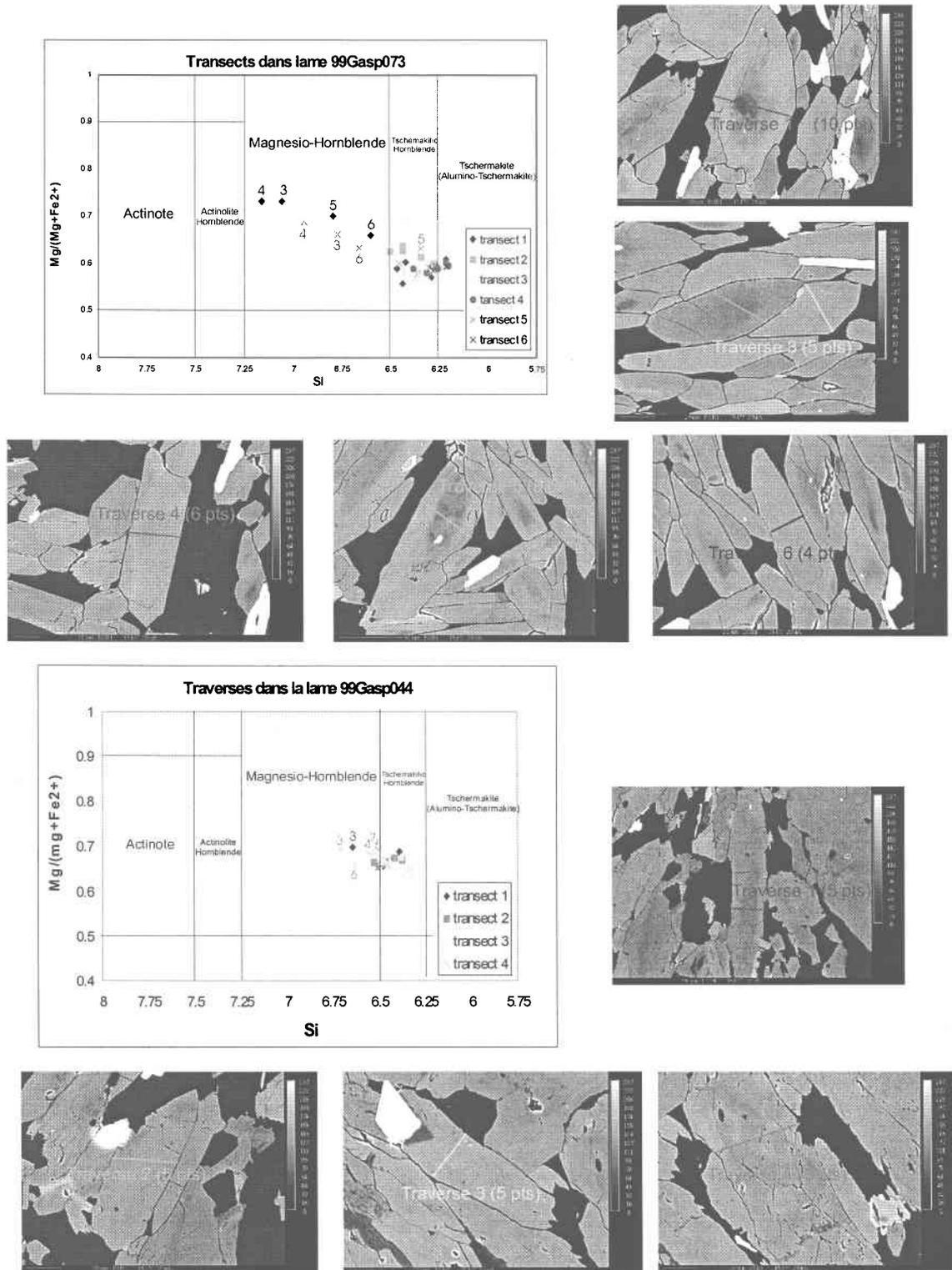
*Interprétation/discussion des spectres d'âge*

Deux analyses géochronologiques ont été réalisées sur l'échantillon 99Gasp126 et ont donné les spectres d'âge A et A(2) (Fig. 5.9). Le spectre d'âge 99Gasp126 A définit un pseudo-plateau de quatre étapes donnant un âge moyen de  $435 \pm 5,5$  Ma. Une interprétation rapide de ce spectre pourrait faire penser que soit les séricites contenues dans la foliation S1 ont été formées lors d'un événement métamorphique aux alentours de  $435 \pm 5,5$  Ma, soit que cet âge pourrait être un âge de refroidissement. Le second spectre, 99Gasp 126 A(2), est un spectre en escalier dont les étapes de basses températures indiquent un âge d'environ  $418 \pm 6$  Ma et les étapes de hautes températures un âge de 446-447 Ma (à l'exception de l'étape de fusion à  $470.4 \pm 5.8$  Ma). La forme en escalier pourrait indiquer que l'âge donné par le pseudo-plateau de l'analyse précédente (99Gasp 126 A :  $435 \pm 5,5$ ) est un âge mixte entre les âges supérieur et inférieur du spectre en escalier (99Gasp 126 A(2)) et ne serait donc pas un âge représentatif d'un événement métamorphique. L'âge apparent des étapes de haute température du spectre en escalier, qui rendent compte du dégazage de l'argon des sites les plus rétentifs, serait interprété comme une estimation par défaut de la dernière fermeture isotopique des micas alors que les âges apparents des étapes de basses températures, correspondant à l'argon dégazé par les sites les moins rétentifs, en bordure de grains par exemple, pourrait alors correspondre à un âge limite supérieur pour l'événement perturbateur ultérieur. La déformation D2 même si elle n'a pas permis la cristallisation de nouvelles phases minérales dans les plans axiaux des crénelations, a quand même pu permettre la réouverture du système isotopique dans les micas préexistants présents dans la foliation S1 par le biais, par exemple, de migration de dislocation entraînant une diminution de la taille des grains (West et Lux, 1993; Villa, 1998; Reddy et Potts, 1999; Kamar et al., 2001). Les âges des étapes de haute température, vers 447 Ma, pourraient en être les témoins, malgré l'existence d'une perturbation plus récente, d'événements d'âge salinique ou acadien (plus jeune que 417Ma).

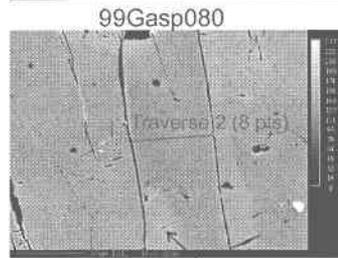
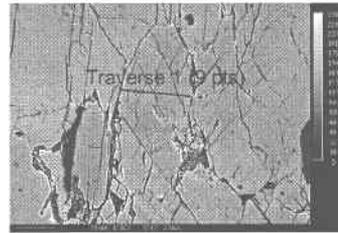
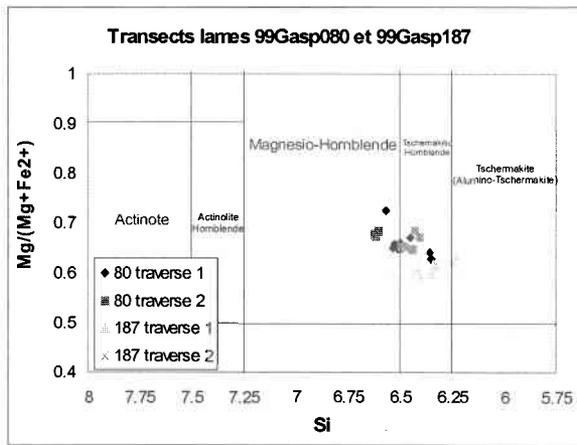
### 5.3 Analyse des spectres perturbés.

Dans le sous chapitre précédent, quelques spectres assez fortement perturbés sont présentés (ex. : 99Gasp073 Q, 99Gasp030 T, 99Gasp044 U; Fig. 5.9). De plus l'échantillon 99Gasp066 dans lequel deux générations d'amphiboles sont clairement visibles fournit l'un des âges les plus jeunes parmi l'ensemble des résultats obtenus (Fig. 5.9). Afin de tenter d'interpréter ces résultats, les graphiques présentant le rapport  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ , proportionnel au rapport Ca/K ( $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O} = ^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}} \times 2.179$ ), en fonction du pourcentage de dégazage d' $^{39}\text{Ar}$ , ont été ajoutés aux spectres d'âges des amphiboles (Fig. 5.9). Cette disposition permet de remarquer aisément que les spectres perturbés présentent des rapports Ca/K variables (ex : 99Gasp073 Q, 99Gasp030 T, 99Gasp044 U ; Fig. 5.9) alors que les spectres d'âge montrant les plateaux les mieux définis montrent des rapports Ca/K beaucoup plus « constants » (ex. : 99Gasp080 B, 99Gasp080 B(2), 99Gasp066 O; Fig. 5.9). Les variations des rapports Ca/K sont directement corrélés aux variations des spectres perturbés (Fig. 5.9). Cette constatation suggère au sein des amphiboles analysées la présence de phases cristallographiques « distinctes » du fait d'un processus de recristallisation active au cours de la déformation induite par l'événement D2 ou plus simplement d'une perturbation associée à cet événement (température, fluides.....). Pour vérifier cette hypothèse, des traverses ont été réalisées à la microsonde à travers différentes amphiboles aussi bien dans les échantillons présentant des spectres d'âge perturbés que dans les échantillons présentant des spectres apparemment moins ou non perturbés (Fig. 5.11, 5.12, 5.13).

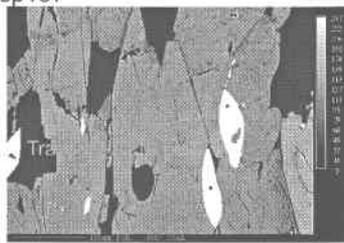
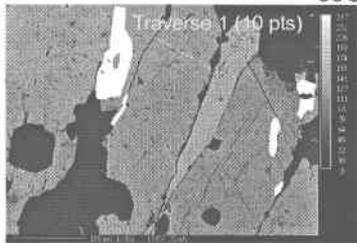
Dans les lames minces des échantillons présentant des spectres d'âge perturbés (99Gasp073 Q, 99Gasp030 T, 99Gasp044 U ; Fig. 5.9), deux formes d'amphibole ont été repérées : des amphiboles de teinte gris clair homogène et des amphiboles zonées de teinte gris clair avec des zones plus sombre surtout au cœur (Fig. 5.11, 5.12). Lorsque la zonation est bien soulignée (traverses 1 et 5 de 99Gasp073; Fig. 5.11), les analyses effectuées dans les zones les plus sombres sont dispersées alors que celles effectuées au sein des zones claires sont beaucoup plus reproductibles. Les zones claires sont composées d'hornblende tschermakitique et les zones sombres de magnésio-hornblende



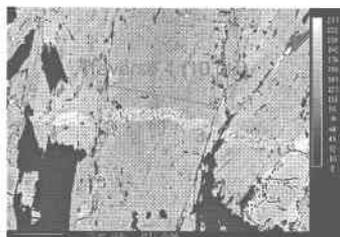
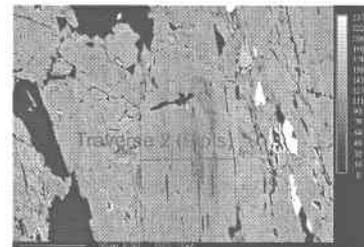
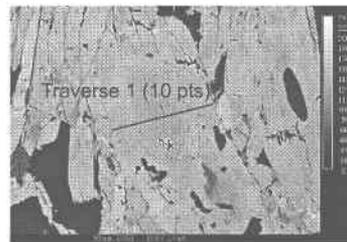
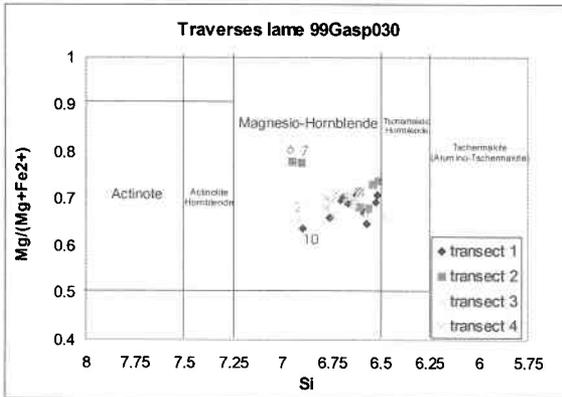
**Fig. 5.11:** Traverses à la microsonde dans les échantillons, 99Gasp073 et 99Gasp044, ayant des spectres perturbés. Graphiques de détermination du type d'amphibole et microphotographies de la localisation des traverses.



99Gasp187

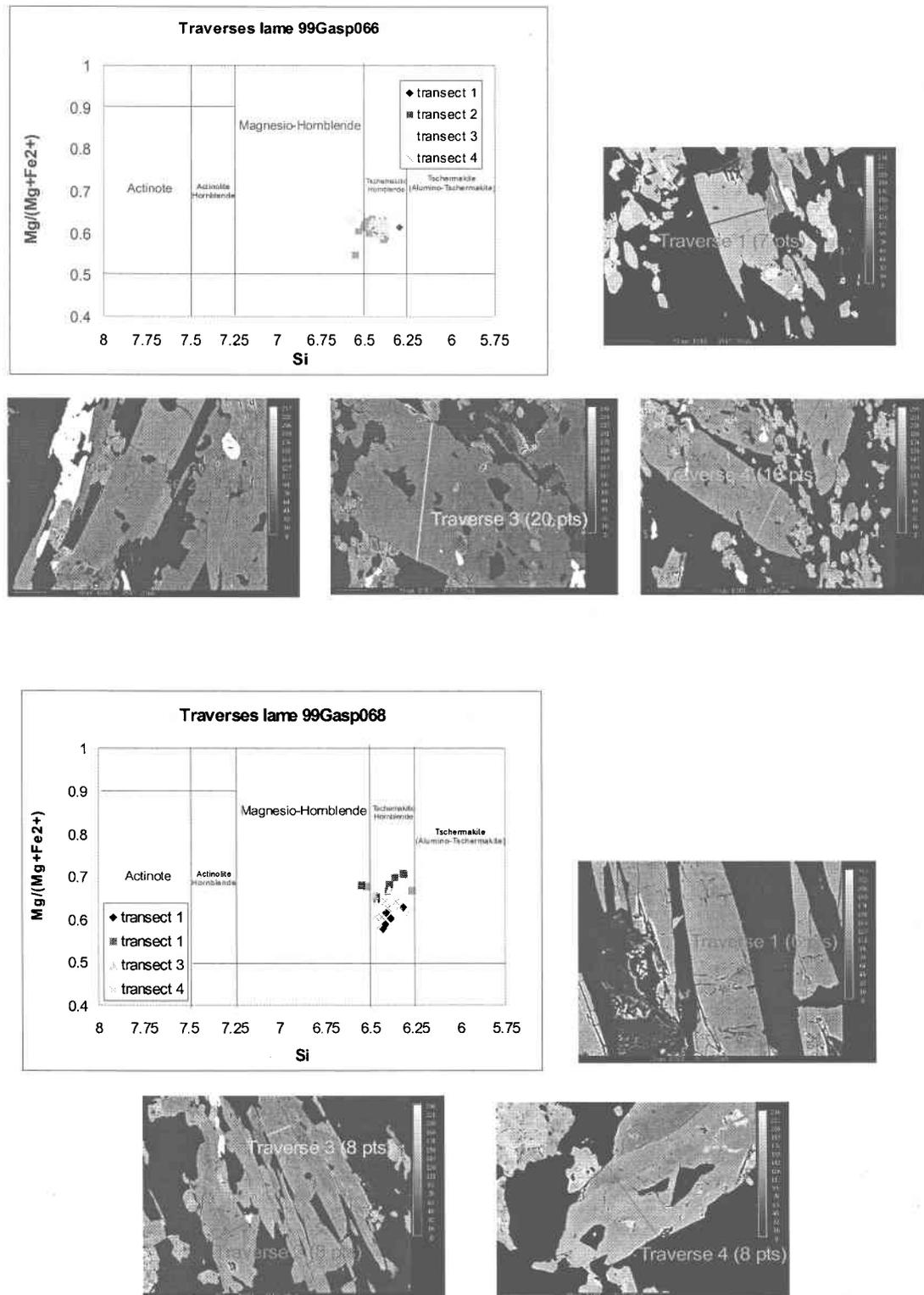


Zone plus claires autour des oxydes



**Fig. 5.12:** Traverses à la microsonde dans les échantillons, 99Gasp080 et 99Gasp187, ayant des spectres non perturbés et l'échantillon 99Gasp030, ayant un spectre perturbé.

Graphiques de détermination du type d'amphibole et microphotographies de la localisation des traverses.

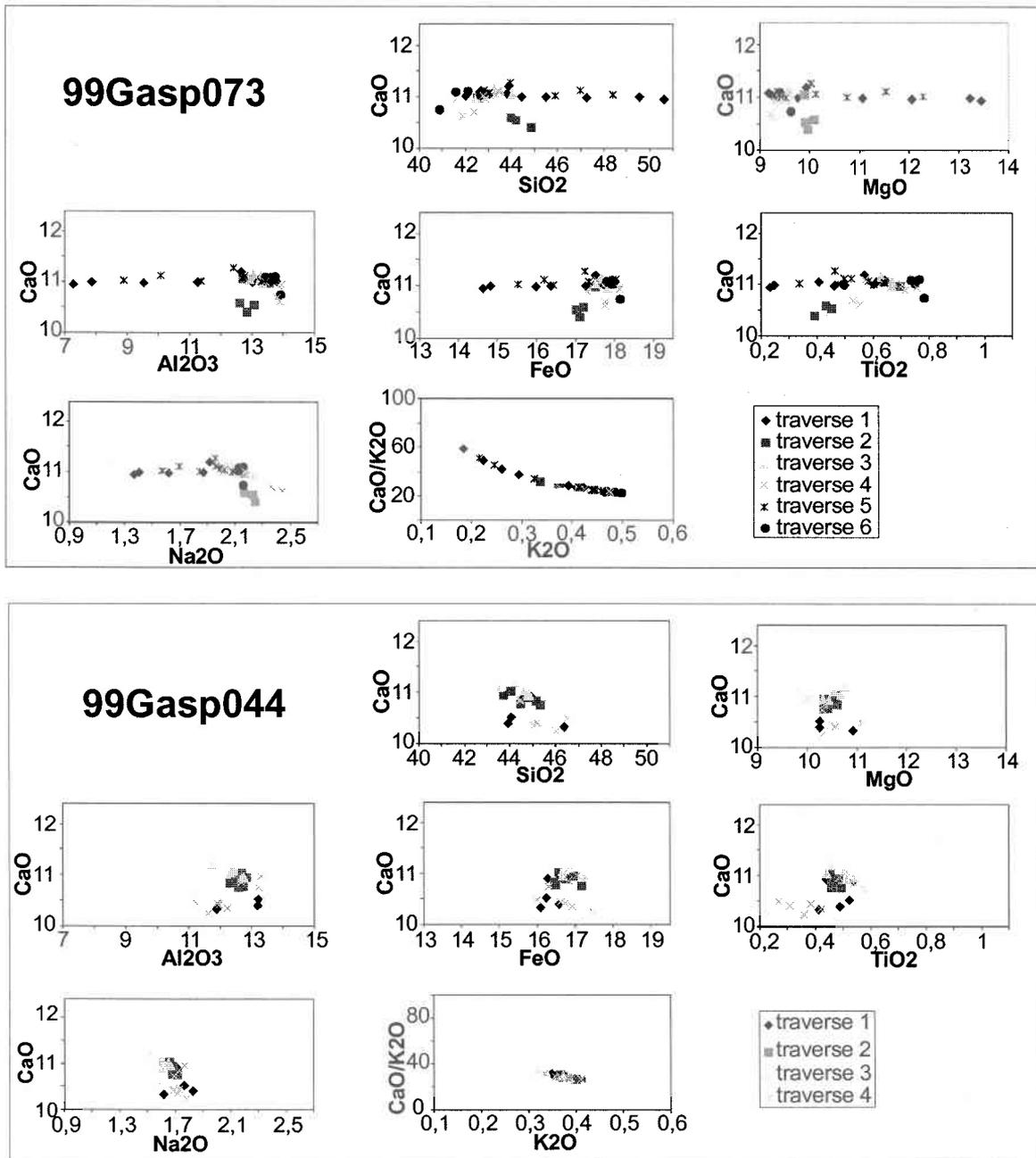


**Fig. 5.13:** Traverses à la microsonde dans les échantillons, 99Gasp066 et 99Gasp068, ayant des spectres non perturbés. Graphiques de détermination du type d'amphibole et microphotographies de la localisation des traverses.

(Fig. 5.11). Lorsque la zonation est moins marquée (traverses 2 de 073, et 1 et 4 de 99Gasp044; Fig. 5.11), les points d'analyses à la microsonde au sein des zones plus sombres sont moins dispersés. Pour les amphiboles homogènes (autres traverses de 99Gasp044 et 99Gasp073 et traverses de 99Gasp066, 99Gasp068, 99Gasp080, 99Gasp187; Fig. 5.11, 5.12, 5.13), les points sont tous regroupés principalement dans le champ des hornblendes tschermakitiques. L'échantillon 99Gasp030, très proche de la faille Shickshock Sud qui contient des amphiboles relativement déformées, apparemment déstabilisées, et fournit un spectre perturbé (spectre d'âge 99Gasp030 T) est la seule exception. En effet, les analyses à la microsonde montrent que les amphiboles de cet échantillon sont toutes dans le champ des magnésio-hornblendes qu'elles soient homogènes ou pas (Fig. 5.12). On peut voir aussi dans certaines amphiboles de l'échantillon 99Gasp030 (traverses 3 et 4; Fig. 5.12) des zones de déformation ou des veines plus claires qui ont une composition semblable entre elles mais très différentes de celle des hornblendes, ce sont des veines d'actinote.

Des traverses à la microsonde ont été réalisées dans les deux générations d'amphiboles visibles dans l'échantillon 99Gasp066, les amphiboles de la première génération (visible) soulignent la foliation (traverses 1 et 2; Fig. 5.13) tandis que celles de la seconde génération apparaissent sécantes sur la foliation S1 (traverses 3 et 4; Fig. 5.13). Les analyses chimiques ne permettent malheureusement pas de différencier les deux « générations » d'amphiboles qui sont toutes les deux regroupées dans le champ des hornblendes tschermakitique (Fig. 5.13).

L'interprétation conjointe des données à la microsonde et des spectres d'âge pour les échantillons 99Gasp073 et 99Gasp044 pourrait indiquer que le rajeunissement apparent de certaines amphiboles aurait un rapport avec la zonation des amphiboles (99Gasp073 Q et 99Gasp044 U; Fig. 5.9, 5.11). L'importante différence d'âge entre les amphiboles des échantillons 99GASP068 M et 99GASP066 O, malgré la similitude de leurs résultats microsonde et l'absence de différence de composition chimique entre les deux générations d'amphiboles identifiées dans l'échantillon 99GASP066 (Fig. 5.9, 5.13) battent en brèche une telle hypothèse et conduisent à se poser la question suivante : qu'est ce qui perturbe le système isotopique des amphiboles ? Est-ce à mettre en relation avec une variation de composition chimique induite par la déformation D2 ou bien tout

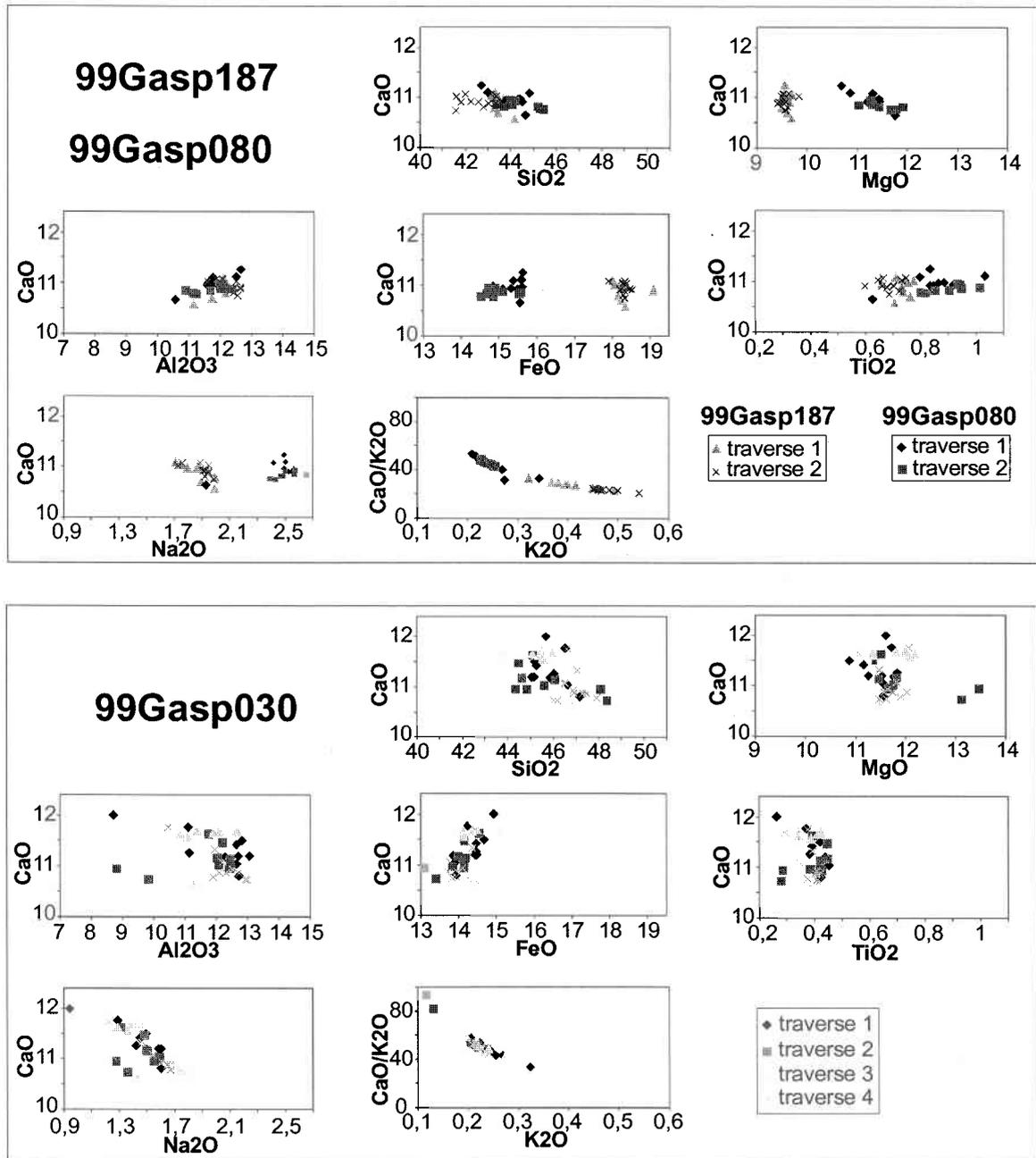


**Fig. 5.14:** Diagrammes d'éléments majeurs pour chaque traverse à la microsonde effectuée dans les échantillons 99Gasp073 et 99Gasp044.

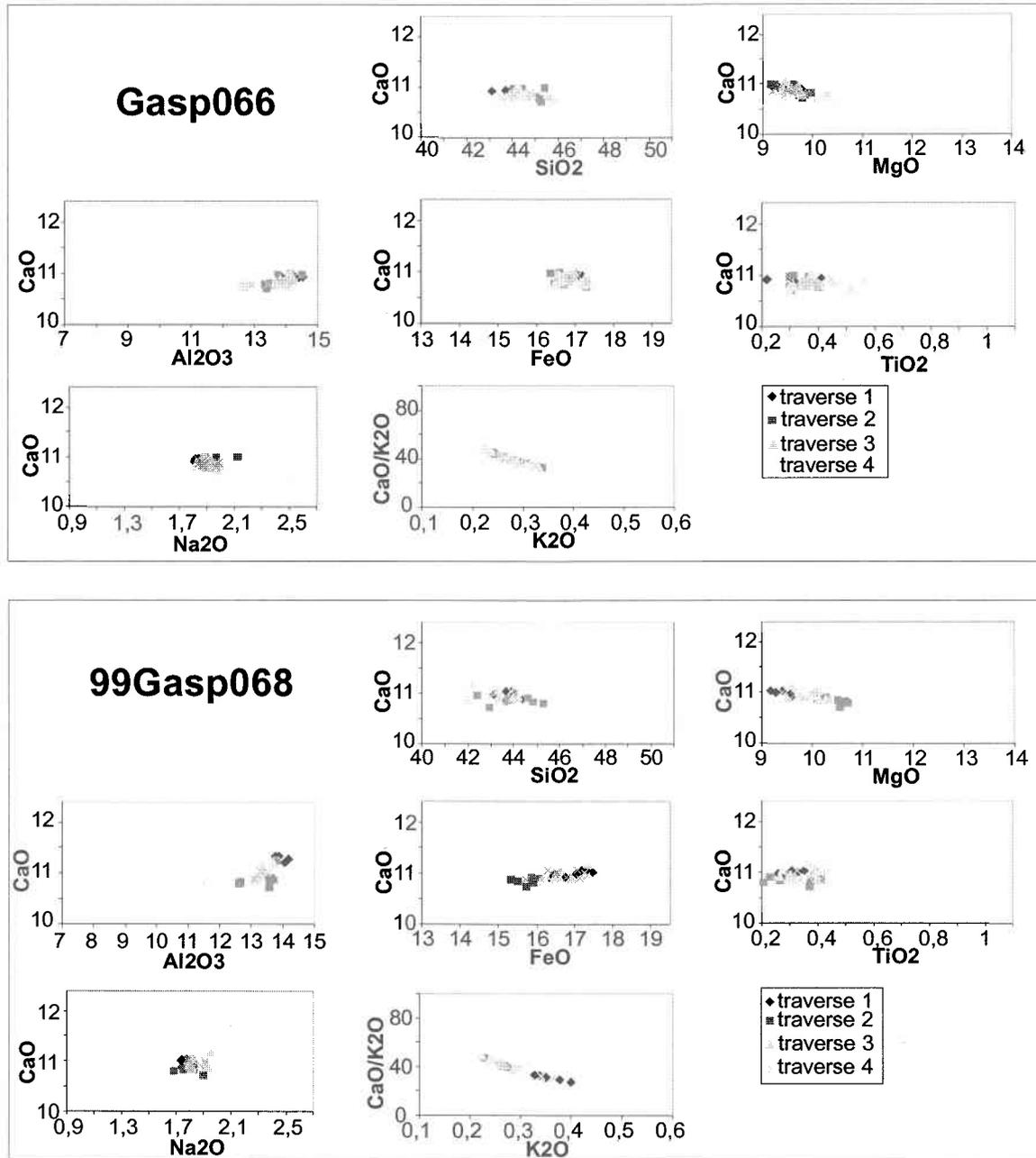
simplement est-ce dû à la déformation D2 elle-même (dislocations, diminution de la taille des grains avec ou sans circulation de fluides) ?

Le problème de l'influence de la composition chimique sur le dégazage de l'argon est débattu. Certains auteurs pensent que la composition chimique influence le dégazage de l'argon, notamment que les hornblendes riches en Mg sont plus rétives que les hornblendes riches en Fe (Berry et McDougall, 1986; Lee, 1993; Siebel et al., 1998). Pour vérifier cette hypothèse, des diagrammes d'éléments majeurs ont été faits et comparés pour chaque échantillon d'amphibole analysé (d'après Siebel et al., 1998; Fig. 5.14, 5.15, 5.16). Les échantillons à spectres d'âge perturbés (99Gasp073 Q, 99Gasp044 U, 99Gasp030 T; Fig. 5.14, 5.15) présentent une variation chimique plus importante que les autres (99Gasp187 C, 99Gasp080 B(2), 99Gasp066 O, 99Gasp068 M; Fig. 5.15, 5.16), notamment pour les points analysés dans les zones sombres. Ces variations ne peuvent par contre être corrélées : (i) pour l'échantillon 99Gasp030 (Fig. 5.15), cela se traduit plus par une dispersion généralisée; (ii) pour l'échantillon 99Gasp073 (Fig. 5.14), elles sont marquées par une augmentation de SiO<sub>2</sub>, de MgO et une diminution de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de FeO, de TiO<sub>2</sub> et de Na<sub>2</sub>O et enfin (iii) pour l'échantillon 99Gasp044 (Fig. 5.14), elles correspondent à une diminution de CaO et un peu de TiO<sub>2</sub>. Dans cette étude, le facteur chimique ne paraît donc pas prépondérant dans la mesure ou aucune variation chimique caractéristique et significative ne peut être mise en évidence. Il semble y avoir un décalage entre les variations chimiques observées et les variations « géochronologiques ». Comme Cosca et O'Nions l'avaient écrit (1994), la différence de composition chimique dans une hornblende ne paraît pas affecter outre mesure les âges de refroidissement <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar. Le facteur prépondérant responsable de la perturbation des âges pourrait donc être la déformation qui permet la formation de dislocations et de sous-grains et la possibilité d'échanges isotopiques avec les fluides ou les autres minéraux comme cela a déjà été démontré précédemment (Lee et al., 1991; West et Lux, 1993; Cosca et O'Nions, 1994; Baldwin et Lister, 1998; Villa, 1998; Reddy et Potts, 1999; Kamar et al., 2001).

Le paragraphe précédent nous montre que les variations chimiques observées ne sont pas concordantes avec les variations géochronologiques ce qui nous fait conclure que la composition chimique ne semble pas avoir une grande influence sur le dégazage de l'argon. A défaut d'expliquer les variations isotopiques, les variations chimiques



**Fig. 5.15:** Diagrammes d'éléments majeurs pour chaque traverse à la microsonde effectuée dans les échantillons 99Gasp080, 99Gasp187, et 99Gasp044.



**Fig. 5.16:** Diagrammes d'éléments majeurs pour chaque traverse à la microsonde effectuée dans les échantillons 99Gasp066, et 99Gasp068.

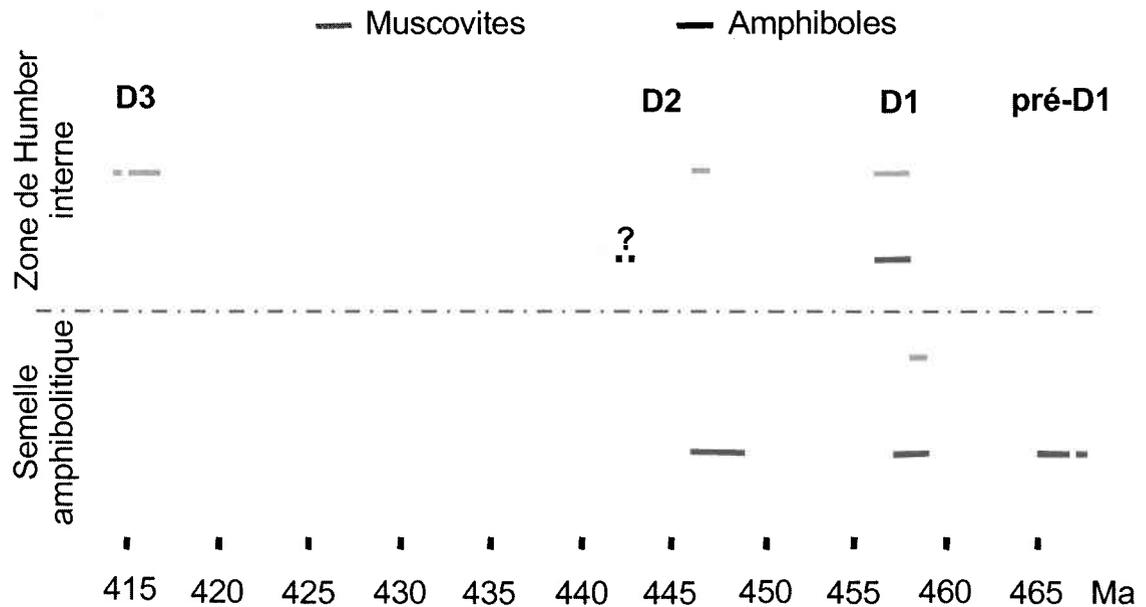
observées vont permettre de préciser l'histoire tectono-métamorphique de la zone d'étude. Les variations chimiques cœur-bordure (hornblende magnésienne à hornblende tchernakitique) seraient la transcription du passage d'un métamorphisme pré-M<sub>1</sub> à un métamorphisme M<sub>1</sub> et la chimie du cœur traduirait ainsi un stade précoce du métamorphisme M<sub>1</sub>. Cette hypothèse tient compte du fait que la transition hornblende magnésienne à hornblende tchernakitique traduit en général une augmentation de pression et/ou de température. Dans le cas présent, ce serait plus probablement une augmentation de pression sur la marge continentale dû à la charge des nappes ophiolitiques chevauchantes déjà en partie refroidies lors de leur passage dans le milieu océanique. La trace de ce passage est peu visible en géochronologie sauf peut-être pour l'échantillon Gasp030 dont la composition est uniquement magnésienne (Fig. 5.12) et le spectre d'âge très perturbé avec néanmoins une étape finale fournissant l'âge apparent significatif le plus ancien, vers 475 Ma. C'est peut-être aussi le cas des amphiboles de l'écaille de la Rédemption, de nouvelles analyses microsondes seraient nécessaires pour le vérifier.

Le défaut apparent de concordance entre les variations chimiques cœur-bordure et les variations d'ordre géochronologique entre D1 et D2 est confirmé par le fait que les amphiboles syn-foliation S1 et les amphiboles recoupant la foliation dans l'échantillon Gasp066 ont la même chimie alors qu'elles sont dues à deux pulsations tectoniques différentes. Par contre, la question qu'amène cette constatation est : pourquoi les conditions P-T n'ont-elles pas changé entre D1 et D2 ?

L'âge de D1 étant 456-459 Ma et l'âge de D2 446-449 Ma, moins de 10 Ma séparent les deux événements, une période de temps courte du point de vue ré-équilibration métamorphique. Une bonne façon de changer les conditions P-T dans un laps de temps aussi court serait d'avoir des mouvements tectoniques verticaux normaux (extension) ou inverses (chevauchement). Or la déformation D2 est interprétée comme de la tectonique majoritairement en décrochement (voir Chap. 6) avec des mouvements verticaux mineurs, elle permettrait donc de garder des conditions P-T similaires à celles caractérisant l'évènement D1. La stabilité des conditions P-T de D1 à D2 semble également confirmée par le fait que D2 est généralement caractérisé par un clivage de crénulation sans neocrystallisation métamorphique associée (Fig. 5.10). De plus dans les

rare cas où il y a neocrystallisation, les compositions chimiques (Figs. 5.11, 5.13) des nouveaux minéraux (99Gasp066) restent celles de hornblendes tschermakitiques semblables à celles des minéraux plus vieux (99Gasp073, 99Gasp068) et aucun minéraux additionnels comme l'actinote ou la chlorite qui indiqueraient une rétro-morphose ne cristallise. Les minéraux associés à D1, restant aux mêmes conditions P-T, seront relativement plus stables et vont donc répondre de façon plus mécanique à la déformation (en fonction de son intensité). Dans des conditions P-T stables, de la recristallisation métamorphique est possible s'il y a de la déformation, car cette dernière a un effet catalytique sur la recristallisation. Cette recristallisation se fera alors au même grade métamorphique. Une différence texturale (présence ou non de nouveaux minéraux) va marquer les zones où la seconde déformation subie a été plus intense et/ou accompagnée de plus de fluides permettant ainsi une neocrystallisation M2 (99Gasp066) par rapport aux zones où elle a été moins influente et non accompagnée de neocrystallisation (99Gasp044, 99Gasp073). Ainsi, l'échantillon 99Gasp066 qui présente des amphiboles de seconde génération obliques par rapport à la foliation (marquée par des amphiboles de première génération) a, soit subi une déformation plus intense, soit été en contact avec plus de fluides ou des fluides chimiquement plus appropriés que l'échantillon 99Gasp073 où D2 est seulement marquée par un clivage de crénulation sans neocrystallisation métamorphique (Fig. 5.10). La localisation de l'échantillon 99Gasp066, proche des zones de faille de Shickshock Sud et de la limite de la semelle métamorphique avec la péridotite, est concordante avec le fait que cet échantillon ait pu subir une déformation plus intense ou ait été en contact avec plus de fluides (jeu en décrochement sur les failles lors de D2; Chap. 4) que l'échantillon 99Gasp073 qui se trouve à l'intérieur de la semelle métamorphique.

#### 5.4 Synthèse des âges.



**Tab. 5.3:** Synthèse des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  pour les différents épisodes tectoniques

Une synthèse des âges dans les deux unités géologiques majeures (semelle amphibolitique et zone de Humber interne) qui composent notre zone d'étude est nécessaire pour mieux visualiser la chronologie des déformations subies par chacune (Tableau 5.3). En moyenne, l'âge de l'événement rétrograde, associé à S1, pour la semelle amphibolitique des klippes ophiolitiques, varie entre 457 à 459 Ma pour les hornblendes et 458 à 459 Ma pour les muscovites (Tableau 5.3). L'événement prograde antérieur semble encore partiellement préservé, mais seulement dans l'Amphibolite du Diable s.s., et serait plus vieux que 465 Ma (Tableau 5.3). Un événement perturbateur significatif, postérieur à S1, procure des âges entre 446-449 Ma dans toutes les semelles amphibolitiques, mais il est associé à un clivage de crénulation S2 ou à des amphiboles sécantes sur S1 seulement dans les semelles des Mont Paul et Sud (Tableau 5.3). L'âge moyen sur micas blancs du faciès schiste vert de la nappe du Mont Logan est compris entre 458 et 456 Ma et celui du faciès amphibolite, sur micas blanc et hornblende, est compris, dans la même fourchette d'âge, entre 458 et 456 Ma (Tableau 5.3). Pour l'écaille

de La Rédemption l'âge sur muscovite est aussi dans la même fourchette d'âge (457,5 Ma).

L'âge de l'événement métamorphique rétrograde associé à la déformation D1 est donc compris entre 457 et 459 Ma pour la semelle amphibolitique (Tableau 5.3). L'âge du métamorphisme prograde associé à D1 dans la nappe du Mont Logan est compris entre 456 et 458 Ma (Tableau 5.3). Les amphiboles de la nappe du Mont Logan et de la semelle amphibolitique, principalement dans Monts Sud et Paul, ont subi une seconde phase de déformation D2, qui a en partie réouvert leur système isotopique ce qui est indiqué par la perturbation et le rajeunissement de certains spectres (notamment 99Gasp066 O, 99Gasp073 Q; Fig. 5.9), et dont l'âge serait compris entre 446 et 449 Ma (Tableau 5.3). Il est à noter que les micas blancs ont peu de perturbations semblables dans leur spectre, à part, dans la nappe du Mont Logan, pour les échantillons 99Gasp015  $\chi$  et 99Gasp082 L, qui présentent des formes de spectre en selle, et excepté pour l'échantillon 99Gasp126 A(2) qui provient de la bordure de la faille de Shickshock Sud (Fig. 5.9). Cet échantillon indiquerait un âge de 446-447 Ma pour D2 et un âge plus jeune que 417 Ma pour un événement perturbateur postérieur à D2 qui pourrait être interprété comme un événement salinique ou acadien (Fig. 5.9; Tableau 5.3).

## Chapitre 6

### Modèle structural

#### **Intégration des données structurales avec la géochronologie le long du transect A-B-C et proposition d'un modèle tectonique.**

Dans cette partie, on présente la géologie et les données structurales pré-existantes de la partie est de la zone d'étude (Fig. 6.2), ainsi que les données structurales récoltées le long d'un transect A-B-C nord-sud, le long duquel les relations entre les zones externe et interne de la zone de Humber et du complexe péridotitique de la zone de Dunnage sont bien exposées. La zone d'étude (Fig. 6.5) est située entre le fleuve Saint-Laurent au nord, la faille de Shickshock Sud au sud, les Monts McGerrigle à l'est et la bordure ouest du Mont Paul à l'ouest.

#### **Structural geology of the internal Humber zone of the Gaspé Peninsula, Canadian Appalachians: influence of the margin geometry on regional deformation.**

*Alix Pincivy*, INRS-Eau, Terre et Environnement, P.O. Box 7500, Sainte-Foy, QC G1V 4C7.

*Michel Malo*, INRS- Eau, Terre et Environnement, P.O. Box 7500, Sainte-Foy, QC G1V 4C7.

*Gilles Ruffet*, Geosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Campus de Beaulieu, Université de Rennes 1, Av. Général Leclerc, 35042 Rennes Cedex, France.

*Alain Tremblay*, INRS-Eau, Terre et Environnement, P.O. Box 7500, Sainte-Foy, QC G1V 4C7.

## 6.1 Introduction

The margin eastern of the Laurentian craton is formed by promontories and re-entrants (Fig. 6.1; Thomas, 1977). The Gaspé Peninsula of the Canadian Appalachians is located in the innermost part of the Québec re-entrant, near the flank with the Newfoundland promontory. This particular geometry had influenced the tectonic evolution of the mountain belt during Paleozoic time (Thomas, 1977; Stockmal et al., 1987; Malo et al., 1995), particularly for the Ordovician Taconian orogeny with diachronous collisional events occurring later in the Gaspé Peninsula, the re-entrant, than in Newfoundland, the promontory (Stockmal et al., 1987; Pincivy et al., 2003).

In the Gaspé Peninsula, the particular geometry of the irregular Laurentian margin has also induced strike-slip deformation along major faults during the Devonian Acadian orogeny (Malo et al., 1992; Malo and Kirkwood, 1995, Sacks et al., 1996, 1997; Kirkwood, 1999; Malo, 2001). Because this geometry is inherited from the Grenvillian basement, a similar type of strike-slip deformation could have happened during the Ordovician Taconian orogeny as suggested by some authors (Camiré, 1995; Sacks et al., 1997b).

Because of its particular position deep in of the Québec re-entrant, the study of the tectonic evolution of the Gaspé Peninsula during Paleozoic time is important for understanding: 1) the along-strike tectonic transition between Newfoundland and Québec Appalachians during Late Ordovician-Early Silurian time, and also 2) the transition through time and style between the Taconian and Acadian orogenies in the Gaspé Peninsula. We have chosen to study the northern Gaspé Peninsula because Cambrian-Ordovician rocks of the Laurentian margin, which have recorded the Taconian orogeny, are well-exposed (Fig. 6.1). Our new structural data associated with a reinterpretation of older data in the Cambrian-Ordovician rocks (Mattinson, 1964; Beaudin, 1980, 1984; Gagnon and Jamieson, 1986; O'Beirne-Ryan et al., 1990; St-Julien et al., 1990; Slivitzky, 1991; Camiré, 1995; Sacks et al., 1997b) and recent geochronological data on regional metamorphism (Pincivy et al., 2003) allow us to propose a new geodynamic model for the Taconian orogeny in the Gaspé Peninsula and to integrate this model in a more regional tectonic model in the Canadian Appalachians.

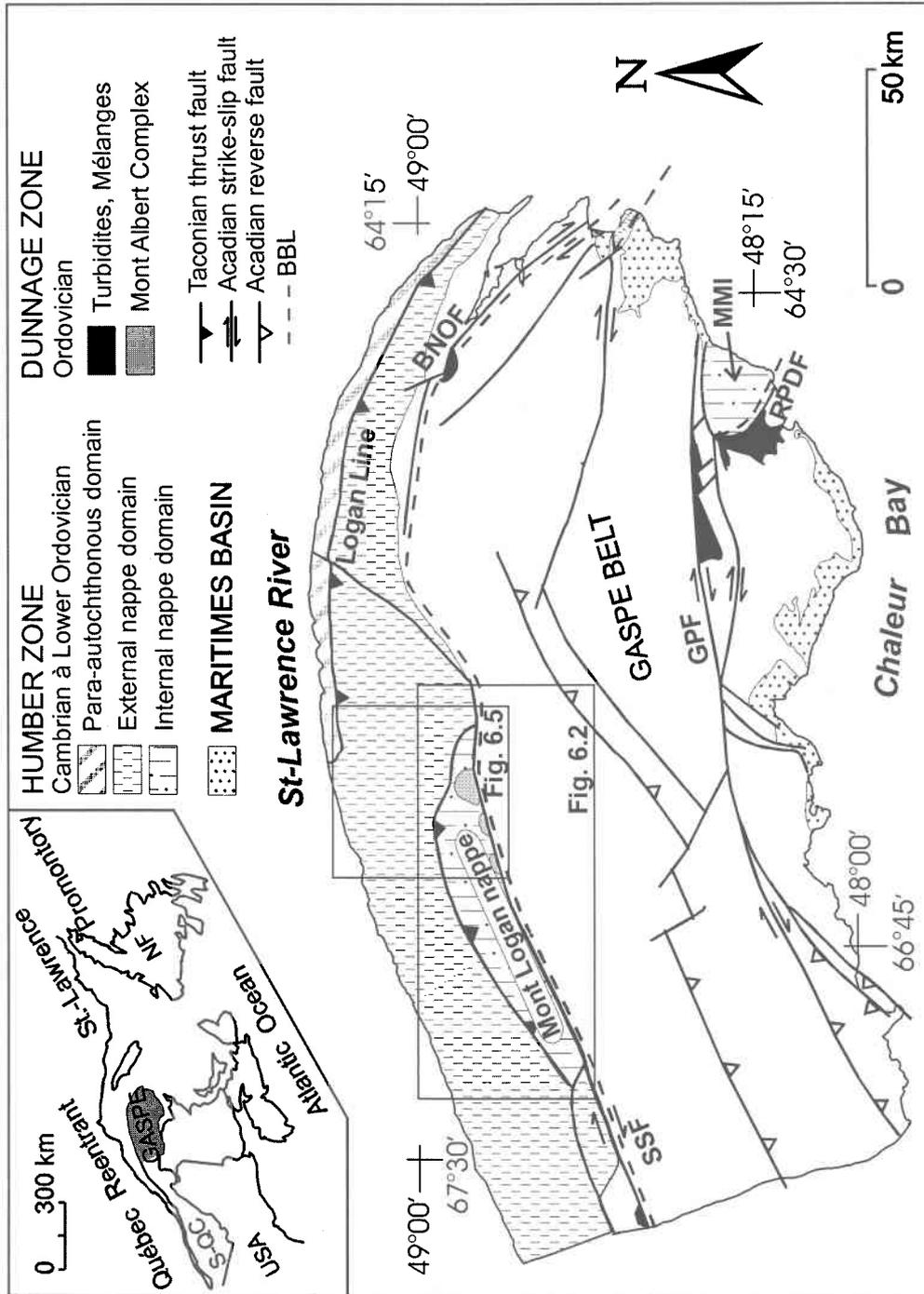
## 6.2 Regional geological setting

The Gaspé Peninsula Appalachians are underlain by three Paleozoic rock assemblages (Williams, 1995; Fig. 6.1) : 1) Early Paleozoic rocks of the Humber and Dunnage Zones, mainly located in the northern part of the peninsula and also in the Maquereau inlier; 2) Middle Paleozoic rocks of the Gaspé Belt, which occupy most of the peninsula; and 3) Late Paleozoic rocks of the Maritimes Basin (Carboniferous) in the southern Gaspé Peninsula. The Early Paleozoic rocks were affected by both the Middle to Late Ordovician Taconian orogeny and the Middle Devonian Acadian orogeny; the Middle Paleozoic rocks have been mainly deformed by the Acadian orogeny, but they also contain structural features attributed to the Salinic disturbance (Malo, 2001); the Early, Middle and Late Paleozoic rock assemblages were largely unaffected by the Late Pennsylvanian – Permian Alleghanian orogeny.

In northern Gaspé Peninsula, the Humber Zone is divided, from north to south, into three tectonostratigraphic domains (Fig. 6.1): 1) a imbricated fault domain made up of Middle to Upper Ordovician turbidites; 2) an external nappe domain made up of unmetamorphosed to very low metamorphosed Cambrian to Lower Ordovician rocks; and 3) an internal nappe domain of metamorphosed (greenschist to amphibolite facies) Neoproterozoic-Cambrian basalt and arkose, known as the Mont Logan nappe.

The Dunnage zone is represented by inliers of Ordovician oceanic turbidites, mélanges and by ultramafic rock slices bounded by major faults, such as the Shickshock Sud, Bras-Nord-Ouest, Grand Pabos and Rivière Port-Daniel faults (Fig. 6.1). These rocks record only low-grade metamorphism. The Dunnage zone is separated from the Humber zone by the Baie Verte-Brompton line (BBL) which has been interpreted as the surface expression of a suture between the Laurentian margin and the adjacent Ordovician Iapetus oceanic domain (Williams and St-Julien, 1982). In the northwestern Gaspé Peninsula, the BBL follows the Shickshock Sud fault, which has been reactivated by dextral strike-slip fault during the Acadian orogeny (Malo et al., 1992). The Mont Albert Complex thus represents an isolated remnant of the Dunnage zone north of the BBL.

The Gaspé Belt consists of Upper Ordovician to Middle Devonian rocks made up of sedimentary rocks and minor amounts of mafic volcanic rocks. These rocks are



**Fig. 6.1:** Gaspé Peninsula geology. BBL: Baie Verte-Brompton line, MMI: Maquereau-Mictaw inlier, BNOF: Bras-du-Nord-Ouest fault, GPF: Grand Pabos fault, RPDF: Rivière-Port-Daniel fault, SSF: Shickshock Sud fault, S-QC: south Québec, NF: Newfoundland.

affected by anchizone to very-low grade metamorphism. The Late Paleozoic sequence comprises unmetamorphosed flat-lying Carboniferous rocks unconformably overlying older rock units.

In the Gaspé Peninsula, the Taconian orogeny is related to ophiolite obduction and associated crustal thickening of the Laurentian margin during Middle to Late Ordovician time (Slivitzky et al., 1991, Pincivy et al., 2003). The Taconian orogeny is characterized in the northern Gaspé Peninsula by NW-directed regional thrusts (Fig. 6.1). The Middle Devonian Acadian orogeny resulted from oblique continental collision between peri-Gondwanan terranes and Laurentia (with its Taconian accreted terranes; Malo et al., 1995). It is characterized mostly by dextral strike-slip faulting along major E-trending faults such as the Shickshock Sud and the Grand Pabos (Fig. 6.1). Large, open and upright NE-trending folds (Malo and Kirkwood, 1995) are also part of Acadian deformation features. During the Late Silurian, a minor tectonic event known as the Salinic disturbance is manifested by angular and/or erosional unconformities, NW-trending folding and synsedimentary faulting mainly in northeastern Gaspé Peninsula (Bourque, 2001; Malo, 2001).

### 6.3 Lithostratigraphy and P-T conditions of the study area

Cambrian-Ordovician rocks of northern Gaspé Peninsula are divided into five geological domains which belong to the Humber and Dunnage zones (Slivitzky et al., 1991), from south to north: (1) the ophiolitic nappe of the Mont Albert Complex, (2) the ophiolite metamorphic sole known as the Amphibolite du Diable s.l., (3) the internal Humber zone (i.e. the Mont Logan nappe and the Lac Cascapédia window), (4) the external Humber zone (Table 6.1), and (5) the foreland thrust belt (Fig. 6.1).

The Mont Albert Complex is made up of tectonized harzburgites, which form three bodies: the Mont Albert, Mont du Sud and Mont Paul klippen (Beaudin, 1980, 1984; Slivitzky et al., 1991; Fig. 6.2). The Mont Albert is an ophiolite body composed of 85% harzburgite and 15 % dunite (Beaudin, 1980, 1984).

The Amphibolite du Diable s.s., is a metamorphic sole, about 500 m thick, bordered by the Mont Albert fault, at the contact with the peridotite, and the Ruisseau des Marches du Géant fault at the contact with the Mont Logan nappe (Gagnon et Jamieson, 1986; Slivitzky et al., 1991; Fig. 6.2). The Amphibolite du Diable is composed of four metamorphic slices (amphibolite facies) separated by shear zones (Gagnon and Jamieson, 1986; O'Beirne-Ryan et al., 1990).

At the contact with the Mont Albert Complex, rocks in slice 1 are composed of hornblende, garnet, clinopyroxene, +/- plagioclase and epidote suggesting P-T conditions of 750-800°C and 8-9 Kbar (O'Beirne-Ryan et al., 1990). The occurrence of coronas of hornblende and epidote around garnets (Fig. 6.3A, B) and of hornblende replacement of clinopyroxene has been interpreted as evidence for retrogression from amphibolite facies to epidote-amphibolite facies (O'Beirne-Ryan et al., 1990). Gagnon and Jamieson (1986) interpreted the mafic protolith to have been oceanic ferrogabbros.

Slice 2 is characterized by plagioclase-rich or epidote-rich rock layers with +/- hornblende, clinopyroxene destabilized in hornblende, garnet destabilized in chlorite (Fig. 6.3C) and quartz which represent oceanic metaferrogabbros, and quartzofeldspathic metasedimentary rocks (Gagnon and Jamieson, 1986; O'Beirne-Ryan et al., 1990). Estimated P-T conditions are 600-700°C and 6-7 Kbar (O'Beirne-Ryan et al., 1990). Rocks from slice 3 show a protomylonitic texture; they are composed of hornblende,

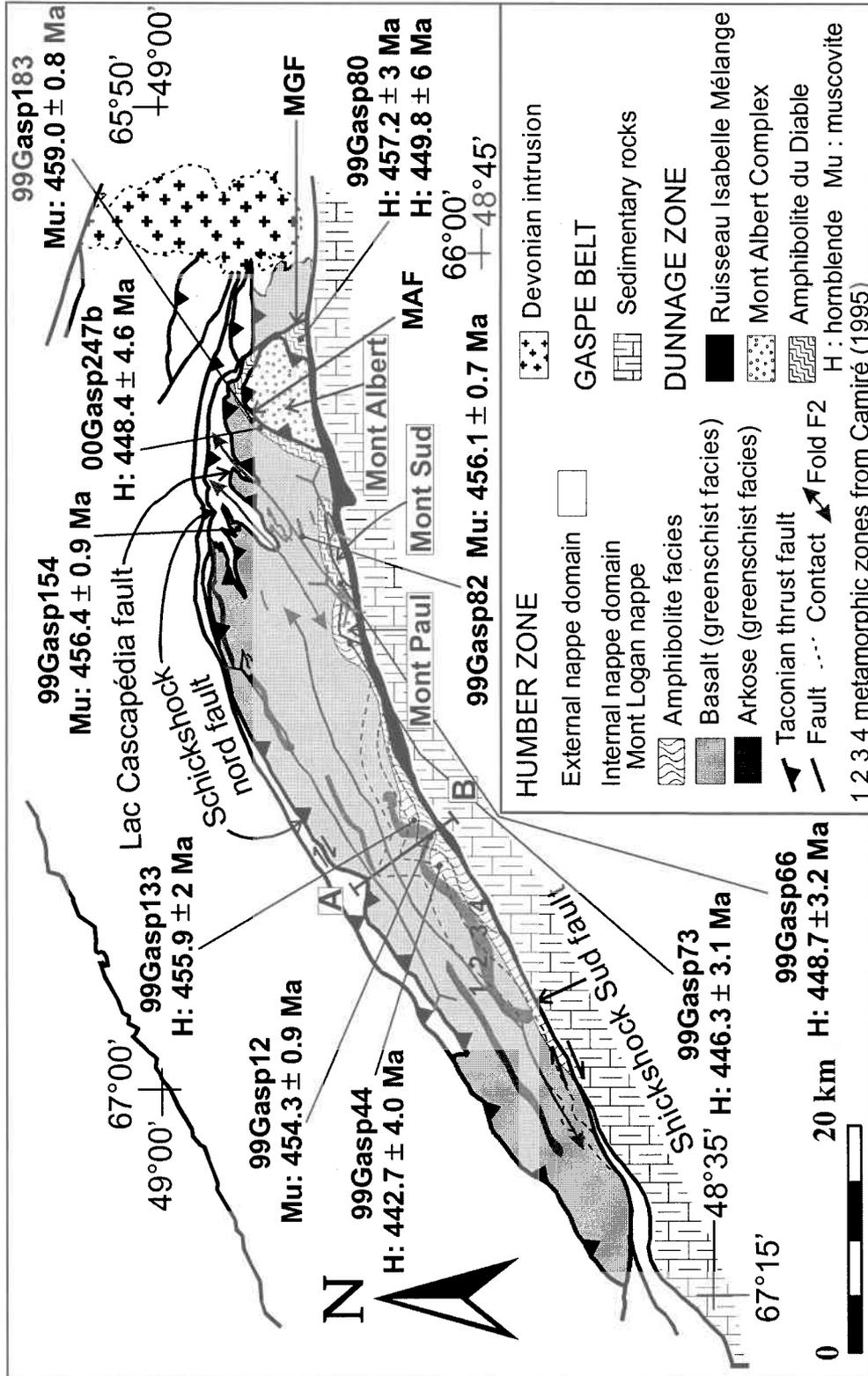


Fig 6.2: Geology of the study area and location of the age data.

epidote, plagioclase and quartz and are interpreted as interlayered metasediments and tholeiitic metabasalts.

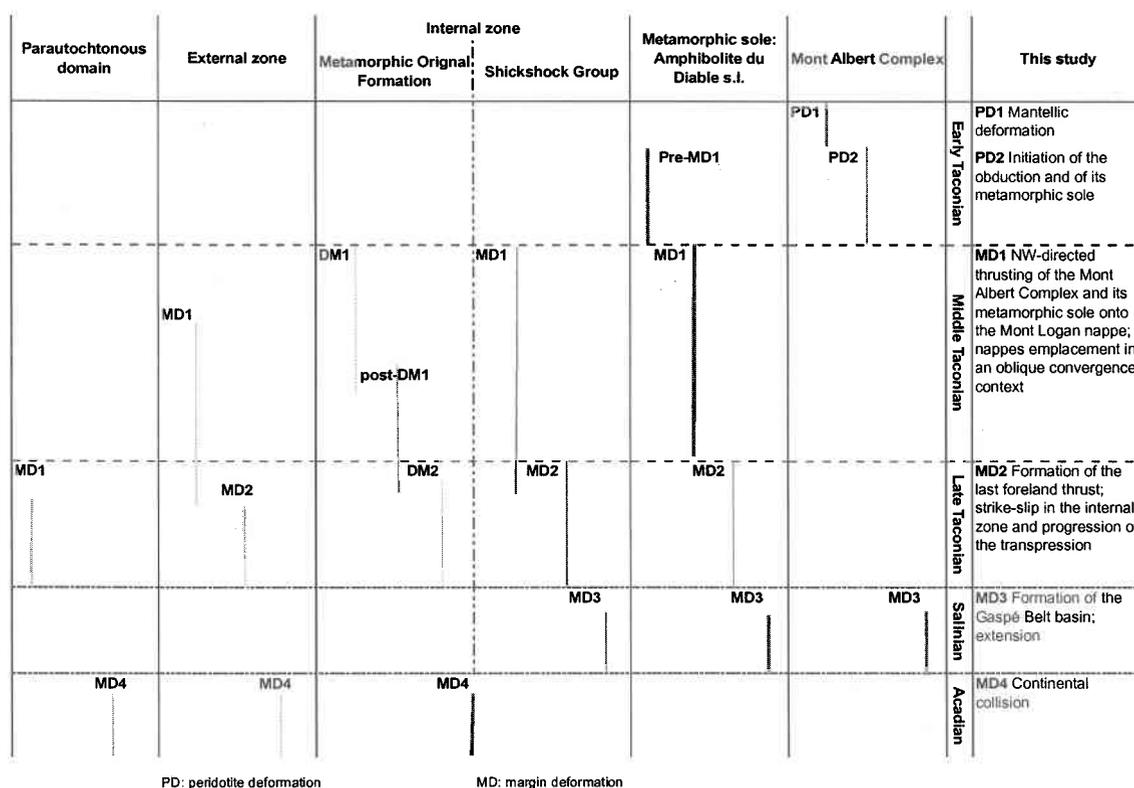
At the contact with the Mont Logan nappe, slice 4 consists of mylonitic tholeiitic basalts with hornblende, epidote, quartz and plagioclase. Small-scale veins of epidote that crosscut the mylonitic foliation suggest that the metamorphic sole was affected by retrogressive metamorphism (Gagnon and Jamieson, 1986; O'Beirne-Ryan et al., 1990).

The internal Humber zone consists of the Mont Logan nappe and the Lac Cascapédia window. The Mont Logan nappe, which is composed essentially of the Shickshock Group (Slivitzky et al., 1991), is limited to the north by the Shickshock Nord fault (*new name*) and to the south by the Shickshock Sud fault (Fig. 6.2). The Lac Cascapédia window, located between the Lac Cascapédia and the Shickshock Nord faults, is composed of metamorphic rocks of the Original Formation. The Shickshock Group is made up of 85% metabasalt (Fig. 6.3D) and 15% metasedimentary rocks. The Original Formation is composed of greenschist facies mudrock with some intercalated siltstone beds (Fig. 6.3F, 6.4C). Regional metamorphism varies from greenschist to amphibolite facies from north to south (Beaudin, 1980, 1984; Camiré, 1995). According to Camiré (1995), the Mont Logan nappe presents a medium-pressure metamorphic sequence. The best metamorphic section was mapped along the Cap Chat River (A-B on Fig. 6.2). Prograde isograds along this transect allow to delineate four metamorphic zones (Fig. 6.2): (1) along the Lac Cascapédia fault, zone 1 is characteristic of an actinolite zone; (2) zone 2 consists of an hornblende zone; (3) zone 3 is an actinolite-out zone; (4) rocks of zone 4, close to the Shickshock Sud fault, represent oligoclase zone rocks and record P-T conditions at the peak of metamorphism of ca 6-7 Kbar and 600-700°C (Camiré, 1995). These zones suggest the existence of a prograde regional metamorphism with the development of an inverted metamorphic sequence related to the thrust fault located at the top of the inverted sequence (Camiré, 1995).

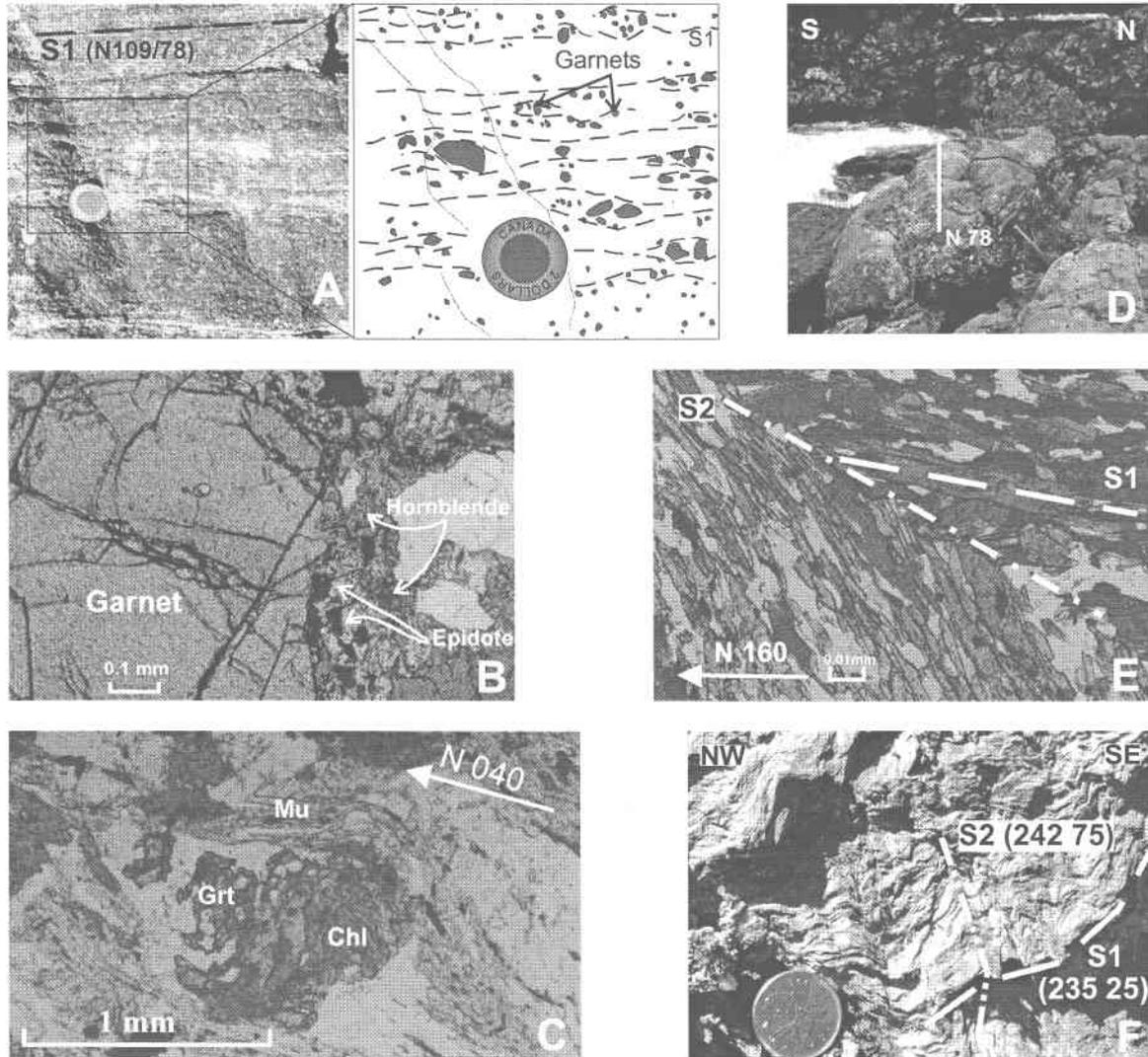
The external Humber zone occurs between, the Shickshock Nord fault and, the Logan's Line (Figs. 6.2 and 6.5; Slivitzky et al., 1991). It is composed of the Rivière Sainte-Anne and of the Rivière Marsoui nappes. The first nappe is represented by the Tourelle, Rivière Ouelle, Romieu and Original formations, the Trois Pistoles Group and the Cap-Chat Mélange (Slivitzky et al., 1991). The second is made up of the Des Landes

Formation (Slivitzky et al., 1991). Rocks of the external nappe are Cambrian to Upper Ordovician slope and rise deposits of the Laurentian continental margin. These rocks were affected by low-grade to anchi-metamorphism (prehnite-pumpellyite grade).

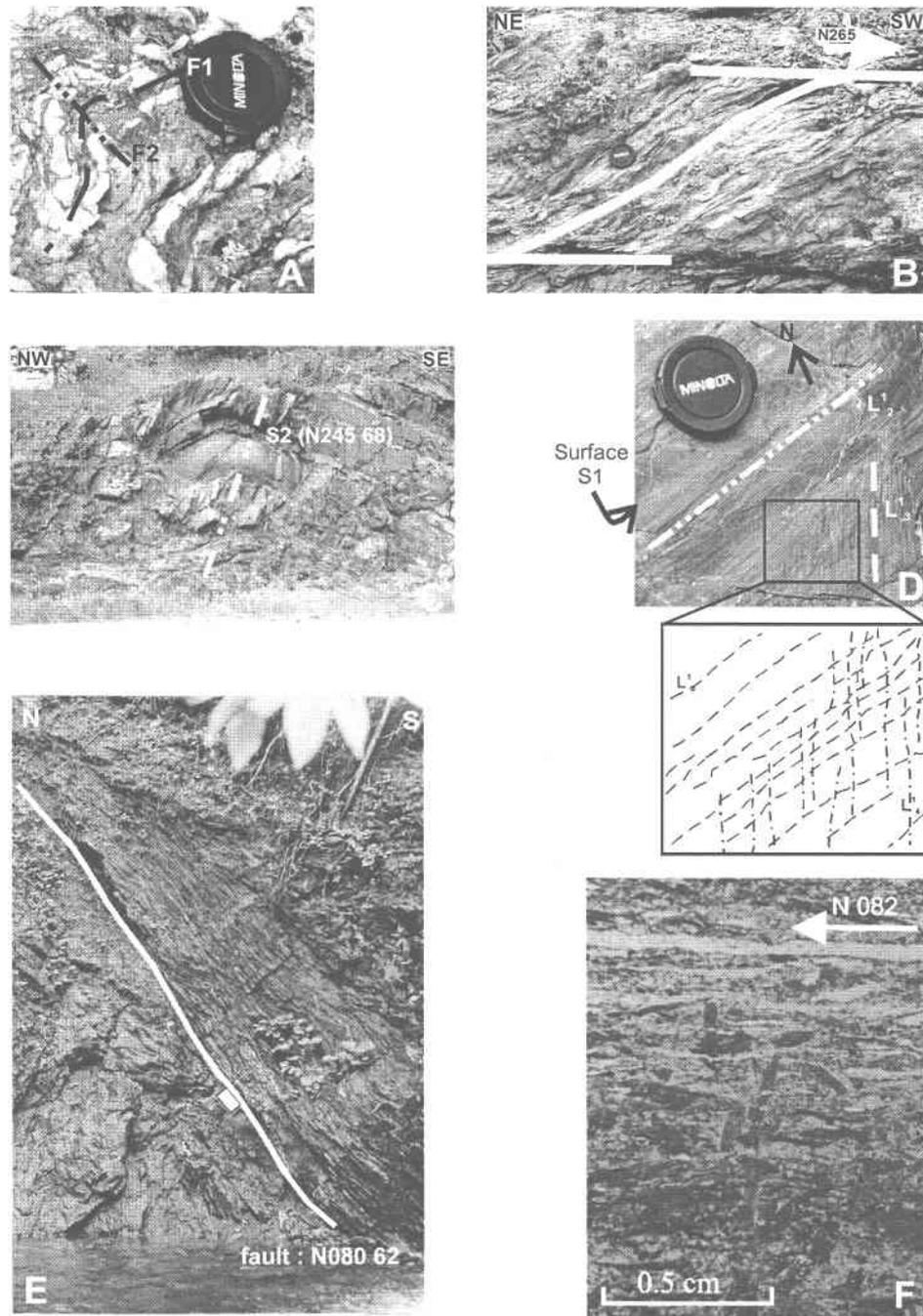
The southern limit of the foreland thrust belt is the Logan's line (Fig. 6.1). The foreland thrust belt consists of Middle Ordovician Cloridorme Formation turbidites (Fig. 6.1; Slivitzky et al., 1991) derived from an orogenic terrane located to the south (Enos, 1969), more probably the Cambrian to Lower Ordovician rocks of the internal and external Humber zone, and Ordovician rocks of the Dunnage zone.



**Table 6.1:** Presentation of the deformation phases versus the tectonostratigraphic units.



**Fig. 6.3:** A. Amphibolite facies with garnet in the Amphibolite du Diable. B. Microphotograph of ring of hornblende and epidote around garnet in the amphibolite facies of the Amphibolite du Diable. C. Microphotograph of garnet retromorphosed in chlorite in the Amphibolite du Diable. D. Pillows lavas stretched on the Mont Logan nappe. E. Microphotograph of crenulated amphibolite of the Mont Sud metamorphic sole composed of hornblende, epidote, plagioclase, quartz and opaque. There is no recrystallisation of hornblende on crenulation cleavage planes S2. F. Photograph of the axial-planar cleavage S2 which crenulated the S1 axial-planar cleavage in the schists of the Lac Cascapédia window.



**Fig. 6.4:** A. Isoclinal S1 folds in the Mont Logan nappe. B. Profile view of C/S structures, located in the Lac Cascapédia window, indicating an horizontal shear toward the SW. C. F2 fold in the internal zone. D. S1 surface from the internal zone crenulated by S2 and S4. E. Thrust fault in the external zone. F. Microphotograph of the S1 foliation (hornblende, epidote, feldspath) cut by younger hornblende in the amphibolite facies of the Mont Sud metamorphic sole.

## 6.4 Structural geology

We present here structural data gathered along a north-south transect, where the relationships between external and internal zones of the Humber zone, and peridotite complex of the Dunnage zone are well-exposed (Fig. 6.5).

The structural data have been separated in five tectonostratigraphic domains, from south to north: Mont Albert Complex (Mont Albert, Mont Sud, Mont Paul) and Amphibolite du Diable s.l. for the Dunnage zone; Lac Cascapédia road and Pic Brulé trail for the internal Humber zone; and Road 299 for the external Humber zone (Fig. 6.5).

### 6.4.1 The Mont Albert Complex

The deformational history of the Mont Albert Complex is characterized by pre-, syn- and post-obduction structures (Beaudin, 1980, 1984). The first phase of deformation in the peridotite (PD1, Table 6.1) is a primary foliation considered as a mantle fabric formed prior to obduction. This foliation is affected by a large-scale reclined fold that plunges moderately to the SW, (PD2, Table 6.1), which Beaudin (1980, 1984) believed to be coeval with the intraoceanic obduction. As the Taconian deformation phases documented in the Mont Logan nappe and in the Amphibolite du Diable s.l. (see below) are not recognized in the peridotite, the PD1, PD2 are interpreted to have occurred before the Taconian deformation of the Laurentian margin (Beaudin, 1984).

The Mont Albert Complex is truncated by the Shickshock Sud fault, which dips steeply to the SE and is clearly a post-obduction structure. Structural and metamorphic analyses of the footwall and the hanging-wall of the Shickshock Sud fault underline two distinct deformation events: 1) a early event recorded by high-temperature and ductile deformation features is only present in Cambrian rocks of the footwall, and 2) a Devonian dextral strike-slip motion is recorded on both sides of the fault (Sacks et al., 1997c). In the footwall, mylonitic textures and kinematic indicators in the metamorphic rocks (amphibolite grade) indicate an early high temperature deformational event made of oblique thrusting (dextral and to the NW) during the Middle Ordovician (Sacks, 1996; Sacks et al., 1997c; Sacks et al., submitted). The high temperature deformation features of the footwall are cut by brittle to brittle/ductile fabrics that are also present in the Silurian-

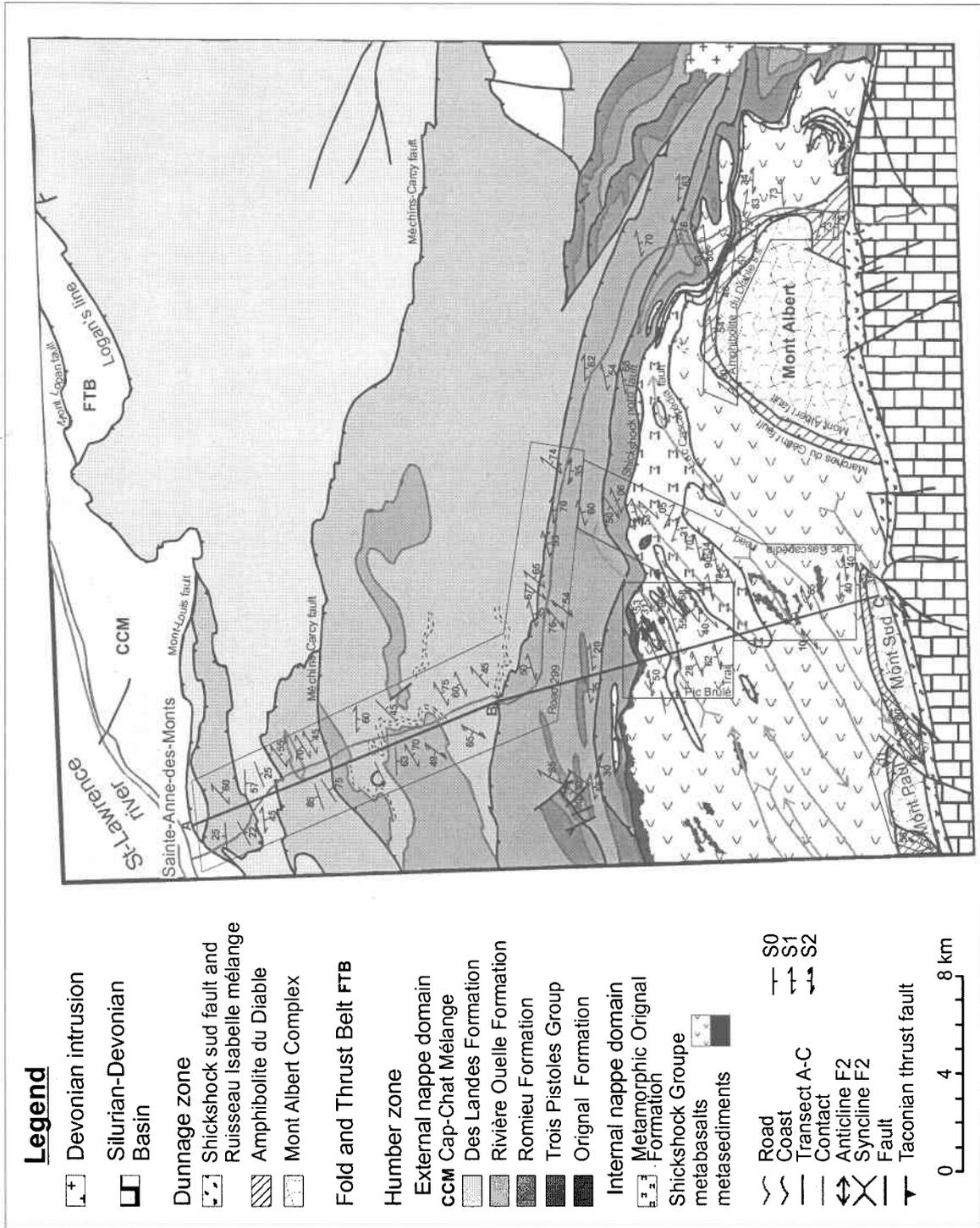
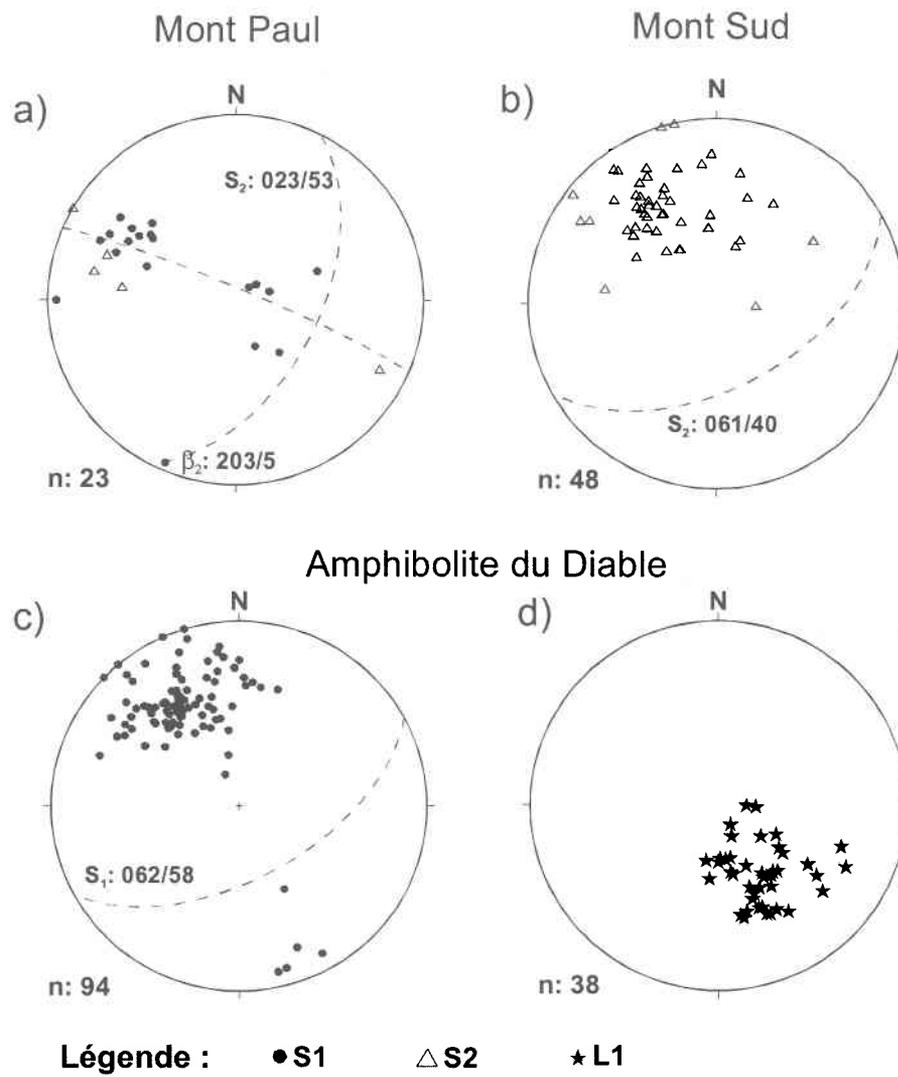


Fig 6.5: Structural data on the eastern part of the study area

Devonian rocks of the hanging wall, south of the Shickshock Sud fault (Sacks, 1996; Sacks et al., 1997c; Sacks et al., submitted). The kinematic analysis of mesoscopic brittle faults along the Shickshock Sud fault zone indicates a dextral strike-slip motion with a local transpressive component along restraining bends (Sacks et al., 1996; Gosselin, 2000). The shortening direction, calculated by fault slip data analysis, is coaxial with the mean regional cleavage developed in the fault zone rocks and in the Silurian-Devonian rocks to the south (Sacks, 1996). The late dextral strike-slip motion along the Shickshock Sud fault is interpreted as Acadian in age.

#### **6.4.2 The Amphibolite du Diable s.l.**

The metamorphic sole of the peridotite is characterized by a strong S1 mylonitic fabric. In the northeastern part of the Amphibolite du Diable s.s., this fabric dips moderately to the SE (Fig. 6.6a) and is associated with a down-dip mineral lineation (Fig. 6.6b) underlined by amphibole and white micas. Shear-sense indicators (shear bands, asymmetric porphyroblasts and asymmetric folds; Sacks et al., submitted) associated with this mineral lineation suggest NW-directed thrusting of the Mont Albert Complex and its metamorphic sole onto the Mont Logan nappe. According to Gagnon and Jamieson (1986), the Amphibolite du Diable s.s. is formed by successive additions of slices of oceanic rocks of lower metamorphic grade with an increasing component of sedimentary rocks in the younger slices. This indicates that processes of obduction started as intraoceanic thrusting and ended onto the continental margin (Gagnon and Jamieson, 1986). The mylonitic fabric S1, underlined by hornblende crystals, resulted from the succession of tectonic processes from intraoceanic thrusting (pre-MD1, Table 6.1) to the obduction of peridotite onto the margin (MD1; Table 6.1; Fig. 6.3A). Retrogression of the metamorphic assemblage (Fig. 6.3B, C) occurred during the emplacement of the ophiolite and its metamorphic sole onto the continental margin (O'Beirne, 1990; Pincivy et al., 2003; MD1, Table 6.1). The main fabric S1 of the metamorphic sole at the Mont Paul and Mont Sud (Fig. 6.5) is affected by a NE-trending S2 crenulation cleavage dipping towards SE (Fig. 6.6c, d). In these two regions, S2 is not associated with any metamorphic recrystallisation (Fig. 6.3E; Pincivy et al., 2003). At the Mont Paul, the metamorphic sole



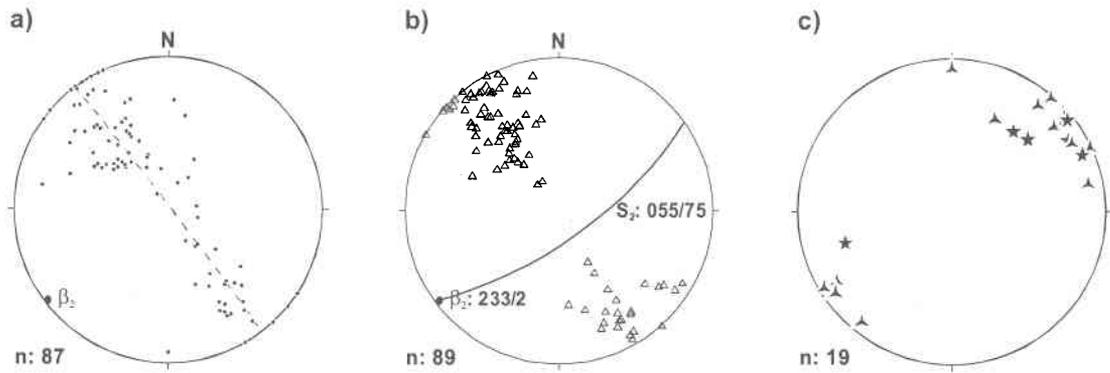
**Fig. 6.6:** Metamorphic sole stereoplots.

is folded around the peridotites (Fig. 6.5) and the distribution of the main fabric S1 on a great circle reflects this folding (Fig. 6.6c) The  $\beta$  poles to the main fabric indicates the axes of F2 folds plunge gently towards SSW (Fig. 6.6c).

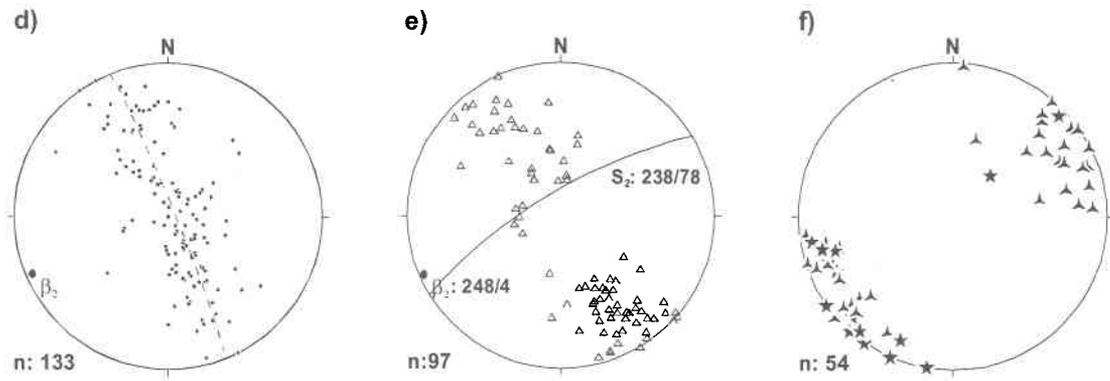
### 6.4.3 The internal Humber zone

Four phases of deformation are documented in the Mont Logan nappe (St-Julien et al., 1990; Slivitzky et al., 1991; Sacks et al., 1997c; Table 6.1). The first phase of deformation affecting the margin (MD1; Table 6.1) is associated to the NW-directed overthrusting of the Mont Albert Complex onto the Mont Logan nappe (St-Julien et al., 1990; Slivitzky et al., 1991; Camiré, 1995; Sacks et al., 1997c). In the Mont Logan nappe, it is characterized by NW-overtaken and recumbent folds (Mattinson, 1964; St-Julien et al., 1990; Slivitzky et al., 1991), and by a subhorizontal metamorphic fabric (S1) formed at the greenschist to amphibolite facies. This fabric trends ENE and dips gently to the WNW or ESE (Fig. 6.7a). Small-scale isoclinal folds with S1 as an axial-planar schistosity are locally observed (Fig. 6.4A). A well-developed mineral and stretching lineation L1 (Mattinson, 1964; Beaudin, 1984; St-Julien et al., 1990; Slivitzky et al., 1991; Camiré, 1995, Pincivy et al., 2003) is defined by the long axis of hornblende, chlorite and epidote crystals, by quartz ribbon, stretched clasts in conglomerate, or boudinaged quartz ribbons. In general, L1 (parallel to the Appalachian structural front in this area) plunges gently to the ENE or WSW and is recognized in the two domains (Fig. 6.7f, i). The NW-directed structural transport of nappes is indicated by NE-trending overturned F1 folds and by NE-trending and SE-dipping F1 axial surface (Slivitzky et al., 1991). This nappe transport direction is perpendicular to the stretching lineation L1. For Camiré et al. (1993) and Camiré (1995), this lineation could be associated with nappes emplacement in a transpressive regime during the first deformation which affected the margin (MD1). Other authors, such as St-Julien et al. (1990), Slivitzky et al. (1991) and Sacks et al. (1997c) call for a post-MD1 deformation phase (see post-MD1 in Metamorphic Original Formation, Table 6.1) to explain that the stretching lineation is perpendicular to the structural transport of nappes to the NW. Subhorizontal C/S fabrics indicating a top-to-the SW sense of shear, which that are developed within metamorphic rocks of the Original Formation (Fig. 6.4B) of the northern Lac Cascapédia window (Figs.

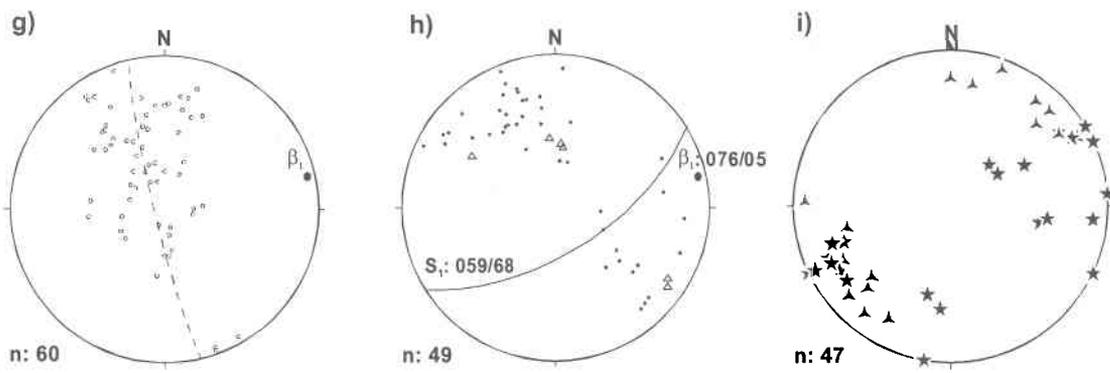
Pic Brûlé Trail



Lac Caspédia Road



Road 299



Legend : ○ S0    ● S1    △ S2    ★ L1    ▲ L2

Fig. 6.7: Internal and external Humber zone stereoplots

6.2 and, 6.5), are interpreted to be associated with the development of this orogen-parallel lineation (St-Julien et al., 1990; Slivitzky et al., 1991; Sacks et al., 1997b). This deformation is not well constrained within the Mont Logan nappe.

The second margin deformation (MD2) corresponds to the D2 deformation in the internal Humber zone (Beaudin, 1980, 1984; Slivitzky et al., 1991; Camiré, 1995; Sacks et al., 1997c; Table 6.1). In the Mont Logan nappe and the Lac Cascapédia window, a steeply-dipping penetrative axial-planar crenulation cleavage S2 (Fig. 6.3F) associated with NE-trending F2 folds (Fig. 6.4C). F2 folds are open, upright or inclined to the SE, and have axes plunging towards the SW or NE (Fig. 6.4C; Beaudin, 1980, 1984; Camiré, 1995). S2 is a penetrative crenulation cleavage which is not associated with metamorphic recrystallisation (Fig. 6.3E). In the studied transect (Fig. 6.5), S2 dips steeply towards SE or NW (Fig. 6.7e, h). The mean orientation of S2 is N055°/75 for the Pic Brulé trail and N238°/78 for the Lac Cascapédia road domain (Fig. 6.7e, h). F2 folds plunge very gently to the SW in both domains (Fig. 6.7d, g, e, h). The intersection lineation L<sub>1-2</sub> plunges also gently to the NE and SW (Fig. 6.7f, i). This deformation phase folded the Lac Cascapédia fault (Beaudin, 1984; Fig. 6.5).

The third deformation (MD3) is only recorded by some minor extensional faults subparallel to the Shickshock Sud fault (Gosselin, 2000) and it affects rather the rocks of the Gaspé Belt than the rocks of the Humber zone.

Finally, the last deformation recorded by rocks of the internal Humber zone (MD4) is characterized by open and upright ENE-trending folds, attributed to the Acadian orogeny (Beaudin, 1984; Camiré, 1995; Slivitzky et al., 1994; Sacks et al., 1997; Table 6.1). In the eastern part of the Shickshock Group, east of the Mont Albert, this deformation is marked by kink structures which formed spaced non penetrative crenulation cleavage (Fig. 6.4D). In general, this last deformation is not well documented in the Mont Logan nappe.

#### **6.4.4 The external Humber zone**

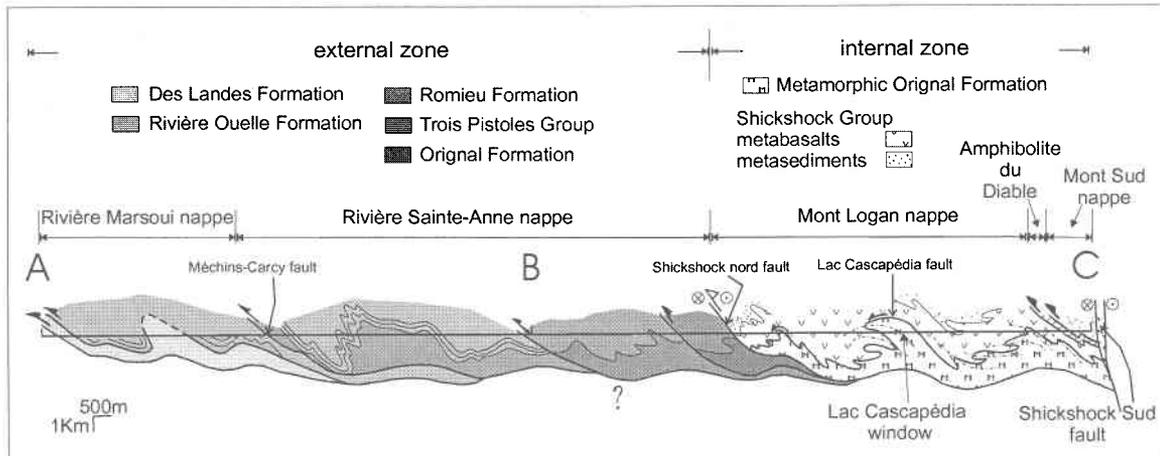
In the external zone, sedimentary rocks are less deformed (one major deformation phase) and metamorphosed (prehnite-pumpellyite grade) compare to those of the internal Humber zone (two major deformation phases and greenschist/amphibolite

grade) to the south. From north to south, the bedding S0 is progressively transposed by S1 (dissolution and axial slaty cleavage) and a spaced S2 foliation is developed to the south (non penetrative crenulation cleavage). The attitudes of S0 and S1 are shown on stereoplots of the Road 299 domain (Fig. 6.7a, b, c). Along the section, bedding (S0) is dominantly subhorizontal or dips to the SE (Fig. 6.7a). The first deformation in the external zone (MD1) is characterized by S to SE-dipping thrust faults, contemporaneous with NE-trending folds and an axial planar cleavage that dips to the SE (Slivitzky et al., 1991; Table 6.1). In the north, the S1 fabric is a spaced cleavage becoming a slaty cleavage, to the south. Along the road 299 transect (Fig. 6.5), S1 is NE-trending and dips steeply mainly towards the SE with minor dips towards NW (Fig. 6.7b). The  $\beta_1$  pole to the bedding, indicating that axes of F1 plunge gently to the NE (Fig. 6.7b), is coplanar with the mean cleavage (Fig. 6.7b) suggesting a NNW-SSE shortening during the MD1 deformation. The lineation  $L_1$  plunges also shallowly NE and SW (Fig. 6.7c). The D2 deformation in the external zone (MD2, Table 6.1) is only marked to the south, near the boundary with the internal zone (Fig. 6.5, Table 6.1). It is characterized by a non-penetrative crenulation cleavage which is NE-trending and dipping moderately towards NW or shallowly towards SE (Fig. 6.7b).

#### 6.4.5 External and internal Humber zone relationship on cross-section

In the internal and the external zones, the MD1 and MD2 deformation appear to be coaxial, which may indicate that they are the result of a protracted NW-SE shortening event along the Laurentian continental margin. MD1 deformation has propagated from the hinterland (internal zone) to the foreland (external zone). MD2 deformation in the internal Humber zone was in part contemporaneous with MD1 deformation in the external Humber zone. To illustrate the variation of the structural styles across the external and internal Humber zone, a synthetic cross-section, from Sainte-Anne-des-Monts to the Mont Sud (transect A-C on Fig. 6.5; Fig. 6.8), is presented. The external zone, where MD1 is the principal deformation phase, is characterized by NW-directed thrusts and overturned folds and low metamorphism (prehnite-pumpellyite grade). The

internal zone is more complex because of the superposition of the MD2 deformation and higher metamorphic grade (greenschist to amphibolite grade).



**Fig. 6.8:** Synthetic cross-section along the A-B-C transect. Two generations of thrusts coexist (black and white arrows). Thrust planes of the second generation (white arrows) cut across the thrust planes of the first generation (black arrows) and fold them.

## 6.5 Timing of deformation

The deformation and metamorphism of the Humber and Dunnage zones in the Gaspé Peninsula were studied by Mattinson (1964), St-Julien and Hubert (1975), Beaudin (1980, 1984), Gagnon and Jamieson (1986), O'Beirne-Ryan et al. (1990), Slivitzky et al. (1991), Camiré (1995), Sacks et al. (1996, 1997c), Cousineau (1998), Malo et al. (2001), Pincivy et al. (2003), amongst other.

The MD1 deformation is recognized in the internal and external Humber zone and in the metamorphic sole (Fig. 6.5). In the Canadian Appalachians, the age of MD1 deformation in the external Humber zone is traditionally constrained by the age of fossiliferous olitostromal deposits (early Late Ordovician to middle Late Ordovician; graptolites from *Nemagraptus gracilis* to *Orthograptus ruedemanni* Zones or 458 Ma to 449 Ma) genetically related to the emplacement of the external thrust nappes (St-Julien and Hubert, 1975). In the Gaspé Peninsula, it corresponds to the development of the Cap-Chat Mélange in front of the Logan's Line (Cousineau, 1998; Malo et al., 2001). It is also marked by the filling of the Caradocian flexural foreland basin by shales in the foredeep of the Des Landes Formation, followed by deposition of turbidites of the Cloridorme Formation (Slivitzky et al., 1991; Prave et al., 2001). The Des Landes Formation contains graptolites from the *N. gracilis* Zone, whereas the Cloridorme Formation spans the *Diplograptus multidentis* to *Climacograptus spiniferus* Zones indicating, as a whole, a 458 Ma to 449 Ma time interval for deposition of both formations (Slivitzky et al., 1991). In the internal Humber zone, the age of MD1 deformation is constrained by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological analyses on prograde metamorphic minerals (hornblende and white micas) of the Mont Logan nappe ( $458.1 \pm 0.8$  Ma to  $456.4 \pm 0.9$  Ma; Pincivy et al., 2003) and of the Amphibolite du Diable retrogressive paragenesis ( $457.2 \pm 3.0$  Ma to  $459.0 \pm 0.8$  Ma; Pincivy et al., 2003). Muscovite spectra (c.a. 456 Ma-459 Ma), which come from greenschist-grade samples located in the middle of the internal zone and near the external zone, are interpreted as crystallization ages dating the metamorphic fabric created by the MD1 deformation (99Gasp154, 99Gasp82; Pincivy et al., 2003). The concordance between amphibole and muscovite ages from greenschist and amphibolite facies in the internal Humber zone (Pincivy et al., 2003) indicate rapid cooling rates. In the

Amphibolite du Diable, a 465 Ma minimum age estimation for the prograde paragenesis is given by the high-temperature steps of one sample which comes from the first slice (Chap. 5, Fig 6.9: 99Gasp187).

The MD2 penetrative deformation features occur mainly in the internal Humber zone and in the metamorphic sole. The S2 crenulation is mainly not associated with significant metamorphic neo-crystallisation (Table 6.1, Fig. 6.3E; Camiré, 1995; Sacks et al., 1997; Pincivy et al., 2003), but its age may be approximated by using amphibole disturbed age spectra (Fig. 6.9). These dated amphiboles come from crenulated samples that show also undisturbed age spectra giving ages of 453 Ma. The disturbed spectra (99Gasp247b, 99Gasp080, 99Gasp 073; Fig. 6.9) yield plateau ages of  $446,3 \pm 3,1$  Ma to  $449,8 \pm 6,0$  Ma interpreted as dating D2. This age approximation is supported by a well-defined  $448,7 \pm 3,2$  Ma plateau age of the 99Gasp066 sample in which younger amphibole cut the S1 fabric (Fig 6.9, Fig. 6.4F).

The MD3 deformation is characterized by normal block faulting during deposition of the Silurian-Devonian rocks of the Gaspé Belt. The Salinic unconformity associated with these normal faults indicates that block faulting occurred during Late Silurian (Prilolian) south of the Shickshock Sud fault (Bourque, 2001; Malo et al., 2001).

The last MD4 deformation features recorded in rocks of the continental margin are open ENE- to NE-trending folds within the internal and external nappe domains, and brittle-ductile to brittle dextral strike-slip deformation features along the Shickshock Sud fault (Slivitzky et al., 1991; Sacks et al., submitted).

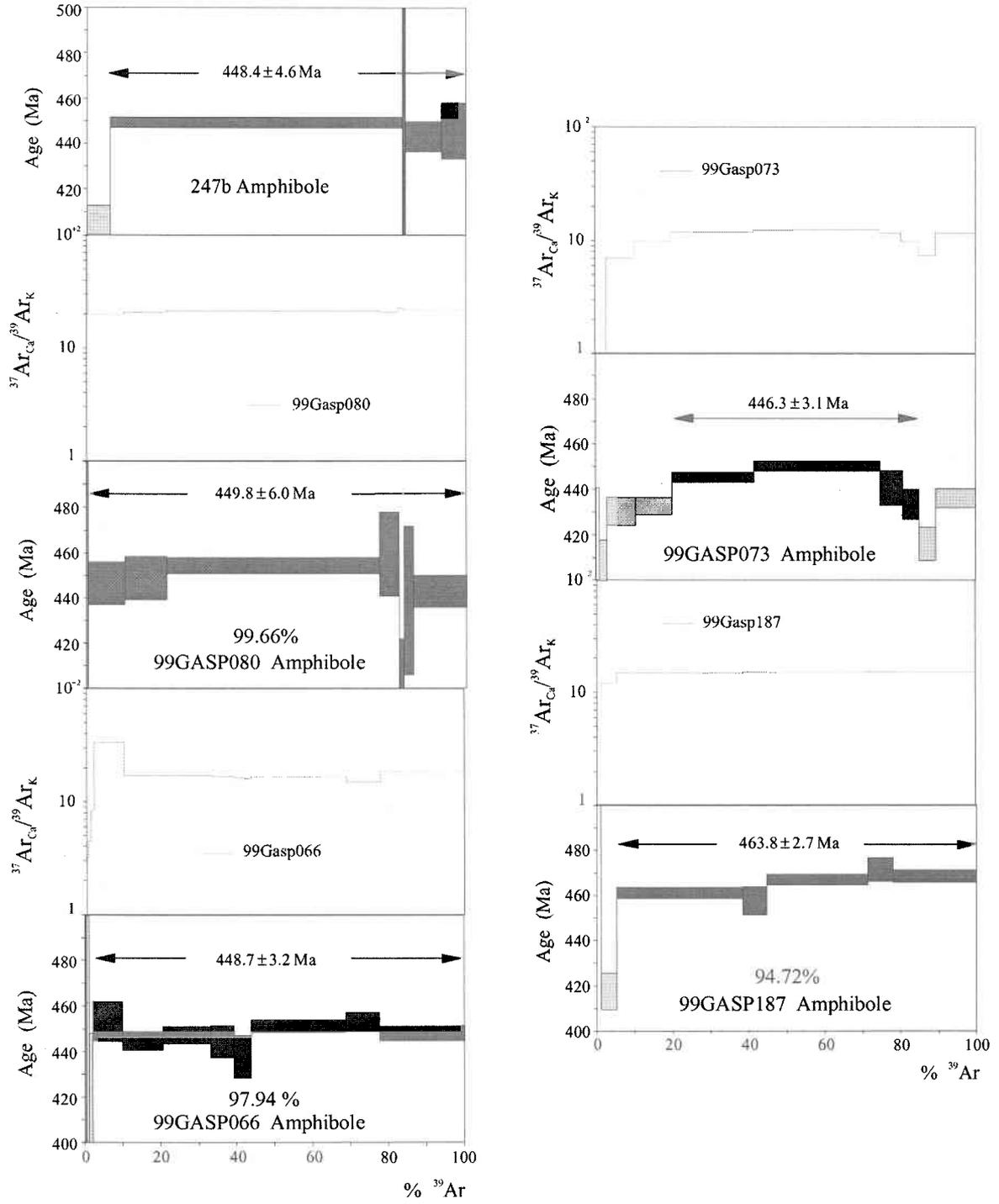


Fig. 6.9:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra.

## **6.6 A structural model for the Taconian orogeny in the Gaspé Peninsula**

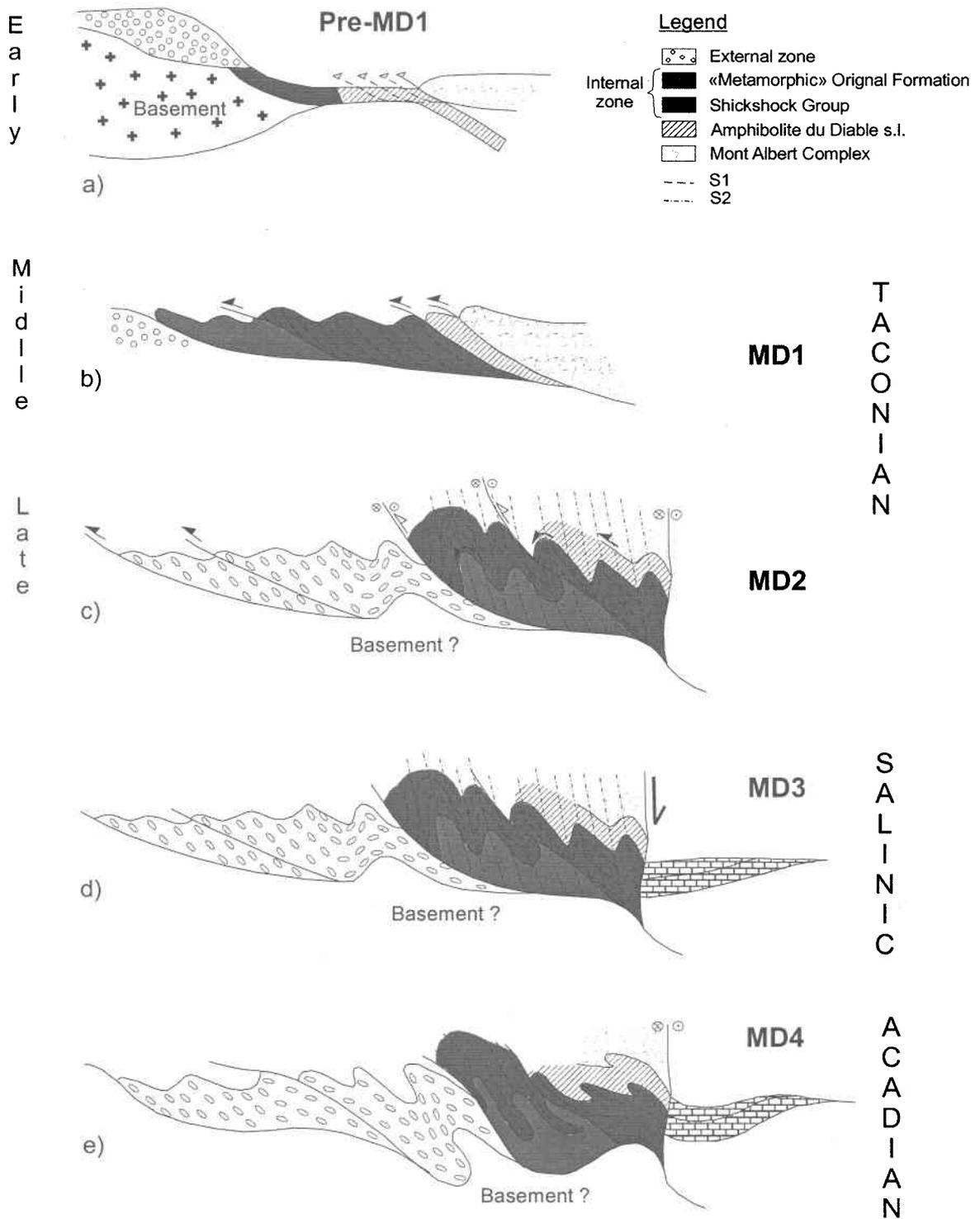
The integration of geochronological data (Pincivy et al., 2003) with the structural data has helped to unravel the timing of deformation and metamorphism (Fig. 6.10), and will be used, here, to propose a new geodynamical model for the Taconian orogeny in the Humber and Dunnage zones of the Gaspé Peninsula (Fig. 6.11). Our model also takes into account previous regional models (St-Julien and Hubert, 1975; Beaudin, 1984; Slivitzky et al., 1990; Malo and Kirkwood, 1995; Malo et al., 1995) and is inspired by classical regional models described for other orogens (Fig. 6.11; e.g., Brun and Burg, 1982; Lagarde and Michard, 1985; Burg et al., 1987; Ellis and Watkinson, 1987; Vauchez et al., 1993).

### **6.6.1 The pre-MD1 deformation, pre-465 Ma : Early Taconian – Intraoceanic thrusting**

The pre-MD1 deformation, which corresponds to the intraoceanic thrusting of peridotites on the upper oceanic crust, is considered as the early Taconian stage (Fig. 6.10a, 6.11a). It is recorded by PD2 deformation in rocks of the Mont Albert Complex (Table 6.1, Beaudin, 1984) and by pre-MD1 deformation in the Amphibolite du Diable. Tectonic slices of oceanic crust are formed and metamorphosed at the granulite facies due to the overlying peridotite nappe (Fig. 6.12A; O'Beirne-Ryan, 1990). This interpretation of the formation of the metamorphic sole is coherent with the composition of Amphibolite du Diable slices but is not constrained by ophiolite crystallization age. The high temperature and high pressure metamorphism in the Amphibolite du Diable s.l. is indicated by garnet and pyroxene relics (see above, Fig. 6.3B, C). The translation of the ophiolitic nappe towards the continental margin is recorded by the increase of the sedimentary component incorporated into the successive slices of the metamorphic sole (Gagnon and Jamieson, 1986).

### **6.6.2 The MD1 deformation, 459-456 Ma : Middle Taconian – Obduction**

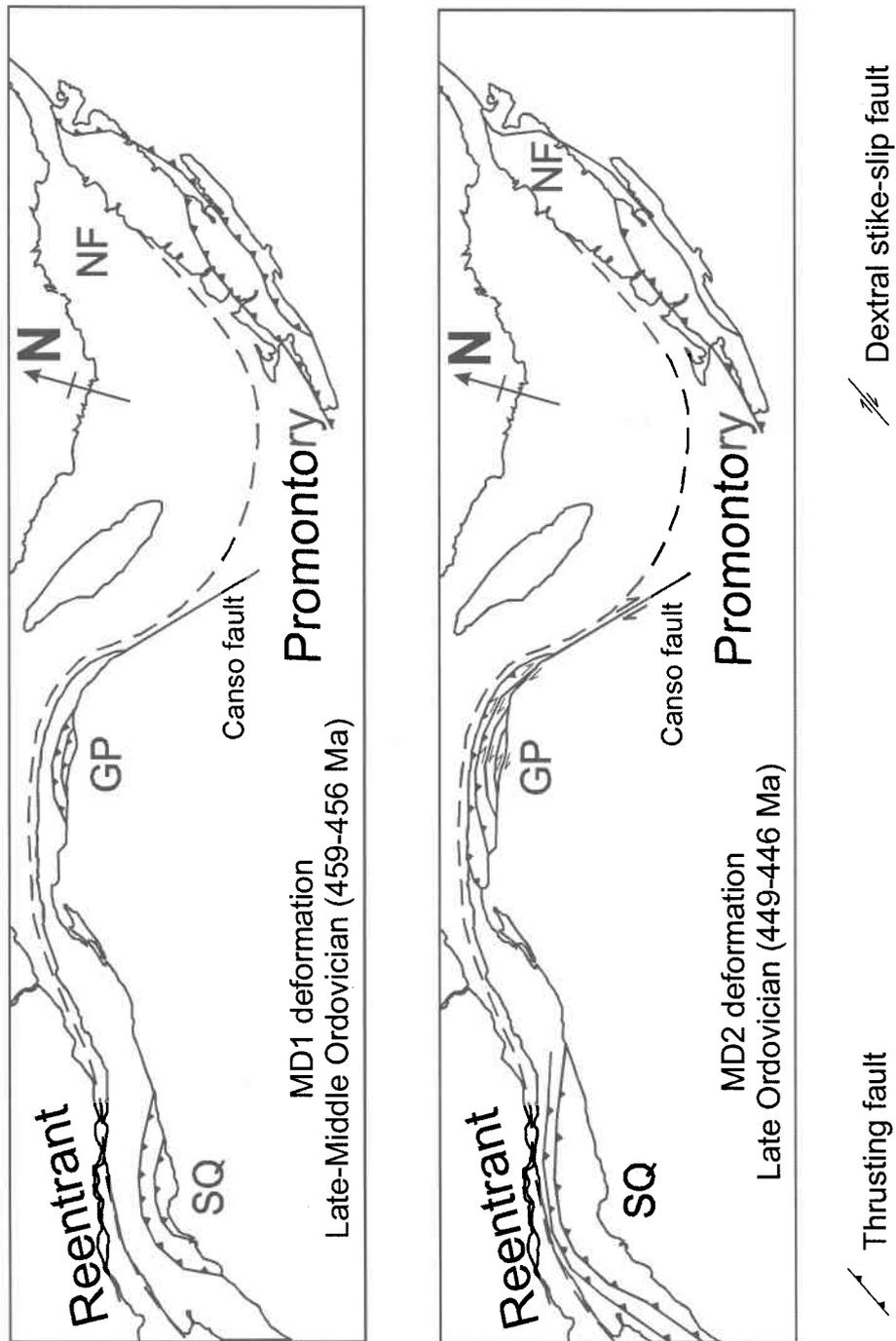
The MD1 represents the first deformational event recorded by rocks of the continental margin (Humber zone; Fig. 6.10b, 6.11b; Table 6.1). It is the middle Taconian



**Fig. 6.10:** Schematic evolution of parts of the Humber and Dunnage zones in the Gaspé Peninsula.

stage corresponding to the emplacement of the Mont Albert Complex and its metamorphic sole onto the continental margin (Shickshock Group). It is also the beginning of thrust stacking of the Shickshock Group, which ultimately led to the emplacement of the external nappes (Fig. 6.10b, 6.11b, 6.12A). This phase is characterized by a greenschist to amphibolite grade regional metamorphism in the Mont Logan nappe (Beaudin, 1984; Camiré, 1985; Slivitzky et al., 1991; Pincivy et al., 2003; Fig. 6.10b, 6.11b, 6.12A), which induced by the retrogression of the metamorphic sole (Fig. 6.3B, C; Pincivy et al., 2003) due to a metamorphic reequilibration after the cooling of the peridotite (high temperature to middle temperature). In the external Humber zone of the Gaspé Peninsula, the Cap Chat Mélange, which is part of the belt of olistostromal deposits, was formed at the toe of advancing external nappes, during Arenigian to Caradocian times (Early to Late Ordovician; Slivitzky et al., 1991; Cousineau, 1998; Malo et al., 2001). The filling of the flexural foreland basin by foredeep shales of the Des Landes Formation followed by turbidites of the Cloridorme Formation (Slivitzky et al., 1991; Prave et al., 2001) occurred during 458 Ma to 449 Ma (graptolites from the *Nemagraptus gracilis* Zone for the Des Landes and from *Diplograptus multidentis* to *Climacograptus spiniferus* Zones for the Cloridorme). The coarse part of turbidites contains rocks fragments of sedimentary and volcanic rocks, and serpentinite, some of which containing chromite (Enos, 1969; Hiscott, 1978; Slivitzky et al., 1991). The nature of the fragments implies that: 1) the Laurentian crust was loaded at this time by an orogenic wedge to create the flexural basin, and 2) the Mont Albert Complex and sedimentary rocks of the ancient passive margin (Rivière Sainte-Anne nappe) were part of the orogenic wedge which was eroding. The formation of this orogenic wedge corresponds to the MD1 deformation stage in the external zone.

A NE-trending mineral lineations orthogonal to the NW-directed Taconian structural transport is associated with the regional metamorphism in the Mont Logan nappe (Fig. 6.6). This MD1 is associated with isoclinal, recumbent folds axes with parallel to the stretching lineation. Folds and lineation were formed during prograde metamorphism during the first phase of deformation of the margin (MD1; Fig. 6.12A). The formation of the lineation cannot be explained by a simple thrusting model.

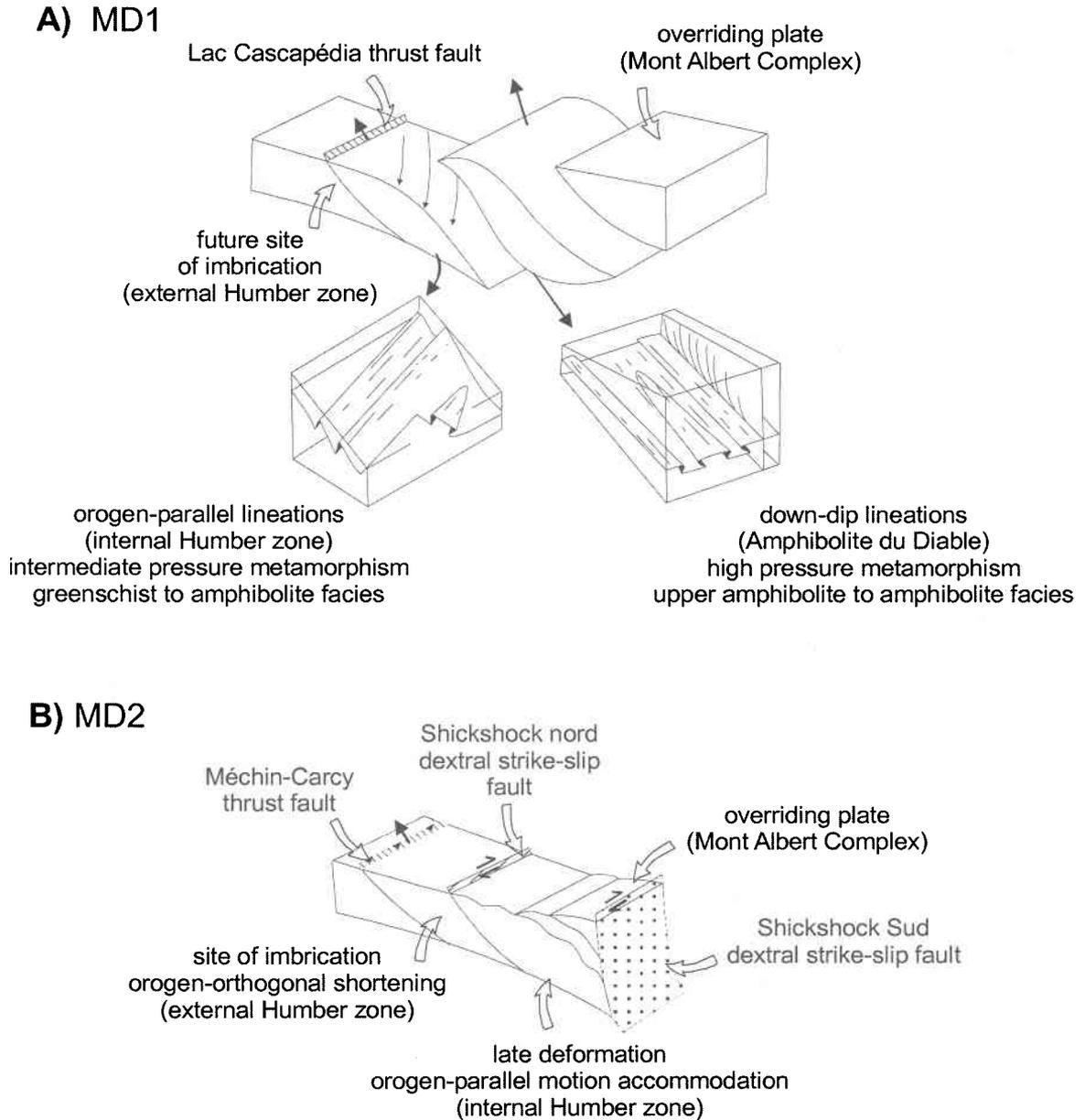


**Fig. 6.11:** Variation of the deformation during the Taconian orogeny along the Canadian Appalachians. The dextral strikes-slip fault along the promontory corresponds to a paleo-transform fault during the opening of Iapetus and the Canso fault (Thomas, 1977; Stockmal et al., 1990; Malo et al., 1995).

In the Amphibolite du Diable s.s., a down-dip stretching lineation orthogonal to the length of the belt is well-developed (Fig. 6.6d, 6.12A) whereas, in the amphibolites of the Shickshock Group, a stretching lineation parallel to the orogenic front is recorded. These fabrics are associated with shear sense indicators that suggest a NW-directed thrusting in rocks of the Amphibolite du Diable, along the Mont Albert fault, and an oblique dextral strike-slip motion in amphibolitic rocks of the Shickshock Group along the Shickshock Sud fault. The Amphibolite du Diable s.s. features are the result of a protracted event that could have been initiated during the high-pressure event in the intraoceanic domain, before juxtaposition with the Laurentian margin, but also in part during the retrogression (granulite to amphibolite facies). Whereas longitudinal stretching lineation in the amphibolites of the Shickshock Group are contemporaneous to the greenschist/low-amphibolite prograde regional metamorphism (Fig. 6.12A). The similar  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages obtain for MD1 in the metamorphic sole and in the Mont Logan nappe indicate that this two motions are synchronous. The change from top to northwest kinematics along the Mont Albert fault to top to west and southwest along the Shickshock Sud fault suggests dextral transpression during early-MD1 to MD1. Sacks et al. (submitted) concluded that a large ophiolitic nappe from which the Mont Albert Complex is derived was thrust northward over the Shickshock Group producing the prograde metamorphism of the Mont Logan nappe.

### **6.6.3 The MD2 deformation, 449-446 Ma: Late Taconian**

The MD2 deformation is recorded in rocks of Amphibolite du Diable s.l., internal and southern external Humber zones and those of imbricated fault domain. MD2 is considered as a late stage of the Taconian orogeny. The MD2 deformation is marked by: 1) faults like the Shickshock Nord fault (Fig. 6.5; Fig. 6.10c: white arrows) in the internal zone and folds affecting earlier faults like the Lac Cascapédia fault (Fig. 6.5; Fig. 6.10c: black arrows), and 2) a SE-dipping S2 axial-planar to crenulation cleavage; upright to overturned, NE-trending folds that plunge to the SW or NE (Fig. 6.3F; Table 6.1; Mattinson, 1964; Beaudin, 1980, 1984; Slivitzky et al., 1991; Camiré, 1995; Sacks et al., 1997c). The Shickshock Nord fault is marked by a 5 to 10 m wide transition zone of gently-dipping alternating layers of grey micaschist (metamorphic Original Formation)



A: modified from Ellis and Watkinson (1987) but with the timing of Burg et al. (1987).  
 B: modified from Vauchez et al. (1993)

**Fig. 6.12:** Cartoon illustrating a possible Taconian tectonic evolution of the Humber and Dunnage zone in the Gaspé Peninsula.

and red-green slaty shale (Original Formation). The second generation of faults (Shickshock nord and Shickshock sud faults) in the internal Humber zone underwent dextral strike slip and/or thrusting motion (Fig 6.9, 6.10c, 6.12B). The oblique position of F2 fold (NE-SW) and S2 counterclockwise from the Shickshock Sud fault (nearly E-W) is concordant with a late Taconian dextral transpression along the fault (Fig. 6.5).

Regionally, the MD2 deformation is characterized by an increase of transcurrent deformation in the internal zone whereas the foreland (external zone) is characterized by piggy-back thin-skin deformation indicated by in-sequence nappes emplacement. (Fig. 6.10c, 6.12B). Low-angle Shickshock Nord fault decollement zone and high-angle Shickshock Sud fault accommodate orogen-parallel to oblique displacement of the Mont Logan nappe (internal Humber zone; Fig. 6.5, 6.12B), whereas the Mont-Louis, Mont Logan and Méchins-Carcy thrust faults accommodate orogen-orthogonal shortening in the external Humber zone (Fig. 6.5, 6.12B). The MD2 deformation developed between the two dextral strike-slip faults (Shickshock Sud and Shickshock Nord faults), in the Mont Logan nappe, is the expression of the continued transpression initiated during MD1. In this scenario, the Shickshock Nord fault is a low-angle dextral strike-slip fault. This fault is marked by a juxtaposition of metamorphic (green-schist grade) and non-metamorphic rocks of the Original Formation.

The age of 449-446 Ma corresponds with the end of sedimentation in the foreland basin, youngest rocks of the Cloridorme Formation actually cropping out being uppermost Caradocian to earliest Ashgillian (Malo et al., 2001). The N-NNW reverse folding in the parautochthonous domain must be post-Cloridorme, post-Late Caradocian, and probably related to the MD2 deformation recorded in the internal Humber zone (Slivitzky et al., 1991). The first folding event in the parautochthonous domain may be coeval with the second deformation phase in the internal Humber zone.

## 6.7 Discussion

The tectonic model presented here for Taconian deformation of the Gaspé Humber zone is inspired by classical regional models described for other orogens (Fig. 6.11; e.g., Brun and Burg, 1982; Lagarde and Michard, 1985; Burg et al., 1987; Ellis and Watkinson, 1987; Vauchez et al., 1993). The MD1 lineation geometry characterized by stretching lineation parallel to the orogenic front exists in many orogens: the southern Appalachians (Vauchez et al., 1993), the Variscan belt (Burg and Brun, 1982; Burg et al., 1987), the Morocco Hercynian belt (Lagarde and Michard, 1985). In those orogens, the orogen-parallel lineation is explained by oblique convergence. The internal Humber zone geometry, and stretching lineations relationship with nappes transport direction, shares many analogies with the models of Burg et al. (1987) and Ellis and Watkinson (1987) (Fig. 6.12). To the east, the Gaspé Laurentian continental margin is located along an ancient dextral strike-slip fault, the Canso fault (Stockmal et al., 1990) which is a link between the Quebec reentrant and the St. Lawrence promontory (Fig. 6.11; Thomas, 1977; Malo et Kirkwood, 1995; Malo et al., 1995). This geographical context is nearly similar to the Ibero-Armorican arc context during the Early Ordovician (Burg et al., 1987) and the deformation is nearly similar to the early deformation described by Ellis and Watkinson (1987) in different orogens (Canadian Cordillera, Alps, Variscan, Himalaya). It allows comparisons between the tectonic evolution of these regions. Ellis and Watkinson (1987) have interpreted stretching lineation subparallel to the orogen as reflecting a relatively moderate oblique plate convergence during subduction (Fig. 6.10b, 6.11b). The Amphibolite du Diable s.s. and Shickshock Group MD1 features associated with, respectively high-pressure to retrogressed metamorphism (granulite to amphibolite facies) and greenschist/low-amphibolite prograde regional metamorphism (Fig. 6.12A), are similar to those described by Burg et al. (1987) where a first initially transverse relative motion recorded in high-pressure rocks (pre-MD1/early MD1 in Gaspé Peninsula; Fig. 6.10a, 6.11b, 6.12) evolved into an orogen-parallel relative motion documented in intermediate metamorphic rocks (MD1 in Gaspé Peninsula; Fig. 6.10b).

The MD2 faults geometry and motion are characterized by orogen-parallel to oblique displacement onto low-angle Shickshock Nord fault decollement zone and high-

angle Shickshock Sud fault in the internal Humber zone (Fig. 6.5, 6.12B), and by Mont-Louis, Mont Logan and Méchins-Carcy thrust faults in the external Humber zone (Fig. 6.5, 6.12B). This tectonic context is similar in southern Appalachians where the Piedmont terrane (internal zone) is bordered by two dextral strike-slip faults, the low-angle western Piedmont décollement zone, to the north, and the high-angle Ocmulgee faults, to the south (Vauchez et al., 1993). These strike-slip faults are coeval with orogen normal shortening accommodated by the Hayesville thrust in the external zone (Vauchez et al., 1993).

The tectonic model presented here for Taconian deformation of the Gaspé Humber zone is somewhat different than those proposed before by St-Julien et al. (1990), Slivitzky et al. (1991) and Sacks et al. (1997c). These authors invoked an intermediate phase of deformation, at the same metamorphic grade of MD1, between MD1 and MD2 to explain the orthogonal direction of the regional stretching lineation to the structural transport direction. This intermediate phase of deformation is the result of the top-to-southwest motion of the Shickshock Group rocks with respect to underlying rocks of the metamorphic Orignal Formation. It is based on local C/S structures found in rocks of the Orignal Formation within the Lac Cascapédia window (Fig. 6.4B). These authors have interpreted this simple shear deformation as the cause of the regional NE-trending subhorizontal lineation in the Shickshock Group. The new interpretation simplify this evolution with only one phase of transpressive deformation (MD1) at greenschist grade which formed the prograde S1 foliation with the orogen-parallel stretching lineation coeval with the NW-directed thrusting. This geometry is well documented in other orogens and can be explained by oblique convergence (Brun and Burg, 1982; Lagarde and Michard, 1985; Burg et al., 1987; Ellis and Watkinson, 1987; Vauchez et al., 1993; Northrup and Burchfiel, 1996). There is no need for two different events to explain this geometrical relationship between lineation and structural transport, however, the top-to-southwest close to the contact between the Shickshock Group and the underlying metamorphic Orignal Formation remains to be understood and incorporated in the tectonic evolution of the internal Humber zone. One possibility is that shear zones between the rigid volcanic rocks of the Shickshock Group and the underlying more

plastic mudrocks of the Original Formation occurred contemporaneously with MD2 dextral shearing along the Shickshock Sud and Shickshock Nord faults.

The influence of the margin geometry (promontories and reentrants) has been invoked for explaining the major transpressive deformation that occurred during the Acadian orogeny (Malo et al., 1995). It is interpreted to also have been a key factor during the Taconian orogeny. The position of the Gaspé Peninsula (Fig. 6.11), in the innermost part of the Québec re-entrant, at the border with the ancient transform fault (Thomas, 1977) which linked the Québec re-entrant with the St. Lawrence promontory, has created a geodynamical environment favourable for formation of strike-slip tectonics and transpression at the margin of the internal Humber zone. Other areas in the Canadian Appalachians (Fig. 6.11), such as southern Québec positioned in the re-entrant and Newfoundland located along the promontory, have experienced different tectonic evolutions without major regional transpressive deformation. The southern Québec Appalachians was submitted to Taconian thrust tectonics coeval with the obduction of large ophiolitic nappe onto the Laurentian margin (Castonguay, 2000; Tremblay and Castonguay, 2002). This orogeny was followed, during the Silurian to early Devonian, by backtrusting and normal faulting interpreted either: (1) by tectonic wedging of a basement-cored duplex or (2) by postorogenic extensional collapse of the internal Humber zone (Castonguay, 2000; Tremblay and Castonguay, 2002). Finally, a last folding phase occurred during the Acadian orogeny in response to collision with Avalonia (Pinet et Tremblay, 1995). In the Newfoundland Appalachians, thrusting and folding occurred during the Taconian orogeny interpreted as the product of the collision of the Dashwood microcontinent with the Laurentian margin (Waldron and Van Staal, 2001). Continental collision with Ganderia occurred during the Salinian orogeny and was followed by extensional collapse during the later stages of this orogeny (Waldron et al., 1998). Finally, continued compression continued in Newfoundland in response to accretion of Avalonia during the Acadian orogeny (Cawood et al., 1995).

## 6.8 Conclusion

The new proposed structural model for the Taconian orogeny for the Humber and Dunnage zones can be described in three stages (Figs. 6.10, 6.11): the pre-MD1 deformation, pre-465 Ma, which corresponds to the Early Taconian deformation, represents the intraoceanic thrusting processes (Fig. 6.10a); the MD1 deformation during the period of 459 Ma to 456 Ma corresponds to the Middle Taconian transpressive deformation and is the result of the oblique nappe emplacement onto the margin (Fig. 6.10b, 6.11); the MD2 deformation, 449-446 Ma, is the Late Taconian deformation which corresponds to the increase of the strike-slip deformation in the internal Humber zone contemporaneous with thrusting in the external Humber zone and the foreland thrust belt (Fig. 6.10c, 6.11). Two later phases of deformation have affected the Humber and Dunnage zones area after the Taconian deformation. The MD3 deformation during the Late Silurian-Early Devonian corresponds to an extensional phase, the Salinic disturbance (Fig. 6.10d), and the MD4 deformation occurring during post-Early Devonian and pre-Carboniferous time represents the last recorded shortening event named the Acadian orogeny (Fig. 6.10e). This latter deformation is responsible for late folding in the internal Humber zone.

In conclusion, the particular position of the Gaspé Peninsula in the innermost part of the Québec re-entrant allows to propose a simple geodynamical model in which transpressive deformation is the most important mode of deformation. The Appalachians of the Gaspé Peninsula could be a case-study for understanding the tectonic evolution of a region located at the limit of a re-entrant and a promontory along an irregular margin during an oceanic closure with obduction (Taconian orogeny) followed by a continental collision (Acadian orogeny).

## Acknowledgements

The Natural Science and Engineering Council of Canada has provided research grants to M. Malo and A. Tremblay. A. Pincivy wishes to acknowledge INRS, the region Alpes-Provence-Cote d'Azur and NATMAP project for financial support, and Mona Baker and Simon Langlois for their field assistance. Finally, François Boulanger, director

of the Parc de la Gaspésie, is thanked for permitting access to the Gaspésie Conservation Park. We acknowledge Sébastien Castonguay for the critical reading of an earlier version.



## Chapitre 7

### Discussion/Synthèse

#### 7.1 Nouveau modèle d'évolution tectonique pour les Appalaches gaspésiennes

##### 7.1.1 Evolution tectonique lors de l'orogénie taconienne

L'évolution tectonique des Appalaches gaspésiennes au Taconien se fait en trois temps :

- Le premier stade ou Taconien précoce, d'âge pré-465 Ma, correspond à l'obduction dans le milieu océanique. Il représente le chevauchement du complexe ophiolitique du Mont Albert sur la croûte océanique et la formation de sa semelle métamorphique (Amphibolite du Diable) par incorporation de différentes écailles de croûte océanique contenant de plus en plus de roches sédimentaires à l'approche de la marge continentale laurentienne. Lors de cette étape, la semelle métamorphique subit, sous le poids de la nappe ophiolitique, des conditions de métamorphisme haute température, haute pression atteignant un grade amphibolite supérieure à granulite indiqué par la présence de grenats et de pyroxènes reliques.
- Le second stade ou Taconien moyen correspond à l'emplacement du complexe ophiolitique du Mont Albert et de sa semelle métamorphique sur la marge continentale laurentienne et aux premiers stades de la déformation au sein de la marge (zone de Humber interne). Cette étape est caractérisée par (1) un métamorphisme rétrograde de grade amphibolite dans la semelle métamorphique (Amphibolite du Diable) dû à la décompression lors de la remontée de celle-ci et de la nappe ophiolitique lors de leurs mises en place sur la marge continentale, et par (2) un métamorphisme régional au faciès des schistes verts à amphibolites dans la zone de Humber interne sur la marge laurentienne. Ces événements métamorphiques sont datés par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur monograins d'amphibole et de muscovite entre 459-456 Ma (Chap. 5). La direction est-nord-est des linéations minérales et

d'étirement associées au métamorphisme régional (nappe du Mont Logan) est perpendiculaire à la direction du transport structural vers le nord-ouest des nappes indiqué par le déversement des plis dans la zone de Humber externe et l'attitude des failles de chevauchement. Ceci indique un fractionnement de la déformation entre un jeu décrochant et un jeu compressif dû au fait que la direction de convergence des plaques est oblique par rapport à la position de la marge laurentienne. Dans la zone de Humber externe les nappes en séquence se chevauchent progressivement en direction du nord-ouest créant en avant d'elles un bassin flexural.

- Le dernier stade ou Taconien terminal, d'âge 449-446 Ma, correspond à la prédominance de la déformation en décrochement par rapport à la déformation compressive dans la zone de Humber interne alors que dans la zone de Humber externe, la déformation de couverture en piggy-back se poursuit. Cette étape est marquée par la création de nouvelles failles à jeu oblique (décrochant dextre et inverse ; faille Shickshock nord et Shickshock Sud) dans la zone de Humber interne qui plissent les failles chevauchante antérieures (faille du Lac Cascapédia). Dans la Humber interne, entre la faille Shickshock Nord et la faille de Shickshock Sud, s'installe un système de plis droits à déversés de direction nord-est auxquels est associé un clivage de plan axial pénétratif. Ce type de déformation dans la zone interne est l'expression de la poursuite de la déformation transpressive initiée au Taconien moyen.

### **7.1.2 Evolution tectonique après l'orogénie taconienne**

En Gaspésie, l'orogénie taconienne est suivie par une pulsation tectonique, le Salinique, et une seconde phase orogénique, l'Acadien, qui sont plus fortement ressenties dans le sud de la péninsule gaspésienne que dans la nord.

La pulsation tectonique salinique est d'âge Silurien terminal et Dévonien précoce et n'est pas enregistrée dans notre zone d'étude excepté dans la zone de faille de Shicksock Sud (échantillon 99Gasp126, 417-418 Ma) mais elle l'est dans les roches du bassin Silurien-Dévonien au sud et à l'est. C'est un événement extensif caractérisé par des failles synsédimentaires normales vers le sud délimitant des blocs tectoniques basculés

permettant la formation de la Ceinture de Gaspé. Les séquences siluriennes sont en partie érodées sur les hauts des blocs faillés.

L'orogénie acadienne est une phase majeure dans la formation des Appalaches. Elle est caractérisée en Gaspésie par le développement, dans la couverture sédimentaire des roches de la Ceinture de Gaspé et dans la zone de Humber, de larges plis ouverts de direction nord-est, contemporains de l'initiation de failles majeures de décrochement dextres. L'Acadien n'a pas laissé de fabrique tectonique dans la zone de Humber interne alors qu'un clivage associé au plissement acadien est bien développé dans les roches plus jeunes du Silurien-Dévonien.

## **7.2 Intégration des nouvelles données sur les Appalaches gaspésiennes dans l'évolution géodynamique des Appalaches canadiennes : comparaison avec le sud du Québec et Terre-Neuve.**

Les zones de Humber et de Dunnage sont représentées principalement au sein de trois régions dans les Appalaches canadiennes: le sud du Québec, la région maritime de la Gaspésie et du nord du Nouveau-Brunswick, et le nord-ouest de l'île de Terre-Neuve. L'objectif de ce sous-chapitre est de comparer les déformations et le métamorphisme que ces zones ont subis lors des différents épisodes de formation de l'orogène (Taconien, Salinien et Acadien) afin d'avoir une image plus globale de l'histoire tectonométamorphique des Appalaches canadiennes du début de l'Ordovicien à la fin du Dévonien (Fig. 6.13).

L'orogénèse taconienne est caractérisée par un diachronisme de la déformation le long du front des Appalaches canadiennes (Fig. 6.13). Il est d'âge Ordovicien précoce à tardif à Terre-Neuve, fin Ordovicien précoce à Ordovicien tardif dans le sud du Québec et Ordovicien tardif en Gaspésie. Ceci peut-être relié à la forme irrégulière de la marge Laurentienne. En effet, Terre-Neuve qui est touchée en premier se trouve sur le promontoire et la Gaspésie qui présente les âges les plus jeunes se trouve dans le fond du réentrant, le sud du Québec quant à lui présente une position géographique et des âges intermédiaires (Laurent, 1977; Pincivy et al., 2003). Du point de vue de la déformation, les trois régions sont assez similaires et présentent de grandes nappes de charriage transportées vers le nord-ouest sur la marge laurentienne (Fig. 6.13), à l'avant desquelles se forment des bassins d'avant-pays. Du sud vers le nord s'empilent les nappes ophiolitiques et leurs semelles amphibolitiques (zone de Dunnage), puis les nappes internes (zone de Humber interne) au faciès des schistes verts à celui des amphibolites et enfin les nappes externes (zone de Humber externe) peu métamorphiques (prehnite-pumpellyite) à non-métamorphiques (Slivitzky et al., 1991; Pinet et Tremblay, 1995; Waldron et al., 1998; Waldron et van Staal, 2001; Tremblay et Castonguay, 2002; Pincivy et al., 2003). Dans les nappes internes terre-neuviennes, plus particulièrement dans le bloc de Fleur de Lys, un faciès éclogitique (haute pression – basse température) daté à 455 Ma témoigne de l'existence de matériel provenant du slab, indiquant qu'à cette période la

subduction fonctionne toujours (Waldron et van Staal, 2001). En Gaspésie la déformation est plus complexe que du simple chevauchement. En effet, un fractionnement de la déformation dans un contexte transpressif entre du chevauchement et du décrochement dextre est nécessaire pour expliquer les structures existantes dans la zone interne tels que la linéation d'étirement parallèle au front de la chaîne sous un métamorphisme régional schiste vert à amphibolite et les grands plis obliques par rapport aux failles principales (Chap. 4). A partir du Caradocien, au sud de la zone déformée, un bassin successeur se remplit de façon contemporaine à l'orogénèse (Bourque et al., 2000). Cette sédimentation peut-être contrôlée par les variations du niveau marin et/ou par un réajustement isostatique dû au charriage des nappes. Actuellement ces mécanisme ne sont pas encore bien compris.

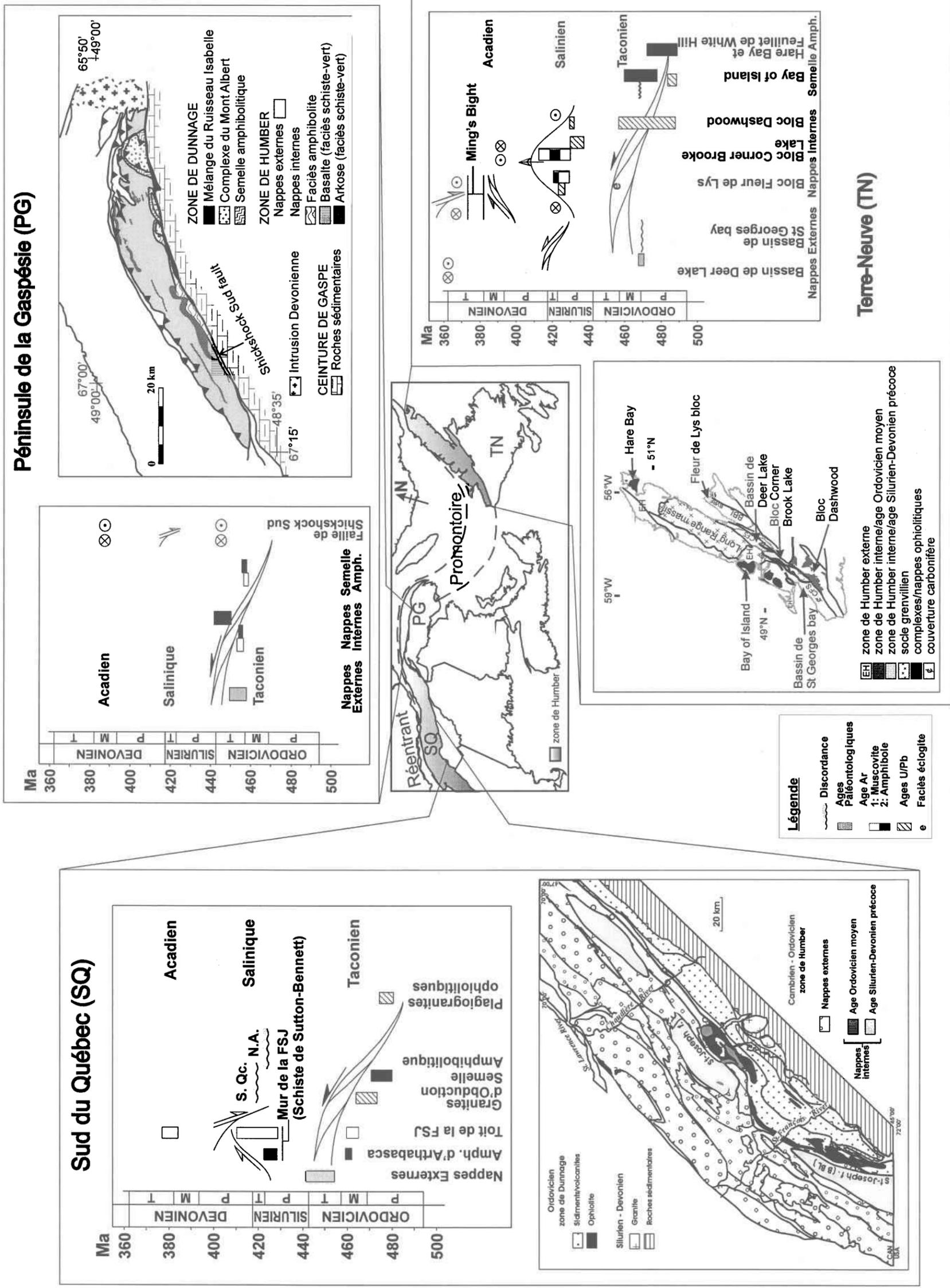
La pulsation salinique (Sud du Québec et Gaspésie) ou Salinien (Terre-Neuve) est plus caractérisé par des styles structuraux différents dans les trois régions que par un diachronisme des déformations celles-ci étant d'âge fin du Silurien tardif à Dévonien précoce dans tous les cas (Fig. 6.13 ; Malo et Kirkwood, 1995; Malo et al. 1995; Waldron et al., 1998; Tremblay et Castonguay, 2002). Il faut noter que cet événement ou pulsation tectonique ne paraît pas affecter les roches cambro-ordoviciennes des zones de Humber et de Dunnage en Gaspésie de façon significative (i.e. en termes de métamorphisme et de perturbations géochronologiques) et qu'il est seulement marqué dans notre zone d'étude par un mouvement normal sur la faille de Shickshock Sud (Chap. 4). En Gaspésie, le Salinique est principalement enregistré dans les roches du bassin Silurien-Dévonien au sud et à l'est de notre zone d'étude (Lavoie, 1992; Bourque, 2001; Malo, 2001). Ceci peut être interprété comme une conséquence de la forme irrégulière de la marge Laurentienne car en effet, c'est encore la partie la plus au fond du réentrant qui subit le moins de déformation. Les styles structuraux induits par le Salinique dans le Sud du Québec et à Terre-Neuve sont interprétés très différemment même s'ils provoquent tous les deux l'exhumation de la zone de Humber interne.

- (1) La déformation dans le sud du Québec est caractérisée par des rétrochevauchements vers le sud-est qui affectent les nappes externes et internes, suivis par des mouvements normaux sur la faille de Saint-Joseph qui permettent d'exhumer la zone de Humber interne. Cet événement est

clairement identifié d'un point de vue géochronologique dans le mur de la faille Saint-Joseph, il est compris entre 431 Ma et 411 Ma (Castonguay et al., 1997, 2001; Tremblay et Castonguay, 2002). Deux modèles sont proposés pour expliquer cette structuration: (1) soit elle est due à la progression vers le nord-ouest d'un poinçon compressif de socle grenvillien, (2) soit elle est causée par un effondrement postorogénique de la zone de Humber interne (Castonguay, 2000; Tremblay and Castonguay, 2002).

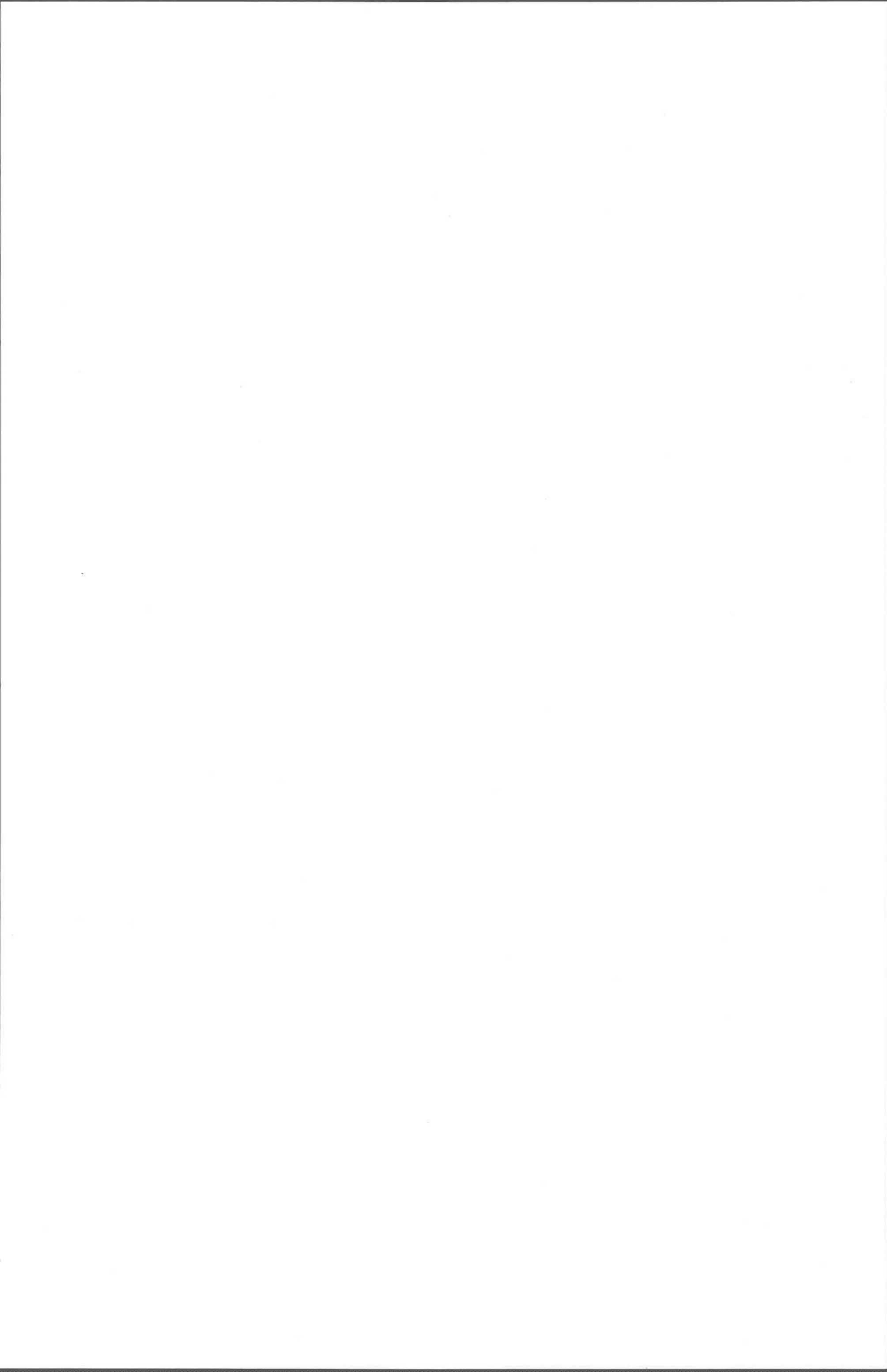
- (2) A Terre-Neuve, la déformation est caractérisée par de la transpression dextre entraînant l'exhumation de la zone de Humber interne précédée par un pic métamorphique de grade amphibolite (Waldron et al., 1998). Des rétrochevauchements sont aussi documentés à la limite zone de Humber interne et externe et sont attribués à de la délamination due la progression vers le nord-ouest d'un poinçon tectonique de socle grenvillien (Cawood et al., 1995). La déformation salinique est interprétée à Terre-Neuve comme correspondant à de la collision continentale entre les plaques Laurentia et Gondwana (Cawood et al., 1994, 1995). Des données géochronologiques, structurales et métamorphiques montrent que cette collision a entraîné un épaissement de la marge Laurentienne et une exhumation rapide de celui-ci (Cawood et al., 1994, 1995). La présence de structures extensives dans l'ouest de Terre-Neuve permet de supposer l'existence d'un effondrement lors des dernières étapes de l'événement salinique (Cawood et al., 1995; Waldron et al., 2003). Son âge est compris entre 430 Ma et 420 Ma (Waldron et al., 1998).

L'orogénèse acadienne couvre la période allant du Dévonien moyen au Dévonien tardif pour les régions du Sud du Québec et de la Gaspésie, et jusqu'au Carbonifère précoce pour Terre-Neuve (Fig. 6.13). En Gaspésie, comme pour le Salinique, l'Acadien a peu influencé la structuration des zones de Humber et de Dunnage, il est juste marqué par de grands plis ouverts sans clivage dans la zone de Humber et par des mouvements décrochants dextres sur la faille de Shickshock Sud (Chap. 4; Slivitzky



**Fig. 6.13: Résumé des données d'âge sur la déformation et le métamorphisme respectivement dans le sud du Québec (modifié de Tremblay et Castonguay, 2002); - en Gaspésie (cette étude); - à Terre-Neuve (modifié de Castonguay, 2000 et basé sur la synthèse de Waldron et al., 1998 et l'article de Waldron et van Staal, 2001)**

P: précoce; M: moyen; T: terminal; S.Qc.: Sud du Québec; N.A.: Nouvelle Angleterre; FSJ: faille de Saint-Joseph



et al., 1991; Sacks et al. 1997; Gosselin, 2000). La déformation acadienne est plus marquée dans le sud de la péninsule, dans les roches du bassin Silurien-Dévonien (Malo et Kirkwood, 1995; Malo et al., 1995; Malo, 2001). Dans le sud du Québec, l'Acadien se traduit par du plissement dans les zones de Humber et de Dunnage et par un rejeu inverse possible sur les anciennes failles normales saliniques (Tremblay et Castonguay, 2002). L'Acadien est parfaitement identifié d'un point de vue géochronologique entre 385 Ma et 375 Ma (Tremblay et al., 2000). A Terre-Neuve la déformation acadienne, comprise entre 410 Ma et 380 Ma est plus complexe dans la zone de Humber: (1) dans un premier temps une déformation transpressive marquée par du décrochement senestre se produit dans la zone de Humber interne, (2) elle est suivie par une déformation transpressive dextre dans cette même zone accompagnée par du chevauchement vers le nord-ouest dans la zone de Humber externe et (3) finalement un contexte de transtension dextre s'installe dans la zone de Humber interne permettant l'exhumation d'unités de la marge alors que des mouvements décrochants dextres se produisent dans la zone de Humber externe (Waldron et al., 1998).

En conclusion, un diachronisme entre les déformations des différentes régions est surtout visible durant l'orogénie taconienne qui représente l'obduction au cours de la fermeture océanique. Ce diachronisme traduit la forme irrégulière de la marge Laurentienne qui créerait des distances différentes entre la ride océanique et la marge suivant que l'on est situé comme à Terre-Neuve sur le promontoire (plus proche) ou comme en Gaspésie dans le fond du réentrant (plus éloigné).

Pour la pulsation salinique ou l'orogénie acadienne, il n'y a pas de diachronisme aussi marqué. Par contre la forme de la marge Laurentienne influence plutôt l'intensité et le style des déformations. En effet, en Gaspésie (le fond du réentrant), dans les zones de Humber et de Dunnage, ces déformations sont moins pénétratives et ont moins d'influences, voir sont presque inexistantes lors de la pulsation salinique, que dans le sud du Québec et à Terre-Neuve. La forme de la marge induit aussi des styles de déformations différents, surtout marqués dans le réentrant (sud du Québec) par de la compression et de l'extension et par d'importants mouvements décrochants dextres ou senestres, couplés à la compression et à l'extension sur le promontoire (Terre-Neuve). La Gaspésie qui se

trouve sur le flanc ouest du promontoire a un style de déformation comparable à celui de Terre-Neuve, avec une grande importance des mouvements décrochants et ceci à partir du Taconien.

## Chapitre 8

### Conclusion et perspectives

#### 8.1 Conclusions générales

Cet ouvrage présente une étude structurale et géochronologique de la zone de Humber interne en Gaspésie unique. Le couplage des nouvelles données géochronologiques et structurales aux données structurales et métamorphiques pré-existante permet l'élaboration d'un modèle tectonique des Appalaches de la Gaspésie plus détaillé tout en contribuant à une meilleure comparaison et corrélation de cette zone avec le reste de l'orogène des Appalaches du Nord. L'un des apports majeur de cette étude réside dans le fait que quatre épisodes tectono-métamorphiques ayant affecté les roches de la marge laurentienne et/ou le domaine océanique adjacent en Gaspésie ont pu être caractérisés.

- Un épisode Taconien précoce, anté-465 Ma, caractérisé par la mise en place intra-océanique de la nappe ophiolitique et la création de sa semelle métamorphique à un grade amphibolite supérieur/granulite marqué par des reliques de grenats et de pyroxènes dans les écailles supérieures de la semelle.
- Un épisode Taconien moyen (MD1), daté à 459-456 Ma par analyse  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur monograins d'amphiboles et de muscovites dans la semelle métamorphique du complexe ophiolitique et dans la zone du Humber interne. Cet épisode est marqué par une rétromorphose métamorphique de la semelle métamorphique et par la mise en place de nappes de chevauchement dans la zone de Humber ainsi que de failles ductiles accompagnées d'un métamorphisme prograde au faciès des schistes verts dans la zone interne qui atteint localement celui des amphibolites le long de la faille de Shickshock Sud. Cet épisode est marqué dans l'ensemble de la région d'étude (zone de Humber externe et interne) par un clivage axial S1 à des plis de direction nord-est et par une linéation minérale et d'étirement L1, elle aussi de direction nord-est qui plongent légèrement vers le nord-est ou le sud-ouest.
- Un épisode Taconien terminal (MD2), daté à 449-446 Ma, par analyse  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  essentiellement sur monograins d'amphiboles provenant de la semelle métamorphique

du complexe ophiolitique et du faciès amphibolite de la zone de Humber interne. Cet épisode est marqué dans les semelles amphibolitiques des Monts Paul et Sud et dans la zone de Humber interne par un clivage de crénulation S2 axial à des plis de direction est-nord-est formés dans un contexte transpressif entre les failles dextres Shickshock Nord et Shickshock Sud.

- Un épisode perturbateur postérieur à MD2 qui pourrait être interprété comme un événement salinique (MD3) ou acadien (MD4) est plus jeune que 417 Ma. Cet épisode est visible seulement dans un échantillon très proche de la faille de Shickshock Sud qui a rejoué après le taconien terminal, sûrement en faille normale au Salinique et en décrochement dextre à l'Acadien.

La combinaison des données structurales et géochronologiques a aussi permis l'élaboration d'un nouveau modèle géodynamique taconien pour la zone de Humber en Gaspésie. Il peut-être décomposé en trois étapes : (1) la phase Taconien précoce, anté-465 Ma, qui représente les processus intraocéaniques; (2) la phase Taconien moyen, de 459-456 Ma, qui est le résultat de l'obduction et de l'emplacement des nappes de chevauchement à vergence nord-ouest dans la zone de Humber interne; et (3) la phase Taconien terminal, de 449-446 Ma, qui correspond à la mise en place de nappes de chevauchement à vergence nord-ouest dans la zone de Humber externe et à la prédominance de mouvements coulissants dextres sur les failles majeures de la zone de Humber interne permettant la création de grand plis de direction est-nord-est, non associés à du métamorphisme dans cette zone.

En Gaspésie, l'épisode taconien est interprété comme ayant provoqué l'obduction de grandes nappes de roches ophiolitiques sur la marge laurentienne lors de la subduction de cette dernière. Les données géochronologiques obtenues sont les plus jeunes enregistrées dans les Appalaches du nord pour le métamorphisme régional taconien dans la zone de Humber. Les données structurales indiquent que le Taconien en Gaspésie correspond à une période où la déformation en coulissage par rapport à la déformation en chevauchement est importante ce qui n'est pas enregistré dans les autres segments des Appalaches du nord.

La position particulière de la Gaspésie dans le fond d'un réentrant permet de proposer un modèle géodynamique où la déformation en coulissage est prépondérante.

L'évolution tectonique de la zone de Humber en Gaspésie peut-être un cas d'étude concernant l'évolution d'une région située à la limite d'un réentrant et d'un promontoire le long d'une marge irrégulière lors de la fermeture d'un océan (orogénie taconienne) suivie par une collision continentale (orogénie acadienne).

## 8.2 Perspectives

Si ce travail de recherche a contribué à un raffinement du modèle tectonique de la zone de Humber en Gaspésie, les nouveaux résultats et interprétations ainsi que le modèle proposé provoquent aussi de nouveaux questionnements. Certaines de ces interrogations restent sans réponse. Quelques unes d'entre elles, répertoriées ci-dessous, pourront éventuellement servir à orienter de futurs travaux de recherche qui permettront de compléter ou d'actualiser le modèle proposé.

### **Pegmatites de la zone interne au Lac Matane**

Au nord-ouest du lac Matane, dans une falaise des shale chloriteux du Groupe de Shickshock contenant des bancs de grès, se trouve des poches pegmatitiques à quartz et feldspaths. Le métamorphisme associé aux roches contenant les pegmatites est au faciès des schistes verts inférieur, à ce grade, seule la silice devrait être mobile, et donc, seules des veines de quartz devraient être présentes. L'analyse des lames minces faites à partir de ces poches pegmatitiques a montré qu'elles contenaient un peu de zircon. Sachant que les pegmatites sont soit associées à de la circulation hydrothermale, soit associées à des dykes provenant de plutons et que le pluton le plus proche est à plus de 80 km, il est probable qu'elles soient reliées à de la circulation de fluide hydrothermaux. La datation par U/Pb d'un échantillon suffisant de ces zircons pourrait donc permettre de dater l'âge de cette circulation au sein du Groupe de Shickshock. La caractérisation du contexte de formation de ces pegmatites par des analyses d'inclusions fluides (température de formation) et le lien entre déformation et circulation (ex : zone de cisaillement où circulent des fluides) pourraient aider à mieux comprendre ce qu'on date et son lien dans l'évolution régionale de la marge laurentienne.

### **Meilleur contrôle structural et géochronologique des autres secteurs de la zone de Humber interne et de la zone de Dunnage en Gaspésie**

De nouvelles données structurales et géochronologiques au sein de la boutonnière du Maquereau, du Mont de la serpentine, des zone de mélanges le long des failles du Grand Pabos et du Bras-du-Nord-Ouest, permettrait une meilleure

compréhension de l'évolution tectonique sur la marge laurentienne au Taconien en Gaspésie.

#### **Examen des profils sismiques en cours de réalisation dans la péninsule gaspésienne.**

L'examen des nouveaux profils sismiques en cours de réalisation dans la péninsule gaspésienne devrait permettre de mieux valider le modèle et d'avoir une idée plus précise de la structuration en profondeur ainsi que de la géométrie relative entre la marge laurentienne et les zones de Humber et de Dunnage.

#### **Caractérisation de la perturbation des résultats géochronologiques en fonction de la recristallisation ou de la déformation des minéraux.**

Les données chimiques (analyse à la microsonde) récoltées afin de caractériser la présence de variations chimiques liées à la recristallisation ont permis de montrer que l'absence de recristallisation n'est pas synonyme d'absence de perturbation géochronologiques et de mettre en évidence l'importance de la déformation dans l'ouverture du système  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . L'influence de ces phénomènes (recristallisation, déformation,...) sur les résultats géochronologiques obtenus par la méthode par paliers de température pourrait être mieux identifié grâce à l'acquisition de données  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  par points de fusion.



## Références citées

- Aldrich L. T., et Nier A. O., 1948. Argon 40 in potassium minerals. Physic Revue, v. 74, p. 876-877.
- Alexandrov P., Ruffet G., et Cheilletz A., 2002. Muscovite recrystallization and saddle-shape  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra: example from the Blond Granite (Massif Central, France). Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 10, p. 1793-1807.
- Alexander E. C. Jr., Mickelson G. M., et Lanphere, M. A., 1978. MMhb-1: A new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standard. U.S. Geological Survey Open-File Rept., v.78-701, p. 6-8.
- Baldwin S. L., et Lister G. S., 1998. Thermochronology of the south Cyclades Shear Zone, Ios, Greece : Effect of ductile shear in argon partial retention zone . Journal of Geophysical Research, v. 103, no B4, p. 7315-7336.
- Beaudin J., 1980. Région du Mont Albert et du Lac Cascapédia. Rapport du Ministère de l'Énergie et des Ressources, 84 p.
- Beaudin J., 1984. Analyse structurale du Groupe des Shickshock et de la péridotite alpine du Mont Albert, Gaspésie. Thèse de doctorat, Québec, Université Laval, 241 p.
- Beckinsal R. D., et Gale N. H., 1969. A reappraisal of the decay constants and branching ratio of  $^{40}\text{K}$ . Earth and Planetary Science Letter, v. 6, p. 289-294.
- Berry R. F., et McDougall I., 1986. Interpretation of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K/Ar dating evidence from the Aileu Formation, east Timor, Indonesia. Chemical Geology, v. 59, p. 43-58.
- Bird J. M., et Dewey J. F., 1970. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 1031-1060.
- Bourque P. A., 2001. Sea-level, synsedimentary tectonics, and reefs: implications for hydrocarbon exploration in the Silurian-lowermost Devonian Gaspé Belt, Québec Appalachians. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 48, p. 217-237.
- Bourque P. A., Malo M., et Kirkwood D., 2000. Paleogeography and tectono-sedimentary history at the margin of Laurentia during Silurian to earliest Devonian time : The Gaspé Belt, Québec. Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 4-20.
- Bradley D., et Tucker R., 2002. Emsian synorogenic paleogeography of the Maine Appalachians. Journal of Geology, v. 110, p. 483-492.

- Brisebois D., Lachambre G., et Piché G., 1991. Carte géologique, Péninsule de la Gaspésie, 22A, 22B, 22G, 22H, 21O (1:250 000). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte 2146, DV 91-21.
- Brudrige E. M., Brudrige G. R., Folwer W. A., et Hoyle F., 1957. Synthesis of the elements in stars. Rev. Mod. Phys., v. 29, p. 547-650.
- Brun J. P., et Burg J. P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. Earth and Planetary Science Letters, v. 61, p. 319-332.
- Burg J. P., Bale P., Brun J. P., et Girardeau J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. Geodynamica Acta, v.1, p. 71-87.
- Burgess J. L., Brown M., Dallmeyer R. D., et van Staal C. R., 1995. Microstructure, metamorphism, thermochronology and P-T-t-deformation history of Port aux Basques gneiss, south-west Newfoundland, Canada. Journal of metamorphic Geology, v. 13, p. 751-776.
- Camiré G., 1995. Development of inverted metamorphic gradient in the internal domain of the Taconian belt, Gaspé Peninsula. Canadian journal of Earth Sciences, v. 32, p. 37-51.
- Camiré, G., La Flèche, M.R., et Jenner, G.A., 1995. Geochemistry of pre-Taconian mafic volcanism in the Humber Zone of the northern Appalachians, Québec, Canada. Chemical Geology, v. 119, p. 55-77.
- Camiré G., La Flèche M.R., et Malo, M., 1993a. Géochimie des roches volcaniques cambro-ordoviciennes du Groupe de Shickshock : incidence sur la stratigraphie et le contexte géotectonique de la Gaspésie septentrionale. dans Recherches en cours, Partie E; Commission géologique du Canada, Etude 93-1E, p. 281-290.
- Camiré G., Malo M., et Tremblay A., 1993b. Etude structurale et métamorphique des roches cambro-ordoviciennes du Groupe de Shickshock, Gaspésie septentrionale, Québec. dans Recherches en cours, partie D; Commission géologique du Canada, Etude 93-Id, p. 155-160.

- Castonguay S., 2000. Evolution tectonique et géochronologique  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la zone de Humber interne, Appalaches du sud du Québec. Thèse de doctorat, Québec, INRS-Géoresources, 268 p.
- Castonguay S., Ruffet G., Tremblay A., et Féraud G., 2001. Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for middle Ordovician crustal thickening and Silurian/early Devonian exhumation of the internal Humber zone. Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 114-160.
- Castonguay S., Tremblay A., Ruffet G., Féraud G., Pinet N., et Sosson M., 1997. Ordovician and Silurian metamorphic cooling ages along the Laurentian margin of the Quebec Appalachians: Bridging the gap between New England and Newfoundland. Geology, v. 25, no. 7, p. 583-586.
- Cawood P. A. et Suhr G., 1992. Generation and obduction of ophiolites : constraints from the Bay of Island Complex, western Newfoundland. Tectonics, vol. 11, no. 4, p. 884-897.
- Cawood P. A., van Gool J. A. M., et Dunning G. R., 1995. Collisional tectonics along the Laurentia margin of Newfoundland Appalachians. dans Hibbard, J. P. et al., eds., Current perspectives in the Appalachian-Caledonian orogen : Geological Association of Canada Special paper 41, p. 283-301.
- Cawood P. A., Dunning G. R., Lux D., et van Gool J. A. M., 1994. Timing of peak metamorphism and deformation along the Appalachian margin of Laurentia in Newfoundland: Silurian, not Ordovician. Geology, v. 22, p. 399-402.
- Chetilletz A., Ruffet G., Marignac C., Kolli O., Gasquet D., Féraud G., et Bouillin J. P., 1999.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of shear zones in the Variscan basement of the Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences. Tectonophysics, v. 306, p. 97-116.
- Clague D., Rubin J., et Brackett R., 1981. The age and origin of the garnet amphibolite underlying the Thetford Mines ophiolite, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 469-486.
- Cosca M. A., et O'Nions R. K., 1994. A re-examination of the influence of composition on argon retentivity in metamorphic calcic amphiboles. Chemical Geology, v. 112, p. 39-56.

- Cousineau P. A., 1998. Large-scale liquefaction and fluidization in the Cap Chat Mélange, Quebec Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 35, p. 1408-1422.
- Dallmeyer R. D., 1977. Diachronous ophiolite obduction in western Newfoundland: evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the Hare Bay metamorphic aureole. American Journal of Science, v. 277, p. 61-72.
- Dallmeyer R. D., et Williams H., 1975.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the Bay of Islands metamorphic aureole: their bearing on the timing of Ordovician ophiolite obduction. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1685-1690.
- Dalrymple G. B., et Lamphere M. A., 1969. Potassium-argon dating. Freeman Press, San Fransisco.
- Dalziel I. W. D., Dalla Salda L. H., et Gahagan L. M., 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 243-252.
- Dana J. D., 1873. On some results of the earth's contraction for cooling: Including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the earth's interior. American journal of Science, v. 5&6, p. 423-443, 474-475, p. 6-14, 104-115, 161-172, 304, 381-382.
- De Broucker G., 1987. Stratigraphie, pétrographie et structure de la boutonnière de Maquereau-Mictaw (région de Port-Daniel, Gaspésie). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 86-03.
- Doson M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contribution to Mineralogy and Petrology, v.40, p. 259-274.
- Dunlap W. J., 1997. Neocrystallization or cooling ?  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of white micas from low-grade mylonites. Chemical Geology, v. 143, p. 181-203.
- Dunning G. R., O'Brien J. O., Colman-Sadd S. P., Blackwood R. F., Dickson, W. L., O'Neill P. P., et Krogh T. E., 1990. Silurian Orogeny in the Newfoundland Appalachians. Journal of Geology, v. 98, p. 895-913.
- Ellis M., and Watkinson A. J., 1987. Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. Geology, v.15, p. 1022-1026.

- Enos P., 1969. Cloridorme Formation, Middle Ordovician flysch, Northern Gaspé Peninsula, Québec. Geological Society of America, papier spécial 117, 66 p.
- Faure S., Tremblay A., et Angelier J., 1996. Alleghanian paleostress reconstruction in the northern Appalachians : Intraplate deformation between Laurentia and Gondwana. Geological Society of America Bulletin, v. 108, no. 11, p. 1467-1480.
- Fleck R. J., Sutter J. F., and Elliot D. H., 1977. Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of Mesozoic tholeites from Antarctica. Geochimistry cosmochimistry Acta, v. 44, p. 2005-2020.
- Foland K. A., 1983.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental heating plateaus for biotites with excess argon. Isotopic Geoscience, v.1, p. 3-21.
- Gagnon Y. D., et Jamieson R. A., 1986. Etude de la semelle métamorphique du complexe du Mont Albert, Gaspésie, Québec. dans Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Etude 86-1B, p. 1-10.
- Gagnon Y. D., et Jamieson R. S., 1985. Geology of Mont Albert Region, Gaspé Peninsula, Québec. dans Recherches en cours, Partie A, Commission géologique du Canada, Etude 85-1A, p. 783-788.
- Garner E. L., Machlan L. A., et Barnes I. L., 1975. The isotopic composition of Li, K and Rb in some Apollo 11, 12, 15 et 16 samples. Lunar Science VI, Partie 1, Résumé, p. 279-281.
- Gosselin P., 2000. Cadre structural et métallogénique des indices de nickel le long de la faille Shickshock Sud, Appalaches de la Gaspésie. Mémoire de Maîtrise, Québec, INRS-Géoressources, 147 p.
- Hames W. E., et Cheney J. T., 1997. On the loss of  $^{40}\text{Ar}^*$  from muscovite during polymetamorphism. Geochimica and Cosmochimica Acta, v. 61, p. 3863-3872.
- Hanes J. A., York D., et Hall C. M., 1985. An  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological and electron microprobe investigation of an Archean pyroxenite and its bearing on ancient atmospheric compositions. Journal canadien des Sciences de la Terre, v. 7, p. 947-958.
- Harrison T. M., et McDougall I., 1981. Excess  $^{40}\text{Ar}$  in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales : Implication for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra and the thermal history of the region. Earth and Planetary Science Letters, v.55, p. 123-149.

- Hayes C. W., 1891. Overthrust faults of the Appalachians. Geological Society of America Bulletin, v. 2, p. 147-149.
- Hiscott R. N., 1978. Provenance of deep-water sandstones, Tourelle Formation, Québec, and implication for initiations of the Taconian orogeny. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 15, no 10, p. 1579-1597.
- Jäger E., 1973. Phase of Alpine metamorphism: the change of pressure and temperature in time. European Geophysical Society, résumé de conférence, 1, p. 53.
- Jäger E., 1967. Die Bedeutung der biotit-Alterswerte. *dans* Jäger E., Niggli E., et Wenk E., Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralapen, Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF, v. 134, p. 28-31.
- Kamar N., Cosca M. A., et Hunziker J. C., 2001. Heterogeneous  $^{40}\text{Ar}^*$  distributions in naturally deformed muscovite: in situ UV-laser ablation evidence for microstructurally controlled intragrain diffusion. Earth and Planetary Science Letters, v. 192, p. 377-388.
- Kirkwood D., 1999. Palinspastic restoration of the post-Taconian successor basin within a transpressive regime, northern Appalachians. Tectonics, v. 6, p. 1027-1040.
- Kirkwood D., 1987. Géologie structurale de la région de Percé (Gaspésie). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET-85-17.
- Lachambre G., et Brisebois D., 1990a. Carte géologique, Sainte-Anne-des-Monts, 22G/1 (1:50 000). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte 2154, DV 91-04.
- Lachambre G., et Brisebois D., 1990b. Carte géologique, Sainte Anne-des-Monts, 22B/16 (1:50 000). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte 2179, DV 91-05.
- Lagarde J. L., et Michard A., 1985. Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna Massif, Morocco. Journal of Structural Geology, v. 3/4, p. 483-492.
- Lamphere M. A., et Dalrymple G. B., 1976. Identification of excess  $^{40}\text{Ar}$  by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectrum technique. Earth Planetary and Science Letters, v. 32, p. 141-148.

- Laurent R., 1977. Ophiolites from northern Appalachians of Quebec. *dans* North America Ophiolites, R. G. Copleman and W. P. Irwin (editors), Oregon Department of Geology and Mineral Industries, Bulletin 95, p. 25-40.
- Lavoie D., 1992. Carbonate sedimentation in an extensional tectonic regime: the Lower Devonian Upper Gaspé Limestones, Quebec Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 118-128.
- Leake B. E., 1978. Nomenclature of amphiboles. Canadian Mineralogist, v. 16, p. 501-520.
- Lee J. K. W., 1993. The argon release mechanisms of hornblende in vacuo. Chemical Geology, v.106, p. 133-170.
- Lee J. K. W., Onstott T. C., Cashman K. V., Cumbest R. J., and Johnson D., 1991. Incremental heating of hornblende in vacuo: Implication for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and interpretation of thermal histories. Geology, v. 19, p. 872-876.
- Lo C. H., et Onstott T. C., 1989.  $^{39}\text{Ar}$  recoil artefacts in chloritized biotite. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53, p. 2697-2711.
- Logan W., 1849. Examen de la contrée du sud du St-Laurent qui s'étend des environs de Montréal et du Lac Champlain à la Rivière Chaudière. Commission Géologique du Canada, rapport de progrès 1847-1848, p. 5-916.
- Lux D. R., 1986.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for minerals from the amphibolite dynamothermal aureole, Mont Albert, Gaspé, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 21-26.
- Maclure W., 1809. Observations on the geology of the United States, explanatory text of a geological map. American Philosophical Society Transactions, v. 6, p. 411-428.
- Malo M., 2001. Late Silurian-Early Devonian tectono-sedimentary history of the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula : from a transtensional Salinic basin to an Acadian foreland basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 49, p. 202-216.
- Malo M., et Kirkwood D., 1995. Faulting and Progressive Strain History of the Gaspé Peninsula in Post-Taconian Time : A review. *Dans* Current Perspectives in the Appalachian-Caledonian Orogen. *Édité par* Hibbard J. P., van Staal C. R., et Cawood P. A., Geological Association of Canada, Papier Spécial 41, p. 267-282.

- Malo M., Cousineau P. A., Sacks, P. E., Riva J. F. V., Asselin E., et Gosselin P., 2001. Age and composition of the Ruisseau Isabelle Mélange along the Shickshock Sud fault zone : Constraints on the timing of mélanges formation in th Gaspé Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 38, p. 21-42.
- Malo M., Tremblay A., Kirkwood D., et Cousineau P. A., 1995. Along-strike Acadian structural variations in the Québec Appalachians : Consequence of a collision along an irregular margin. Tectonics, v. 14, no. 5, p. 1327-1338.
- Malo M., Kirkwood D., De Broucker G., et St-Julien P., 1992. A reevaluation of the position of the Baie Verte – Brompton Line in the Quebec Appalachians : the influence of Middle Devonian strike-slip faulting in Gaspé Peninsula. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 1265-1273.
- Maluski H., 1985. Methode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  : principe et applications aux minéraux des roches terrestres. Méthode de datation par les phénomènes nucléaires naturels : applications : textes réunis par E. Roth et B. Poty, Masson; Série Scientifique, p. 341-372.
- Marillier F., Keen C. E., Stockmal G. S., 1989. Crustal structure and surface zonation of the Canadian Appalachians: implication of deep seismic reflection data. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 26, p. 305-321.
- Mattison C. R., 1964. Région du Mont Logan – Comtés de Matane et de Gaspé-Nord. Rapport géologique du Ministère des Richesses Naturelles du Québec, no. 118, 102 p.
- McDougall I. et Harrison T. M., 1988. Geochronology and thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method. Oxford monographs on geology and geophysics, Oxford Press, v. 9, 212 p.
- Merrihue C., 1965. Trace-element determination and potassium-argon dating by mass spectrometry of neutron irradiated samples. American Geophysical Union, v.1, p.125.
- Merrihue C., et Turner G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. Journal of Geophysical Research, v. 71, p. 2852-2857.

- Montigny R., 1985. Méthode classique potassium-argon. Méthode de datation par les phénomènes nucléaires naturels : applications : textes réunis par E. Roth et B. Poty, Masson; Série Scientifique, p. 309-340.
- Northrup C. J., et Burchfield B. C., 1996. Orogen-parallel transport and vertical partitioning of strain during oblique collision, Eofjorden, north Norway. Journal of Structural Geology, v. 18, no. 10, p. 1231-1244.
- O'Beirne-Ryan A. M., Jamieson R. A., et Gagnon Y. D., 1990. Petrology of garnet-clinopyroxene amphibolites from Mont Albert, Gaspé, Quebec. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 27, p. 72-86.
- Ollerenshaw N. C., 1967. Région de Cuoq-Langis. Rapport géologique du Ministère des Richesses Naturelles, no. 121, 230 p.
- Pavrides L., Boucot A. J., et Skidmore W. B., 1968. Stratigraphic evidence for the taconian orogeny in the northern Appalachians, *dans* Zen E.A., White W.S., Hardley, L.B., et Thompson J.B., éditeurs, Studies of Appalachians geology: New York, Interscience Publisher, p. 61-82.
- Pincivy A., Malo M., Ruffet G., Tremblay A. et Sacks P. E., 2003. Regional metamorphism of the Appalachian Humber zone of Gaspé Peninsula:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for crustal thickening during the Taconian orogeny. Journal Canadien des Sciences de la Terre, Journal spécial sur la marge laurentienne, sous presse.
- Pinet N., et Tremblay A., 1995. Tectonic Evolution of the Quebec-Maine Appalachians :from oceanic spreading to obduction and collision in the northern Appalachians. American Journal of Science, v. 295, p. 173-200.
- Prave A. R., Kessler L. G., II, Malo M., Bloechl W. V., and Riva J., 2000. Ordovician arc collision and foredeep evolution in the Gaspé Peninsula, Québec: the Taconic Orogeny in Canada and its bearing on the Grampian Orogeny in Scotland. Journal of the Geological Society of London, v.157, p. 393-400
- Reddy S. M., et Potts G. J., 1999. Constraining absolute deformation ages : the relationship between deformation mechanisms and isotope systematics. Journal of Structural Geology, v. 21, p. 1255-1256.

- Reddy S. M., Wheeler J., Butler R. W. H., Cliff R. A., Freeman S., Inger S., Pickles C., et Kelley S. P., 2003. Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine Orogen. Tectonophysics, v. 365, p. 77-102.
- Roddick J. C. 1983. High precision intercalibration of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  standards. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 47, p. 887-898.
- Roddick J. C., Cliff R. A., et Rex D. C., 1980. The evolution of excess argon in alpine biotite – A  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. Earth and Planetary Science Letter, v. 48, p. 185-208.
- Ruffet G., Cheilletz A., Castonguay S., et Féraud G., 1998. Effects of deformation and recrystallization on the K-Ar isotopic system of white micas: a model of interpretation. Mineralogical Magazine, v. 62A, parties 1-3, Goldschmidt Conference 1998, Toulouse, France, Résumé, v. 3/3, p. 1301-1302.
- Ruffet G., Féraud G., Balèvre M., et Kiénaast J. R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). Chemical Geology (Isotopic Geoscience Section), v. 121, p. 327-343.
- Ruffet G., Féraud G., et Amouric M., 1991. Comparison of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. Geochimica and Cosmochimica Acta, v. 55, p. 1675-1688.
- Ruiz J., Patchett P. J., et Ortega-Gutierrez F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico and Nd isotopic studies. Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 274-281.
- Sacks P. E., 1996. Déformation acadienne le long de la faille de Shickshock Sud. Excursion géologique.
- Sacks P. E. et Malo M., 1995. Kinematics and strains patterns of Acadian strike-slip deformation along the Shickshock Sud fault, Gaspé Appalachians, Québec, Canada. Geological Society of America, Annual Meeting, New Orleans, Résumé, v.27, p. A221.
- Sacks P. E. et Malo M., 1994. Taconian and Acadian transpressional faulting, Mont Albert and Mont Logan nappes and along the Shickshock sud fault, Gaspé

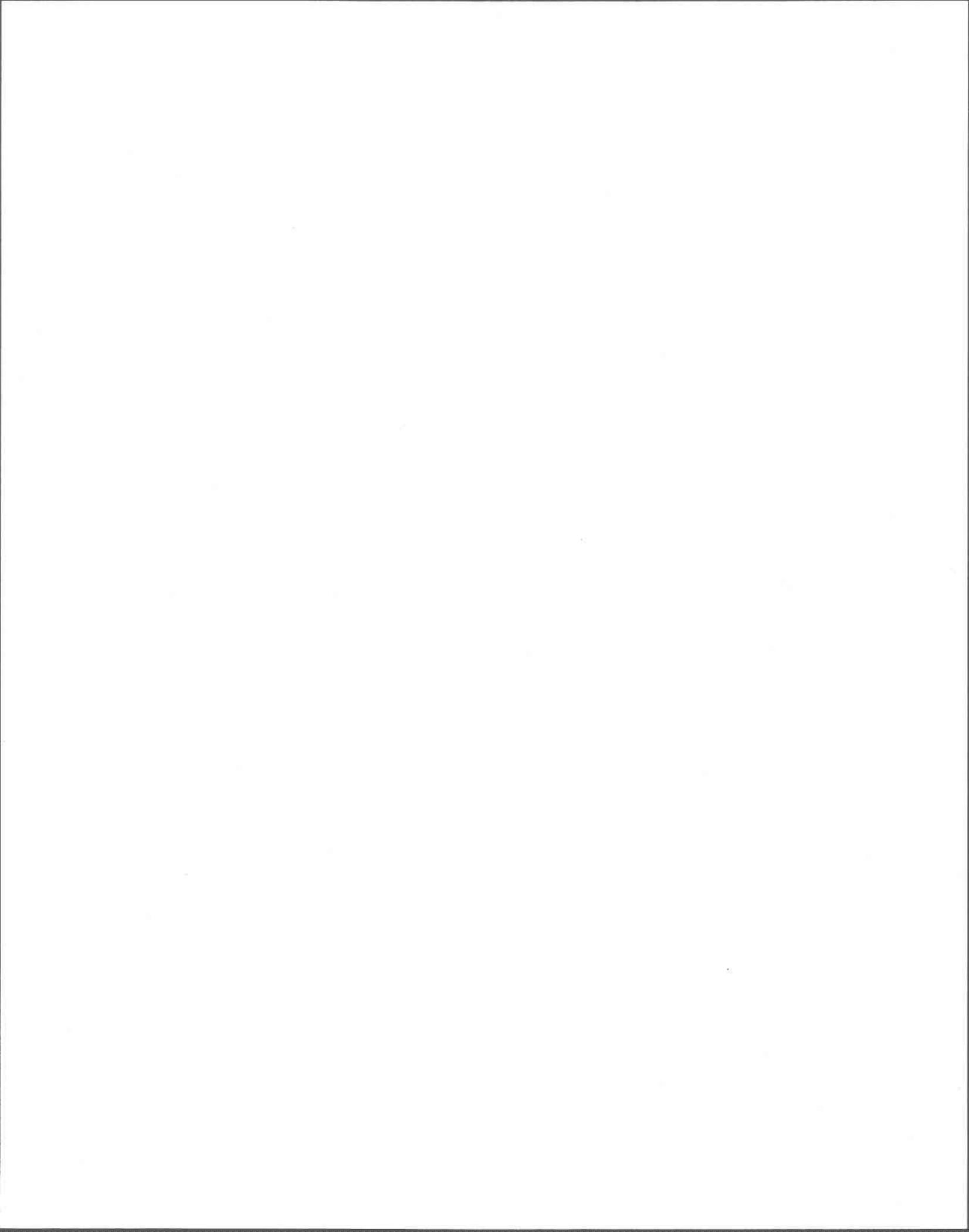
- Appalachians, Québec. Geological Society of America, Annual Meeting, Seattle, Résumé, v.26, p. A196.
- Sacks P. E., Malo M., Trzcienski W. E. Jr, Pincivy A., Gosselin P. Taconian and Acadian transpression at the southern boundary of the Taconian internal zone in the Gaspé Peninsula. soumis à la Revue Canadienne des Sciences de la Terre.
- Sacks P. E., Malo M., et Trzcienski W. E. Jr, 1997a. Evolution structurale et tectonique du domaine interne de la zone de Humber et de la ceinture de Gaspé, région de la faille de Shickshock sud, Appalaches de la Gaspésie. APGGQ- Rimouski 1997, programme et actes du congrés. 10<sup>e</sup> congrés annuel de l'association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec, p.204-205.
- Sacks P. E., Malo M., et Trzcienski W. E. Jr., 1997b. Tectonic evolution of the internal domain of the Humber Zone in the Gaspé Peninsula, Quebec Appalachians. Réunion annuelle Association géologique du Canada-Association Minéralogique du Canada, Ottawa, Recueil des résumés, v. 22, p. A-130.
- Sacks P. E., Malo M., et Trzcienski W. E. Jr, 1997c. Structural geology and tectonic evolution of the Taconic internal domain, Gaspé Peninsula, Quebec Appalachians. Geological Society of America, Southeastern Section, Auburn, Alabama, Résumé, v. 29, p. 65-66.
- Stanley R. S., et Ratcliffe N. M., 1985. Tectonic synthesis of the Taconian Orogeny in western New England. Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1227-1250.
- St-Julien P. et Hubert C., 1975. Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. American journal of science, v. 275-A, p. 337-362.
- St-Julien P., Trzcienski W. E. Jr, et Wilson C., 1990. A structural, petrological and geochemical traverse of the Shickshock terrane. *Dans* Trzcienski Jr. W. E. et al., eds., New england intercollegiate geological conference, 82<sup>nd</sup> annual meeting, guide d'excursion en Gaspésie, Québec, p. 248-284.
- Siebel W., Henjes-Knust F., et Rhede D., 1998. High-temperature memory in calcic amphiboles and constraints on compositional control of their  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. Geology, v. 26, p. 31-34.

- Sigurgeirsson T., 1962. Age dating of young basalts with the potassium argon method (in Icelandic). Rapport non publié du laboratoire de physique de l'Université d'Island. (La traduction en anglais a été faite par L. Kristjansson de l'université d'Island en 1973).
- Slivitzky A., St-Julien P., et Lachambre G., 1991. Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie. Gouvernement du Québec, direction générale de l'exploration géologique et minérale, ET 88-14, 61p.
- Steiger R. H., et Jäger E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. Earth and planetary Sciences letters, v. 36, p. 359-362.
- Stockmal G. S., Colman-Sadd S. P., Keen C. E., Marillier F., O'Brien S. J., et Quinlan G. M., 1990. Deep seismic structure and plate tectonic evolution of the Canadian Appalachians. Tectonics, v. 9, p. 45-61.
- Stockmal G. S., Colman S. S. P., Keen C. E., O'Brien S. J., et Quinlan G., 1987. Collision along an irregular margin : a regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 24, p. 1098-1107.
- Thomas W. A., 1977. Evolution of the Appalachian salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin. American Journal of Science, v. 277, p. 1233-1278.
- Tremblay A., et Castonguay S., 2002. Structural Evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec Appalachians): Implication for the Salinian orogeny and successor basins. Geology, v. 30, p. 79-82.
- Tremblay A., Ruffet G., et Castonguay S., 2000. Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Quebec, northern Appalachians:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for collision diachronism. Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 136-146.
- Trzcieski W. E. Jr, 1990. A petrologic traverse on the Mont Albert complex. Dans Trzcieski Jr. W. E. et al., éd., New england intercollegiate geological conference, 82<sup>nd</sup> annual meeting, guide d'excursion en Gaspésie, Québec, p. 432-453.
- Trzcieski W. E. Jr, 1988. Retrograde eclogite from Mont Albert, Gaspé, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 30-37

- Trzcienski W. E. Jr, Gromet L. P., et Kinny P., 1995. Comparative conventional, Kober, and SHRIMP II analyses of zircons from within the Mont Albert, Gaspé, Quebec, Canada ultramafic complex. Geological Society of America, Annual Meeting, New Orleans, Résumé, v. 27, p. A436.
- Tunner G., Huneke J. C., Podosek F. A., et Wasserburg G. J., 1971.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and cosmic ray exposure age of Apollo 14 samples. Earth and Planetary Sciences Letters, v. 1, p. 155-157.
- Tunner G., Miller J. A. et Grasty R. L., 1966. The thermal history of the Bruderheim meteorite. Earth and Planetary Science Letters, v. 1, p. 155-157.
- van Staal C. R., Dewey J. F., Mac Niocaill C., et McKerow W. S., 1998. The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonides : history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus. *Dans* Blundell D. J. et Scott A. C., éd., Lyell : the past is the key to the present. Geological society, London, Special publications, v. 143, p. 199-242.
- Vauchez A., Babaie H. A., and Babaei A., 1993. Orogen-parallel tangential motion in the Late Devonian-Early Carboniferous southern Appalachian internides. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 1297-1305.
- Villa I. M., 1998. Isotopic closure. Terra nova, v. 10, p. 42-47.
- Waldron J. W. F., et van Staal C. R., 2001. Taconian orogeny and the accretion of the Dashwoods block: A peri-Laurentian microcontinent in the Iapetus Ocean. Geology, v. 29, p. 811-814.
- Waldron J. W. F., Henry A. D., Bradley J. C., et Palmer S. E., 2003. Development of a folded thrust stack: Humber Arm Allochthon, Bay of Islands, Newfoundland Appalachians. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 40, p 237-253.
- Waldron J. W. F., Anderson S. D., Cawood P. A., Goodwin L. B., Hall J., Jamieson R. A., Palmer S. E., Stockmal G. S., et Williams P. F., 1998. Evolution of the Appalachian Laurentian margin: Lithoprobe results in western Newfoundland. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 35, p. 1271-1287.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R., et Delabio R. N., 1973. Age determination and geological studies K-Ar isotopic age, report II. Geological survey of Canada, papier 73-2, 139p.

- West D. P. Jr., et Lux D. R., 1993. Dating mylonitic deformation by the Ar/Ar method : An example from the Normubega Fault Zone, Maine. Earth and Planetary Sciences Letter, v. 120, p. 221-237.
- Whitehead J., Reynolds P. H., et Spray J. G., 1996.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age constraints on Taconian and Acadian events in the Quebec Appalachians. Geology, v. 24, p. 359-362.
- Williams H., 1995. Divisions temporelles et spatiales. *Dans* Williams H., éd., Géologie de l'orogène appalachien-calédonien au Canada et au Groenland, Commission géologique du Canada, géologie du Canada, v. 6, p. 21-44.
- Williams H., 1979. Appalachians Orogen in Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 6, p. 1-20.
- Williams H., et Hatcher Jr. R. D., 1982. Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian orogen. Geology, v.10, p. 530-536.
- Williams H., et St-Julien P., 1982. The Baie Verte-Brompton Line : Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians. *Dans* St-Julien P. et Béland J., éd., Major structural zones and faults of the northern Appalachians, Geological Association of Canada, Special Paper 24, p. 177-207.
- Wilson J. T., 1968. Static or mobile earth: The current scientific revolution. Proceeding of the American Philosophical Society, v. 112, p. 309-320.
- Zartman R. E., 1964. A geochronological study of the Love Grove Pluton from Lano uplift, Texas. Journal of Petrology, v. 5, p. 359-408.

**ANNEXES**





Echantillon # Etape #	Analyse #	<sup>40</sup> Ar <sub>am</sub> (%)	<sup>39</sup> Ar <sub>K</sub> (%)	<sup>37</sup> Ar <sub>Ca</sub> / <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	Age (Ma)	± (1σ)	IA (1σ)
	1	87,829	0,893	0,921	7,202	400,5019	39,7	
	2	59,029	1,97	0,977	7,1478	397,7975	19,7	
	3	47,533	7,489	7,02	7,7985	430,0066	6,073	
	4	12,106	9,566	9,79	7,8461	432,3399	3,722	
	5	<b>6,995</b>	<b>21,538</b>	<b>11,8</b>	<b>8,1054</b>	<b>445,0026</b>	<b>2,237</b>	
	6	<b>3,984</b>	<b>33,257</b>	<b>12,4</b>	<b>8,2053</b>	<b>449,8552</b>	<b>2,143</b>	
	7	<b>3,434</b>	<b>5,859</b>	<b>11,6</b>	<b>8,0121</b>	<b>440,4552</b>	<b>7,56</b>	
	8	<b>3,413</b>	<b>4,46</b>	<b>9,8</b>	<b>7,8661</b>	<b>433,3238</b>	<b>6,635</b>	
	9	9,774	4,375	7,35	7,5118	415,887	7,358	
	fusion	13,902	10,592	11,6	7,9182	435,8713	4,147	
	J = 3.450 10 <sup>-2</sup>							
99Gasp73 G40 Amphibole								451.6 +/- 1.2
	1	431,481	0	103	103,9591	2748,4314	2091	
	2	88,331	0,09	2,48	10,8651	574,5121	261,3	
	3	77,096	0,626	7,23	8,225	450,8138	54,01	
	4	<b>20,143</b>	<b>3,44</b>	<b>12,7</b>	<b>8,1328</b>	<b>446,3346</b>	<b>10,32</b>	
	5	7,611	<b>21,537</b>	<b>12,7</b>	<b>8,319</b>	<b>455,3654</b>	<b>2,125</b>	
	6	<b>3,476</b>	<b>15,037</b>	<b>12,3</b>	<b>8,3058</b>	<b>454,7292</b>	<b>2,259</b>	
	7	<b>4,085</b>	<b>25,603</b>	<b>12,1</b>	<b>8,2395</b>	<b>451,5141</b>	<b>2,095</b>	
	8	<b>2,74</b>	<b>8,667</b>	<b>12,1</b>	<b>8,1675</b>	<b>448,0197</b>	<b>3,169</b>	
	9	<b>2,83</b>	<b>4,294</b>	<b>12,1</b>	<b>8,1541</b>	<b>447,3724</b>	<b>6,051</b>	
	10	<b>8,423</b>	<b>3,64</b>	<b>14,4</b>	<b>7,9388</b>	<b>436,8783</b>	<b>6,755</b>	
	fusion	<b>5,643</b>	<b>17,069</b>	<b>13,4</b>	<b>8,2408</b>	<b>451,5811</b>	<b>2,164</b>	
	J = 3.450 10 <sup>-2</sup>							
99Gasp80 G19 Amphibole								451.1 +/- 3.3
	1	82,579	0,097	87,1	34,9273	1427,1809	507	
	2	95,608	0,241	44,2	8,5742	467,7766	395,5	
	3	<b>29,366</b>	<b>9,522</b>	<b>19,6</b>	<b>8,1264</b>	<b>446,1229</b>	<b>9,429</b>	
	4	<b>19,73</b>	<b>11,111</b>	<b>20,8</b>	<b>8,177</b>	<b>448,5828</b>	<b>9,525</b>	
	5	<b>8,81</b>	<b>55,977</b>	<b>21,5</b>	<b>8,2916</b>	<b>454,1413</b>	<b>3,487</b>	
	6	<b>2,673</b>	<b>5,21</b>	<b>20,9</b>	<b>8,3938</b>	<b>459,0861</b>	<b>18,43</b>	
	7	<b>32,172</b>	<b>1,297</b>	<b>22,6</b>	<b>6,2759</b>	<b>353,8019</b>	<b>67,81</b>	
	8	<b>13,165</b>	<b>2,423</b>	<b>21,7</b>	<b>7,9743</b>	<b>438,7145</b>	<b>32,7</b>	
	fusion	<b>12,868</b>	<b>14,123</b>	<b>21,6</b>	<b>8,057</b>	<b>442,7476</b>	<b>7,034</b>	
	J = 3.451 10 <sup>-2</sup>							
99Gasp80 G39 Amphibole								453.4 +/- 1.6
	1	104,819	0,031	0,027	-13,1088	0	0	
	2	97,704	0,0112	0,0266	4,0054	233,6577	306,9	
	3	94,799	0,834	0,0122	3,4043	200,4639	52,11	
	4	53,274	1,839	0,351	7,3449	407,711	12,17	
	5	17,391	2,614	0,21	8,0302	441,4409	9,127	
	6	<b>7,191</b>	<b>3,311</b>	<b>0,214</b>	<b>8,3272</b>	<b>455,8647</b>	<b>6,44</b>	
	7	<b>24,106</b>	<b>13,616</b>	<b>0,217</b>	<b>8,3378</b>	<b>456,3755</b>	<b>3,639</b>	
	8	<b>23,447</b>	<b>23,56</b>	<b>0,218</b>	<b>8,3487</b>	<b>456,907</b>	<b>3,393</b>	
	9	<b>14,77</b>	<b>11,2</b>	<b>0,223</b>	<b>8,3083</b>	<b>454,9504</b>	<b>4,114</b>	
	10	<b>12,37</b>	<b>17,065</b>	<b>0,225</b>	<b>8,4077</b>	<b>459,7547</b>	<b>3,606</b>	
	11	<b>15,656</b>	<b>4,019</b>	<b>0,244</b>	<b>8,2533</b>	<b>452,2874</b>	<b>6,622</b>	
	fusion	<b>16,754</b>	<b>21,799</b>	<b>0,249</b>	<b>8,3509</b>	<b>458,4614</b>	<b>3,548</b>	
	J = 3.451 10 <sup>-2</sup>							
99Gasp133 V1678 Amphibole								453.3 +/- 1.2
	1	11,371	0,22	0,113	-2,1531	0	0	
	2	85,467	1,003	9,41	5,9354	336,5868	40,38	
	3	<b>5,852</b>	<b>68,79</b>	<b>8,32</b>	<b>8,3376</b>	<b>456,7621</b>	<b>1,338</b>	
	4	<b>5,724</b>	<b>4,878</b>	<b>8,32</b>	<b>8,0877</b>	<b>444,6282</b>	<b>5,767</b>	
	5	<b>4,18</b>	<b>6,168</b>	<b>8,33</b>	<b>8,2405</b>	<b>452,0571</b>	<b>4,38</b>	
	fusion	<b>1,489</b>	<b>18,941</b>	<b>8,31</b>	<b>8,3034</b>	<b>455,1049</b>	<b>2,091</b>	
	J = 3.454 10 <sup>-2</sup>							
99Gasp187 G28 Amphibole								464.7 +/- 1.4
	1	74,894	0,201	5,45	19,1577	919,0877	154,2	
	2	77,888	0,946	4,71	12,266	639,429	31,01	
	3	36,039	4,13	12	7,4858	416,3713	8,054	
	4	<b>16,257</b>	<b>33,178</b>	<b>14,9</b>	<b>8,3734</b>	<b>459,928</b>	<b>2,457</b>	

Echantillon #	Analyse #	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	IA ( $1\sigma$ )	
	Etape #								
	5	9,837	6,262	15,2	8,3007	456,4	6,288		
	6	6,867	26,545	15,1	8,4947	465,8029	2,324		
	7	3,135	6,65	15,2	8,5871	470,2608	5,162		
	fusion	5,042	22,088	15,3	8,5289	467,4525	2,644		
	J = $3.467 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp192	V1677 Amphibole							478.0 +/- 3.6	
	1	97,409	0,468	13,5	4,1524	242,844	211,9		
	2	94,795	0,802	17,4	12,8583	665,5741	172,2		
	3	38,807	3,345	28,9	8,3535	459,2097	30,67		
	4	45,772	5,753	26,2	8,7502	478,3575	19,09		
	5	32,798	22,558	25,7	8,8601	483,6297	5,415		
	6	25,201	11,392	25,7	8,6579	473,9216	7,978		
	7	24,614	10,578	25,5	8,4313	462,9787	9,507		
	8	31,345	1,483	26,2	7,2563	405,1536	63,87		
	fusion	26,446	43,62	25,8	8,8317	482,2693	4,314		
	J = $3.469 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp192	G15 Amphibole							482.4 +/- 3.2	
	1	95,988	0,753	11,9	15,9234	793,6035	153,8		
	2	76,079	3,178	23,5	9,4905	513,5615	19,68		
	3	41,67	55,767	23,8	9,0466	492,5385	4,274		
	4	42,442	1,474	20,1	6,6525	374,704	35,45		
	5	32,811	3,151	21,7	7,7801	431,1642	21,4		
	fusion	32,976	35,677	19,7	8,4808	465,3741	3,696		
	J = $3.469 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp192	G43 Amphibole							500.1 +/- 2.4	
	1	80,362	0,162	14,3	65,2231	2133,72	140,2		
	2	85,145	0,721	14,2	18,7364	903,6031	77,1		
	3	46,292	1,539	17,8	11,236	593,9474	43,86		
	4	28,512	9,29	21,9	9,0207	491,2995	7,331		
	5	23,318	12,015	22,6	9,2751	503,3897	6,749		
	6	16,728	41,02	21,8	8,9578	488,3018	3,248		
	7	13,646	7,941	21,9	8,6428	473,1946	8,587		
	8	18,64	2,105	23,8	8,5929	470,7874	26,42		
	fusion	20,358	25,207	22,6	9,1109	495,5959	3,643		
	J = $3.469 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp9	G21 Micas blanc							456.9 +/- 0.7	
	1	8,642	0,429	0,0153	8,3094	454,1339	31,63		
	2	13,729	0,834	0,0111	8,1409	445,9753	26,32		
	3	1,176	15,672	0,00203	8,4059	458,7899	1,228		
	4	0,474	12,328	0,00232	8,3672	456,9253	1,257		
	5	0,454	64,682	0,00297	8,362	456,6747	0,774		
	6	0	1,344	0,0576	8,4182	459,3822	12,11		
	7	0	1,637	0,115	8,4896	462,8201	11,68		
	8	2,424	2,933	0,0698	8,2128	449,461	6,24		
	fusion	0	0,142	0,0000066	8,8656	480,808	113,1		
	J = $3.444 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp12	V1673 Micas blanc							454.2 +/- 0.4	
	1	8,706	2,272	0,0257	8,3369	455,5629	4,308		
	2	0,833	23,368	0,00266	8,3461	456,0081	0,928		
	3	2,205	4,701	0,00402	8,208	449,3278	2,034		
	4	2,515	3,536	0,00701	8,1515	446,5882	2,603		
	5	0,512	21,082	0,00454	8,3036	453,9552	0,689		
	6	0,21	28,157	0,00174	8,3239	454,9346	0,719		
	7	0,107	5,475	0,0103	8,3365	455,5447	1,835		
	8	2,126	2,576	0,00783	8,1839	448,1583	3,78		
	fusion	0,507	8,834	0,00376	8,3111	454,3167	1,259		
	J = $3.444 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp14	V1676 Micas blanc							457.7 +/- 0.6	
	1	27,704	0,959	0,00835	8,4668	461,9296	16,56		
	2	17,135	2,732	0,00669	8,6622	471,3062	5,44		
	3	9	1,783	0,00326	8,1588	447,0431	9,148		

Echantillon #	Analyse #	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	IA ( $1\sigma$ )	
	4	3,067	12,392	0,00133	8,3645	456,9971	1,426		
	5	3,368	3,967	0,00143	8,2357	450,7706	3,846		
	6	0,798	49,988	0,000275	8,3762	457,5653	0,735		
	7	0,117	23,151	0,000226	8,3931	458,3796	1,046		
	8	0	3,808	0,0000011	8,4368	460,4858	5,472		
	fusion	2,045	1,219	0,00206	8,316	454,6577	16,43		
	J = $3.445 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp38	G24	Micas blanc					457.0 +/- 0.4		
	1	10,061	1,335	0,0068	8,5447	465,9042	3,565		
	2	0	0,295	0,0104	8,8589	480,9396	17,27		
	3	1,477	1,233	0,00000383	8,5392	465,639	3,386		
	4	3,732	3,714	0,00314	8,3307	455,5887	1,965		
	5	5,751	2,105	0,0041	8,2741	452,8529	3,524		
	6	3,534	1,421	0,0021	8,1436	446,5261	4,353		
	7	0,635	34,803	0,000404	8,3586	456,9355	0,718		
	8	0,553	5,54	0,00219	8,3579	456,9047	1,21		
	9	0,532	8,245	0,0031	8,3631	457,1565	0,88		
	10	0,428	19,063	0,000371	8,3583	456,9244	0,747		
	11	0,584	8,715	5,44E-08	8,3359	455,8412	0,94		
	12	1,339	2,351	0,00178	8,3185	455,0011	2,406		
	13	0	1,497	0,000376	8,4191	459,8577	3,593		
	fusion	0,29	9,683	0,000645	8,3959	458,7386	0,928		
	J = $3.447 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp67	G04	Biotite					463.7 +/- 2.4		
	1	8,358	1,696	0,00000159	7,8312	431,4657	65,99		
	2	6,358	8	0,0185	7,9428	436,928	12,98		
	3	0	3,288	0,0322	8,4763	462,8009	26,56		
	4	6,273	1,217	0,0393	7,9051	435,0845	73,62		
	5	0,118	78,41	0,0532	8,5822	467,8934	1,058		
	6	0	4,722	0,0682	8,4573	461,8881	11,95		
	7	0	1,185	0,302	8,3182	455,1736	73,93		
	fusion	0	1,483	0,0277	8,3666	457,5107	41,94		
	J = $3.449 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp 72	V1686	Micas blanc					454.5 +/- 0.5		
	1	19,14	0,366	0,0236	8,834	479,9821	23,04		
	2	0	0,068	0,0249	9,446	508,946	142,6		
	3	0	0,347	0,00000762	9,1485	494,9248	21,89		
	4	29,003	0,472	0,00000056	8,8582	481,1393	29,17		
	5	0	0,374	0,00106	8,5347	465,6473	37,24		
	6	0,036	2,504	0,000836	8,4665	463,3307	4,22		
	7	2,324	8,877	0,000412	8,2933	454,0035	1,591		
	8	1,091	12,902	0,000788	8,2884	453,7656	0,877		
	9	0,509	6,431	0,00123	8,2711	452,9261	1,657		
	10	0,158	8,907	0,00127	8,2861	453,6541	1,275		
	11	0,553	16,275	0,0011	8,273	453,0194	1,151		
	12	0,423	28,739	0,00572	8,2924	453,9569	0,804		
	fusion	0,296	13,738	0,0021	8,3164	455,1199	0,749		
	J = $3.449 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp82	V1675	Micas blanc					456.3 +/- 0.3		
	1	3,881	2,283	0,00184	8,0394	441,9729	2,502		
	2	0,014	5,217	0,00129	8,5689	467,6086	1,352		
	3	0,225	12,061	0,00168	8,3577	457,427	0,89		
	4	0,047	16,381	0,00169	8,3343	456,295	0,746		
	5	0,051	21,921	0,000976	8,333	456,2293	0,683		
	6	0,152	14,866	0,0015	8,3	454,636	0,723		
	7	0,169	19,592	0,000564	8,3177	455,4911	0,694		
	fusion	0,232	7,6779	0,00083	8,3524	457,1719	1,054		
	J = $3.456 \cdot 10^{-2}$								
99Gasp126	G25	Micas blanc					436.6 +/- 0.6		
	1	0	0,068	0,0901	8,1445	447,2924	187,9		
	2	0,674	73,268	0,0021	7,9505	437,8293	0,681		

Echantillon #	Analyse #	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	IA ( $1\sigma$ )	
	3	0,346	6,942	0,00355	7,8364	432,2444	1,948			
	4	1,174	13,995	0,00522	7,8332	432,0859	0,968			
	5	4,077	5,044	0,0146	7,8598	433,3885	2,03			
	fusion	16,962	0,682	0,0646	8,4437	461,7868	14,98			
		J = 3.454 10 <sup>-2</sup>								
99Gasp126	G37	Micas blanc						433.8 +/- 0.5		
	1	9,189	1,247	0,0409	6,8793	384,6748	13,82			
	2	0,684	5,64	0,00652	7,5295	417,1272	2,726			
	3	0,744	6,87	0,00381	7,5526	418,2714	2,514			
	4	0,235	11,468	0,00191	7,6994	425,5112	1,005			
	5	0,451	23,226	0,000000438	7,8181	431,3434	0,976			
	6	0,294	10,049	0,000739	7,8693	433,8537	1,012			
	7	0,424	7,226	0,000000141	7,9149	436,0903	1,528			
	8	0,105	11,681	8,71E-08	7,9986	440,1828	1,097			
	9	0,249	11,935	8,53E-08	8,0836	444,3281	1,11			
	10	0	5,878	0,00682	8,1261	446,396	1,949			
	11	0	2,418	0,0412	8,1491	447,5176	5,101			
	fusion	1,927	2,364	0,112	8,6234	470,4362	5,804			
		J = 3.454 10 <sup>-2</sup>								
99Gasp143	V1674	Micas blanc						457.0 +/- 4.1		
	1	3,755	4,558	0,0284	7,8	430,6514	1,889			
	2	0	92,442	0,126	8,366	458,2382	4,242			
		J = 3.455 10 <sup>-2</sup>								
99Gasp154	G14	Micas blanc						456.2 +/- 0.5		
	1	110,936	0,028	0,147	-0,9552	0	0			
	2	3,381	0,834	0,0252	8,1231	446,5551	11,52			
	3	0,984	2,494	0,0134	8,3146	455,8529	4,023			
	4	0,861	7,132	0,00858	8,323	456,2609	1,459			
	5	0	5,271	0,00451	8,3804	459,0384	2,111			
	6	0,333	8,685	0,00932	8,3271	456,4598	1,466			
	7	0,45	5,783	0,0114	8,3002	455,1565	1,993			
	8	0	15,974	0,0335	8,3207	456,1495	1,055			
	9	0	12,811	0,0314	8,3183	456,0335	1,106			
	10	0	9,409	0,0276	8,3418	457,1732	1,407			
	11	0,083	14,217	0,0224	8,3356	456,871	0,946			
	12	0,581	8,048	0,0736	8,3062	455,4459	1,557			
	fusion	5,832	9,315	0,462	8,3403	457,0992	2,405			
		J = 3.456 10 <sup>-2</sup>								
99Gasp170	G36	Biotite						462.3 +/- 1.8		
	1	134,899	0,142	0,281	-3,1236	0	0			
	2	8,666	2,445	0,00000156	7,7828	430,4434	27,27			
	3	3,883	6,614	0,000594	8,1441	448,1351	11,11			
	4	0,787	5,584	0,000000685	8,4694	463,9211	8,169			
	5	0,946	8,25	0,000000464	8,4548	463,2099	5,887			
	6	0,721	25,76	0,00091	8,495	465,1508	1,993			
	7	0,918	9,016	0,0149	8,4449	462,7309	4,1			
	8	8,802	8,191	0,00313	8,4662	463,7607	4,578			
	9	1,056	6,864	0,0213	8,4443	462,7014	6,17			
	10	0	5,429	0,000000706	8,5831	469,3994	7,015			
	11	0,0467	7,102	0,00305	8,5392	467,2816	6,705			
	12	0	4,126	0,0968	8,5467	467,6439	9,272			
	13	1,87	5,583	0,00794	8,4478	462,8732	7,826			
	14	0	3,269	0,00000118	8,6528	472,7518	13,14			
	fusion	0	1,626	0,00000236	8,5581	468,1948	24			
		J = 3.461 10 <sup>-2</sup>								
99Gasp173	V1680	Micas blanc						459.0 +/- 0.5		
	1	34,253	0,256	0,000000916	7,673	425,2896	50,44			
	2	9,488	1,649	0,00164	8,8363	481,8365	5,585			
	3	2,122	1,67	0,0013	8,5736	469,2241	5,686			
	4	0,861	3,875	6,05E-08	8,4911	465,2422	2,871			
	5	0,138	4,243	0,000454	8,3889	460,2988	2,366			

Echantillon #	Analyse #	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	$\pm (1\sigma)$	IA ( $1\sigma$ )	
	6	0,504	5,84	0,000399	8,3637	459,0773	1,665		
	7	0,843	7,482	0,0000599	8,3138	456,6588	1,618		
	8	0,333	5,158	0,000104	8,3623	459,011	2,139		
	9	0,799	6,616	3,55E-08	8,3336	457,6204	1,374		
	10	0,708	9,749	0,0001.93	8,3221	457,0628	1,245		
	11	0,421	25,552	0,0000875	8,3346	457,6659	0,763		
	12	0,551	8,757	0,00000269	8,3639	459,0864	1,295		
	13	0	5,082	0,0000613	8,3639	459,0865	2,077		
	14	0	6,884	0,000000342	8,3579	458,7968	1,404		
	15	0	1,509	0,000945	8,35	458,4169	5,119		
	fusion	0	3,676	0,000000641	8,4158	461,6008	2,674		
	J = 3.463 10 <sup>-2</sup>								
99Gasp183	G12	Micas blanc							458.9 +/- 0.4
	1	50,383	0,035	0	4,5556	264,6537	286,5		
	2	2,767	1,325	0,0112	8,3919	460,8792	4,68		
	3	2,351	15,496	0,00231	8,3612	459,3898	0,902		
	4	0,464	27,815	0,00517	8,3434	458,5262	0,74		
	5	0,261	7,1	0,0177	8,3599	459,3283	1,44		
	6	1,27	2,931	0,093	8,2757	455,2406	2,566		
	7	0	2,175	0,0917	8,4449	463,444	2,815		
	8	0,522	12,309	0,0254	8,3452	458,6157	0,826		
	fusion	0,235	30,814	0,0062	8,3584	459,2563	0,641		
	J = 3.467 10 <sup>-2</sup>								
99Gasp188	G16	Biotite							485.0 +/- 1.0
	1	10,219	0,104	0,0507	8,2428	453,6738	27,83		
	2	21,455	0,389	0,153	6,6205	372,9444	74,62		
	3	7,622	3,077	0,0351	8,4178	462,1671	8,011		
	4	3,454	7,262	0,0164	8,5413	468,1398	3,878		
	5	1,936	3,637	0,0106	8,676	474,6318	8,501		
	6	0,44	8,472	0,0116	8,7904	480,1252	4,187		
	7	1,079	13,466	0,0337	9,0471	492,3924	2,523		
	8	1,468	13,009	0,0729	9,177	498,5704	2,081		
	9	0,994	7,115	0,0991	9,1999	499,6554	3,388		
	10	1,868	8,019	0,215	9,1987	499,6017	3,49		
	11	1,518	14,752	0,34	8,9087	485,7877	1,79		
	12	3,711	5,742	0,0745	8,5557	468,8364	4,492		
	fusion	1,015	13,957	0,0538	8,7804	479,6476	2,207		
	J = 3.467 10 <sup>-2</sup>								
99Gasp189	G29	Micas blanc							459.1 +/- 0.8
	1	0,725	1,486	0,00000132	8,3747	460,1478	16,5		
	2	0,937	20,041	0,00314	8,3405	458,4897	1,154		
	3	0,617	31,503	0,00126	8,3421	458,567	1,037		
	4	0,496	21,387	9,19E-08	8,3669	459,7683	1,274		
	5	0,474	6,67	0,000000295	8,3169	457,3456	2,572		
	6	0	11,736	0,002	8,3467	458,7925	2,242		
	7	0	5,281	0,000000373	8,3838	460,5913	5,155		
	8	0	1,703	0,000001.16	8,4437	463,4908	11,65		
	9	4,254	0,109	0,0000181	11,3246	597,8231	220		
	fusion	0	0,085	1,78	8,8753	484,2644	225		
	J = 3.468 10 <sup>-2</sup>								

## **Annexe B : Données d'analyses chimiques par microsonde**

Les analyses chimiques par microsonde électronique ont été effectuées à l'Université Laval à Québec avec l'aide du Dr Marc Choquette. L'appareillage consiste en une microsonde électronique CAMECA SX-100 à cinq spectromètres à longueur d'onde dispersée. Les moniteurs utilisés sont des oxydes, des métaux et des minéraux purs. La microsonde fonctionne à 15 kV avec un courant de faisceau à 20 nA et un temps de lecture des pics isotopiques de 20 secondes.

Les données en oxydes sont en pourcentage. Les formules stoechiométriques sont calculées en mol et calibrées par le contenu en oxygène requis pour obtenir l'équilibre de charge. Les calibrages sont basés sur 23 oxygènes pour les amphiboles et 22 oxygènes pour les micas blancs. Le calcul de  $\text{Fe}^{2+}$  et de  $\text{Fe}^{3+}$  est basé sur la méthode de Laird et Albee (1981, voir références précédentes).

Les analyses présentées dans le chapitre 4.1 ne sont pas incluses ici.

Numéro d'échantillon	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044
Numéro	44 1	44 2	44 3	44 4
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Tschermakite	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	42,62	42,60	42,76	43,64
Al2O3	13,20	13,47	13,17	13,41
TiO2	0,59	0,40	0,49	0,39
Cr2O3	0,05	0,04	0,04	0,00
V2O3	0,06	0,08	0,13	0,09
FeO	16,71	17,54	17,20	17,32
MnO	0,32	0,37	0,31	0,39
MgO	10,33	10,05	10,14	10,17
CaO	11,30	10,62	11,43	10,08
Na2O	1,82	1,85	1,69	2,04
K2O	0,39	0,41	0,37	0,32
F	0,05	0,00	0,13	0,03
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01
H2O	1,98	2,00	1,94	2,00
----	----	----	----	----
Total	99,41	99,42	99,80	99,87
Si	6,271	6,234	6,278	6,319
Al	1,729	1,766	1,722	1,681
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,560	0,558	0,558	0,609
Ti	0,065	0,043	0,054	0,042
Cr	0,006	0,004	0,005	0,000
Fe3+	0,870	1,175	0,889	1,220
Fe2+	1,186	0,972	1,223	0,877
Mn	0,040	0,046	0,039	0,048
Mg	2,265	2,192	2,218	2,194
----	----	----	----	----
	4,993	4,990	4,985	4,989
----	----	----	----	----
Ca	1,781	1,666	1,799	1,564
Na	0,219	0,334	0,201	0,436
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,302	0,190	0,279	0,136
K	0,073	0,076	0,070	0,058
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,374	0,266	0,349	0,194
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	29,19	26,03	30,74	31,99

Numéro d'échantillon	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044
Numéro	44 5	44 6	44 7	44 8
Type de Mineral	Tschemakite	Tschemakite	Hornblende tschemakitique	Tschemakite
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	41,84	41,64	42,13	41,43
Al2O3	14,03	13,45	12,15	14,12
TiO2	0,38	0,47	0,53	0,46
Cr2O3	0,02	0,07	0,00	0,01
V2O3	0,03	0,07	0,10	0,08
FeO	17,24	17,68	17,17	17,22
MnO	0,43	0,41	0,32	0,40
MgO	9,91	10,09	10,70	9,81
CaO	10,14	10,45	11,38	10,46
Na2O	1,97	2,04	1,66	1,99
K2O	0,39	0,42	0,33	0,47
F	0,00	0,05	0,08	0,21
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01
H2O	1,98	1,95	1,94	1,87
----	----	----	----	----
Total	98,36	98,79	98,48	98,55
Si	6,163	6,143	6,258	6,130
Al	1,837	1,857	1,742	1,870
----	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,600	0,481	0,386	0,594
Ti	0,042	0,052	0,060	0,052
Cr	0,002	0,008	0,000	0,001
Fe3+	1,311	1,289	1,062	1,186
Fe2+	0,813	0,892	1,070	0,944
Mn	0,053	0,051	0,040	0,050
Mg	2,176	2,218	2,369	2,164
----	4,997	4,992	4,988	4,990
----	----	----	----	----
Ca	1,601	1,652	1,811	1,658
Na	0,399	0,348	0,189	0,342
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,164	0,235	0,289	0,230
K	0,073	0,079	0,063	0,089
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,237	0,315	0,351	0,319
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	26,14	24,76	34,48	22,20

Numéro d'échantillon	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044
Numéro	44 9	44 10	44 11	44 12
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Tschermakite	Hornblende tschermakitique	Tschermakite
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	42,44	40,35	43,13	42,31
Al2O3	13,41	14,43	11,52	13,55
TiO2	0,55	0,46	0,37	0,44
Cr2O3	0,05	0,09	0,01	0,03
V2O3	0,10	0,02	0,13	0,11
FeO	16,92	17,57	17,21	17,44
MnO	0,33	0,35	0,34	0,45
MgO	10,01	9,53	11,11	9,86
CaO	11,09	11,22	11,39	10,33
Na2O	1,82	1,75	1,57	1,87
K2O	0,41	0,43	0,36	0,39
F	0,00	0,16	0,00	0,16
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00
H2O	1,99	1,89	1,99	1,91
----	----	----	----	----
Total	99,13	98,25	99,13	98,86
Si	6,260	6,030	6,347	6,223
Al	1,740	1,970	1,653	1,777
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,592	0,572	0,347	0,572
Ti	0,061	0,052	0,041	0,049
Cr	0,006	0,011	0,001	0,004
Fe3+	0,902	1,098	1,099	1,228
Fe2+	1,185	1,099	1,019	0,916
Mn	0,041	0,045	0,042	0,055
Mg	2,201	2,121	2,436	2,162
----	----	----	----	----
	4,989	4,998	4,985	4,987
----	----	----	----	----
Ca	1,753	1,797	1,797	1,628
Na	0,247	0,203	0,203	0,372
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,275	0,304	0,246	0,161
K	0,078	0,082	0,068	0,074
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,353	0,387	0,313	0,235
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	26,80	25,97	31,65	26,35

Numéro d'échantillon	99Gasp044	99Gasp030	99Gasp030	99Gasp030
Numéro	44 13	30 1	30 2	30 3
Type de Mineral	Tschermakite	Hornblende tschermakitique	Magnésio- Hornblende	Magnésio- Hornblende
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur 2
SiO <sub>2</sub>	41,99	43,14	46,24	46,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,01	13,43	10,80	10,11
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,42	0,37	0,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,10	0,00	0,03
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,14	0,11
FeO	17,22	14,89	13,74	13,16
MnO	0,39	0,28	0,25	0,26
MgO	9,89	10,84	12,54	12,92
CaO	10,67	10,70	11,96	11,57
Na <sub>2</sub> O	1,94	1,94	1,30	1,32
K <sub>2</sub> O	0,41	0,21	0,19	0,16
F	0,14	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01
H <sub>2</sub> O	1,92	1,99	2,04	2,03
----	----	----	----	----
Total	99,08	97,97	99,58	98,57
Si	6,178	6,357	6,697	6,774
Al	1,822	1,643	1,303	1,226
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,608	0,689	0,542	0,509
Ti	0,053	0,047	0,040	0,039
Cr	0,003	0,011	0,000	0,003
Fe <sup>3+</sup>	1,108	0,875	0,551	0,610
Fe <sup>2+</sup>	1,010	0,960	1,114	0,992
Mn	0,048	0,034	0,031	0,031
Mg	2,169	2,381	2,707	2,803
----	----	----	----	----
	5,000	4,998	4,984	4,988
----	----	----	----	----
Ca	1,683	1,689	1,857	1,805
Na	0,317	0,311	0,143	0,195
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,237	0,244	0,223	0,178
K	0,077	0,039	0,035	0,030
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,314	0,283	0,257	0,209
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K <sub>2</sub> O	26,16	51,68	63,97	70,55

Numéro d'échantillon	99Gasp030	99Gasp030	99Gasp030	99Gasp030
Numéro	30 4	30 5	30 6	30 7
Type de Mineral	Magnésio- Hornblende	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio- Hornblende
Localisation de l'analyse	bordure 2	cœur	bordure	cœur
SiO2	46,08	44,28	43,88	44,81
Al2O3	11,13	11,79	12,56	12,25
TiO2	0,38	0,40	0,43	0,33
Cr2O3	0,05	0,06	0,00	0,00
V2O3	0,03	0,08	0,09	0,11
FeO	14,51	14,41	14,48	14,93
MnO	0,23	0,24	0,24	0,28
MgO	12,28	11,99	11,57	10,85
CaO	11,70	11,70	11,74	10,91
Na2O	1,20	1,44	1,56	1,94
K2O	0,20	0,20	0,24	0,20
F	0,00	0,01	0,00	0,01
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01
H2O	2,04	2,01	2,01	2,01
----	----	----	----	----
Total	99,84	98,61	98,79	98,66
Si	6,642	6,489	6,437	6,583
Al	1,358	1,511	1,563	1,417
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,534	0,525	0,608	0,705
Ti	0,041	0,045	0,047	0,037
Cr	0,006	0,007	0,000	0,000
Fe3+	0,747	0,759	0,671	0,598
Fe2+	1,003	1,007	1,105	1,236
Mn	0,029	0,030	0,029	0,035
Mg	2,637	2,618	2,529	2,376
----	----	----	----	----
	4,997	4,990	4,990	4,987
----	----	----	----	----
Ca	1,807	1,838	1,845	1,718
Na	0,193	0,162	0,155	0,282
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,142	0,247	0,289	0,271
K	0,037	0,038	0,045	0,038
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,179	0,285	0,334	0,309
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	58,79	58,22	49,33	53,75

Numéro d'échantillon	99Gasp030	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066
Numéro	30 8	66 1	66 2	66 5
Type de Mineral	Magnésio- Hornblende	Hornblende tschermakitique	Tschermakite	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	45,63	42,43	40,92	42,40
Al2O3	11,26	12,95	14,20	13,87
TiO2	0,37	0,27	0,34	0,35
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,00
V2O3	0,02	0,00	0,11	0,06
FeO	14,32	17,04	17,52	17,41
MnO	0,27	0,36	0,36	0,36
MgO	12,21	10,12	9,54	9,50
CaO	11,70	11,28	11,34	11,16
Na2O	1,41	1,92	1,90	2,03
K2O	0,19	0,25	0,28	0,26
F	0,11	0,03	0,03	0,06
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01
H2O	1,98	1,97	1,95	1,97
----	----	----	----	----
Total	99,47	98,61	98,52	99,43
Si	6,621	6,302	6,101	6,258
Al	1,379	1,698	1,899	1,742
----	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,547	0,569	0,597	0,670
Ti	0,041	0,030	0,038	0,039
Cr	0,000	0,000	0,004	0,000
Fe3+	0,679	0,878	0,983	0,830
Fe2+	1,058	1,238	1,202	1,320
Mn	0,033	0,045	0,045	0,045
Mg	2,639	2,239	2,119	2,089
----	4,998	5,000	4,987	4,993
----	----	----	----	----
Ca	1,819	1,795	1,812	1,764
Na	0,181	0,205	0,188	0,236
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,216	0,348	0,362	0,344
K	0,035	0,047	0,053	0,049
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,251	0,395	0,415	0,393
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	62,23	45,48	40,79	42,91

Numéro d'échantillon	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066
Numéro	66 6	66 9	66 10	66 14
Type de Mineral	Tschermakite	Tschermakite	Tschermakite	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	41,65	41,49	40,55	44,02
Al2O3	14,86	13,75	14,39	11,54
TiO2	0,43	0,30	0,36	0,38
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,01
V2O3	0,11	0,09	0,06	0,04
FeO	17,43	17,13	17,80	17,16
MnO	0,33	0,38	0,30	0,46
MgO	9,12	9,74	9,57	10,90
CaO	11,42	11,16	11,33	11,04
Na2O	2,03	1,95	1,96	1,77
K2O	0,37	0,27	0,34	0,24
F	0,26	0,00	0,22	0,07
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01
H2O	1,87	1,97	1,86	1,97
----	----	----	----	----
Total	99,88	98,23	98,74	99,61
Si	6,152	6,188	6,043	6,435
Al	1,848	1,812	1,957	1,565
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,739	0,606	0,571	0,423
Ti	0,047	0,034	0,041	0,042
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001
Fe3+	0,735	0,942	1,049	1,048
Fe2+	1,418	1,194	1,169	1,049
Mn	0,041	0,047	0,038	0,057
Mg	2,007	2,165	2,125	2,375
----	----	----	----	----
	4,987	4,989	4,993	4,995
----	----	----	----	----
Ca	1,808	1,784	1,809	1,730
Na	0,192	0,216	0,191	0,270
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,390	0,348	0,375	0,231
K	0,069	0,052	0,064	0,044
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,459	0,400	0,439	0,275
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	31,29	41,20	33,72	47,00

Numéro d'échantillon	99Gasp066	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068
Numéro	66 15	68 3	68 4	68 5
Type de Mineral	Tschermakite	Hornblende tschermakitique		Tschermakite
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	41,05	42,93	42,13	42,14
Al2O3	14,33	13,97	13,93	13,90
TiO2	0,42	0,34	0,38	0,35
Cr2O3	0,12	0,00	0,04	0,00
V2O3	0,13	0,08	0,13	0,04
FeO	17,52	16,60	16,43	16,30
MnO	0,38	0,43	0,36	0,45
MgO	9,74	10,03	9,94	10,06
CaO	11,37	11,17	11,35	11,17
Na2O	1,88	2,01	1,88	1,95
K2O	0,33	0,30	0,33	0,26
F	0,02	0,14	0,01	0,13
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00
H2O	1,97	1,95	1,98	1,93
----	----	----	----	----
Total	99,24	99,94	98,88	98,67
Si	6,068	6,276	6,236	6,237
Al	1,932	1,724	1,764	1,763
----	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,566	0,683	0,668	0,662
Ti	0,046	0,037	0,042	0,038
Cr	0,014	0,000	0,004	0,000
Fe3+	1,043	0,831	0,791	0,868
Fe2+	1,123	1,199	1,243	1,150
Mn	0,047	0,053	0,045	0,057
Mg	2,146	2,186	2,192	2,220
----	4,984	4,991	4,985	4,995
----	----	----	----	----
Ca	1,801	1,750	1,801	1,772
Na	0,199	0,250	0,199	0,228
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,338	0,319	0,339	0,331
K	0,062	0,056	0,061	0,049
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,400	0,375	0,400	0,380
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	34,65	36,99	34,93	43,13

Numéro d'échantillon	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068
Numéro	68 6	68 7	68 8	68 11
Type de Mineral	Tschemakite	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	40,99	42,94	42,69	43,79
Al2O3	13,89	13,15	13,66	12,70
TiO2	0,41	0,38	0,38	0,46
Cr2O3	0,00	0,08	0,02	0,05
V2O3	0,10	0,01	0,00	0,15
FeO	17,90	15,70	16,12	15,87
MnO	0,32	0,43	0,34	0,40
MgO	9,16	10,90	10,15	10,92
CaO	11,38	11,23	11,30	11,07
Na2O	1,84	1,86	1,88	1,87
K2O	0,39	0,23	0,30	0,23
F	0,20	0,22	0,08	0,08
Cl	0,00	0,01	0,01	0,01
H2O	1,86	1,90	1,96	1,98
----	----	----	----	----
Total	98,42	99,02	98,87	99,57
Si	6,150	6,305	6,307	6,385
Al	1,850	1,695	1,693	1,615
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,607	0,581	0,686	0,568
Ti	0,047	0,042	0,042	0,051
Cr	0,000	0,009	0,002	0,005
Fe3+	0,872	0,913	0,750	0,892
Fe2+	1,374	1,015	1,242	1,043
Mn	0,040	0,053	0,043	0,050
Mg	2,048	2,386	2,235	2,373
----	----	----	----	----
	4,988	4,999	5,000	4,982
----	----	----	----	----
Ca	1,829	1,767	1,788	1,729
Na	0,171	0,233	0,212	0,271
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,363	0,296	0,326	0,257
K	0,074	0,044	0,056	0,043
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,437	0,339	0,382	0,300
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	29,47	48,21	38,03	47,51

Numéro d'échantillon	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068
Numéro	68 12	68 15	68 16	68 19
Type de Mineral	Hornblende		Tschermakite	Tschermakite
	Tschermakite	tschermakitique		
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	41,30	42,85	41,68	41,74
Al2O3	14,25	13,52	13,97	13,84
TiO2	0,37	0,41	0,40	0,42
Cr2O3	0,00	0,08	0,02	0,03
V2O3	0,03	0,07	0,07	0,08
FeO	17,26	16,50	16,34	16,90
MnO	0,33	0,38	0,33	0,36
MgO	9,66	10,24	9,97	9,81
CaO	11,31	11,14	11,24	11,25
Na2O	1,86	1,88	1,98	1,93
K2O	0,34	0,26	0,33	0,25
F	0,00	0,21	0,19	0,03
Cl	0,00	0,01	0,01	0,00
H2O	1,98	1,90	1,89	1,97
----	----	----	----	----
Total	98,68	99,44	98,41	98,59
Si	6,136	6,287	6,204	6,201
Al	1,864	1,713	1,796	1,799
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,631	0,627	0,656	0,625
Ti	0,041	0,045	0,044	0,047
Cr	0,000	0,009	0,002	0,004
Fe3+	0,945	0,894	0,819	0,884
Fe2+	1,200	1,131	1,215	1,215
Mn	0,041	0,048	0,042	0,045
Mg	2,138	2,239	2,212	2,171
----	----	----	----	----
	4,996	4,992	4,991	4,991
----	----	----	----	----
Ca	1,801	1,751	1,793	1,790
Na	0,199	0,249	0,207	0,210
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,337	0,284	0,365	0,345
K	0,065	0,049	0,063	0,047
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,402	0,334	0,428	0,393
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	32,98	42,18	33,86	44,98

Numéro d'échantillon	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp073
Numéro	68 20	68 23	68 24	73 1
Type de Mineral	Tschemakite	Tschemakite	Tschemakite	Tschemakite
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	42,36	41,68	41,12	40,85
Al2O3	14,15	14,05	13,91	14,04
TiO2	0,39	0,05	0,30	0,60
Cr2O3	0,00	0,01	0,02	0,00
V2O3	0,09	0,01	0,02	0,09
FeO	16,53	17,22	16,98	18,24
MnO	0,35	0,40	0,32	0,23
MgO	9,90	9,95	9,49	9,40
CaO	11,39	11,21	11,42	11,33
Na2O	1,83	1,81	1,76	2,30
K2O	0,36	0,29	0,40	0,46
F	0,14	0,23	0,32	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01
H2O	1,94	1,87	1,80	1,98
----	----	----	----	----
Total	99,42	98,78	97,87	99,53
Si	6,238	6,167	6,187	6,078
Al	1,762	1,833	1,813	1,922
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,694	0,618	0,655	0,541
Ti	0,043	0,006	0,033	0,067
Cr	0,000	0,001	0,002	0,000
Fe3+	0,787	1,075	0,814	0,871
Fe2+	1,250	1,056	1,323	1,399
Mn	0,043	0,050	0,041	0,029
Mg	2,174	2,193	2,129	2,083
----	----	----	----	----
	4,990	4,999	4,997	4,990
----	----	----	----	----
Ca	1,797	1,777	1,841	1,807
Na	0,203	0,223	0,159	0,193
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,321	0,295	0,353	0,471
K	0,068	0,054	0,078	0,088
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,389	0,349	0,431	0,559
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	31,37	38,92	28,27	24,43

Numéro d'échantillon	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073
Numéro	73 2	73 3	73 4	73 5
Type de Mineral	Tschermakite	Magnésio- Hornblende	Magnésio- Hornblende	Magnésio- Hornblende
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	bordure
SiO2	41,51	44,39	44,09	44,30
Al2O3	13,04	10,70	10,66	11,04
TiO2	0,54	0,50	0,50	0,65
Cr2O3	0,05	0,01	0,01	0,00
V2O3	0,13	0,05	0,11	0,06
FeO	18,13	16,71	16,83	16,59
MnO	0,18	0,22	0,21	0,22
MgO	9,75	11,38	11,26	10,93
CaO	11,58	11,56	11,54	11,46
Na2O	2,04	1,80	1,80	1,82
K2O	0,43	0,30	0,30	0,32
F	0,06	0,18	0,07	0,16
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00
H2O	1,95	1,92	1,97	1,93
----	----	----	----	----
Total	99,39	99,72	99,35	99,46
Si	6,183	6,517	6,501	6,530
Al	1,817	1,483	1,499	1,470
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,474	0,369	0,354	0,448
Ti	0,060	0,055	0,056	0,072
Cr	0,005	0,001	0,001	0,000
Fe3+	0,835	0,790	0,801	0,674
Fe2+	1,424	1,262	1,274	1,371
Mn	0,023	0,028	0,026	0,028
Mg	2,164	2,489	2,474	2,401
----	----	----	----	----
	4,985	4,994	4,987	4,993
----	----	----	----	----
Ca	1,848	1,819	1,824	1,809
Na	0,152	0,181	0,176	0,191
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,438	0,332	0,338	0,329
K	0,082	0,055	0,057	0,059
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,520	0,387	0,395	0,388
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	26,86	39,07	38,10	36,37

Numéro d'échantillon	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073
Numéro	73 6	73 7	73 8	73 9
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Magnésio- Hornblende	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	cœur	bordure	cœur	cœur
SiO2	43,93	45,47	42,46	43,22
Al2O3	11,08	10,03	11,80	12,65
TiO2	0,64	0,43	0,59	0,46
Cr2O3	0,02	0,05	0,03	0,01
V2O3	0,12	0,10	0,08	0,04
FeO	17,25	16,44	16,82	16,96
MnO	0,28	0,27	0,26	0,25
MgO	10,85	11,75	11,17	10,95
CaO	11,37	11,58	11,18	11,14
Na2O	1,96	1,66	2,16	2,17
K2O	0,34	0,28	0,31	0,33
F	0,18	0,00	0,00	0,23
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00
H2O	1,92	2,02	1,98	1,91
----	----	----	----	----
Total	99,95	100,07	98,84	100,32
Si	6,459	6,626	6,284	6,295
Al	1,541	1,374	1,716	1,705
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,380	0,348	0,344	0,468
Ti	0,071	0,047	0,065	0,050
Cr	0,002	0,006	0,003	0,001
Fe3+	0,795	0,777	1,005	0,978
Fe2+	1,326	1,226	1,078	1,088
Mn	0,035	0,033	0,033	0,031
Mg	2,378	2,551	2,464	2,378
----	----	----	----	----
	4,986	4,989	4,991	4,995
----	----	----	----	----
Ca	1,792	1,808	1,773	1,738
Na	0,208	0,192	0,227	0,262
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,352	0,277	0,392	0,352
K	0,065	0,051	0,059	0,062
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,416	0,328	0,451	0,413
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	33,06	41,81	35,61	33,65

Numéro d'échantillon	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp187
Numéro	73 10	73 11	73 12	187 1
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO <sub>2</sub>	43,34	43,39	44,00	42,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,67	12,62	11,30	12,91
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,58	0,68	0,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,15	0,02
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,13	0,10	0,02
FeO	16,44	17,18	17,29	17,04
MnO	0,22	0,27	0,24	0,42
MgO	10,92	10,51	10,64	9,83
CaO	11,37	11,48	11,48	10,75
Na <sub>2</sub> O	1,96	2,02	1,92	2,09
K <sub>2</sub> O	0,38	0,33	0,35	0,33
F	0,14	0,08	0,04	0,15
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O	1,93	1,98	1,99	1,90
----	----	----	----	----
Total	99,08	100,59	100,18	98,51
Si	6,413	6,333	6,460	6,298
Al	1,587	1,667	1,540	1,702
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,449	0,504	0,416	0,562
Ti	0,072	0,064	0,075	0,081
Cr	0,003	0,000	0,018	0,002
Fe <sup>3+</sup>	0,746	0,794	0,721	0,881
Fe <sup>2+</sup>	1,289	1,303	1,402	1,239
Mn	0,028	0,033	0,030	0,052
Mg	2,409	2,287	2,328	2,179
----	----	----	----	----
	4,995	4,984	4,989	4,998
----	----	----	----	----
Ca	1,803	1,796	1,807	1,713
Na	0,197	0,204	0,193	0,287
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,366	0,368	0,353	0,317
K	0,071	0,062	0,066	0,062
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,437	0,430	0,419	0,378
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K <sub>2</sub> O	30,32	34,38	32,63	33,06

Numéro d'échantillon	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187
Numéro	187 2	187 3	187 4	187 5
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Tschermakite	Tschermakite	Tschermakite
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	42,02	41,30	41,68	41,77
Al2O3	12,19	12,53	12,11	12,57
TiO2	0,83	0,76	0,74	0,72
Cr2O3	0,06	0,01	0,03	0,00
V2O3	0,07	0,04	0,07	0,08
FeO	17,31	17,36	17,96	17,19
MnO	0,35	0,38	0,35	0,36
MgO	10,18	10,14	10,12	10,36
CaO	11,27	11,05	11,43	10,61
Na2O	1,91	2,02	1,85	2,25
K2O	0,33	0,33	0,45	0,31
F	0,00	0,07	0,08	0,04
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01
H2O	1,97	1,92	1,93	1,95
----	----	----	----	----
Total	98,49	97,92	98,80	98,20
Si	6,273	6,197	6,228	6,219
Al	1,727	1,803	1,772	1,781
	8,000	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----	----
Al	0,420	0,413	0,362	0,425
Ti	0,093	0,086	0,083	0,080
Cr	0,007	0,001	0,003	0,000
Fe3+	0,886	1,007	0,951	1,096
Fe2+	1,276	1,171	1,294	1,045
Mn	0,045	0,049	0,044	0,046
Mg	2,265	2,268	2,255	2,299
----	----	----	----	----
	4,991	4,995	4,991	4,991
----	----	----	----	----
Ca	1,803	1,777	1,831	1,692
Na	0,197	0,223	0,169	0,308
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----	----
Na	0,355	0,365	0,365	0,340
K	0,062	0,063	0,086	0,059
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,417	0,428	0,451	0,399
----	----	----	----	----
F	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0
----	----	----	----	----
CaO/K2O	34,46	33,59	25,35	34,21

Numéro d'échantillon	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187
Numéro	187 6	187 7	187 8
Type de Mineral	Tschermakite	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	bordure	cœur	bordure
SiO <sub>2</sub>	41,49	43,90	42,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,84	11,28	11,86
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,70	0,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,00	0,03
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,10	0,10
FeO	17,78	17,34	17,26
MnO	0,36	0,35	0,34
MgO	10,38	10,36	10,24
CaO	11,46	11,52	11,29
Na <sub>2</sub> O	1,85	1,66	1,92
K <sub>2</sub> O	0,49	0,37	0,37
F	0,15	0,06	0,25
Cl	0,00	0,01	0,02
H <sub>2</sub> O	1,89	1,97	1,86
----	----	----	----
Total	98,59	99,60	98,86
Si	6,215	6,483	6,350
Al	1,785	1,517	1,650
----	8,000	8,000	8,000
----	----	----	----
Al	0,306	0,446	0,434
Ti	0,082	0,078	0,081
Cr	0,011	0,000	0,003
Fe <sup>3+</sup>	0,987	0,713	0,810
Fe <sup>2+</sup>	1,241	1,428	1,342
Mn	0,046	0,044	0,043
Mg	2,318	2,279	2,275
----	4,990	4,988	4,988
----	----	----	----
Ca	1,839	1,823	1,802
Na	0,161	0,177	0,198
----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,000	2,000	2,000
----	----	----	----
Na	0,376	0,298	0,357
K	0,093	0,069	0,070
----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,469	0,368	0,427
----	----	----	----
F	0	0	0
Cl	0	0	0
----	----	----	----
CaO/K <sub>2</sub> O	23,52	31,30	30,50

Numéro d'échantillon	99Gasp038	99Gasp038	99Gasp038	99Gasp038	99Gasp038
Numéro d'analyse	38 1	38 2	38 3	38 4	38 5
Type de minéral	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite
Localisation des analyses	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	46.07	46.23	46.07	46.27	45.84
Al2O3	28.90	29.22	29.17	29.94	28.77
TiO2	1.74	1.82	1.65	1.60	1.73
Cr2O3	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	5.37	5.31	4.97	5.08	5.18
MnO	0.09	0.10	0.09	0.10	0.07
MgO	2.16	2.04	2.15	1.88	2.09
CaO	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00
Na2O	0.38	0.29	0.36	0.30	0.36
K2O	10.59	10.54	10.52	10.63	10.64
BaO	0.28	0.33	0.35	0.33	0.34
H2O	4.39	4.41	4.39	4.42	4.36
----					
Total	99.98	100.31	99.73	100.59	99.39
----					
Si	6.300	6.294	6.301	6.273	6.306
Al	1.700	1.706	1.699	1.727	1.694
----					
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
----					
Al	2.958	2.983	3.002	3.057	2.971
Ti	0.179	0.186	0.170	0.163	0.179
Cr	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Fe	0.614	0.605	0.568	0.576	0.596
Mn	0.011	0.012	0.011	0.012	0.009
Mg	0.440	0.413	0.438	0.381	0.429
----					
	4.202	4.202	4.189	4.189	4.184
----					
Ca	0.002	0.001	0.003	0.004	0.000
Ba	0.015	0.017	0.019	0.017	0.018
Na	0.101	0.076	0.095	0.078	0.096
K	1.847	1.830	1.835	1.839	1.866
----					
	1.965	1.924	1.952	1.938	1.980

Numéro d'échantillon	99Gasp014	99Gasp014	99Gasp014	99Gasp014	99Gasp014
Numéro d'analyse	14 1	14 2	14 3	14 4	14 5
Type de minéral	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite
Localisation des analyses	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur
SiO2	45.15	45.60	45.30	44.66	45.21
Al2O3	32.65	32.19	32.03	32.62	32.82
TiO2	1.10	0.89	0.91	1.07	0.96
Cr2O3	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00
FeO	4.44	4.24	4.26	4.36	4.20
MnO	0.02	0.05	0.05	0.03	0.04
MgO	1.65	1.57	1.48	1.45	1.46
CaO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Na2O	0.68	0.56	0.61	0.60	0.60
K2O	10.00	10.06	9.93	9.92	9.99
BaO	0.33	0.27	0.31	0.41	0.38
H2O	4.45	4.43	4.40	4.40	4.44
----					
Total	100.46	99.87	99.35	99.55	100.10
----					
Si	6.091	6.174	6.169	6.083	6.110
Al	1.909	1.826	1.831	1.917	1.890
----					
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
----					
Al	3.283	3.312	3.309	3.319	3.339
Ti	0.112	0.091	0.093	0.109	0.098
Cr	0.000	0.000	0.007	0.002	0.000
Fe	0.500	0.481	0.485	0.497	0.475
Mn	0.003	0.006	0.005	0.004	0.005
Mg	0.333	0.318	0.301	0.294	0.293
----					
	4.231	4.208	4.200	4.225	4.210
----					
Ca	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000
Ba	0.017	0.014	0.016	0.022	0.020
Na	0.178	0.147	0.160	0.157	0.158
K	1.720	1.739	1.725	1.723	1.723
----					
	1.916	1.900	1.903	1.903	1.901

Numéro d'échantillon	99Gasp014	99Gasp072	99Gasp072	99Gasp072	99Gasp072
Numéro d'analyse	14 6	72 1	72 2	72 3	72 4
Type de minéral	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite	Ferrimuscovite
Localisation des analyses	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO2	45.08	46.93	46.75	47.16	46.86
Al2O3	32.22	29.40	30.03	29.06	29.32
TiO2	0.89	1.10	0.97	1.12	1.13
Cr2O3	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
FeO	4.59	5.69	5.59	5.69	5.56
MnO	0.06	0.02	0.04	0.03	0.04
MgO	1.40	1.81	1.71	1.87	1.79
CaO	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02
Na2O	0.56	0.41	0.27	0.31	0.30
K2O	10.01	10.46	10.43	10.38	10.36
BaO	0.23	0.40	0.53	0.45	0.44
H2O	4.40	4.42	4.43	4.42	4.41
----					
Total	99.47	100.66	100.78	100.50	100.23
----					
Si	6.141	6.363	6.330	6.402	6.374
Al	1.859	1.637	1.670	1.598	1.626
----					
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
----					
Al	3.314	3.061	3.122	3.051	3.075
Ti	0.091	0.112	0.099	0.114	0.116
Cr	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000
Fe	0.523	0.645	0.633	0.646	0.632
Mn	0.007	0.002	0.005	0.004	0.005
Mg	0.284	0.365	0.345	0.378	0.362
----					
	4.219	4.189	4.206	4.193	4.190
----					
Ca	0.003	0.000	0.002	0.001	0.003
Ba	0.012	0.021	0.028	0.024	0.023
Na	0.149	0.107	0.070	0.080	0.078
K	1.740	1.809	1.802	1.799	1.798
----					
	1.904	1.937	1.902	1.904	1.902

Numéro d'échantillon	99Gasp126	99Gasp126	99Gasp126	99Gasp126	99Gasp126
Numéro d'analyse	126 1	126 2	126 3	126 4	126 5
Type de minéral	Muscovite	Muscovite	Muscovite	Muscovite	Muscovite
Localisation des analyses	entier	entier	entier	entier	entier
SiO2	46.65	46.86	47.25	46.93	46.82
Al2O3	33.69	34.02	33.07	33.99	33.48
TiO2	0.12	0.15	0.14	0.13	0.15
Cr2O3	0.00	0.02	0.04	0.03	0.01
FeO	3.14	2.94	3.04	3.07	3.52
MnO	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02
MgO	1.07	1.06	1.31	1.23	1.20
CaO	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02
Na2O	0.83	0.93	0.73	0.85	0.66
K2O	9.60	9.40	9.66	9.53	9.63
BaO	0.23	0.26	0.24	0.21	0.23
H2O	4.48	4.50	4.49	4.52	4.49
----					
Total	99.84	100.18	100.01	100.54	100.22
----					
Si	6.246	6.240	6.311	6.233	6.253
Al	1.754	1.760	1.689	1.767	1.747
----					
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
----					
Al	3.562	3.579	3.517	3.553	3.523
Ti	0.012	0.015	0.015	0.013	0.015
Cr	0.000	0.002	0.005	0.003	0.001
Fe	0.352	0.328	0.339	0.341	0.394
Mn	0.003	0.003	0.002	0.005	0.003
Mg	0.213	0.211	0.261	0.244	0.239
----					
	4.142	4.138	4.139	4.159	4.175
----					
Ca	0.001	0.001	0.003	0.002	0.003
Ba	0.012	0.014	0.012	0.011	0.012
Na	0.216	0.241	0.188	0.218	0.171
K	1.641	1.596	1.646	1.615	1.640
----					
	1.870	1.852	1.849	1.846	1.826

Numéro d'échantillon	99Gasp126
Numéro d'analyse	126 6
Type de minéral	Muscovite
Localisation des analyses	entier
SiO <sub>2</sub>	47.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.73
TiO <sub>2</sub>	0.19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00
FeO	3.35
MnO	0.05
MgO	1.23
CaO	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.80
K <sub>2</sub> O	9.37
BaO	0.25
H <sub>2</sub> O	4.46
----	
Total	99.48
----	
Si	6.318
Al	1.682
----	
	8.000
----	
Al	3.500
Ti	0.019
Cr	0.000
Fe	0.376
Mn	0.006
Mg	0.247
----	
	4.148
----	
Ca	0.003
Ba	0.013
Na	0.208
K	1.606
----	
	1.830

Les données suivantes ont été échantillonnées, dans les amphiboles, selon le principe des traverses

Numéro d'échantillon	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Tschermakite	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1
SiO2	43,875	42,585	47,277	45,501	44,439	42,02	42,649	43,796
Al2O3	12,658	13,513	9,528	11,244	13,033	13,797	13,601	13,261
TiO2	0,57	0,611	0,461	0,5	0,494	0,605	0,641	0,406
Cr2O3	0	0,097	0,052	0,091	0	0,042	0,115	0
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	17,501	17,541	15,994	16,374	17,256	17,739	18,009	17,621
MnO	0,188	0,202	0,202	0,206	0,202	0,193	0,208	0,206
MgO	9,93	9,471	12,058	11,065	9,754	9,481	9,178	9,233
CaO	11,192	11,044	10,972	10,984	10,99	11,005	11,075	11,045
Na2O	1,914	2,105	1,618	1,87	2,089	2,117	2,118	2,165
K2O	0,422	0,409	0,261	0,294	0,393	0,416	0,486	0,393
F	0,23	0,089	0,143	0,036	0,23	0,389	0	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,908	1,955	1,981	2,015	1,923	1,805	2,002	2,014
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	100,388	99,622	100,547	100,18	100,803	99,609	100,082	100,14
Si	6,421602274	6,290390885	6,797532441	6,604375109	6,468204579	6,214368322	6,288101576	6,440100596
Al	1,578397726	1,709609115	1,202467559	1,395624891	1,531795421	1,785631678	1,711898424	1,559899404
----	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,605734547	0,643598955	0,412600014	0,528437709	0,704614631	0,619911611	0,652219344	0,73901102
Ti	0,062741739	0,067876215	0,049849147	0,054580338	0,054075662	0,067290188	0,071076192	0,04489931
Cr	0	0,011327242	0,005910663	0,010441999	0	0,004910455	0,013404172	0
Fe3+	0,714799369	0,742959894	0,804572448	0,750248437	0,628491678	0,852854496	0,707940978	0,559529164
Fe2+	1,427423102	1,423999444	1,118669407	1,237406575	1,472068043	1,341190385	1,512686582	1,607497159
Mn	0,023307471	0,025274546	0,024601624	0,025327308	0,024904731	0,024177382	0,025976764	0,025658806
Mg	2,165993771	2,084963704	2,583796697	2,393557634	2,115845255	2,089665483	2,016695967	2,023404541
----	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,755206323	1,748000606	1,690368444	1,7083054	1,714002146	1,743914497	1,749639722	1,74027597
Na	0,244793677	0,251999394	0,309631556	0,2916946	0,285997854	0,256085503	0,250360278	0,25972403
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,298375131	0,350892849	0,141441109	0,234587999	0,303557414	0,350970019	0,355124551	0,357556699
K	0,078798876	0,077077139	0,047876587	0,05444267	0,072978229	0,078490224	0,091417273	0,073727932
(Na+K) <sub>A</sub>	0,377174007	0,427969988	0,189317696	0,28903067	0,376535642	0,429460243	0,446541824	0,43128463
F	-0,097	-0,037	-0,06	-0,015	-0,097	-0,164	0	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	26,52132701	27,00244499	42,03831418	37,36054422	27,96437659	26,45432692	22,78806584	28,1043257

Numéro d'échantillon	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2
SiO2	42,509	44,182	44,873	43,97	43,147
Al2O3	13,573	13,084	12,841	12,605	12,725
TiO2	0,696	0,453	0,393	0,433	0,641
Cr2O3	0,009	0,076	0,027	0	0,009
V2O3	-	-	-	-	-
FeO	17,516	17,013	17,108	17,194	17,777
MnO	0,213	0,255	0,242	0,215	0,209
MgO	9,51	9,917	9,963	10,094	9,896
CaO	10,97	10,54	10,393	10,574	11,051
Na2O	2,166	2,231	2,248	2,166	2,027
K2O	0,413	0,337	0,369	0,379	0,44
F	0	0	0,353	0,319	0,036
Cl	-	-	-	-	-
H2O	1,997	2,023	1,866	1,858	1,986
----	----	----	----	----	----
Total	99,572	100,111	100,676	99,807	99,944
Si	6,276623927	6,436781957	6,504093997	6,439855648	6,342941878
Al	1,723376073	1,563218043	1,495906003	1,560144352	1,657058122
----	8	8	8	8	8
Al	0,639324241	0,684032699	0,698354167	0,616312628	0,548332323
Ti	0,077287611	0,049633746	0,042840021	0,047693917	0,070868556
Cr	0,001050556	0,008753233	0,003093834	0	0,001045958
Fe3+	0,759343118	0,787611267	0,780516919	0,843711923	0,82414658
Fe2+	1,403652241	1,285295456	1,293328477	1,26235429	1,361470274
Mn	0,0266401	0,031468397	0,02971174	0,026672833	0,026025401
Mg	2,092702133	2,153205202	2,152154842	2,203254409	2,168110908
----	5	5	5	5	5
Ca	1,735585632	1,645349776	1,614123758	1,659407972	1,740748001
Na	0,264414368	0,354650224	0,385876242	0,340592028	0,259251999
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2
Na	0,355697846	0,275566046	0,245901941	0,274506564	0,318525321
K	0,077799457	0,06263753	0,068235341	0,070817432	0,082522828
(Na+K) <sub>A</sub>	0,433497304	0,338203576	0,314137282	0,345323996	0,401048148
F	0	0	-0,149	-0,134	-0,015
Cl	-	-	-	-	-
CaO/K2O	26,56174334	31,27596439	28,16531165	27,89973615	25,11590909

Numéro d'échantillon	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique				
Localisation de l'analyse	trsect 3				
SiO2	43,284	43,508	43,321	42,46	44,021
Al2O3	13,057	13,312	13,25	13,362	12,944
TiO2	0,63	0,735	0,67	0,666	0,668
Cr2O3	0,021	0	0	0	0,067
V2O3	-	-	-	-	-
FeO	17,683	17,932	18,03	17,823	17,508
MnO	0,191	0,175	0,214	0,187	0,197
MgO	9,571	9,342	9,386	9,516	9,633
CaO	11,146	11,108	11,037	10,956	11,039
Na2O	2,039	2,071	2,025	2,107	2,044
K2O	0,439	0,495	0,496	0,469	0,437
F	0	0,088	0	0,248	0
Cl	-	-	-	-	-
H2O	2,008	1,978	2,013	1,875	2,024
----	----	----	----	----	----
Total	100,069	100,744	100,442	99,669	100,582
Si	6,366580876	6,36779861	6,349608891	6,275358945	6,429890373
Al	1,633419124	1,63220139	1,650391109	1,724641055	1,570109627
	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----
Al	0,630755124	0,664746165	0,639168479	0,60354466	0,658837359
Ti	0,069690703	0,08090269	0,073854801	0,074026674	0,073379636
Cr	0,00244191	0	0	0	0,007736596
Fe3+	0,683587162	0,641488987	0,728510719	0,810772522	0,641064641
Fe2+	1,491668213	1,553459648	1,48162865	1,392229121	1,497663747
Mn	0,023797057	0,02169548	0,026568883	0,023410528	0,024373669
Mg	2,09805983	2,037707029	2,050268469	2,096016496	2,096944352
----	----	----	----	----	----
	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----
Ca	1,756677787	1,742008501	1,733379851	1,735021277	1,727697071
Na	0,243322213	0,257991499	0,266620149	0,264978723	0,272302929
----	----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----
Na	0,338195184	0,329723687	0,308872981	0,338816582	0,306580569
K	0,08238055	0,092428668	0,092749478	0,088432667	0,081434118
----	----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,420575735	0,422152356	0,401622459	0,427249249	0,388014688
----	----	----	----	----	----
F	0	-0,037	0	-0,104	0
Cl	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----
CaO/K2O	25,38952164	22,44040404	22,25201613	23,36034115	25,26086957

Numéro d'échantillon	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Tschermakite	Tschermakite	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4
SiO2	43,441	42,349	41,884	41,516	42,861	42,788
Al2O3	12,973	13,826	13,892	13,893	13,936	13,442
TiO2	0,571	0,529	0,552	0,713	0,757	0,705
Cr2O3	0,118	0,055	0,064	0,115	0	0,012
V2O3	-	-	-	-	-	-
FeO	17,553	17,745	17,768	17,294	18,12	17,699
MnO	0,22	0,235	0,27	0,212	0,244	0,168
MgO	9,596	9,216	9,253	9,284	9,3	9,378
CaO	11,104	10,69	10,609	10,895	10,943	11,002
Na2O	2,029	2,361	2,446	2,237	2,19	2,171
K2O	0,41	0,37	0,39	0,425	0,475	0,472
F	0	0,301	0	0,036	0,035	0,231
Cl	-	-	-	-	-	-
H2O	2,009	1,849	1,983	1,957	2,002	1,892
----	----	----	----	----	----	----
Total	100,024	99,526	99,111	98,577	100,863	99,96
Si	6,386538953	6,2657354	6,215239772	6,203455751	6,254916053	6,314096818
Al	1,613461047	1,7342646	1,784760228	1,796544249	1,745083947	1,685903182
----	8	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----	----
Al	0,635043343	0,677378374	0,645552054	0,650837921	0,652561125	0,652614786
Ti	0,063133125	0,058862674	0,061603337	0,080124096	0,083082679	0,078240892
Cr	0,013714476	0,006433141	0,007507947	0,01358462	0	0,001399916
Fe3+	0,68475517	0,796108086	0,857171441	0,75399304	0,795923555	0,686122375
Fe2+	1,473449042	1,399628946	1,347905327	1,407177663	1,415606321	1,498183282
Mn	0,027396776	0,029451524	0,033937865	0,026832743	0,030161993	0,020999529
Mg	2,102508069	2,032137255	2,046322028	2,067449917	2,022664327	2,06243922
----	5	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,749199737	1,694731085	1,686857456	1,744374057	1,711156708	1,739622794
Na	0,250800263	0,305268915	0,313142544	0,255625943	0,288843292	0,260377206
----	----	----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----	----
Na	0,327581263	0,37204733	0,390630784	0,392487133	0,330840183	0,360800252
K	0,076900808	0,069841235	0,073833871	0,081019286	0,088437018	0,088861276
----	----	----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,404482071	0,441888566	0,464464655	0,473506419	0,419277202	0,449661528
----	----	----	----	----	----	----
F	0	-0,127	0	-0,015	-0,015	-0,097
Cl	-	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----	----
CaO/K2O	27,08292683	28,89189189	27,2025641	25,63529412	23,03789474	23,30932203

Numéro d'échantillon	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	transect 5	transect 5	transect 5	transect 5	transect 5	transect 5	transect 5	transect 5
SiO2	43,948	42,758	46,972	48,438	43,031	45,932	42,814	42,83
Al2O3	12,415	13,311	10,089	8,886	12,684	11,367	13,439	12,777
TiO2	0,465	0,605	0,496	0,336	0,584	0,474	0,64	0,522
Cr2O3	0,009	0,051	0,037	0,049	0	0,03	0	0,039
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	17,237	18,044	16,194	15,53	17,335	16,428	17,848	18,029
MnO	0,206	0,234	0,22	0,219	0,183	0,233	0,209	0,172
MgO	10,029	9,51	11,537	12,291	10,126	10,741	9,407	9,352
CaO	11,271	11,001	11,119	11,024	11,059	11,006	11,04	11,113
Na2O	1,957	2,082	1,697	1,572	1,991	1,844	2,028	1,963
K2O	0,393	0,439	0,247	0,217	0,414	0,324	0,456	0,444
F	0,232	0	0,072	0	0	0,09	0,178	0,107
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,902	2,002	2,015	2,061	1,997	1,997	1,918	1,935
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	100,064	100,037	100,695	100,623	99,404	100,466	99,977	99,283
Si	6,45724666	6,287377647	6,770385599	6,942858527	6,344774833	6,659988853	6,306004265	6,364919467
Al	1,54275334	1,712622353	1,229614401	1,057141473	1,655225167	1,340011147	1,693995735	1,635080533
----	8	8	8	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Al	0,60776205	0,594923915	0,484777255	0,444429943	0,549622449	0,603072857	0,639585801	0,603441142
Ti	0,051382666	0,066905676	0,053766461	0,036219864	0,064759434	0,05168826	0,070893081	0,058340583
Cr	0,001045399	0,005928623	0,004216067	0,005552386	0	0,003438831	0	0,004581851
Fe3+	0,651075933	0,835356036	0,678894712	0,671925628	0,834577595	0,631874972	0,763100352	0,721405998
Fe2+	1,467018767	1,383659863	1,273213635	1,189728511	1,303059872	1,360257763	1,435434954	1,519336282
Mn	0,025638139	0,029146005	0,026860126	0,026589321	0,022855824	0,028617065	0,026075087	0,021651316
Mg	2,196077045	2,084079882	2,478271743	2,625554347	2,225124825	2,321050252	2,064910725	2,071242827
----	5	5	5	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,77445467	1,733319119	1,71725299	1,693111333	1,747208897	1,709943866	1,742335269	1,769580615
Na	0,22554533	0,266680881	0,28274701	0,306888667	0,252791103	0,290056134	0,257664731	0,230419385
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Na	0,331981408	0,326926788	0,191519882	0,130000492	0,316419065	0,228368556	0,321501218	0,335209725
K	0,073668548	0,082356519	0,045420572	0,039681963	0,077878291	0,059935544	0,085686932	0,084180036
(Na+K) <sub>A</sub>	0,405649955	0,409283307	0,236940454	0,169682455	0,394297356	0,288304101	0,40718815	0,41938976
----	----	----	----	----	----	----	----	----
F	-0,098	0	-0,03	0	0	-0,038	-0,075	-0,045
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----	----	----	----
CaO/K2O	28,67938931	25,05922551	45,01619433	50,80184332	26,71256039	33,9691358	24,21052632	25,02927928

Numéro d'échantillon	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073	99Gasp073
Type de Mineral	Tschermakite	Hornblende tschermakitique	Tschermakite	Tschermakite
Localisation de l'analyse	transect 6	transect 6	transect 6	transect 6
SiO2	42,122	42,68	41,604	40,882
Al2O3	13,738	13,587	13,432	13,92
TiO2	0,767	0,751	0,737	0,784
Cr2O3	0	0,012	0,046	0
V2O3	-	-	-	-
FeO	17,943	17,951	17,798	18,137
MnO	0,225	0,193	0,203	0,238
MgO	9,408	9,337	9,39	9,618
CaO	11,099	11,022	11,086	10,734
Na2O	2,161	2,124	2,151	2,159
K2O	0,498	0,485	0,468	0,466
F	0	0,142	0	0,071
Cl	-	-	-	-
H2O	1,997	1,938	1,974	1,937
----	----	----	----	----
Total	99,958	100,222	98,889	98,946
Si	6,214606686	6,279031689	6,210902857	6,067911473
Al	1,785393314	1,720968311	1,789097143	1,932088527
	8	8	8	8
----	----	----	----	----
Al	0,604154618	0,635596617	0,574905199	0,503668185
Ti	0,085105074	0,083092844	0,082745153	0,087514213
Cr	0	0,001395664	0,005428864	0
Fe3+	0,789857753	0,745890606	0,784859759	1,129583457
Fe2+	1,424129687	1,462787075	1,437253972	1,121792307
Mn	0,028118892	0,024051191	0,02567005	0,029922307
Mg	2,068633976	2,047186003	2,089137005	2,12751953
----	----	----	----	----
	5	5	5	5
----	----	----	----	----
Ca	1,754618542	1,737492225	1,773326574	1,707115447
Na	0,245381458	0,262507775	0,226673426	0,292884553
----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2
----	----	----	----	----
Na	0,372814335	0,343376094	0,395951744	0,32845122
K	0,093737918	0,091031416	0,089134698	0,088241791
----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,466552253	0,434407511	0,485086442	0,416693012
----	----	----	----	----
F	0	-0,06	0	-0,03
Cl	-	-	-	-
----	----	----	----	----
CaO/K2O	22,28714859	22,7257732	23,68803419	23,03433476

Numéro d'échantillon	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080
Type de Mineral	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	trsect 1	trsect 1	trsect 1	trsect 1	trsect 1	trsect 1	trsect 1
SiO2	44,512	44,66	44,166	44,334	44,814	44,397	43,765
Al2O3	11,716	10,594	11,746	11,729	11,784	11,648	11,616
TiO2	0,842	0,621	0,83	0,86	0,791	0,879	0,913
Cr2O3	0,095	0,055	0	0	0	0,003	0
V2O3	-	-	-	-	-	-	-
FeO	15,506	15,57	15,108	15,617	15,394	14,869	15,328
MnO	0,239	0,258	0,191	0,232	0,239	0,202	0,23
MgO	11,186	11,747	11,349	11,211	11,285	11,419	11,419
CaO	10,913	10,642	10,912	10,957	11,078	10,969	10,928
Na2O	2,552	1,932	2,53	2,566	2,421	2,495	2,504
K2O	0,242	0,268	0,243	0,229	0,216	0,208	0,231
F	0,054	0,109	0,036	0,036	0,072	0,109	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,999	1,946	1,995	2,004	1,998	1,964	2,004
----	----	----	----	----	----	----	----
Total	99,856	98,402	99,106	99,775	100,092	99,162	98,938
Si	6,51097169	6,567120289	6,498776306	6,492245554	6,531439633	6,527709421	6,452222527
Al	1,48902831	1,432879711	1,501223694	1,507754446	1,468560367	1,472290579	1,547777473
----	8	8	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----	----	----
Al	0,531363653	0,403674667	0,536386418	0,517159528	0,556208766	0,546754991	0,471177243
Ti	0,092626705	0,068675729	0,091849551	0,094713502	0,086701601	0,097196693	0,101229853
Cr	0,0109856	0,006393673	0	0	0	0,000348706	0
Fe3+	0,571595018	0,930795206	0,57279765	0,591259395	0,554589543	0,524294078	0,662297596
Fe2+	1,325302682	0,983991028	1,286401568	1,321371041	1,321796185	1,304077164	1,227621998
Mn	0,029612674	0,032135642	0,023806081	0,028777763	0,029505578	0,025157621	0,028722435
Mg	2,438513669	2,574334055	2,488758732	2,446718771	2,451198326	2,502170746	2,508950874
----	5	5	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,710436883	1,676770815	1,720450083	1,719269194	1,73001858	1,728098226	1,726304051
Na	0,289563117	0,323229185	0,279549917	0,280730806	0,26998142	0,271901774	0,273695949
----	2	2	2	2	2	2	2
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----	----	----
Na	0,434232557	0,227616547	0,442272982	0,447855973	0,414176896	0,439384376	0,442090287
K	0,045161188	0,050277346	0,045617459	0,042783351	0,04016338	0,039016816	0,043448589
----	----	----	----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,479393745	0,277893892	0,487890441	0,490639325	0,454340277	0,478401192	0,485538876
----	----	----	----	----	----	----	----
F	-0,023	-0,046	-0,015	-0,015	-0,03	-0,046	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----	----	----
CaO/K2O	45,09504132	39,70895522	44,90534979	47,84716157	51,28703704	52,73557692	47,30735931

Numéro d'échantillon	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080	99Gasp080
Type de Mineral	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2
SiO2	45,221	45,29	45,457	43,707	44,095	44,189
Al2O3	10,93	11,143	11,256	11,715	12,379	12,013
TiO2	0,846	0,794	0,813	0,899	0,943	0,938
Cr2O3	0,061	0,04	0	0	0	0
V2O3	-	-	-	-	-	-
FeO	14,684	14,556	14,855	15,55	15,583	14,911
MnO	0,244	0,223	0,228	0,233	0,215	0,237
MgO	11,895	11,751	11,654	11,426	11,024	11,236
CaO	10,815	10,771	10,752	10,817	10,853	10,919
Na2O	2,493	2,399	2,433	2,478	2,657	2,503
K2O	0,226	0,239	0,232	0,255	0,246	0,252
F	0,272	0	0	0,145	0	0,145
Cl	-	-	-	-	-	-
H2O	1,898	2,026	2,034	1,937	2,027	1,948
----	----	----	----	----	----	----
Total	99,585	99,232	99,714	99,162	100,022	99,291
Si	6,604877199	6,620537053	6,615741433	6,425685275	6,437797009	6,492988846
Al	1,395122801	1,379462947	1,384258567	1,574314725	1,562202991	1,507011154
----	8	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----	----
Al	0,486932229	0,540887986	0,547039952	0,456163404	0,568490922	0,573976629
Ti	0,092928809	0,087290469	0,088986418	0,099399356	0,103541642	0,10365464
Cr	0,007043457	0,004622558	0	0	0	0
Fe3+	0,58203278	0,560629438	0,576150892	0,757147914	0,593012711	0,527121919
Fe2+	1,211644854	1,218913118	1,231963239	1,154792165	1,309705321	1,305246023
Mn	0,030187381	0,027612567	0,028107591	0,029015856	0,026588719	0,029497815
Mg	2,589230489	2,560043864	2,527751909	2,503481305	2,398660685	2,460502974
----	5	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,692564814	1,687101163	1,676722559	1,703999571	1,697821129	1,719125365
Na	0,307435186	0,312898837	0,323277441	0,296000429	0,302178871	0,280874635
----	----	----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----	----
Na	0,398579082	0,367068046	0,363295172	0,410376276	0,44997397	0,432237697
K	0,04211282	0,044572819	0,043077157	0,047828849	0,045820976	0,047240265
----	----	----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,440691902	0,411640865	0,406372329	0,458205125	0,495794946	0,479477962
----	----	----	----	----	----	----
F	-0,115	0	0	-0,061	0	-0,061
Cl	-	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----	----
CaO/K2O	47,8539823	45,06694561	46,34482759	42,41960784	44,11788618	43,32936508

Numéro d'échantillon	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1
SiO2	44,069	43,914	46,109	46,384	44,938	44,566
Al2O3	13,228	13,205	11,953	11,905	12,846	12,684
TiO2	0,522	0,488	0,32	0,412	0,437	0,538
Cr2O3	0,049	0	0,003	0,015	0	0,034
V2O3	-	-	-	-	-	-
FeO	16,237	16,573	16,689	16,085	16,63	16,286
MnO	0,336	0,363	0,42	0,37	0,316	0,364
MgO	10,243	10,247	10,838	10,915	10,5	10,389
CaO	10,522	10,392	9,714	10,323	10,922	10,887
Na2O	1,764	1,829	1,669	1,621	1,679	1,719
K2O	0,396	0,366	0,402	0,37	0,348	0,367
F	0,162	0	0,036	0,144	0	0,126
Cl	-	-	-	-	-	-
H2O	1,94	2,014	2,024	1,983	2,042	1,966
----	----	----	----	----	----	----
Total	99,468	99,391	100,177	100,527	100,658	99,926
Si	6,420838564	6,393710925	6,593583568	6,642820637	6,474112904	6,483215063
Al	1,579161436	1,606289075	1,406416432	1,357179363	1,525887096	1,516784937
8	8	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----	----
Al	0,693005898	0,660316618	0,608700727	0,652844893	0,655948471	0,658572247
Ti	0,057198479	0,05343493	0,03441448	0,044374857	0,047348191	0,058860571
Cr	0,005643988	0	0,000339147	0,001698271	0	0,003910184
Fe3+	0,908821694	1,01233386	1,215586166	0,927943843	0,870226241	0,789535851
Fe2+	1,069695266	1,005691229	0,780326608	0,998608553	1,133480733	1,19188457
Mn	0,041467595	0,044767995	0,050874028	0,04488457	0,038562451	0,044853793
Mg	2,22416708	2,223455368	2,309758844	2,329645012	2,254433912	2,252382785
5	5	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,642672746	1,621225165	1,488428954	1,584106787	1,686020692	1,697028729
Na	0,357327254	0,378774835	0,511571046	0,415893213	0,313979308	0,302971271
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----	----
Na	0,141010453	0,137558684	-0,048807903	0,034232639	0,155032567	0,181903137
K	0,073609698	0,067984887	0,073340381	0,067603215	0,063962742	0,068113647
(Na+K) <sub>A</sub>	0,214620151	0,205543571	0,024532478	0,101835854	0,218995309	0,250016784
----	----	----	----	----	----	----
F	-0,068	0	-0,015	-0,06	0	-0,053
Cl	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	26,57070707	28,39344262	24,1641791	27,9	31,38505747	29,66485014

Numéro d'échantillon	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2
SiO2	44,808	44,489	45,351	45,152	43,686	44,056
Al2O3	12,515	12,738	12,593	12,338	12,858	12,698
TiO2	0,463	0,458	0,492	0,459	0,485	0,452
Cr2O3	0,003	0	0,049	0,046	0	0,04
V2O3	-	-	-	-	-	-
FeO	16,749	16,495	17,164	16,462	16,951	16,582
MnO	0,3	0,334	0,307	0,318	0,328	0,315
MgO	10,464	10,415	10,333	10,604	10,347	10,561
CaO	10,89	10,772	10,746	10,825	10,947	11,02
Na2O	1,672	1,678	1,72	1,693	1,684	1,66
K2O	0,366	0,412	0,399	0,373	0,416	0,367
F	0,036	0,018	0,124	0	0,018	0,072
Cl	-	-	-	-	-	-
H2O	2,014	2,015	1,991	2,036	2,004	1,984
----	----	----	----	----	----	----
Total	100,28	99,824	101,269	100,306	99,724	99,807
Si	6,488893219	6,465664764	6,505860481	6,527788886	6,375068054	6,415559503
Al	1,511106781	1,534335236	1,494139519	1,472211114	1,624931946	1,584440497
----	8	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----	----
Al	0,625543735	0,648140149	0,635640026	0,630702559	0,587161839	0,595538789
Ti	0,050425647	0,050058916	0,053080916	0,049906512	0,053227946	0,049502067
Cr	0,000343453	0	0,005557064	0,005257489	0	0,004604908
Fe3+	0,867652688	0,88192989	0,891720495	0,839224691	0,953944578	0,909375152
Fe2+	1,160867723	1,122949681	1,1675425	1,151206357	1,114830611	1,110115356
Mn	0,03679996	0,041116679	0,03730502	0,038942807	0,040544076	0,03885537
Mg	2,258366793	2,255804684	2,20915398	2,284759586	2,250290949	2,292008358
----	5	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,689807163	1,67745579	1,65180552	1,676915629	1,711716594	1,719512223
Na	0,310192837	0,32254421	0,34819448	0,323084371	0,288283406	0,280487777
----	----	----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----	----
Na	0,159288091	0,150301126	0,130229499	0,151499179	0,188203801	0,188222177
K	0,067620356	0,076390447	0,073025085	0,068798542	0,077449242	0,068183114
----	----	----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,226908447	0,226691574	0,203254584	0,220297722	0,265653043	0,256405291
----	----	----	----	----	----	----
F	-0,015	-0,008	-0,052	0	-0,008	-0,03
Cl	-	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----	----
CaO/K2O	29,75409836	26,14563107	26,93233083	29,02144772	26,31490385	30,02724796

Numéro d'échantillon	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique				
Localisation de l'analyse	trsect 3				
SiO2	44,183	43,49	44,856	44,621	44,755
Al2O3	11,771	12,426	12,782	12,365	12,683
TiO2	0,458	0,504	0,537	0,44	0,513
Cr2O3	0,046	0,027	0	0	0
V2O3	-	-	-	-	-
FeO	16,559	16,852	16,668	16,655	17,236
MnO	0,267	0,309	0,266	0,292	0,276
MgO	10,738	10,532	10,309	10,668	10,423
CaO	11,19	11,092	10,947	11,033	10,928
Na2O	1,529	1,605	1,672	1,654	1,599
K2O	0,321	0,337	0,387	0,335	0,373
F	0,09	0,162	0,215	0	0,089
Cl	-	-	-	-	-
H2O	1,961	1,924	1,935	2,027	1,996
----	----	----	----	----	----
Total	99,113	99,26	100,574	100,09	100,871
Si	6,488765294	6,381771934	6,489445801	6,473702485	6,444879634
Al	1,511234706	1,618228066	1,510554199	1,526297515	1,555120366
----	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----
Al	0,526782259	0,531436965	0,669530918	0,588628252	0,598071905
Ti	0,0505857	0,055620877	0,058427429	0,048008876	0,055557928
Cr	0,005340675	0,003132183	0	0	0
Fe3+	0,860632461	0,964590307	0,78976282	0,884070162	0,958546788
Fe2+	1,173205749	1,103544072	1,226958966	1,136777173	1,117251581
Mn	0,033214609	0,038407972	0,032597157	0,035884534	0,033666142
Mg	2,350238546	2,303267625	2,22272271	2,306631003	2,236905656
----	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----
Ca	1,760885634	1,744037955	1,696978671	1,715146631	1,686196311
Na	0,239114366	0,255962045	0,303021329	0,284853369	0,313803689
----	----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----
Na	0,196278154	0,200698533	0,165997149	0,180427887	0,132662244
K	0,060144123	0,063090369	0,071429783	0,062006832	0,068527262
----	----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,256422277	0,263788903	0,237426932	0,242434718	0,201189506
----	----	----	----	----	----
F	-0,038	-0,068	-0,09	0	-0,038
Cl	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----
CaO/K2O	34,85981308	32,91394659	28,28682171	32,93432836	29,29758713

Numéro d'échantillon	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044	99Gasp044
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4
SiO2	43,233	44,43	46,52	45,168	45,083	45,989	44,853	43,491
Al2O3	13,302	12,702	11,171	11,987	12,23	11,62	11,922	13,222
TiO2	0,485	0,538	0,268	0,306	0,419	0,36	0,382	0,572
Cr2O3	0	0,046	0,031	0,006	0,055	0	0,119	0,04
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	17,039	16,832	15,985	16,733	16,92	17,468	16,622	16,303
MnO	0,266	0,265	0,329	0,308	0,306	0,279	0,274	0,322
MgO	10,006	10,336	11,097	10,556	10,448	10,282	10,509	10,29
CaO	10,96	10,846	10,48	10,415	10,352	10,231	10,435	10,736
Na2O	1,767	1,733	1,57	1,688	1,719	1,782	1,73	1,693
K2O	0,41	0,391	0,321	0,366	0,386	0,357	0,333	0,383
F	0	0,232	0,09	0	0	0,142	0	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	2,005	1,916	1,996	2,021	2,027	1,968	2,012	2,006
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	99,473	100,267	99,858	99,554	99,945	100,478	99,191	99,058
Si	6,33860996	6,449825729	6,711994593	6,559123266	6,523538149	6,633442923	6,545317834	6,368113432
Al	1,66139004	1,550174271	1,288005407	1,440876734	1,476461851	1,366557077	1,454682166	1,631886568
----	----	----	----	----	----	----	----	----
8	8	8	8	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Al	0,637843942	0,6236846	0,612160467	0,611291721	0,609874985	0,609405562	0,596366343	0,650536355
Ti	0,053478082	0,058736676	0,029080516	0,033418872	0,045597375	0,039051971	0,041923548	0,06298873
Cr	0	0,005279113	0,003535941	0,000688807	0,00629165	0	0,013728329	0,004630233
Fe3+	0,893971885	0,869369207	0,875453463	0,977821605	1,005444261	0,952497165	0,945953399	0,929716616
Fe2+	1,19531554	1,174169279	1,053403237	1,054367762	1,042160773	1,154692586	1,082653759	1,066714625
Mn	0,033034772	0,032585813	0,040208587	0,037885818	0,037506181	0,034087901	0,033868879	0,039937262
Mg	2,18635578	2,236175312	2,386157788	2,284525416	2,253124775	2,210264816	2,285505742	2,24547618
----	----	----	----	----	----	----	----	----
5	5	5	5	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,721802797	1,687079182	1,620195321	1,620572277	1,60505109	1,58123826	1,631645834	1,684411116
Na	0,278197203	0,312920818	0,379804679	0,379427723	0,39494891	0,41876174	0,368354166	0,315588884
----	----	----	----	----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Na	0,224124358	0,174873619	0,059411327	0,095857146	0,087346234	0,079616812	0,121145006	0,165067782
K	0,076690896	0,072415198	0,059087855	0,067807435	0,071258881	0,065695337	0,061996158	0,071547007
----	----	----	----	----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,300815253	0,247288817	0,118499181	0,16366458	0,158605115	0,145312149	0,183141164	0,236614788
----	----	----	----	----	----	----	----	----
F	0	-0,098	-0,038	0	0	-0,06	0	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----	----	----	----
CaO/K2O	26,73170732	27,73913043	32,64797508	28,45628415	26,81865285	28,65826331	31,33633634	28,03133159

Numéro d'échantillon	99Gasp066							
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique							
Localisation de l'analyse	transect 1							
SiO2	43,689	44,244	44,388	44,154	44,365	43,107	43,855	43,089
Al2O3	14,263	13,953	13,808	13,815	14,442	14,542	14,407	13,554
TiO2	0,408	0,379	0,366	0,312	0,216	0,218	0,215	0,306
Cr2O3	0,006	0	0	0	0	0	0	0,012
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	17,028	16,904	16,647	16,92	17,097	17,184	16,868	17,636
MnO	0,295	0,32	0,326	0,36	0,345	0,333	0,338	0,232
MgO	9,155	9,426	9,633	9,774	9,338	9,3	9,372	10,25
CaO	10,941	10,872	10,956	10,891	10,926	10,924	10,904	8,314
Na2O	1,818	1,812	1,841	1,818	1,847	1,875	1,813	1,457
K2O	0,336	0,286	0,28	0,245	0,284	0,311	0,318	0,868
F	0,285	0,391	0,321	0,071	0,053	0,32	0,356	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,886	1,845	1,882	1,997	2,018	1,862	1,859	1,978
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	100,11	100,432	100,448	100,357	100,931	99,976	100,305	97,696
Si	6,385095695	6,431190855	6,447658082	6,399303429	6,403929772	6,301592973	6,379814585	6,256666014
Al	1,614904305	1,568809145	1,552341918	1,600696571	1,596070228	1,698407027	1,620185415	1,743333986
----	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,84259701	0,822260241	0,812242211	0,759787693	0,861585159	0,807784512	0,850685563	0,576899066
Ti	0,044844676	0,041431595	0,039982775	0,03400734	0,02344851	0,023967044	0,023522465	0,033415919
Cr	0,000693231	0	0	0	0	0	0	0,001377493
Fe3+	0,677395823	0,713300175	0,679277993	0,834077145	0,738544613	0,831002423	0,752689603	1,940136606
Fe2+	1,403902716	1,341652999	1,343032488	1,216794308	1,32541606	1,269882402	1,299569535	0,201531055
Mn	0,036519796	0,039400162	0,040111143	0,044195309	0,042182876	0,041234222	0,041650159	0,028534848
Mg	1,994046748	2,041954828	2,08535339	2,111138205	2,008822782	2,026129397	2,031902676	2,218105013
----	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,713351714	1,693326314	1,705228742	1,691315414	1,689901806	1,711112009	1,699687121	1,293542721
Na	0,286648286	0,306673686	0,294771258	0,308684586	0,310098194	0,288887991	0,300312879	0,706457279
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,228527923	0,204021568	0,223738369	0,202200404	0,206841146	0,242571827	0,21107845	-0,296250603
K	0,062649251	0,053037659	0,051889054	0,045301234	0,052300484	0,058002169	0,059019749	0,160796866
(Na+K) <sub>A</sub>	0,291177174	0,257059226	0,275627422	0,247501638	0,25914163	0,300573996	0,270098199	-0,135453738
F	-0,12	-0,165	-0,135	-0,03	-0,022	-0,135	-0,15	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	32,5625	38,01398601	39,12857143	44,45306122	38,47183099	35,12540193	34,28930818	9,578341014

Numéro d'échantillon	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066
Type de Minéral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende
Localisation de l'analyse	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2
SiO2	45,181	44,188	45,237	45,166	44,731	44,622	44,989	44,429	44,065	45,437
Al2O3	13,556	13,114	13,382	13,436	13,332	13,56	13,481	13,742	14,508	14,131
TiO2	0,399	0,354	0,302	0,325	0,295	0,353	0,337	0,365	0,295	0,309
Cr2O3	0	0	0	0,049	0,027	0	0	0,003	0	0,027
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	16,711	17,783	17,29	16,482	16,611	16,554	16,565	16,374	16,982	16,589
MnO	0,334	0,314	0,297	0,318	0,368	0,334	0,345	0,327	0,307	0,303
MgO	9,846	10,379	9,785	9,728	9,727	9,929	9,963	9,628	9,234	9,155
CaO	10,762	9,612	10,703	10,764	10,787	10,817	10,816	10,972	10,98	10,983
Na2O	1,892	1,758	1,967	1,992	1,965	1,876	1,912	1,887	1,968	2,125
K2O	0,289	0,227	0,236	0,24	0,247	0,258	0,263	0,307	0,327	0,338
F	0,302	0	0	0,179	0	0,143	0	0	0,407	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,909	2,019	2,052	1,959	2,031	1,969	2,046	2,031	1,845	2,062
Total	101,181	99,748	101,251	100,638	100,121	100,415	100,717	100,065	100,918	101,459
Si	6,497616276	6,345963371	6,495617034	6,53553601	6,505088575	6,45985104	6,489060737	6,473150316	6,392291434	6,554049463
Al	1,502383724	1,654036629	1,504382966	1,46446399	1,494911425	1,54014896	1,510939263	1,526849684	1,607708566	1,445950537
Al	0,795972555	0,586285387	0,760966519	0,827602159	0,790832018	0,774156775	0,781433176	0,833556091	0,873469366	0,957086875
Ti	0,043154545	0,038234191	0,032612867	0,035367826	0,032264285	0,038432939	0,036556181	0,039994239	0,032184016	0,033520769
Cr	0	0	0	0,005605278	0,00310413	0	0	0,000345543	0	0,003078898
Fe3+	0,722729989	1,521937661	0,793824296	0,619470994	0,674756414	0,759019548	0,73004208	0,597043038	0,642388312	0,367172194
Fe2+	1,287177608	0,613926732	1,282508869	1,375124911	1,345543368	1,245230276	1,268173639	1,398124506	1,417895549	1,634051813
Mn	0,040687004	0,038197407	0,036123855	0,038976938	0,04533185	0,040957266	0,04215078	0,040355983	0,037723518	0,037021475
Mg	2,1102783	2,221418622	2,093963594	2,097851894	2,108167935	2,142203196	2,141644144	2,0905806	1,996339239	1,968067976
Ca	1,658385179	1,479112396	1,646744951	1,668827496	1,680890741	1,677932556	1,671615451	1,712888729	1,706708422	1,697521362
Na	0,341614821	0,520887604	0,353255049	0,331072504	0,319109259	0,322067444	0,328384549	0,287111271	0,293291578	0,302478638
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,185962316	-0,031358293	0,194388013	0,227816455	0,234972402	0,204522934	0,206339851	0,245962934	0,260255421	0,291848571
K	0,053024595	0,041591096	0,043233452	0,044305957	0,045827151	0,047651269	0,048396343	0,057064869	0,060519014	0,0622011
(Na+K) <sub>A</sub>	0,238986911	0,010232803	0,237621465	0,272122411	0,280799552	0,252174204	0,254736193	0,303027804	0,320774435	0,354049671
F	-0,127	0	0	-0,075	0	-0,06	0	0	-0,172	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	37,23875433	42,34361233	45,35169492	44,85	43,67206478	41,92635659	41,12547529	35,73941368	33,57798165	32,49408284

Numéro d'échantillon	99Gasp066	99Gasp066								
Type de Mineral	Homblende tschermakitique	Magnésio-Homblende								
Localisation de l'analyse	transect 3	transect 3								
SiO2	44,219	44,342	44,616	44,331	44,567	44,804	44,855	44,451	44,164	45,799
Al2O3	14,141	14,176	14,087	13,934	13,647	13,701	13,822	13,82	13,791	12,7
TiO2	0,374	0,38	0,369	0,298	0,311	0,351	0,341	0,343	0,341	0,293
Cr2O3	0,039	0,073	0	0	0	0,003	0,015	0,033	0,024	0,046
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	16,962	16,558	16,706	17,144	17,247	16,871	17,232	17,197	16,618	16,786
MnO	0,291	0,36	0,39	0,374	0,356	0,344	0,369	0,417	0,384	0,405
MgO	9,443	9,706	9,608	9,687	9,716	9,771	9,739	9,786	9,652	10,109
CaO	11,037	10,935	10,908	10,79	10,822	10,786	10,853	10,773	10,856	10,705
Na2O	1,877	1,9	1,88	1,922	1,872	1,822	1,822	1,944	1,996	1,961
K2O	0,325	0,313	0,289	0,281	0,289	0,269	0,259	0,258	0,255	0,227
F	0,249	0	0	0,318	0,106	0	0,106	0,142	0,303	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,921	2,044	2,047	1,888	1,99	2,044	2,003	1,977	1,885	2,053
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	100,878	100,787	100,91	100,967	100,923	100,766	101,416	101,141	100,269	101,084
Si	6,407997356	6,403822285	6,43495638	6,398114813	6,430638057	6,458350556	6,432108919	6,39599014	6,428817557	6,580646636
Al	1,592002644	1,596177715	1,56504362	1,601885187	1,569361943	1,541649444	1,567891081	1,60400986	1,571182443	1,419353364
----	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,823909293	0,817422126	0,831963069	0,768985558	0,752120629	0,786681247	0,768798316	0,740336972	0,795532914	0,73196095
Ti	0,040760587	0,041272713	0,0400255	0,032345673	0,033748656	0,038051113	0,03677497	0,03711725	0,037331248	0,031661801
Cr	0,004467962	0,008334476	0	0	0	0,000341867	0,001700455	0,003753805	0,002761884	0,005225187
Fe3+	0,667024251	0,71388046	0,702592283	0,841352737	0,826448245	0,787937012	0,83470933	0,874056842	0,700959114	0,734624295
Fe2+	1,388704914	1,28601504	1,312536863	1,227988397	1,25482768	1,245923118	1,231877448	1,195390465	1,322138725	1,282511916
Mn	0,035720491	0,044039007	0,047646456	0,0457222	0,043511262	0,042002418	0,044820832	0,050824525	0,04734836	0,049292247
Mg	2,039412502	2,089036178	2,065235829	2,083605434	2,089343529	2,099063225	2,081318648	2,098520142	2,093927756	2,164723603
----	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,713794121	1,692142681	1,685754409	1,668630374	1,673178958	1,665940327	1,667579436	1,660952103	1,693272026	1,648137519
Na	0,286205879	0,307857319	0,314245591	0,331369626	0,326821042	0,334059673	0,332420564	0,339047897	0,306727974	0,351862481
(Ca+Na) <sub>b</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,241199182	0,224182588	0,2115046	0,208484493	0,196915799	0,175177164	0,17417049	0,203313942	0,256637011	0,194469701
K	0,06008666	0,057669957	0,053176259	0,051740678	0,053201001	0,0494696	0,047383113	0,047361697	0,047356999	0,041612109
(Na+K) <sub>A</sub>	0,301285842	0,281852545	0,264682859	0,258225171	0,2501168	0,224646765	0,221553603	0,250675639	0,303994011	0,23608181
F	-0,105	0	0	-0,134	-0,045	0	-0,045	-0,06	-0,128	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	33,96	34,93610224	37,74394464	38,39857651	37,44636678	40,09665428	41,9034749	41,75581385	42,57254902	47,15859031

Numéro d'échantillon	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066
Type de Mineral	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique						
Localisation de l'analyse	transect 3	transect 3	transect 3	transect 3	transect 3	transect 3	transect 3	transect 3	transect 3	transect 3
SiO <sub>2</sub>	45,658	45,854	45,757	44,025	44,165	44,065	44,59	43,895	44,254	44,142
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,587	12,543	12,754	13,831	13,989	14,094	14,075	14,219	14,051	14,071
TiO <sub>2</sub>	0,375	0,314	0,356	0,409	0,475	0,514	0,566	0,449	0,39	0,365
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,052	0	0,082	0,012	0	0	0,033	0	0
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	16,632	16,467	16,755	17,384	16,993	17,265	16,974	17,032	17,279	16,581
MnO	0,383	0,361	0,376	0,32	0,348	0,385	0,415	0,362	0,352	0,326
MgO	10,299	10,325	10,185	9,613	9,498	9,428	9,54	9,37	9,577	9,361
CaO	10,792	10,751	10,795	10,791	10,867	10,736	10,862	10,847	10,889	10,942
Na <sub>2</sub> O	1,908	1,858	1,873	1,994	1,876	1,933	1,911	1,947	1,869	1,918
K <sub>2</sub> O	0,237	0,221	0,236	0,273	0,277	0,286	0,305	0,331	0,32	0,326
F	0,214	0,054	0,196	0,089	0,054	0,301	0	0,284	0,336	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O	1,949	2,026	1,982	1,992	2,009	1,893	2,052	1,897	1,883	2,029
Total	101,034	100,826	101,245	100,803	100,563	100,9	101,29	100,666	101,2	100,081
Si	6,568604135	6,595234024	6,567682988	6,370531415	6,401770992	6,373196401	6,414114016	6,373157266	6,382717645	6,438359408
Al	1,431395865	1,404765976	1,432317012	1,629468585	1,598229008	1,626803599	1,585885984	1,626842734	1,617282355	1,561640592
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,703447462	0,722109074	0,725867752	0,730017654	0,792311681	0,776371224	0,801018252	0,807020704	0,771892335	0,857915773
Ti	0,04057354	0,033965503	0,038429087	0,044509737	0,05178106	0,055909045	0,061230959	0,049027681	0,042303191	0,040037919
Cr	0	0,005912727	0	0,009380406	0,001375101	0	0	0,003787782	0	0
Fe <sup>3+</sup>	0,743843135	0,736300067	0,744624514	0,844914224	0,746862034	0,816169953	0,725064348	0,733553626	0,813607995	0,600420992
Fe <sup>2+</sup>	1,2572906	1,244510303	1,266664599	1,258871201	1,313138763	1,272190892	1,316950204	1,334589839	1,270629178	1,422176019
Mn	0,04667303	0,043981618	0,045714451	0,039222683	0,04272796	0,047166677	0,050565967	0,044520412	0,043003795	0,04027651
Mg	2,208172232	2,213220707	2,178699597	2,073084096	2,051803401	2,03219221	2,04516927	2,027499956	2,058563505	2,039172787
	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,663613138	1,656899034	1,660242339	1,67313964	1,687818588	1,663796589	1,674184053	1,6674986	1,682810829	1,710070912
Na	0,336386862	0,343100966	0,339757661	0,32686036	0,312181412	0,336203411	0,325815947	0,3125014	0,317189171	0,289929088
(Ca+Na) <sub>e</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,195845392	0,175060733	0,181507897	0,232598383	0,215074366	0,205874856	0,207183188	0,235614181	0,205482566	0,252494325
K	0,043499659	0,040553333	0,043216336	0,050398805	0,051225118	0,052772888	0,055973226	0,061312479	0,058882247	0,060662752
(Na+K) <sub>A</sub>	0,23934505	0,215614066	0,224724233	0,282997188	0,266299484	0,258647744	0,263156414	0,29692666	0,264364813	0,313157077
F	-0,09	-0,023	-0,082	-0,037	-0,023	-0,127	0	-0,12	-0,142	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K <sub>2</sub> O	45,53586498	48,64705882	45,74152542	39,52747253	39,23104693	37,53846154	35,61311475	32,77039275	34,028125	33,56441718

Numéro d'échantillon	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066	99Gasp066
Type de Mineral	Homblende tschermakitique	Homblende tschermakitique	Homblende tschermakitique	Homblende tschermakitique	Magnésio-Homblende	Homblende tschermakitique				
Localisation de l'analyse	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4	transect 4
SiO <sub>2</sub>	43,843	43,555	44,738	44,599	45,554	44,889	44,821	44,038	44,115	44,273
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,269	14,13	14,012	13,969	12,921	13,401	13,752	13,834	13,833	14,264
TiO <sub>2</sub>	0,397	0,352	0,349	0,383	0,358	0,396	0,366	0,409	0,392	0,448
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,036	0,049	0,121	0	0	0,091	0,04	0	0
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	17,323	17,318	16,824	16,851	16,865	16,849	16,699	16,776	17,315	17,072
MnO	0,275	0,349	0,338	0,313	0,371	0,297	0,365	0,303	0,296	0,286
MgO	9,2	9,589	9,638	9,477	10,294	9,873	9,665	9,717	9,599	9,333
CaO	10,828	10,777	10,876	10,856	10,778	10,792	10,876	10,842	10,824	10,929
Na <sub>2</sub> O	1,874	1,869	1,899	1,986	1,873	1,963	1,861	1,883	1,84	1,833
K <sub>2</sub> O	0,295	0,275	0,254	0,274	0,252	0,257	0,254	0,277	0,277	0,324
F	0	0	0	0	0,036	0	0,179	0,179	0	0,196
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O	2,028	2,024	2,049	2,044	2,04	2,038	1,961	1,944	2,032	1,948
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	100,332	100,274	101,026	100,873	101,342	100,555	100,89	100,242	100,522	100,906
Si	6,375713643	6,321035126	6,442200435	6,446874356	6,520863665	6,466396058	6,469844433	6,399806966	6,389539759	6,40528003
Al	1,624286357	1,678964874	1,557799565	1,553125644	1,479136335	1,533603942	1,530155567	1,600193034	1,610460241	1,59471997
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Al	0,822013263	0,738609915	0,820931623	0,827422522	0,701394838	0,752449832	0,810113167	0,769950402	0,751597919	0,838201385
Ti	0,043418466	0,038419196	0,037795363	0,04163689	0,038540474	0,04309355	0,039732767	0,04470108	0,042699696	0,048745284
Cr	0	0,004130324	0,005578086	0,013827413	0	0	0,01038449	0,004595479	0	0
Fe <sub>3+</sub>	0,757868671	0,930786335	0,722599554	0,658504659	0,82849291	0,750304472	0,698165776	0,777753708	0,846086338	0,696558063
Fe <sub>2+</sub>	1,348949602	1,171168367	1,303507361	1,3786556	1,19052597	1,28866736	1,317776965	1,261180145	1,251313455	1,369102716
Mn	0,03387445	0,042902898	0,041227347	0,03832476	0,044984566	0,036402326	0,0446289	0,037298635	0,036314998	0,035049048
Mg	1,993875548	2,073982965	2,068360666	2,041628156	2,196061243	2,129082459	2,079197936	2,104520551	2,072005794	2,012343505
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,687217167	1,67587749	1,678112474	1,681466112	1,653145127	1,673238312	1,682192508	1,688273835	1,679829779	1,694235568
Na	0,312782833	0,32412251	0,321887526	0,318533888	0,346854873	0,326761688	0,317807492	0,311726165	0,320170221	0,305764432
(Ca+Na) <sub>0</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,215619517	0,201805257	0,2083241	0,238100385	0,173001047	0,223980795	0,203057637	0,218860366	0,196564603	0,208431041
K	0,054730807	0,050917161	0,046663003	0,050530773	0,046021465	0,047443431	0,046776455	0,051357084	0,051000411	0,059803345
(Na+K) <sub>A</sub>	0,270350324	0,252722418	0,254987102	0,288631158	0,219022512	0,271424226	0,249834093	0,27021745	0,247565013	0,268234386
F	0	0	0	0	-0,015	0	-0,075	-0,075	0	-0,082
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K <sub>2</sub> O	36,70508475	39,18909091	42,81889764	39,62043796	42,76984127	41,9922179	42,81889764	39,14079422	39,2173913	33,73148148

Numéro d'échantillon	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique					
Localisation de l'analyse	transect 1					
SiO2	43,889	44,029	44,107	43,121	43,662	44,326
Al2O3	13,769	13,793	14,053	14,167	13,866	13,278
TiO2	0,352	0,33	0,272	0,257	0,308	0,266
Cr2O3	0	0,033	0	0	0	0
V2O3	-	-	-	-	-	-
FeO	17,308	17,472	16,752	17,054	17,163	16,371
MnO	0,308	0,291	0,342	0,339	0,331	0,345
MgO	9,171	9,27	9,575	9,555	9,399	10,055
CaO	11,028	11,001	10,913	10,971	11,032	10,879
Na2O	1,743	1,738	1,815	1,807	1,775	1,743
K2O	0,377	0,399	0,337	0,35	0,328	0,282
F	0	0	0,268	0,179	0,072	0,305
Cl	-	-	-	-	-	-
H2O	2,018	2,026	1,903	1,925	1,983	1,876
----	----	----	----	----	----	----
Total	99,963	100,382	100,337	99,725	99,919	99,726
Si	6,425900089	6,41402533	6,410273844	6,312325941	6,386027787	6,46377533
Al	1,574099911	1,58597467	1,589726156	1,687674059	1,613972213	1,53622467
----	8	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----	----
Al	0,802566637	0,782878572	0,818103061	0,75725384	0,776952742	0,746470634
Ti	0,03875934	0,036154405	0,029729896	0,028293661	0,033879214	0,029171904
Cr	0	0,00380047	0	0	0	0
Fe3+	0,668595118	0,72753477	0,739324537	0,853891793	0,746835269	0,786420536
Fe2+	1,450744718	1,401142886	1,296831982	1,233972574	1,352567727	1,210121004
Mn	0,038197947	0,035908384	0,042102336	0,042035025	0,041007774	0,042614542
Mg	2,001136241	2,012580515	2,073908189	2,084553108	2,048757275	2,18520138
----	5	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,730092166	1,717189454	1,699446188	1,720842036	1,728922917	1,699851123
Na	0,269907834	0,282810546	0,300553812	0,279157964	0,271077083	0,300148877
----	----	----	----	----	----	----
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----	----
Na	0,224906514	0,208106639	0,210906932	0,233733366	0,232298505	0,192674966
K	0,070420796	0,074155957	0,062485646	0,065365703	0,061204354	0,052463603
----	----	----	----	----	----	----
(Na+K) <sub>A</sub>	0,29532731	0,282262596	0,273392578	0,299099069	0,293502859	0,24513857
----	----	----	----	----	----	----
F	0	0	-0,113	-0,075	-0,03	-0,128
Cl	-	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----	----
CaO/K2O						

Numéro d'échantillon	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068	99Gasp068
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Magnésio-Hornblende					
Localisation de l'analyse	transect 2	transect 2	transect 2					
SiO2	43,753	43,557	42,934	43,801	44,621	42,384	45,292	44,84
Al2O3	13,719	13,558	13,559	13,563	13,637	13,804	12,628	12,663
TiO2	0,411	0,373	0,371	0,305	0,23	0,295	0,205	0,265
Cr2O3	0	0,055	0	0,018	0,012	0,006	0,006	0
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	15,32	15,49	15,734	16,053	15,861	16,479	15,931	15,87
MnO	0,375	0,435	0,431	0,377	0,367	0,334	0,373	0,415
MgO	10,513	10,615	10,532	10,246	10,253	10,034	10,696	10,649
CaO	10,866	10,835	10,714	10,871	10,913	10,96	10,798	10,832
Na2O	1,83	1,826	1,898	1,801	1,787	1,831	1,686	1,753
K2O	0,276	0,266	0,263	0,263	0,267	0,294	0,229	0,24
F	0,073	0	0	0	0,216	0,036	0,036	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,983	2,013	1,996	2,016	1,933	1,969	2,019	2,026
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	99,119	99,023	98,432	99,314	100,097	98,426	99,897	99,553
Si	6,388462247	6,361694059	6,312533323	6,394364686	6,464168967	6,268167198	6,548284519	6,515796552
Al	1,611537753	1,638305941	1,687466677	1,605635314	1,535831033	1,731832802	1,451715481	1,484203448
----	8	8	8	8	8	8	8	8
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Al	0,750019737	0,696216321	0,662802272	0,72866489	0,793224329	0,674918151	0,700369406	0,685128884
Ti	0,045132121	0,040971237	0,041023401	0,033486414	0,025058592	0,032810744	0,02229027	0,02896031
Cr	0	0,006350516	0	0,002077387	0,001374314	0,00070149	0,000685786	0
Fe3+	0,801721691	0,895808765	0,97638847	0,848140435	0,751825743	0,936530459	0,845603631	0,829604641
Fe2+	1,0690582	0,996280706	0,95832613	1,111809658	1,169846856	1,101660715	1,080698972	1,099049126
Mn	0,046380004	0,053816456	0,053677295	0,0466193	0,045035033	0,041840428	0,045679979	0,051081193
Mg	2,287688247	2,310556	2,307782431	2,229201917	2,213635133	2,211538013	2,304671956	2,306175846
----	5	5	5	5	5	5	5	5
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Ca	1,7000136	1,695656716	1,687905673	1,7005017	1,693993561	1,736774303	1,672798246	1,686571518
Na	0,2999864	0,304343284	0,312094327	0,2994983	0,306006439	0,263225697	0,327201754	0,313428482
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Na	0,218104782	0,212765847	0,228990249	0,210294506	0,19594831	0,261815751	0,145437977	0,180484501
K	0,051413702	0,049565302	0,049333321	0,048983569	0,049347591	0,055471161	0,042239894	0,044493283
(Na+K) <sub>A</sub>	0,269518483	0,262331149	0,278323459	0,259278075	0,245295901	0,317286913	0,187677872	0,224977784
----	----	----	----	----	----	----	----	----
F	-0,031	0	0	0	-0,091	-0,015	-0,015	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
----	----	----	----	----	----	----	----	----
CaO/K2O	39,36956522	40,73308271	40,73764259	41,33460076	40,87265918	37,27891156	47,15283843	45,13333333

Numéro d'échantillon	99Gasp068							
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique							
Localisation de l'analyse	transect 3							
SiO2	41,959	42,011	43,329	43,992	43,333	44,182	43,346	42,186
Al2O3	13,716	13,34	13,31	13,341	13,11	13,275	13,18	13,361
TiO2	0,397	0,307	0,272	0,265	0,314	0,303	0,294	0,365
Cr2O3	0	0,021	0	0,04	0,027	0	0	0,027
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	16,922	16,448	16,626	16,474	16,106	16,261	16,612	17,352
MnO	0,371	0,346	0,301	0,361	0,376	0,322	0,386	0,293
MgO	9,494	10,27	10,113	9,941	10,256	10,029	10,123	9,598
CaO	10,886	10,866	11,036	10,909	10,825	10,925	10,866	11,16
Na2O	1,93	1,815	1,828	1,797	1,811	1,793	1,918	1,95
K2O	0,291	0,265	0,286	0,261	0,239	0,223	0,245	0,299
F	0,036	0,199	0	0,09	0,235	0,288	0,233	0,179
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,953	1,874	2,003	1,972	1,882	1,88	1,889	1,892
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	97,955	97,762	99,104	99,443	98,514	99,481	99,092	98,662
Si	6,266603391	6,25306681	6,367841927	6,436662808	6,392791983	6,462344302	6,373548199	6,282152281
Al	1,733396609	1,74693319	1,632158073	1,563337192	1,607208017	1,537655698	1,626451801	1,717847719
----	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,681631151	0,593916079	0,673947758	0,737908596	0,672934949	0,75145514	0,658280009	0,627820835
Ti	0,044591595	0,034365594	0,030063389	0,029160056	0,034838295	0,033330573	0,03251135	0,040877883
Cr	0	0,002471046	0	0,004626776	0,003148959	0	0	0,003178596
Fe3+	0,864066692	1,041720367	0,847799149	0,783407354	0,876085892	0,744979141	0,886425282	0,823780503
Fe2+	1,2495888	1,005754495	1,195711079	1,232458113	1,111083744	1,244170258	1,156392369	1,337270824
Mn	0,04693448	0,043623165	0,037470641	0,044740957	0,046986239	0,03989437	0,048076249	0,036958876
Mg	2,113187282	2,278149254	2,215007984	2,167698147	2,254921923	2,186170518	2,218314741	2,130112483
----	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,742086075	1,732981591	1,737878854	1,710275966	1,711173005	1,712223156	1,71196999	1,780731762
Na	0,257913925	0,267018409	0,262121146	0,289724034	0,288826995	0,287776844	0,28803001	0,219268238
----	2	2	2	2	2	2	2	2
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,300982077	0,256790997	0,25878132	0,220078211	0,229205354	0,220723938	0,258793861	0,343774467
K	0,055447423	0,050321922	0,053624214	0,048720177	0,044983269	0,041613178	0,045959959	0,056805789
----	0,3564295	0,307112919	0,312405534	0,268798388	0,274188623	0,262337116	0,304753819	0,400580256
(Na+K) <sub>A</sub>	0,3564295	0,307112919	0,312405534	0,268798388	0,274188623	0,262337116	0,304753819	0,400580256
F	-0,015	-0,084	0	-0,038	-0,099	-0,121	-0,098	-0,075
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	37,40893471	41,00377358	38,58741259	41,79693487	45,29288703	48,99103139	44,35102041	37,32441472

Numéro d'échantillon	99Gasp068							
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique							
Localisation de l'analyse	transect 4							
SiO2	43,873	44,108	43,354	44,187	42,977	43,928	44,181	43,205
Al2O3	13,247	13,339	13,077	13,067	13,24	13,47	13,111	13,529
TiO2	0,401	0,43	0,367	0,412	0,374	0,326	0,335	0,377
Cr2O3	0,003	0	0,012	0,03	0,012	0,018	0,018	0
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	17,073	17,262	16,786	17,128	17,313	16,275	15,701	16,541
MnO	0,294	0,349	0,296	0,329	0,351	0,359	0,369	0,273
MgO	9,644	9,396	9,829	9,567	9,744	10,11	10,316	9,989
CaO	11,05	11,007	10,915	10,877	10,937	11,032	10,864	11,01
Na2O	1,787	1,908	1,877	1,821	1,908	1,826	1,792	1,788
K2O	0,34	0,341	0,276	0,252	0,27	0,265	0,259	0,365
F	0,036	0,214	0	0,179	0,179	0	0,018	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,997	1,92	1,995	1,93	1,909	2,02	2,005	2,003
----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	99,745	100,274	98,784	99,779	99,214	99,629	98,969	99,08
Si	6,430484667	6,450532168	6,405000169	6,469775006	6,336263788	6,41284121	6,473622809	6,35439206
Al	1,569515333	1,549467832	1,594999831	1,530224994	1,663736212	1,58715879	1,526377191	1,64560794
----	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,719514652	0,750326623	0,682643238	0,725354421	0,637560985	0,731112313	0,738450871	0,70020439
Ti	0,044202433	0,047293566	0,040776642	0,045367756	0,041469059	0,03579168	0,036915783	0,041700069
Cr	0,000347615	0	0,001401531	0,003472541	0,001398653	0,002077366	0,002085047	0
Fe3+	0,718991757	0,650278192	0,783989411	0,733677278	0,890049829	0,764827903	0,743131344	0,813452171
Fe2+	1,373827133	1,46099641	1,290029073	1,363700908	1,244689805	1,222206948	1,180910864	1,221139164
Mn	0,036500997	0,043232926	0,037041853	0,040803891	0,043834422	0,044393003	0,045798287	0,034010551
Mg	2,106615412	2,047872283	2,164118252	2,087623204	2,140997247	2,199590786	2,252707805	2,189493656
----	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,735413022	1,724810332	1,727857456	1,706467371	1,727784462	1,725669041	1,705673121	1,735088037
Na	0,264586978	0,275189668	0,272142544	0,293532629	0,272215538	0,274330959	0,294326879	0,264911963
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,24326546	0,265842595	0,265533713	0,223444369	0,273218375	0,24253323	0,214788797	0,244975256
K	0,06357796	0,063622958	0,052021198	0,047073501	0,05078579	0,049355576	0,048416446	0,068487949
(Na+K) <sub>A</sub>	0,30684342	0,329465553	0,317554911	0,27051787	0,324004165	0,291888806	0,263205243	0,313463205
F	-0,015	-0,09	0	-0,075	-0,075	0	-0,008	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	32,5	32,27859238	39,54710145	43,16269841	40,50740741	41,63018868	41,94594595	30,16438356

Numéro d'échantillon	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique					
Localisation de l'analyse	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1	transect 1
SiO2	43,295	43,431	44,177	43,313	43,259	43,662	43,339	43,466	43,145
Al2O3	12,167	11,736	11,146	12,094	12,092	12,219	12,226	11,965	11,777
TiO2	0,735	0,76	0,701	0,709	0,773	0,658	0,728	0,752	0,74
Cr2O3	0,052	0	0,067	0,085	0,021	0,012	0	0,079	0,009
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	18,14	18,232	18,326	17,994	18,057	18,359	19,07	18,254	18,214
MnO	0,326	0,388	0,334	0,346	0,335	0,32	0,322	0,338	0,324
MgO	9,488	9,595	9,668	9,522	9,611	9,549	9,638	9,494	9,695
CaO	10,791	10,696	10,567	11,076	11,01	10,964	10,888	10,977	11,041
Na2O	1,99	1,891	1,99	1,71	1,875	1,864	1,945	1,793	1,748
K2O	0,367	0,394	0,321	0,415	0,38	0,457	0,399	0,449	0,491
F	0,125	0,071	0	0,054	0,214	0	0	0,018	0,107
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,93	1,95	1,99	1,963	1,889	2,003	2,005	1,983	1,931
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	99,406	99,144	99,287	99,281	99,516	100,067	100,56	99,568	99,222
Si	6,4089457	6,436810478	6,532426992	6,420091764	6,403531292	6,418851209	6,338581533	6,428297927	6,406534481
Al	1,5910543	1,563189522	1,467573008	1,579908236	1,596468708	1,581148791	1,661418467	1,571702073	1,593465519
----	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,532287584	0,4873992	0,475481364	0,533485933	0,513756318	0,536612075	0,446652159	0,514453028	0,468184489
Ti	0,081826055	0,08471102	0,077956402	0,079035941	0,088055371	0,072750336	0,080075563	0,083641071	0,082638008
Cr	0,006085323	0	0,007832215	0,009960322	0,002457502	0,001394654	0	0,009236446	0,001056493
Fe3+	0,825325688	0,891294111	0,848703495	0,790176435	0,805574475	0,826399792	1,015995369	0,802860784	0,84928193
Fe2+	1,420425108	1,368561215	1,417617689	1,440446266	1,429871043	1,430842282	1,316599519	1,454909738	1,412618372
Mn	0,040876854	0,048709496	0,04183462	0,043442028	0,042004797	0,039848748	0,039891474	0,042342261	0,040751981
Mg	2,093173388	2,119324959	2,130574215	2,103453074	2,120280495	2,092152113	2,100785917	2,092556672	2,145468728
----	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,711609702	1,698581878	1,674265202	1,759138835	1,746323018	1,727097714	1,706300453	1,739499002	1,756690706
Na	0,288390298	0,301418122	0,325734798	0,240861165	0,253676982	0,272902286	0,293699547	0,260500998	0,243309294
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,282783845	0,241993642	0,244820884	0,250596027	0,284482437	0,258429999	0,257868901	0,253653009	0,259960351
K	0,06931005	0,074498652	0,060557045	0,078478802	0,071764218	0,085713885	0,07445046	0,084717661	0,093015534
(Na+K) <sub>A</sub>	0,352093894	0,316492294	0,305377929	0,329074828	0,356246655	0,344143884	0,332319361	0,33837067	0,352975885
F	-0,053	-0,03	0	-0,023	-0,09	0	0	-0,008	-0,045
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	29,40326975	27,14720812	32,91900312	26,68915663	28,97368421	23,99124726	27,28822055	24,44766147	22,48676171

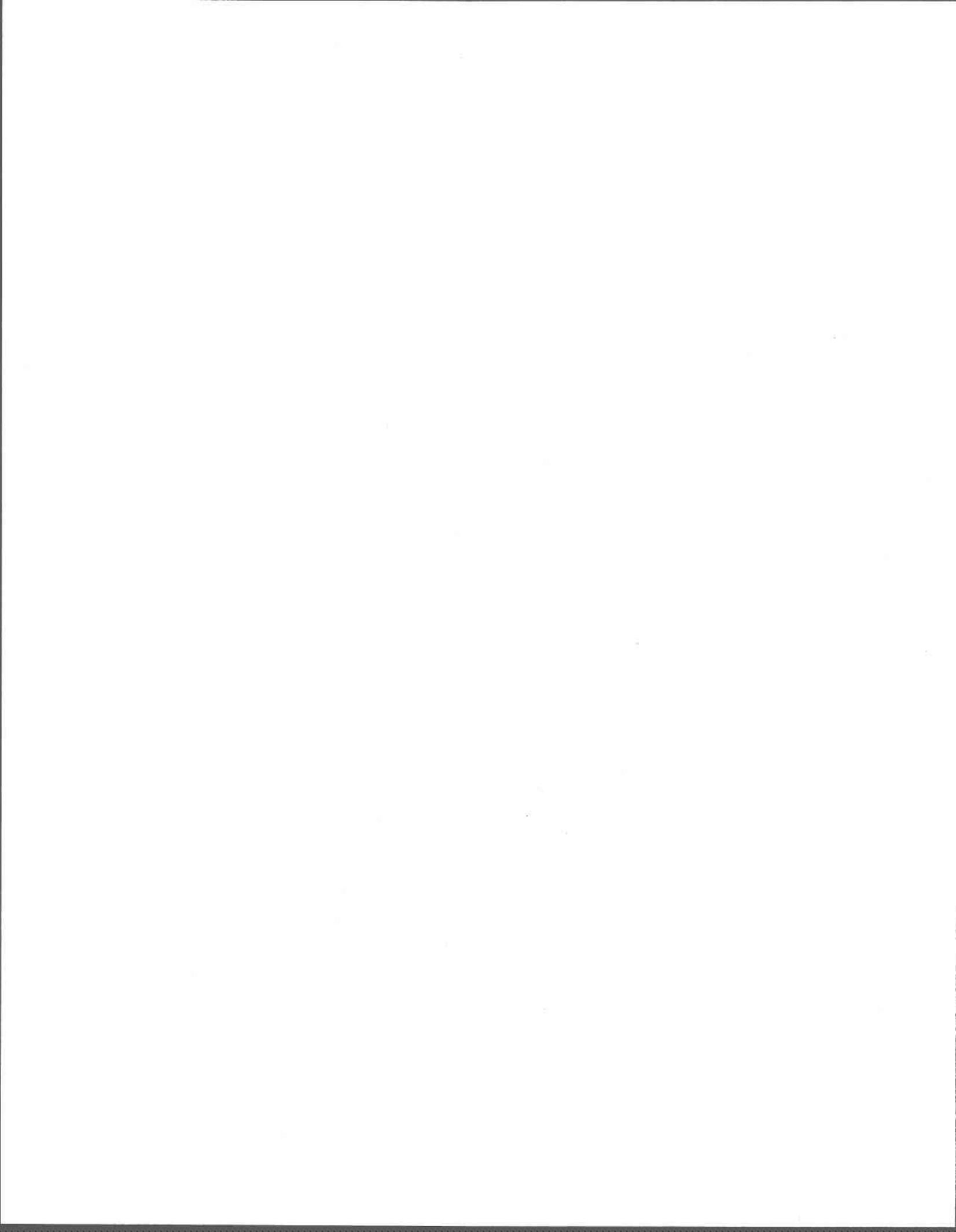
Numéro d'échantillon	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187	99Gasp187
Type de Mineral	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique	Tschermakite	Tschermakite	Hornblende tschermakitique	Tschermakite	Hornblende tschermakitique	Hornblende tschermakitique
Localisation de l'analyse	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2	transect 2
SiO2	43,356	42,214	42,785	43,101	41,582	41,791	42,999	41,538	42,566	41,96
Al2O3	11,597	12,117	12,44	12,085	12,525	12,631	12,631	12,556	12,122	11,903
TiO2	0,729	0,658	0,719	0,663	0,644	0,596	0,675	0,686	0,698	0,744
Cr2O3	0,012	0	0,033	0	0	0,006	0,021	0	0,039	0,076
Y2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	18,359	18,178	18,271	18,332	18,301	18,439	18,31	18,32	18,502	17,891
MnO	0,292	0,321	0,331	0,312	0,334	0,321	0,3	0,309	0,347	0,346
MgO	9,819	9,431	9,595	9,516	9,48	9,496	9,394	9,568	9,557	9,625
CaO	11,025	10,902	10,801	11,07	11,014	10,907	10,879	10,739	10,914	11,069
Na2O	1,726	1,92	1,922	1,89	1,948	1,917	1,947	1,985	1,902	1,753
K2O	0,541	0,465	0,451	0,482	0,465	0,47	0,455	0,467	0,46	0,498
F	0,267	0	0,018	0,071	0	0,036	0,018	0,214	0	0,144
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,86	1,958	1,977	1,952	1,955	1,945	1,983	1,852	1,975	1,883
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	99,583	98,164	99,343	99,474	98,248	98,555	99,612	98,234	99,082	97,892
Si	6,417936785	6,342551876	6,329266636	6,394461785	6,245763343	6,246061898	6,353448413	6,228360182	6,329630261	6,327149969
Al	1,582063215	1,657448124	1,670733364	1,605538215	1,754236657	1,753938102	1,646551587	1,771639818	1,670369739	1,672850031
----	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,44179207	0,488850764	0,498817349	0,508196421	0,463661189	0,471670678	0,553720848	0,447920823	0,454720377	0,44315479
Ti	0,081157597	0,074351347	0,079991929	0,073975107	0,072748064	0,066992349	0,075008477	0,077358435	0,078059605	0,084372518
Cr	0,001404297	0	0,003859289	0	0	0,000708935	0,002453025	0	0,004584707	0,009059781
Fe3+	0,881554113	0,861172899	0,947534799	0,794915156	0,943351024	1,008980302	0,851979935	1,051789319	0,941331117	0,866667185
Fe2+	1,391295395	1,423000412	1,312939662	1,479668582	1,356603619	1,295835995	1,410657292	1,245570592	1,359631746	1,389559317
Mn	0,036613403	0,040852964	0,041476382	0,039208684	0,042494981	0,040638678	0,037547708	0,039246202	0,043707503	0,044193639
Mg	2,166183124	2,111771613	2,11538059	2,104034049	2,122121123	2,115173062	2,068632716	2,138114628	2,117964945	2,162982769
----	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,748714957	1,75512438	1,7120641	1,756780373	1,772635414	1,746718953	1,722401235	1,725385639	1,738976246	1,788443545
Na	0,251285043	0,24487562	0,2879359	0,240219627	0,227364586	0,253281047	0,277598765	0,274614361	0,261023754	0,211556455
(Ca+Na) <sub>b</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,244112255	0,314463719	0,263356306	0,303462515	0,339965372	0,302255004	0,280207924	0,302491205	0,287370162	0,300975772
K	0,102170328	0,089133667	0,085117664	0,091231536	0,089107529	0,089619533	0,085771666	0,089335961	0,087267921	0,095803922
(Na+K) <sub>a</sub>	0,346282583	0,403597386	0,348473969	0,39469405	0,429072901	0,391874536	0,36597959	0,391827166	0,374638083	0,396779695
F	-0,112	0	-0,008	-0,03	0	-0,015	-0,007	-0,09	0	-0,061
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	20,37892791	23,44516129	23,94900222	22,96680498	23,68602151	23,20638298	23,90989011	22,99571734	23,72608696	22,22690763

Numéro d'échantillon	99Gasp030									
Type de Mineral	Magnésio-Hornblende									
Localisation de l'analyse	transect 1									
SiO2	46,525	45,14	45,043	45,857	47,159	46,643	46,016	45,267	45,188	45,691
Al2O3	11,104	13,053	12,686	12,29	12,718	12,64	11,141	12,646	12,828	8,722
TiO2	0,368	0,438	0,436	0,44	0,421	0,449	0,38	0,389	0,419	0,26
Cr2O3	0,068	0	0,083	0	0	0,055	0,028	0	0,058	0,028
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	14,238	14,442	14,478	13,841	13,939	13,897	14,459	14,457	14,676	14,934
MnO	0,215	0,275	0,19	0,232	0,181	0,217	0,293	0,294	0,264	0,217
MgO	11,706	11,24	11,518	11,75	11,555	11,544	11,816	11,153	10,866	11,595
CaO	11,758	11,195	11,191	11,18	10,807	11,032	11,26	11,41	11,496	11,986
Na2O	1,29	1,584	1,602	1,499	1,604	1,593	1,423	1,451	1,494	0,939
K2O	0,205	0,232	0,245	0,248	0,323	0,255	0,2	0,244	0,268	0,223
F	0,11	0	0	0	0,109	0	0,11	0	0	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	1,992	2,044	2,039	2,046	2,032	2,072	1,98	2,037	2,039	1,97
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	99,579	99,643	99,511	99,383	100,848	100,397	99,106	99,348	99,596	96,565
Si	6,759192951	6,525994326	6,518722637	6,626705354	6,700125095	6,667947019	6,890714001	6,580263447	6,573631054	6,895142826
Al	1,240807049	1,474005674	1,481277363	1,373294646	1,299874905	1,332052981	1,309285999	1,419738553	1,426368946	1,104857174
----	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,661039558	0,750753701	0,68317221	0,720487415	0,830346356	0,798244771	0,800458845	0,747480034	0,773661683	0,446873182
Ti	0,040207929	0,047622772	0,047454468	0,04781896	0,044983769	0,048273349	0,041553023	0,042527181	0,045840744	0,029508109
Cr	0,007809961	0	0,009496089	0	0	0,00621584	0,003218497	0	0,006670243	0,003340428
Fe3+	0,429445381	0,672756781	0,728138879	0,829189942	0,588757429	0,563233038	0,67568835	0,578534989	0,49933416	0,401695423
Fe2+	1,300501956	1,073418795	1,024204446	1,043575014	1,067490596	1,098273879	1,082548148	1,179045329	1,286188393	1,483099841
Mn	0,026458057	0,033676647	0,023291626	0,028398214	0,02178251	0,026277039	0,036086291	0,036200946	0,03253098	0,027738525
Mg	2,534537159	2,421771304	2,484242283	2,530530456	2,446639339	2,459482084	2,560446847	2,416211521	2,355773797	2,607744493
----	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,830358318	1,73421698	1,735394791	1,731123388	1,645196112	1,689873194	1,754269009	1,777220899	1,791938745	1,938121841
Na	0,169641682	0,26578302	0,264605209	0,268876612	0,354803888	0,310126806	0,245730991	0,222779101	0,208061255	0,061878159
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,19374147	0,178241474	0,184930629	0,151134005	0,087060806	0,131431496	0,155445168	0,1861948	0,213343485	0,212876338
K	0,037996502	0,042791195	0,045235831	0,045721977	0,058546663	0,046507944	0,037100084	0,04525147	0,049739143	0,042933744
(Na+K) <sub>A</sub>	0,231737972	0,221032669	0,23016646	0,196855982	0,145607468	0,17793944	0,192545252	0,23144627	0,263082628	0,255810083
F	-0,046	0	0	0	-0,046	0	-0,046	0	0	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	57,35609756	48,25431034	45,67755102	45,08064516	33,45820433	43,2627451	56,3	46,76229508	42,89552239	53,74887892

Numéro d'échantillon	99Gasp030								
Type de Mineral	Magnésio-Hornblende								
Localisation de l'analyse	transect 2								
SiO2	44,48	44,616	45,591	44,831	44,341	48,087	48,359	46,074	45,128
Al2O3	12,212	12,019	12,082	12,421	12,454	8,81	9,827	12,445	11,75
TiO2	0,443	0,443	0,419	0,425	0,382	0,283	0,279	0,417	0,393
Cr2O3	0,012	0,08	0,015	0	0	0	0	0	0,046
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	14,146	13,98	14,153	14,136	13,835	13,088	13,406	14,182	14,545
MnO	0,232	0,23	0,217	0,232	0,269	0,29	0,253	0,279	0,241
MgO	11,352	11,81	11,745	11,637	11,678	13,451	13,105	11,458	11,5
CaO	11,463	11,153	11,027	10,938	10,95	10,944	10,727	11,133	11,612
Na2O	1,482	1,5	1,593	1,548	1,574	1,278	1,365	1,506	1,312
K2O	0,237	0,213	0,219	0,219	0,205	0,117	0,131	0,213	0,219
F	0	0	0,311	0	0	0,259	0,055	0	0,018
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	2,008	2,011	1,889	2,02	2,006	1,917	2,038	2,053	2,012
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	98,067	98,055	99,261	98,407	97,694	98,524	99,545	99,76	98,776
Si	6,558603829	6,541243739	6,608421672	6,5369008	6,512400724	6,951765229	6,900013111	6,637974188	6,605118534
Al	1,441396171	1,458756261	1,391578328	1,4630992	1,487599276	1,048234771	1,099986889	1,362025812	1,394881466
----	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,681462029	0,618669947	0,673064968	0,672096078	0,668814336	0,453284437	0,553044616	0,751765521	0,632614348
Ti	0,049125363	0,048845983	0,045676001	0,04660557	0,042194362	0,030768709	0,029938651	0,04518259	0,0432596
Cr	0,001398812	0,009272379	0,001718863	0	0	0	0	0	0,0053226
Fe3+	0,569825674	0,762697275	0,711916677	0,801527717	0,801282038	0,783070551	0,805574426	0,62275659	0,614978882
Fe2+	1,174612995	0,951466463	1,003788124	0,922306259	0,898096886	0,819328928	0,794157643	1,086048599	1,165446128
Mn	0,02897648	0,028563312	0,026643384	0,028654476	0,033465624	0,035512106	0,030577653	0,034048255	0,029878761
Mg	2,494598648	2,580484643	2,537191982	2,5288099	2,558146755	2,898035269	2,786707011	2,460198446	2,50849968
----	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,811086157	1,752086736	1,712656244	1,708935164	1,723232794	1,895265394	1,640004667	1,718644488	1,821108223
Na	0,188913843	0,247913264	0,287343756	0,291064836	0,276767206	0,304734606	0,359995333	0,281355512	0,178891777
(Ca+Na) <sub>8</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,234789058	0,178496925	0,160370598	0,146589302	0,171469042	0,053497809	0,017639346	0,139343243	0,193444179
K	0,044583716	0,039841034	0,040498976	0,040739799	0,038412342	0,021579162	0,02384653	0,039150791	0,040894033
(Na+K) <sub>8</sub>	0,279372774	0,218337959	0,200869574	0,1873291	0,209881385	0,075076971	0,041485877	0,178494034	0,234338212
F	0	0	-0,131	0	0	-0,109	-0,023	0	-0,008
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	48,36708861	52,36150235	50,35159817	49,94520548	53,41463415	93,53846154	81,88549618	52,26780563	53,02283105

Numéro d'échantillon	99Gasp030	99Gasp030								
Type de Mineral	Magnésio-Hornblende	Hornblende tschermakitique	Actinote							
Localisation de l'analyse	transect 3	point								
SiO2	45,064	47,792	46,797	45,511	45,347	45,951	45,543	43,759	53,034	53,107
Al2O3	11,894	9,646	11,259	11,393	10,839	12,07	11,08	12,672	0,631	2,317
TiO2	0,408	0,35	0,383	0,294	0,343	0,338	0,387	0,421	0,061	0,118
Cr2O3	0,003	0,034	0	0	0	0,012	0	0,034	0	0,006
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	15,095	16,308	14,491	14,485	14,105	14,123	14,128	14,368	19,348	17,96
MnO	0,25	0,335	0,317	0,229	0,229	0,24	0,223	0,26	0,914	0,711
MgO	11,324	11,049	11,471	11,974	12,166	11,807	12,066	11,065	11,011	11,546
CaO	11,652	9,887	10,619	11,671	11,613	11,656	11,56	11,662	11,572	11,511
Na2O	1,455	2,166	1,433	1,381	1,29	1,413	1,366	1,455	0,402	0,479
K2O	0,24	0,189	0,214	0,214	0,196	0,216	0,196	0,273	0,037	0,058
F	0,055	0,054	0	0,22	0	0	0	0,24	0,127	0,127
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	2,002	2,013	2,04	1,926	2,012	2,052	2,022	1,886	1,94	1,976
Total	99,442	99,823	99,024	99,298	98,14	99,878	98,571	98,095	99,077	99,916
Si	6,574407046	6,915334012	6,771465113	6,624082333	6,660761969	6,633285655	6,661077135	6,481417519		
Al	1,425592954	1,084665988	1,228534887	1,375917667	1,339238031	1,366714345	1,338922865	1,518582481		
	B	B	B	B	B	B	B	B		
Al	0,62010898	0,56081468	0,692131881	0,579029439	0,537709531	0,687418721	0,571590846	0,69418278		
Ti	0,044765397	0,038087409	0,041679148	0,032181931	0,037890026	0,036694913	0,042568585	0,046896467		
Cr	0,000346003	0,003889272	0	0	0	0,001369451	0	0,003981191		
Fe3+	0,616418908	0,735385681	0,718637656	0,662714162	0,666149157	0,563411182	0,634934559	0,555488203		
Fe2+	1,225351115	1,238100504	1,034994178	1,10049273	1,068552836	1,14163491	1,093205532	1,22432474		
Mn	0,030894266	0,041059512	0,038853927	0,028232923	0,028491929	0,029346479	0,027627317	0,032620227		
Mg	2,462115331	2,382662943	2,473703211	2,597348816	2,663206521	2,540124345	2,630073161	2,442506391		
	5	5	5	5	5	5	5	5		
Ca	1,821467917	1,532910113	1,646426897	1,820168573	1,827738155	1,802924211	1,811652347	1,850844131		
Na	0,178532083	0,467089887	0,353573103	0,179831427	0,172261845	0,197075789	0,188347653	0,149155869		
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2		
Na	0,233049998	0,140601418	0,048474463	0,209903777	0,195131831	0,198420588	0,199034975	0,268705494		
K	0,044670354	0,034890007	0,039505695	0,039737854	0,036729306	0,039780367	0,036572967	0,051587746		
(Na+K) <sub>A</sub>	0,277720352	0,175491425	0,087980157	0,249641631	0,231861137	0,238200954	0,235607942	0,320293241		
F	-0,023	-0,023	0	-0,093	0	0	0	-0,101		
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-		
CaO/K2O	48,55	52,31216931	49,62149533	54,53738318	59,25	53,96296296	58,97959184	42,71794872		

Numéro d'échantillon	99Gasp030									
Type de Mineral	Magnésio-Hornblende									
Localisation de l'analyse	trsect 4									
SiO2	47,037	46,208	46,517	47,295	47,434	47,893	46,924	46,037	46,864	46,593
Al2O3	11,949	12,982	12,188	12,078	12,303	11,901	12,706	12,913	12,508	10,469
TiO2	0,392	0,414	0,344	0,418	0,409	0,371	0,399	0,406	0,405	0,374
Cr2O3	0	0	0,092	0,012	0,006	0	0	0	0,061	0
V2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	14,359	14,242	13,764	13,73	13,711	13,942	13,949	13,822	14,094	14,36
MnO	0,256	0,234	0,267	0,226	0,212	0,223	0,235	0,224	0,257	0,219
MgO	11,447	11,462	11,807	12,006	11,718	11,888	11,542	11,582	11,63	12,059
CaO	11,325	10,728	11,059	10,863	10,856	10,761	10,861	10,733	10,93	11,749
Na2O	1,465	1,763	1,543	1,713	1,65	1,675	1,665	1,73	1,61	1,223
K2O	0,215	0,241	0,205	0,209	0,233	0,221	0,226	0,24	0,217	0,189
F	0	0	0	0	0	0,127	0	0	0,073	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	2,07	2,067	2,06	2,08	2,082	2,029	2,078	2,058	2,042	2,038
Total	100,515	100,341	99,846	100,63	100,614	101,031	100,585	99,755	100,691	99,273
Si	6,741481001	6,600018552	6,678246107	6,725019924	6,749525567	6,784568167	6,68360791	6,60639556	6,672842209	6,776520886
Al	1,258518999	1,399981448	1,321753893	1,274980076	1,250474433	1,215431833	1,31639209	1,39360444	1,327157791	1,223479114
----	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,760474086	0,786053798	0,741110775	0,749721129	0,813394397	0,772132497	0,817204751	0,790997324	0,772492391	0,571580504
Ti	0,042252965	0,044471702	0,03714194	0,04470026	0,043768557	0,039525694	0,042740959	0,043816634	0,043369254	0,04090846
Cr	0	0	0,010441671	0,001348935	0,000674942	0	0	0	0,006866459	0
Fe3+	0,48871974	0,709056158	0,626407433	0,614126522	0,540959019	0,597394915	0,597606137	0,688998644	0,641995027	0,528183509
Fe2+	1,232416809	0,992218362	1,026204243	1,018640854	1,090694944	1,054379285	1,06402432	0,99838987	1,036349821	1,218507072
Mn	0,031078975	0,028310977	0,032469306	0,027220607	0,025552322	0,026758764	0,028352726	0,027228054	0,030996713	0,026979956
Mg	2,445057425	2,439889002	2,526224631	2,544241693	2,48495582	2,509808845	2,450071107	2,479120357	2,467930335	2,613840498
----	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ca	1,739194326	1,641878246	1,701221171	1,655092704	1,655188771	1,633416728	1,657600813	1,650337952	1,667576867	1,83096992
Na	0,260805674	0,358121754	0,298778829	0,344907296	0,344811229	0,366583272	0,342399187	0,349662048	0,332423133	0,16903008
(Ca+Na) <sub>b</sub>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,146311983	0,130133484	0,130741042	0,127375714	0,110422105	0,093494862	0,117430271	0,131698259	0,112068911	0,175858789
K	0,039312934	0,043916359	0,03754792	0,037914552	0,042298086	0,039941442	0,041068201	0,043938993	0,039419629	0,03506947
(Na+K) <sub>A</sub>	0,185624917	0,174049842	0,168288962	0,165290266	0,152720191	0,133436304	0,158498471	0,175637252	0,151488539	0,21092826
F	0	0	0	0	0	-0,054	0	0	-0,031	0
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO/K2O	52,6744186	44,51452282	53,94634146	51,97607656	46,59227468	48,69230769	48,05752212	44,72083333	50,36866359	62,16402116



### **Annexe C : Coordonnées géoréférencées des stations d'observation et d'échantillonnage et cartes de localisation des échantillons datés.**

Localisation par projection de quadrillage Universel Transverse de Mercator (UTM).  
UTM zone 19.

Système de référence géodésique nord-américain (NAD 27, NAD 83).

<b># Station</b>	<b>Estant</b>	<b>Nordant</b>	<b>NAD</b>	<b># Echantillon</b>
01GASP01	686759	5426875	83	
01GASP02	686766	5426995	83	
01GASP03	686696	5427168	83	
01GASP04	686660	5427297	83	
01GASP05	686670	5427434	83	
01GASP06	686668	5427535	83	
01GASP07	716472	5419183	83	01GASP07B
01GASP07	716472	5419183	83	01GASP07
01GASP08	664468	540295	83	01GASP08
01GASP09	691685	5427708	83	01GASP09
01GASP10	691493	5427935	83	
01GASP11	668315	5404747	83	01GASP11
01GASP11	668315	5404747	83	01GASP11
01GASP21	653926	5396842	83	01GASP21
01GASP22	669511	5405861	83	01GASP22
01GASP23	669494	5405934	83	01GASP23
01GASP24	669437	5405986	83	01GASP24B
01GASP24	669437	5405986	83	01GASP24A
01GASP26	647582	5398612	83	01GASP26
01GASP27	647900	5396890	83	01GASP27A
01GASP27	647900	5396890	83	01GASP27B
01GASP28	648085	5396582	83	
01GASP29	648189	5396293	83	
01GASP30	648300	5396037	83	
01GASP31	648380	5395885	83	
01GASP32	648815	5395226	83	
01GASP43	648931	5394955	83	
011	698106	5428541	83	
012	697945	5425574	83	00GASP12
014	691779	5430098	83	
019	716894	5418961	83	00GASP19
020	694686	5420187	83	
021	694948	5420481	83	00GASP21A
021	694948	5420481	83	00GASP21B
022	695090	5420735	83	
023	695146	5420862	83	
024	695218	5421036	83	

# Station	Estant	Nordant	NAD	# Echantillon
025	695218	5421105	83	00GASP25B
025	695218	5421105	83	00GASP25A
026	695226	5421201	83	
027	696238	5422692	83	
028	696481	5423245	83	
029	696527	5423581	83	
030	696558	5423649	83	
031	696858	5423881	83	
032	697014	5423926	83	
033	697108	5423997	83	00GASP33
034	697462	5424553	83	
035	697579	5424679	83	
036	697633	5424769	83	
037	697673	5424840	83	
038	697780	5424909	83	
039	697915	5425093	83	
040	697955	5425256	83	00GASP40
041	697889	5425335	83	
042	697967	5425496	83	
043	697953	5425572	83	
044	697937	5425672	83	
045	697933	5425752	83	
046	698118	5425824	83	
047	698290	5425902	83	
048	698403	5425930	83	
049	698483	5425925	83	
050	698561	5425928	83	
051	698797	5425966	83	
052	698645	5426070	83	00GASP52
053	698536	5426172	83	
054	698291	5426646	83	00GASP54A
054	698291	5426646	83	00GASP54B
054	698291	5426646	83	00GASP54C
055	698058	5428169	83	
061	684283	5424097	83	00GASP61
062	684362	5424169	83	00GASP62
063	684250	5424181	83	00GASP63A
063	684250	5424181	83	00GASP63B
064	684023	5424323	83	00GASP64
065	666066	5407474	83	00GASP65
066	665607	5408647	83	00GASP66
067	665530	5408798	83	
068	665024	5409225	83	00GASP68
069	665236	5409284	83	
070	664967	5411543	83	
071	664861	5411750	83	
072	662764	5414482	83	
073	668375	5421426	83	
074	668377	5422896	83	
075	668225	5425011	83	
076	668241	5426210	83	

# Station	Estant	Nordant	NAD	# Echantillon
077	683954	5424401	83	
078	683721	5424483	83	00GASP78
079	683341	5424805	83	
080	682193	5425396	83	
081	718836	5418162	83	
082	717516	5418338	83	
083	717225	5418405	83	00GASP83
084	716852	5418508	83	00GASP166
085	716472	5419183	83	00GASP85A
085	716472	5419183	83	00GASP85C
085	716472	5419183	83	00GASP85B
086	684399	5424217	83	
087	715997	5419385	83	00GASP87
088	715864	5419472	83	
089	715787	5419619	83	
090	687216	5428810	83	
091	687182	5428766	83	
092	687174	5428706	83	
093	687159	5428657	83	
094	687163	5428631	83	
095	687179	5428600	83	
096	687135	5428559	83	
097	687096	5428519	83	
098	687009	5428473	83	
099	710579	5424578	83	
100	711370	5423194	83	
101	711224	5422917	83	
102	711244	5422990	83	
103	711227	5423181	83	
104	711220	5423251	83	
105	711184	5423254	83	
106	711228	5423286	83	
107	711159	5423294	83	
108	711197	5423316	83	
109	711229	5423382	83	
110	710603	5424231	83	
111	710128	5425502	83	00GASP111A
111	710128	5425502	83	00GASP111B
112	710546	5424708	83	
113	710263	5426266	83	
114	695982	5424474	83	
115	695955	5424506	83	
116	695905	5424568	83	
117	695856	5424612	83	
118	695670	5424901	83	
119	695699	5424886	83	
120	695557	5424861	83	
121	695353	5424861	83	
122	695194	5424738	83	
123	695011	5424653	83	
124	694912	5424691	83	

# Station	Estant	Nordant	NAD	# Echantillon
125	694266	5425055	83	
126	693813	5425661	83	
127	693532	5425712	83	
128	693298	5425742	83	
129	694991	5424428	83	
130	695276	5424019	83	
131	693207	5425731	83	00GASP131
132	692765	5425814	83	00GASP132
133	693026	5426113	83	
134	693157	5426163	83	00GASP134
135	693826	5426190	83	
136	694055	5426163	83	
137	694171	5426097	83	
138	694778	5426248	83	
139	665202	5404111	83	
140	665342	5403797	83	
141	665437	5403742	83	
142	665475	5403725	83	
143	665183	5404046	83	
159	711093	5424554	83	
160	711271	5424827	83	
161	716520	5420948	83	00GASP161
162	716405	5420683	83	
163	715765	5420046	83	
164	715824	5419636	83	
168	696411	5423566	83	
169	695007	5424398	83	
174	693379	5425721	83	
176	710704	5425637	83	00GASP176
177	711881	5425613	83	
178	712610	5426419	83	00GASP178
179	713710	5427768	83	
181	684038	5424915	83	00GASP181A
181	684038	5424915	83	00GASP181B
182	684045	5424708	83	
183	684017	5424519	83	
184	684112	5424352	83	
185	684297	5424228	83	
192	698125	5427887	83	
193	698121	5427999	83	
194	698157	5428140	83	00GASP194
195	698193	5428245	83	
196	698206	5428274	83	
197	698194	5428428	83	
198	698260	5428598	83	
199	698298	5427088	83	
200	698252	5427153	83	00GASP200
201	698245	5427263	83	00GASP201
202	698172	5427626	83	
203	710277	5425658	83	
206	712007	5425743	83	

# Station	Estant	Nordant	NAD	# Echantillon
209	709942	5426816	83	
210	708931	5427446	83	00GASP210
211	704382	5429015	83	
212	699634	5429853	83	
213	698511	5429764	83	
214	697154	5429923	83	
215	693045	5429801	83	
216	692768	5429829	83	
217	692305	5429962	83	
235	697542	5422670	83	00GASP235
236	697596	5422614	83	00GASP236
237	697728	5422512	83	
238	697820	5422495	83	
239	697886	5422470	83	
240	698063	5422496	83	00GASP240
241	698642	5423652	83	00GASP241
242	699727	5423555	83	
243	699127	5424397	83	00GASP243A
243	699127	5424397	83	00GASP243B
244	699726	5423003	83	00GASP244
245	699805	5422841	83	00GASP245
246	700267	5423781	83	00GASP246
247	704334	5423045	83	00GASP247B
247	704334	5423045	83	00GASP247A
248	701352	5423674	83	00GASP248
249	701288	5423604	83	00GASP249B
249	701288	5423604	83	00GASP249A
250	701333	5423518	83	00GASP250
254	712296	5419097	83	
255	712310	5419467	83	00GASP255
256	712374	5421790	83	00GASP256
257	711846	5422729	83	00GASP257
258	711819	5422816	83	00GASP258
259	711830	5422949	83	
260	690927	5414692	83	
261	690751	5415459	83	
262	690819	5415436	83	
99LKA2001	706770	5423905	27	99GASP1
99LKA2002	695085	5420596	27	99GASP2
99LKA2003	694879	5420329	27	99GASP3
99LKA2004	695436	5419845	27	99GASP4
99LKA2005	664559	5412129	27	99GASP5
99LKA2006	667335	5405118	27	99GASP6
99LKA2007	664898	5403570	27	99GASP7 01
99LKA2007	664898	5403570	27	99GASP8 02
99LKA2008	664881	5403879	27	99GASP9
99LKA2008	664881	5403879	27	99GASP10
99LKA2009	667752	5404859	27	99GASP12
99LKA2010	664468	5403295	27	99GASP11
99LKA2100	668121	5426395	27	
99LKA2101	668184	5426176	27	

# Station	Estant	Nordant	NAD	# Echantillon
99LKA2102	668277	5425597	27	
99LKA2103	668199	5424987	27	
99LKA2104	668356	5422860	27	
99LKA2105	668371	5421953	27	
99LKA2106	668324	5421421	27	
99LKA2107	665039	5409257	27	99GASP18
99LKA2107	665039	5409257	27	99GASP19
99LKA2108	664900	5411765	27	99GASP20
99LKA2109	665242	5409310	27	99GASP21
99LKA2110	665488	5408894	27	99GASP22
99LKA2110	665488	5408894	27	99GASP22BLOC
99LKA2111	666006	5407506	27	99GASP23 B
99LKA2111	666006	5407506	27	99GASP23 A
99LKA2112	666444	5406231	27	99GASP24
99LKA2113	667152	5405168	27	99GASP25
99LKA2114	666918	5405386	27	99GASP26
99LKA2115	666789	5405628	27	
99LKA2116	667729	5404847	27	99GASP27
99LKA2117	667595	5404001	27	99GASP28
99LKA2117	667595	5404001	27	99GASP29
99LKA2118	667505	5403990	27	99GASP30
99LKA2119	667413	5403997	27	99GASP31
99LKA2120	667152	5403794	27	99GASP32
99LKA2121	667138	5403705	27	
99LKA2122	666326	5402662	27	
99LKA2123	664497	5403502	27	99GASP33
99LKA2124	664468	5403566	27	99GASP34
99LKA2125	664417	5404029	27	99GASP35
99LKA2126	664459	5404567	27	
99LKA2127	664586	5404481	27	99GASP36
99LKA2128	664715	5404298	27	99GASP37
99LKA2129	665650	5403373	27	99GASP38
99LKA2130	665586	5403335	27	99GASP39
99LKA2131	665491	5403452	27	99GASP40
99LKA2132	665450	5403592	27	
99LKA2133	665431	5403554	27	
99LKA2134	665343	5403661	27	99GASP41
99LKA2135	665332	5403799	27	99GASP42
99LKA2136	665184	5404038	27	99GASP43
99LKA2137	665205	5404407	27	99GASP44
99LKA2138	665064	5404731	27	99GASP45
99LKA2139	665009	5405007	27	99GASP46
99LKA2140	665108	5405497	27	
99LKA2141	665365	5405083	27	99GASP47
99LKA2142	668013	5404474	27	99GASP48
99LKA2143	668049	5404312	27	99GASP49 A
99LKA2143	668049	5404312	27	99GASP49 B
99LKA2144	668101	5404113	27	99GASP50
99LKA2145	668161	5403941	27	
99LKA2146	668254	5403822	27	
99LKA2147	689140	5415232	27	99GASP51

# Station	Estant	Nordant	NAD	# Echantillon
99LKA2148	689029	5415186	27	99GASP52
99LKA2149	689110	5414959	27	99GASP53
99LKA2150	689194	5414879	27	99GASP54
99LKA2151	689200	5414692	27	99GASP55
99LKA2152	689396	5414455	27	99GASP56 B
99LKA2152	689396	5414455	27	99GASP56 A
99LKA2153	690981	5414673	27	99GASP57
99LKA2154	690917	5415464	27	99GASP58
99LKA2155	690847	5415416	27	99GASP59
99LKA2155	690847	5415416	27	99GASP60
99LKA2156	690880	5415365	27	99GASP61
99LKA2157	690895	5415329	27	99GASP62
99LKA2158	690919	5415294	27	99GASP63
99LKA2159	690932	5415236	27	99GASP64
99LKA2160	690926	5415196	27	
99LKA2161	690916	5415148	27	99GASP65
99LKA2162	690916	5415124	27	99GASP66
99LKA2163	690921	5415076	27	99GASP67
99LKA2164	690906	5414976	27	99GASP68
99LKA2165	690916	5414805	27	99GASP69
99LKA2166	690890	5414663	27	99GASP70
99LKA2167	690463	5414607	27	99GASP71
99LKA2168	690453	5414723	27	99GASP72
99LKA2169	685693	5413404	27	99GASP73
99LKA2170	685606	5413352	27	99GASP74
99LKA2171	685501	5413257	27	99GASP75
99LKA2172	685375	5413144	27	
99LKA2173	667812	5404810	27	99GASP76
99LKA2174	667914	5404822	27	99GASP77
99LKA2175	668226	5404753	27	99GASP78
99LKA2176	667991	5404815	27	99GASP79
99LKA2177	712292	5419096	27	99GASP80
99LKA2178	694718	5419166	27	99GASP91 BIS
99LKA2179	694970	5418892	27	99GASP81
99LKA2180	695177	5418344	27	99GASP82
99LKA2181	695271	5418240	27	99GASP83
99LKA2182	695363	5418113	27	99GASP84
99LKA2183	696221	5418048	27	99GASP85
99LKA2184	696855	5417914	27	99GASP86
99LKA2185	696621	5417008	27	99GASP87
99LKA2186	696530	5416630	27	99GASP88
99LKA2187	696466	5416342	27	99GASP89
99LKA2188	696549	5416590	27	99GASP90
99LKA2189	696542	5416719	27	99GASP91
99LKA2190	695758	5415714	27	99GASP92 B
99LKA2190	695758	5415714	27	99GASP92 A
99LKA2191	695683	5415912	27	
99LKA2192	695645	5415998	27	
99LKA2193	695566	5416044	27	99GASP93
99LKA2194	695419	5416461	27	99GASP94
99LKA2195	695252	5416757	27	99GASP95

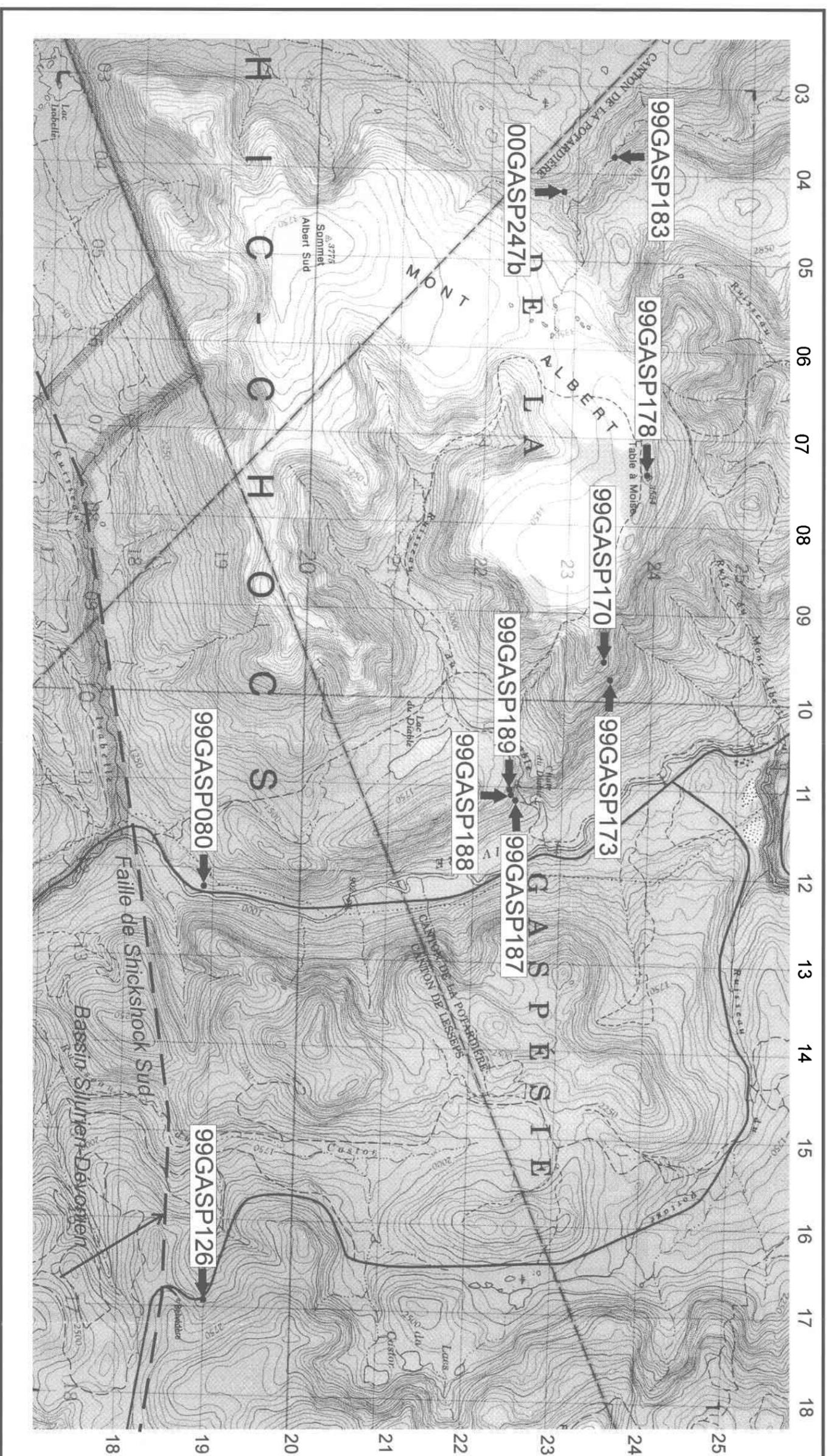
# Station	Estant	Nordant	NAD	# Echantillon
99LKA2196	704304	5414965	27	99GASP96
99LKA2197	701576	5414828	27	99GASP98
99LKA2197	701576	5414828	27	99GASP97
99LKA2198	701669	5414867	27	
99LKA2199	694707	5420144	27	99GASP99
99LKA2200	694969	5420477	27	99GASP100
99LKA2201	695009	5420543	27	99GASP101
99LKA2202	695135	5420797	27	
99LKA2203	695175	5420903	27	99GASP102
99LKA2204	695204	5421030	27	99GASP103
99LKA2205	695252	5421184	27	99GASP104
99LKA2206	696235	5422713	27	99GASP105
99LKA2207	696417	5422979	27	
99LKA2208	696548	5423563	27	99GASP106
99LKA2209	696890	5423867	27	
99LKA2210	697069	5423942	27	99GASP107
99LKA2211	697159	5424019	27	
99LKA2212	697789	5424958	27	
99LKA2213	697957	5425255	27	
99LKA2214	697889	5425325	27	
99LKA2215	697974	5425535	27	
99LKA2216	697932	5425711	27	99GASP108 A
99LKA2216	697932	5425711	27	99GASP108 B
99LKA2217	698120	5425793	27	99GASP109
99LKA2218	698280	5425862	27	
99LKA2219	698663	5425886	27	
99LKA2220	698779	5425982	27	
99LKA2221	698694	5426026	27	
99LKA2222	698600	5426079	27	
99LKA2223	698483	5426194	27	
99LKA2224	698263	5426633	27	99GASP110
99LKA2225	698045	5428180	27	99GASP111
99LKA2226	698086	5428590	27	
99LKA2227	718211	5423795	27	99GASP112
99LKA2228	701173	5415199	27	99GASP113 C
99LKA2228	701173	5415199	27	99GASP113 B
99LKA2228	701173	5415199	27	99GASP113 A
99LKA2229	701131	5415443	27	99GASP114
99LKA2230	701031	5415444	27	
99LKA2231	700907	5415355	27	
99LKA2232	700881	5415428	27	99GASP115 A
99LKA2232	700881	5415428	27	99GASP115 B
99LKA2233	717422	5418382	27	99GASP116 A
99LKA2233	717422	5418382	27	99GASP116 B
99LKA2233	717422	5418382	27	99GASP116 C
99LKA2234	717209	5418408	27	99GASP117
99LKA2235	716945	5418453	27	99GASP118
99LKA2236	716878	5418461	27	99GASP119
99LKA2237	716861	5418511	27	99GASP120
99LKA2238	716856	5418565	27	99GASP121
99LKA2239	716843	5418613	27	99GASP122

# Station	Estant	Nordant	NAD	# Echantillon
99LKA2240	716801	5418736	27	99GASP123
99LKA2241	716777	5418647	27	99GASP124
99LKA2242	716883	5418759	27	99GASP125
99LKA2243	716888	5418958	27	99GASP126
99LKA2244	668653	5404944	27	99GASP127
99LKA2245	668799	5405080	27	99GASP128
99LKA2245	668799	5405080	27	99GASP128 A
99LKA2246	668834	5405094	27	
99LKA2247	668866	5405126	27	99GASP129 B
99LKA2247	668866	5405126	27	99GASP129 A
99LKA2248	668906	5405135	27	99GASP130
99LKA2249	668952	5405154	27	99GASP131
99LKA2250	669047	5405266	27	
99LKA2251	668831	5405716	27	99GASP132
99LKA2252	668858	5405766	27	99GASP133
99LKA2253	668995	5406210	27	99GASP134 A
99LKA2253	668995	5406210	27	99GASP134 B
99LKA2254	668739	5406155	27	99GASP135
99LKA2255	695962	5424510	27	
99LKA2256	695910	5424579	27	99GASP136
99LKA2257	695875	5424617	27	99GASP137
99LKA2258	695793	5424709	27	99GASP138
99LKA2259	695559	5424883	27	99GASP139
99LKA2260	695355	5424880	27	99GASP140
99LKA2261	695670	5424884	27	99GASP141
99LKA2262	695713	5424904	27	
99LKA2263	695190	5424760	27	99GASP142
99LKA2264	695113	5424731	27	
99LKA2265	695074	5424693	27	99GASP143
99LKA2266	695011	5424656	27	
99LKA2267	695039	5424433	27	99GASP144
99LKA2268	695085	5424231	27	99GASP145
99LKA2269	695263	5424067	27	
99LKA2270	695283	5424028	27	
99LKA2271	695556	5423230	27	
99LKA2272	694934	5424702	27	
99LKA2273	693927	5425620	27	99GASP146
99LKA2274	693843	5425680	27	99GASP147
99LKA2275	693691	5425718	27	
99LKA2276	693546	5425724	27	99GASP148
99LKA2277	693408	5425747	27	99GASP149 A
99LKA2277	693408	5425747	27	99GASP149 B
99LKA2278	693219	5425795	27	
99LKA2279	692804	5425860	27	99GASP150 A
99LKA2279	692804	5425860	27	99GASP150 B
99LKA2280	692958	5426064	27	99GASP151
99LKA2281	693049	5426149	27	99GASP152
99LKA2282	693155	5426176	27	99GASP153
99LKA2283	693301	5426145	27	
99LKA2284	693462	5426192	27	99GASP154
99LKA2285	693623	5426243	27	

# Station	Estant	Nordant	NAD	# Echantillon
99LKA2286	693733	5426217	27	
99LKA2287	693826	5426164	27	
99LKA2288	693951	5426202	27	
99LKA2289	694079	5426186	27	99GASP155
99LKA2290	694915	5425903	27	99GASP156
99LKA2291	704197	5428479	27	99GASP157
99LKA2292	704204	5428388	27	
99LKA2293	704184	5428338	27	99GASP158
99LKA2294	704204	5428200	27	
99LKA2295	704227	5428007	27	
99LKA2296	704042	5427625	27	99GASP159
99LKA2297	708101	5423835	27	99GASP160
99LKA2298	708154	5423816	27	99GASP161
99LKA2299	708499	5423679	27	99GASP162
99LKA2300	708729	5423661	27	99GASP163 A
99LKA2300	708729	5423661	27	99GASP163 B
99LKA2301	708810	5423641	27	99GASP164
99LKA2302	709095	5423385	27	99GASP165
99LKA2303	709182	5423413	27	
99LKA2304	709237	5423406	27	99GASP166
99LKA2305	709355	5423387	27	99GASP167
99LKA2306	709424	5423417	27	99GASP168
99LKA2307	709524	5423476	27	99GASP169 B
99LKA2307	709524	5423476	27	99GASP169 A
99LKA2308	709600	5423546	27	99GASP170
99LKA2308	709600	5423546	27	99GASP171
99LKA2309	709762	5423635	27	99GASP172
99LKA2310	709929	5423593	27	99GASP173
99LKA2311	710011	5423515	27	99GASP174
99LKA2312	707870	5423877	27	99GASP175
99LKA2313	707777	5423902	27	
99LKA2314	707736	5423918	27	99GASP176
99LKA2315	707535	5423947	27	99GASP177
99LKA2316	707458	5423941	27	99GASP178
99LKA2317	707360	5423944	27	
99LKA2318	707294	5423930	27	
99LKA2319	707185	5423922	27	
99LKA2320	707108	5423937	27	99GASP179
99LKA2321	707029	5423921	27	
99LKA2322	706921	5423981	27	
99LKA2323	704168	5423137	27	99GASP180
99LKA2324	704057	5423174	27	99GASP181
99LKA2325	703910	5423354	27	99GASP182
99LKA2326	703689	5423413	27	99GASP183
99LKA2327	703588	5423509	27	99GASP184
99LKA2328	703405	5423625	27	99GASP185
99LKA2329	706805	5423981	27	99GASP186
99LKA2330	711213	5422526	27	99GASP187
99LKA2331	711153	5422459	27	99GASP188
99LKA2332	711129	5422422	27	99GASP189
99LKA2333	710942	5423727	27	99GASP190
99LKA2334	703509	5426780	27	
99LKA2335	703437	5426686	27	

## Localisation des échantillons de datation des groupes 1 et 6

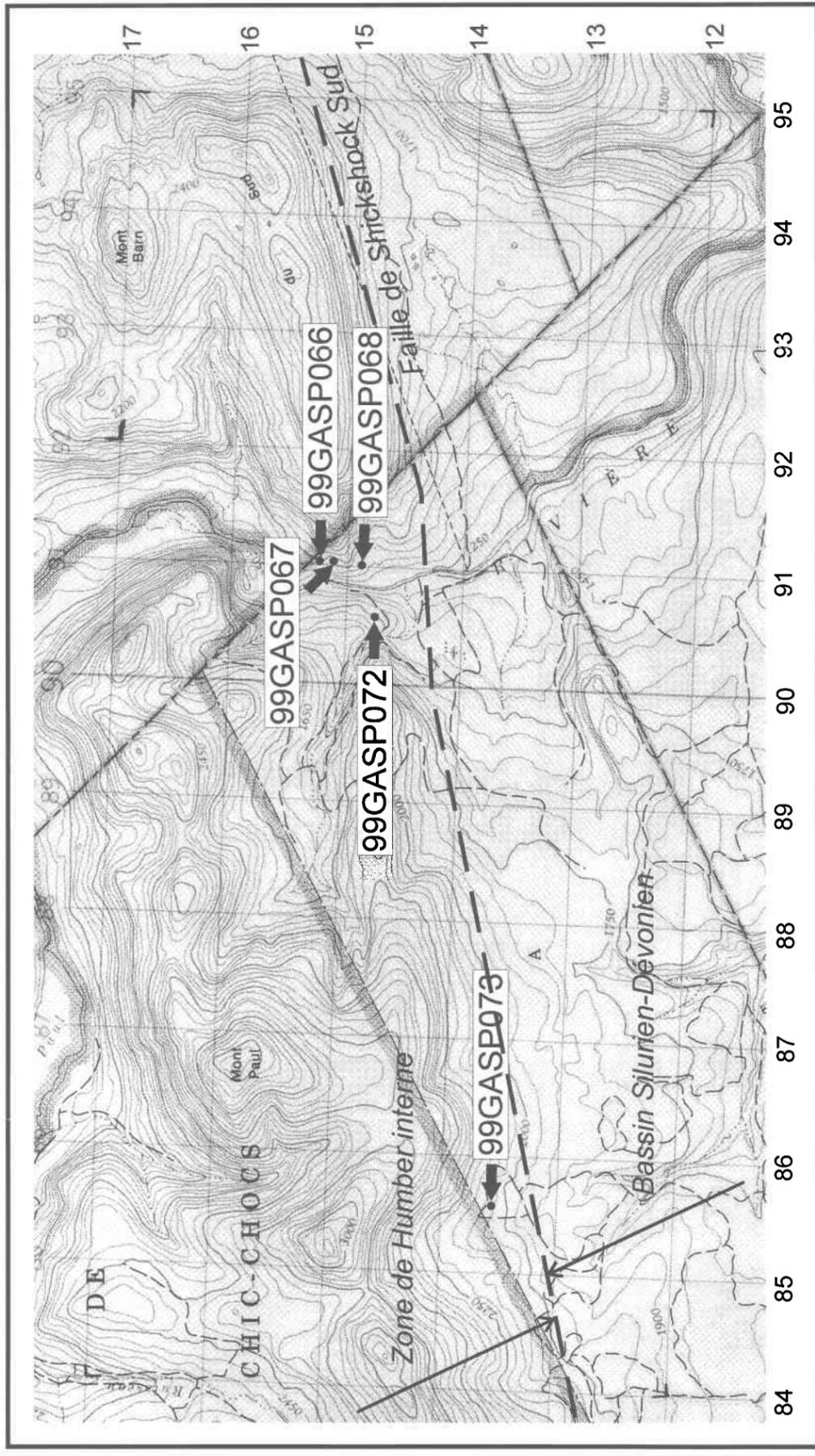
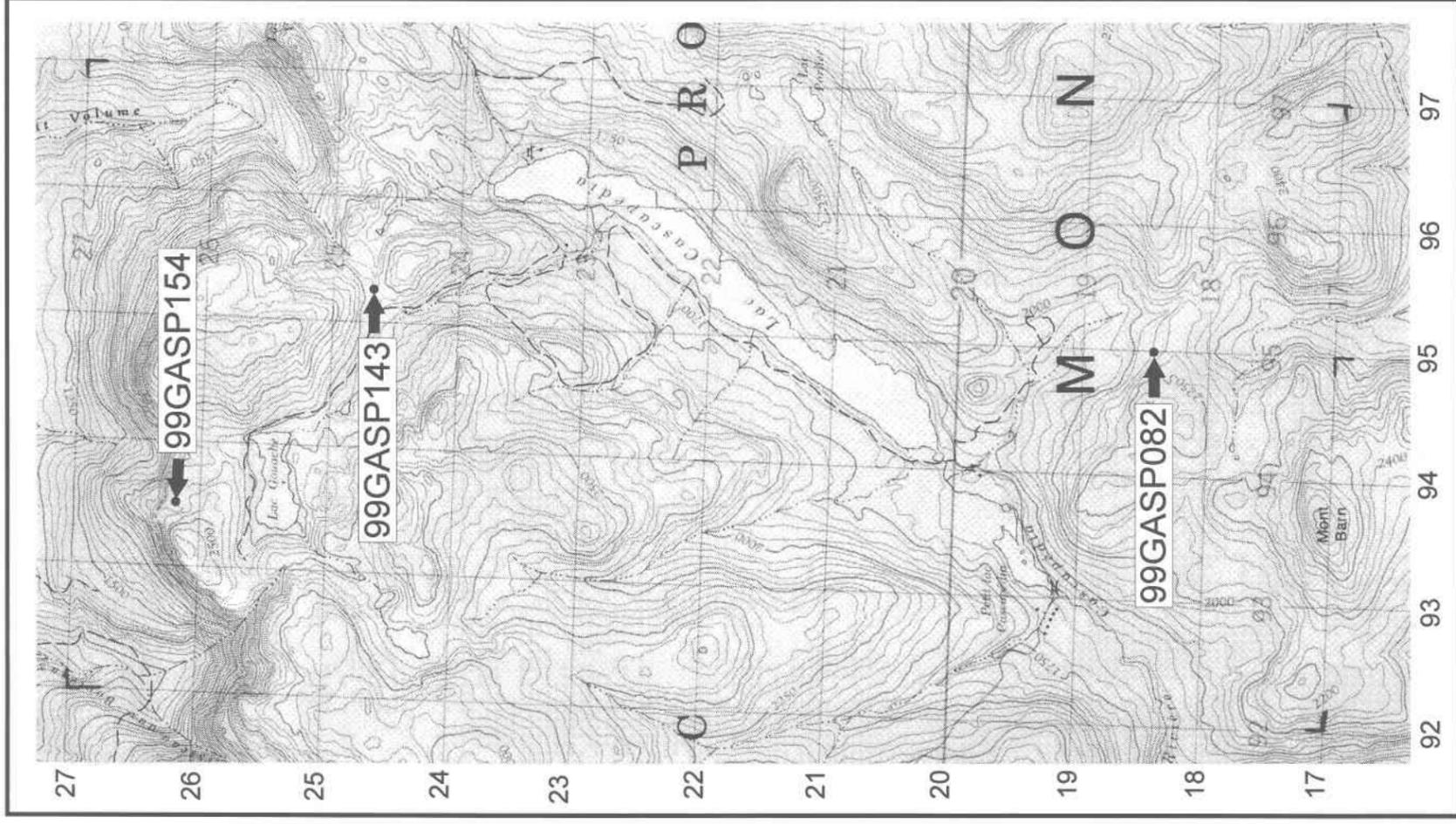
(modifiées à partir de la carte topographique 22B/16 au 1:50 000 du gouvernement canadien;  
équidistance des courbes 50 pieds)





## Localisation des échantillons de datation des groupes 2 et 3

(modifiées à partir de la carte topographique 22B/16  
au 1:50 000 du gouvernement canadien;  
équidistance des courbes 50 pieds)



## Localisation des échantillons de datation du groupe 4

(modifiées à partir des cartes topographiques  
22B/10 et 22B/15 au 1:50 000  
du gouvernement canadien;  
équidistance des courbes 50 pieds)

