

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR

BENOIT LAFRANCE

RECONSTRUCTION D'UN ENVIRONNEMENT DE SULFURES MASSIFS

VOLCANOGÈNES DÉFORMÉ :

EXEMPLE ARCHÉEN DE NORMÉTAL, ABITIBI.

MAI 2003



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Le Complexe volcanique de Normétal (CVN) fait partie du cycle volcanique 1 de la Zone volcanique Nord de la Sous-province archéenne de l'Abitibi. Cette étude vise à reconstruire l'environnement géologique associé à l'ancienne mine de sulfures massifs volcanogènes de Normétal (10,1 Mt à 2,15 % Cu; 5,12 % Zn; 0,5 g/t Au et 45,25 g/t Ag). L'encaissant du gisement et une partie des unités sous-jacentes sont cependant fortement déformés, ce qui a pour effet d'obscurcir les caractéristiques volcanologiques ou celles reliées à l'altération hydrothermale. Afin de contourner cette problématique, une approche multidisciplinaire à l'échelle régionale a été préconisée. Puisque la déformation se superpose à un héritage géologique particulier (géométrie des coulées, des failles et de l'altération), sa signature et son hétérogénéité révèlent en partie les caractéristiques primaires du complexe volcanique. La signature hétérogène de la déformation a ainsi été utilisée en convergence avec la volcanologie physique, la géochimie et l'altération hydrothermale afin d'expliquer les caractéristiques de l'agencement spatial actuel des unités. L'étude de secteurs déformés à peu déformés a permis de reconstruire le Complexe volcanique de Normétal en terme de relations stratigraphiques et volcanologiques en plus de proposer un modèle d'évolution tectonique. La présente étude documente donc l'évolution complète du complexe volcanique, de sa construction dans un arc immature à sa déformation, en expliquant le passage d'un à l'autre.

L'empilement volcanique, daté à 2728 Ma, est maintenant défini comme la Formation de Normétal qui est subdivisée en membres inférieur, moyen et supérieur. L'épaisseur de la Formation de Normétal, qui s'étend latéralement sur plus de 35 km, varie de 1,5 à 4 km. L'empilement est composé d'une séquence monoclinale orientée NO-SE à E-O qui est constituée de roches volcaniques bimodales (un pôle d'andésite-dacite et un pôle de rhyolite) et sédimentaires. Les strates possèdent un fort pendage vers le NNE et une polarité inverse vers le SSO. La majorité des roches de la Formation de Normétal sont d'affinité géochimique transitionnelle ou de façon mineure tholéïtique à faiblement calco-alcaline.

La base du complexe volcanique est caractérisée par la construction d'un volcan bouclier de composition d'andésite basaltique à andésite (membre inférieur de la Formation de Normétal). La construction se poursuit par le développement de trois centres felsiques éruptifs (base du membre moyen). D'abord isolés, ces centres deviennent coalescents avec l'importante effusion d'andésite-dacite et de rhyolite interstratifiées (sommet du membre moyen). De nombreux dômes et dykes hypovolcaniques sont également associés au sommet du membre moyen. Le membre supérieur débute avec le dépôt des roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal qui témoigne d'une pause du volcanisme. La reprise du volcanisme sur l'ensemble de l'édifice est documentée par le volcanisme hydroclastique et effusif de la séquence de la mine (sommet du membre supérieur). Les trois centres d'émissions du membre moyen sont caractérisés par une concentration de failles synvolcaniques, de dykes et de dômes et sont localisés par les différentes directions

d'écoulement et de fermeture des lobes felsiques. L'édifice volcanique est caractérisé par une structure d'effondrement centrale qui est appelée la caldeira de Normétal. Les lentilles de sulfures massifs volcanogènes sont localisées sur la marge ouest de la caldeira.

L'évolution tectonique du CVN est marquée par deux épisodes de déformation. Le premier événement est caractérisé par un raccourcissement N-S. Ce raccourcissement provoque le développement de la schistosité et l'inversion du mouvement sur les failles synvolcaniques de Normétal et de Perron qui passe à des mouvements inverses ou de chevauchement. Le deuxième événement de déformation provoque le développement du clivage de crénulation NE-SO, de la faille de cisaillement dextre de Patten, du plissement des strates dans le secteur ouest et de la réactivation en cisaillement dextre des failles de Normétal et de Perron. Ces couloirs de failles sont caractérisés par une forte linéation d'étirement, des bandes de cisaillement et un système de kinks conjugués.

L'altération est marquée par des roches contenant de la séricite, du carbonate et du chloritoïde. La distribution de ces minéraux permet de reconnaître des zones d'altération hydrothermale régionales concordantes (semiconformes) et des zones de cheminées discordantes sous les gisements de sulfures massifs volcanogènes. Les zones d'altération d'aspect semiconforme contiennent cependant des zonalités chimiques qui permettent de définir des vecteurs à partir des zones proximales vers les zones distales. Les zones proximales aux sulfures sont caractérisées par une zone de 1-2 km de carbonate de fer de la série sidérite-magnésite. Cette zone est entourée par une zone de 2-4 km du membre riche en Mg et pauvre en Fe (ankérite-dolomite ferrifère) de la série ankérite-dolomite. La racine des zones à sidérite-magnésite est également caractérisée par des zones discordantes d'ankérite-dolomite qui se démarquent latéralement des zones à calcite qui constitue le carbonate le plus distal. Quatre principales zones discordantes de remontée de fluides hydrothermaux qui sont séparées de 5-8 km ont été identifiées. La percolation latérale des fluides dans les unités sommitales, à partir des quatre zones discordantes qui correspondent aux failles synvolcaniques, est responsable de l'aspect semiconforme de l'altération.

Dans le cas du CVN, les zones d'anisotropie forte à intense sont associées à une concentration de roches volcanoclastiques fortement altérées (faille de Normétal), aux contacts stratigraphiques importants (faille de Patten) et aux zones à phyllosilicates et chloritoïdes (altération régionale concordante). Les zones d'anisotropie modérée correspondent aux zones discordantes à carbonates de Fe-Mg de la série ankérite-dolomite. Les zones de remontée de fluides ne sont donc pas marquées par les secteurs où l'anisotropie est forte ou intense mais plutôt par les zones discordantes d'anisotropie modérée.

Cette étude a permis de définir d'autres zones propices aux gisements de SMV au sein du Complexe volcanique de Normétal. Les caractéristiques de l'anisotropie, de la volcanologie et de l'altération pourraient donc être utiles pour découvrir d'autres gisements de SMV dans des complexes volcaniques où l'altération est dominée par les carbonates et la séricite.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier toutes les personnes qui sont intervenues de près ou de loin dans ce processus de recherche. Je pense dans un premier temps à mes co-directeurs, Réal Daigneault et Wulf Mueller, qui ont généreusement partagé leur savoir et qui ont su, enfin je crois, tirer le meilleur de moi-même. Nos discussions et leurs commentaires ont toujours été constructifs et ont contribué à développer mon sens critique en plus de "former mon caractère et ma patience". Je tiens également à remercier la compagnie Falconbridge Ltée, sans qui ce projet de recherche n'aurait pas été possible. Je pense en particulier à Neil Provins, Normand Dupras, Marc l'Heureux, Pascal Lessard et Christian Blanchet. Merci aussi à mes assistants Richard "Henri" Dufresne, Mathieu Guay et Steeve Desbiens. Les professionnels de recherche Paul Bédard et Glen Poirier ainsi que les techniciens Claude Dallaire et Yvon Boudreault sont également remerciés. Je remercie aussi mes collègues et professeurs de l'UQAM, de l'INRS-Géoressources, de l'UQAC et du Ministère des Ressources naturelles.

Je pense dans un deuxième temps à mes parents, Cécile et Firmin, qui ont su m'insufler le sens du travail bien fait et me donner les outils nécessaires pour me réaliser. J'ai une pensée spéciale pour mes beaux-parents, Régis et Mercédès, qui m'ont généreusement appuyé. Et enfin, un merci à ma compagne Sonia et à mes fils Félix et Étienne sans qui, tout ceci n'aurait aucun sens.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ -----	ii
REMERCIEMENTS -----	iv
TABLE DES MATIÈRES-----	v
LISTE DES FIGURES-----	xii
LISTE DES TABLEAUX -----	xvi
LISTE DES ANNEXES-----	xvii
LISTE DES CARTES (en pochette) -----	xviii
CHAPITRE 1. INTRODUCTION-----	1
1.1 Problématique-----	3
1.1.1 Reconstruction de paléoenvironnements volcaniques et de systèmes hydrothermaux associés aux SMV déformés -----	4
1.1.2 Problématique spécifique -----	7
1.2 Objectifs de la recherche -----	10
1.3 Méthodologie -----	11
1.3.1 Levé géologique -----	12
1.3.2 Étude pétrographique -----	12
1.3.3 Analyses géochimiques -----	14
<i>1.3.3.1 Analyses par ICP-AES (inductively coupled plasma - atomic emission spectrometry)</i> -----	14
<i>1.3.3.2 Analyses par activation neutronique instrumentale (INAA)</i> -----	15
1.3.4 Caractérisation et distribution de la déformation -----	15
<i>1.3.4.1 Mesures et observation de fabriques structurales</i> -----	16
<i>1.3.4.2 Indice d'anisotropie de terrain (IAT) et indice d'anisotropie calculé (IAC)</i> -----	16
1.3.5 Caractérisation des faciès volcaniques -----	17

1.3.6 Distribution des zones d'altération hydrothermale -----	18
1.3.6.1 Assemblages minéralogiques d'altération-----	19
1.3.6.2 Calcul de changement de masse -----	19
1.3.6.3 Analyses à la microsonde -----	20
1.4 Cadres géologiques régional et local de la zone d'étude -----	21
1.4.1 Zone volcanique Nord de la Sous-province de l'Abitibi-----	21
1.4.2 Cadre géologique local -----	22
1.4.3 La Mine Normétal, le gisement de Normetmar et les autres minéralisations	26
CHAPITRE 2. STRATIGRAPHIE ET ROCHES PLUTONIQUES -----	32
2.1 Stratigraphie de la Formation de normétal -----	35
2.1.1 Le membre inférieur de la Formation de Normétal-----	36
2.1.2 Le membre moyen de la Formation de Normétal -----	39
2.1.2.1 Unité 2.1: <i>L'andésite-dacite de Normétal</i> -----	40
2.1.2.2 Unité 2.2: <i>La rhyolite de Normétal</i> -----	41
2.1.2.3 Unité: 3 <i>La rhyolite tholéitique de Normétal</i> -----	43
2.1.2.4 Unité 4: <i>Le dôme felsique de Normétal</i> -----	44
2.1.3 Le membre supérieur de la Formation de Normétal -----	44
2.1.3.1 Unité 5: <i>Les roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal</i> -----	45
2.1.3.2 Unité 6: <i>La séquence de la mine Normétal</i> -----	46
2.2 Stratigraphie du bloc de Beaupré -----	47
2.3 Les roches plutoniques-----	48
2.3.1 Le pluton de Normétal -----	48
2.3.2 Le pluton de Val-Saint-Gilles-----	50
2.3.3 Le pluton de Patten -----	51
2.3.4 Le pluton de Rousseau -----	52
2.3.5 Les dykes porphyriques felsiques -----	53
CHAPITRE 3. GÉOLOGIE STRUCTURALE-----	54
3.1 Évaluation et calcul de l'anisotropie-----	54
3.1.1 Indice d'anisotropie de terrain (IAT) -----	57

3.1.2 Indice d'anisotropie calculée (IAC)-----	60
3.1.2.1 <i>Principes de la méthode</i> -----	60
3.1.2.2 <i>Résultats</i> -----	65
3.1.3 Corrélation entre l'IAT et l'IAC-----	66
3.2 Domaines structuraux -----	68
3.2.1 Définition des domaines structuraux-----	69
3.2.2 Domaine structural 1 -----	73
3.2.3 Domaine structural 2 : couloir de déformation de la faille de Normétal-----	75
3.2.3.1 <i>Cinématique de la faille de Normétal</i> -----	78
3.2.4 Domaine structural 3 : zone de plis -----	80
3.2.5 Domaine structural 4 : couloir de déformation de la faille de Patten -----	81
3.2.5.1 <i>Cinématique de la faille de Patten</i> -----	82
3.2.6 Domaine structural 5 : domaine de Beaupré-----	82
3.2.7 Domaine structural 6 : domaine du bloc de Normétal Sud -----	83
3.2.7.1 <i>Cinématique de la faille de Perron</i> -----	84
3.3 Synthèse des observations structurales-----	84
CHAPITRE 4. VOLCANOLOGIE ET SÉDIMENTOLOGIE -----	90
4.1 Cartographie volcanique et terminologie -----	91
4.2 Unité 1 : Volcanisme sous-marin dominé par de l'andésite basaltique -----	97
4.2.1 Interprétation du volcanisme de l'unité 1 -----	97
4.3 Unité 2 : Volcanisme sous-marin d'andésite-dacite et de rhyolite interstratifiées -----	98
4.3.1 Interprétation du volcanisme de l'unité 2 -----	107
4.4 Unités 3 et 4 : Volcanisme sous-marin et intrusions hypovolcaniques de rhyodacite et rhyolite -----	110
4.4.1 Interprétation du volcanisme des unités 3 et 4 -----	113
4.5 Unité 5 : Sédimentation et pause du volcanisme -----	115
4.5.1 Interprétation de la sédimentation de l'unité 5 -----	117
4.6 Unité 6 : Volcanisme de la séquence de la mine -----	118

4.6.1 Interprétation du volcanisme de la séquence de la mine -----	118
4.7 Géométrie et construction de l'édifice volcanique -----	119
CHAPITRE 5. LITHOGÉOCHIMIE -----	123
 5.1 Lithogéochimie de la Formation de Normétal -----	124
5.1.1 Géochimie des éléments majeurs de la Formation de Normétal -----	125
5.1.2 Rapports Zr/Y de la Formation de Normétal -----	125
5.1.3 Géochimie des éléments du groupe des terres-rares de la Formation de Normétal-----	128
5.1.4 Diagrammes de discrimination tectonique de la Formation de Normétal --	130
 5.2 Lithogéochimie du bloc de Beaupré-----	130
 5.3 Lithogéochimie des roches plutoniques -----	134
5.3.1 Géochimie des éléments majeurs et traces des roches plutoniques -----	135
5.3.2 Rapports Zr/Y des roches plutoniques-----	139
5.3.3 Géochimie des éléments du groupe des terres-rares des roches plutoniques	139
5.3.4 Diagrammes multi-éléments des roches plutoniques-----	142
 5.4 Synthèse des affinités géochimiques -----	142
CHAPITRE 6. ALTÉRATION HYDROTHERMALE-----	146
 6.1 Cartographie régionale des minéraux indicateurs d'altération-----	147
 6.2 Changement de masse-----	152
6.2.1 Cartes isocontours des changements de masse calculés -----	152
6.2.2 Géométrie des zones de changements de masse -----	159
 6.3 Analyses à la microsonde des minéraux indicateurs d'altération -----	163
6.3.1 Regroupement préliminaire des échantillons avant analyse-----	164
6.3.2 Chimie des carbonates -----	169
6.3.3 Chimie des chlorites-----	174
6.3.4 Chimie du chloritoïde -----	180
6.3.5 Validité des résultats d'analyses à la microsonde-----	182
6.3.5.1 <i>Influence de la déformation</i> -----	182
6.3.5.2 <i>Influence de la composition primaire de la roche</i> -----	183

<i>6.3.5.3 Influence de la mobilité des éléments -----</i>	<i>186</i>
6.4 Géométrie de la distribution des minéraux et du changement de masse -----	188
6.4.1 Zones d'altération semiconformes-----	188
6.4.2 Zones de cheminée d'altération -----	190
6.4.3 Relations entre les changements de masse et la chimie des minéraux -----	191
6.5 Modèle de champignons coalescents-----	193
CHAPITRE 7. MODÉLISATION ET DISCUSSION-----	197
7.1 Le contexte géodynamique interprété de la volcanologie, de la géochimie et du type de SMV -----	198
7.1.1 Modèle d'évolution volcanique-----	199
7.1.2 Comparaison du CVN avec les volcans d'arc actuels -----	203
7.1.3 Contexte géodynamique interprété de la géochimie -----	205
7.1.4 Complexité de la signature géochimique associée aux environnements d'arc -----	208
7.1.5 Comparaison des observations géochimiques avec d'autres volcans et plutons de l'Abitibi -----	210
7.1.6 Affinité géochimique et types de sulfures massifs volcanogènes -----	214
7.1.7 Intégration des observations dans le modèle d'évolution tectonique de l'Abitibi-----	216
7.2 Modifications structurales de l'édifice volcanique et des zones d'altération hydrothermale -----	221
7.2.1 Héritage géologique et développement de la déformation-----	223
7.2.1.1 <i>La signature hétérogène de la déformation au sein du CVN -----</i>	<i>224</i>
7.2.2 Corrélations entre les caractéristiques lithologiques primaires et le développement de l'anisotropie secondaire-----	225
7.2.2.1 <i>Relation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les faciès volcaniques -----</i>	<i>225</i>
7.2.2.2 <i>Relation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et l'altération hydrothermale -----</i>	<i>231</i>

7.2.3 Contrôles du développement hétérogène de l'anisotropie au sein du CVN	241
7.2.3.1 <i>Contrôles de la localisation de la faille de Normétal</i> -----	243
7.2.3.2 <i>Contrôles de la localisation de la faille de Patten et du secteur plissé</i>	
-----	244
7.2.3.3 <i>Contrôles de la localisation des zones de faible et de forte anisotropie</i>	
-----	248
7.3 Modèle d'évolution tectonique du Complexe volcanique de Normétal -----	250
7.4 Localisation des zones de remontée hydrothermale du CVN -----	256
7.4.1 Caractérisation volcanologique des zones de remontée hydrothermale ---	256
7.4.2 Caractérisation de l'anisotropie secondaire associée aux zones de remontée	
hydrothermale -----	259
7.4.3 Distribution du carbonate et localisation des zones de remontée	
hydrothermale -----	259
CHAPITRE 8. CONCLUSION -----	263
RÉFÉRENCES -----	267
ANNEXE 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques. -----	279
ANNEXE 2. Localisation UTM des affleurements, données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT). -----	290
ANNEXE 3. Indices d'anisotropie calculé (IAC), indice d'anisotropie de terrain (IAT) et faciès volcaniques. -----	326
ANNEXE 4. Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN.	328
ANNEXE 5. Analyses des éléments majeurs et traces des roches du bloc de Beaupré. -	340
ANNEXE 6. Analyses des éléments majeurs et traces des roches plutoniques. -----	342
ANNEXE 7. Méthode de calcul de changement de masse. -----	347
ANNEXE 8. Analyses à la microsonde des carbonates du Complexe volcanique de Normétal. -----	351

ANNEXE 9. Analyses à la microsonde des chlorites du Complexe volcanique de Normétal. -----	356
ANNEXE 10. Analyses à la microsonde des chloritoïdes du Complexe volcanique de Normétal. -----	361

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1. Carte de la Sous-province de l'Abitibi et localisation de la région étudiée	8
FIGURE 2. Carte de localisation du secteur étudié et des travaux antérieurs.....	13
FIGURE 3. Carte géologique et de localisation des datations isotopiques U-Pb de la séquence de Normétal. 27	
FIGURE 4. Carte de localisation des minéralisations significatives qui contiennent des sulfures.	30
FIGURE 5. Carte géologique du Complexe volcanique de Normétal.	34
FIGURE 6. Colonne stratigraphique schématique du Complexe volcanique de Normétal (CVN) et des unités adjacentes.....	37
FIGURE 7. Classification des roches plutoniques étudiées.....	49
FIGURE 8. Distribution de l'indice d'anisotropie de terrain (IAT) et de l'indice d'anisotropie calculée (IAC).	59
FIGURE 9. Concept théorique de la méthode de calcul de l'anisotropie avec un logiciel de traitement d'image.....	62
FIGURE 10. Étapes de traitement d'image appliquée au calcul de l'anisotropie d'une section mince.	64
FIGURE 11. Graphiques de corrélations entre l'indice d'anisotropie calculé à partir d'une section mince et l'indice d'anisotropie de terrain de l'affleurement d'où provient la section mince.....	67
FIGURE 12. Carte de localisation de la zone de déformation de Normétal, des failles et des domaines structuraux.....	70
FIGURE 13. Carte des trajectoires de la schistosité principale et de la crénulation secondaire.	71
FIGURE 14. Projections stéréographiques des éléments structuraux des domaines 1 à 6.....	72
FIGURE 15. Carte structurale de la partie ouest du Complexe volcanique de Normétal.	74
FIGURE 16. Éléments structuraux macroscopiques associés à la zone de faille de Normétal.	77
FIGURE 17. Indicateurs de sens de cisaillement des failles de Normétal et de Patten.	79
FIGURE 18. Carte des faciès volcaniques et des lithologies du secteur ouest du Complexe volcanique de Normétal.	92
FIGURE 19. Carte des faciès volcaniques et des lithologies de la partie ouest du secteur central du Complexe volcanique de Normétal.	93
FIGURE 20. Carte des faciès volcaniques et des lithologies de la partie est du secteur central du Complexe volcanique de Normétal.	94
FIGURE 21. Carte des faciès volcaniques et des lithologies du secteur est du Complexe volcanique de Normétal.	95
FIGURE 22. Faciès volcaniques des unités 2.1 et 2.2' de la portion ouest du CVN.....	99
FIGURE 23. Carte de détails de l'affleurement 96-154 de la partie est du secteur central du CVN.	101

FIGURE 24. Faciès volcaniques observés sur l'affleurement 96-154 de la partie est du secteur central du CVN.....	102
FIGURE 25. Carte de détails de l'affleurement 96-144 de la partie est du secteur central du CVN.....	103
FIGURE 26. Faciès volcaniques observés sur l'affleurement 96-144 de la partie est du secteur central du CVN.....	104
FIGURE 27. Faciès volcaniques de la rhyolite de type Qp1 de l'unité 2.2 des parties ouest et est du secteur central du CVN.....	106
FIGURE 28. Faciès volcaniques de la rhyolite aphanitique de l'unité 3 des secteurs ouest et central du CVN.....	111
FIGURE 29. Faciès volcaniques de la rhyolite aphanitique de l'unité 3 de l'affleurement 96-207 du secteur central du CVN.....	112
FIGURE 30. Faciès volcaniques du dyke de rhyolite de type Qfp3 de l'unité 4 du secteur central du CVN.	114
FIGURE 31. Caractéristiques des roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal et du tuf à lapillis de la séquence de la mine.....	116
FIGURE 32. Reconstruction schématique du Complexe volcanique de Normétal.....	120
FIGURE 33. Classification géochimique des roches volcaniques de la Formation de Normétal.....	126
FIGURE 34. Diagrammes Zr vs Y pour les différentes roches volcaniques de la Formation de Normétal...	127
FIGURE 35. Diagrammes des terres-rares pour les différentes unités volcaniques de la Formation de Normétal.....	129
FIGURE 36. Diagramme Th-Hf-Ta de discrimination d'environnements tectoniques pour les roches volcaniques intermédiaires à felsiques de la Formation de Normétal et du bloc de Beaupré.....	131
FIGURE 37. Diagrammes multi-éléments des roches volcaniques.....	132
FIGURE 38. Caractéristiques géochimiques des roches du bloc lithostratigraphique de Beaupré.....	134
FIGURE 39. Diagrammes de Harker pour les roches plutoniques.....	136
FIGURE 40. Diagramme Yb vs Al ₂ O ₃ pour les roches plutoniques.....	137
FIGURE 41. Diagramme d'affinité alcaline CaO/(K ₂ O+Na ₂ O) vs SiO ₂ pour les roches plutoniques.....	138
FIGURE 42. Diagramme Zr vs Y pour les roches plutoniques.....	140
FIGURE 43. Diagrammes des terres-rares pour les différentes roches plutoniques.....	141
FIGURE 44. Diagrammes multi-éléments des roches plutoniques.....	143
FIGURE 45. Carte de la distribution des assemblages minéraux reliés à l'altération hydrothermale régionale.....	149
FIGURE 46. Exemples représentatifs des assemblages minéraux des roches felsiques et intermédiaires....	151
FIGURE 47. Cartes isocontours des changements de masse du K ₂ O, du SiO ₂ , du Na ₂ O, du CaO, du FeOT, du MnO, du MgO et du changement de masse total.....	153

FIGURE 48. Section transversale pour le changement de masse des roches sous le gisement de Normetmar.	161
FIGURE 49. Section longitudinale pour le changement de masse de la rhyolite du mur des gisements de Normétal et de Normetmar.		162
FIGURE 50. Carte de distribution des échantillons utilisés pour l'analyse à la microsonde.		165
FIGURE 51. Photomicrographies d'exemples représentatifs des textures prédéformations, syndéformations et métamorphiques observées dans les roches altérées du CVN.....		168
FIGURE 52. Diagramme ternaire CaO-FeO-MgO pour la classification de la composition des carbonates du CVN.....		171
FIGURE 53. Carte de distribution des différentes séries de carbonates et des échantillons utilisés.....		173
FIGURE 54. Cartes de la variation du contenu en FeO et MgO de la série ankérite-dolomite.		175
FIGURE 55. Cartes de la variation du contenu en MnO de la série ankérite-dolomite et du contenu en FeO de la calcite.		176
FIGURE 56. Cartes de distribution des échantillons de chlorite et de chloritoïde.....		177
FIGURE 57. Composition des chlorites du Complexe volcanique de Normétal.		179
FIGURE 58. Cartes de la variation du rapport Fe/Fe+Mg et du contenu en MnO de la chlorite.....		181
FIGURE 59. Représentation schématique de la distribution minérale et du comportement des éléments chimiques du système d'altération hydrothermale du CVN.		189
FIGURE 60. Représentation schématique du modèle de champignons coalescents.....		196
FIGURE 61. Modèle d'évolution et de construction volcanique du CVN.		200
FIGURE 62. Diagrammes multi-éléments et diagramme des terres-rares comparatif.....		211
FIGURE 63. Intégration des événements de l'évolution tectonique du CVN dans le schéma proposé pour la Zone volcanique Nord de l'Abitibi.		217
FIGURE 64. Contrôle de l'anisotropie primaire de différents faciès volcaniques sur le développement d'anisotropies structurales.		227
FIGURE 65. Corrélation entre l'anisotropie et différents faciès volcaniques de l'affleurement 96-208.		229
FIGURE 66. Distribution des différents faciès volcaniques des échantillons utilisés pour le calcul de l'indice d'anisotropie calculé (IAC).		230
FIGURE 67. Graphique de corrélation entre les faciès volcaniques et les indices d'anisotropie de terrain (IAT) et d'anisotropie calculé (IAC).		232
FIGURE 68. Graphiques de corrélation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les indices Ishikawa et Alkali.		235
FIGURE 69. Graphiques de corrélation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les changements de masse de Na ₂ O, de CaO et de K ₂ O.		236

FIGURE 70. Graphiques de corrélation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les changements de masse de FeO et de MgO.....	238
FIGURE 71. Graphiques de corrélation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les changements de masse de SiO ₂ et de masse totale.....	239
FIGURE 72. Comparaison de la distribution de l'anisotropie, de l'ankérite-dolomite et des assemblages des minéraux d'altération.....	242
FIGURE 73. Zone de circulation intense des fluides hydrothermaux.....	245
FIGURE 74. Modèle de développement de la faille de Patten et des plis du domaine structural 3.....	247
FIGURE 75. Modèle d'évolution tectonique du CVN et des unités adjacentes.....	253
FIGURE 76. Caractéristiques associées aux zones de remontée hydrothermales.....	258

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1. Distinction pétrographique des rhyodacite-rhyolite du CVN. -----	42
TABLEAU 2. Synthèse chronologique des événements de déformation. -----	86
TABLEAU 3. Unités lithostratigraphiques du CVN. -----	96
TABLEAU 4. Textures prédéformations et syndéformation-métamorphiques des minéraux. -----	167
TABLEAU 5. Variations et moyennes des différents types de carbonates analysés à la microsonde.-----	170
TABLEAU 6. Variations et moyennes des différents types de chlorites et de chloritoïdes analysés à la microsonde. -----	178

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques. -----	279
ANNEXE 2. Localisation UTM (NAD 27) des affleurements, données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT). -----	290
ANNEXE 3. Indices d'anisotropie calculé (IAC), indice d'anisotropie de terrain (IAT) et faciès volcaniques. -----	326
ANNEXE 4. Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN. 328	
ANNEXE 5. Analyses des éléments majeurs et traces des roches du bloc de Beaupré. -	340
ANNEXE 6. Analyses des éléments majeurs et traces des roches plutoniques. -----	342
ANNEXE 7. Méthode de calcul de changement de masse. -----	347
ANNEXE 8. Analyses à la microsonde des carbonates du Complexe volcanique de Normétal. -----	351
ANNEXE 9. Analyses à la microsonde des chlorites du Complexe volcanique de Normétal. -----	356
ANNEXE 10. Analyses à la microsonde des chloritoïdes du Complexe volcanique de Normétal. -----	361

LISTE DES CARTES (EN POCHE)

CARTE 1. Carte géologique du Complexe volcanique de Normétal (CVN) et des unités adjacentes.

CARTE 2. Localisation des affleurements du CVN.

CARTE 3. Localisation des affleurements de la portion ouest du CVN.

CARTE 4. Localisation des affleurements de la portion centrale du CVN.

CARTE 5. Colonnes stratigraphiques du Complexe volcanique de Normétal.

*Comme l'héritage génétique,
L'héritage géologique influence la naissance des reliefs.*

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

L'exploration des fonds marins depuis une vingtaine d'années a permis d'observer directement la formation de minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) sur ou près de la surface océanique (Rona, 1988; Herzog et Hannington, 1995; Ishibashi et Urabe, 1995). Il en est ressorti que l'activité hydrothermale associée aux SMV est présente dans plusieurs contextes volcaniques et géodynamiques différents comme les ridges océaniques, les rifts de marge continentale et les systèmes de subduction et ce, à des profondeurs océaniques d'ordre kilométrique (Herzog et Hannington, 1995). Plusieurs études ont montré que les systèmes minéralisateurs reliés aux ridges océaniques sont relativement homogènes (ex. TAG, Axial Seamount, EPR, Rona, 1988). D'un autre côté, les systèmes minéralisateurs situés dans les arcs et zones d'arrière-arc sont associés à plusieurs contextes géologiques différents selon la maturité de l'ouverture des bassins intra et arrière-arc (de rifting à création de croûte océanique; Parson et Wright, 1996) et la nature océanique ou continentale de la croûte subductante (Franklin, 1998; Herzog et Hannington, 1995; Ishibashi et Urabe, 1995).

Ces différents contextes géologiques associés aux zones de subduction incluent dans un premier temps les bassins d'arrière-arc matures (avec création de croûte océanique de type MORB) qui se développent dans une croûte océanique (ex. North Lau Basin, Fouquet *et*

al., 1993; Manus Basin, Binns et Scott, 1993; North Fiji Basin), ou dans une croûte continentale (ex. Okinawa Trough, Halbach *et al.*, 1993). D'autres contextes sont reliés aux zones de rift d'arrière-arc (début de l'ouverture de bassin) qui se développent soit dans une croûte océanique (ex. Southern Lau Basin, Parson et Wright, 1996) ou dans une croûte continentale (ex. Southern Havre Trough, Taupo, Parson et Wright, 1996). Enfin, il existe aussi des minéralisations de SMV associées aux zones de rift de volcans frontaux d'arc ou d'arc naissant qui reposent sur une croûte océanique (ex. Sumisu rift, Izu-Bonin, Iizasa *et al.*, 1999; Southern Kermadec, Wright *et al.*, 1998) ou sur une croûte continentale (ex. Kurile Arc, Ryuku Arc, Franklin, 1998). Les particularités de tous ces contextes géodynamiques différents influencent directement les caractéristiques des gisements de SMV qui s'y développent ainsi que leur environnement géologique immédiat.

Pour arriver à décrire ces différents types de gisements de SMV dans des contextes anciens, plusieurs classifications basées sur le contenu en métaux (Solomon, 1976; Franklin *et al.*, 1981; Large, 1992), le contexte tectonique (Sawkins, 1976; Franklin, 1998), les faciès volcaniques des roches encaissantes et l'altération (Morton et Franklin, 1987) ou la nature des roches encaissantes (Sangster et Scott, 1976; Barrie et Hannington, 1999) ont déjà été proposées. Dans les faits, la compréhension globale de l'environnement géologique associé à un gisement de SMV passe par la description de l'ensemble de ces caractéristiques lithologiques, volcanologiques, lithogéochimiques, hydrothermales, métallogéniques et gîtologiques. Une description synthétique de tous ces facteurs permet donc d'intégrer un gisement de SMV dans un contexte géodynamique particulier comme le fait la plus récente classification proposée par Franklin (1998).

L'étude des environnements actifs de formation de SMV ne s'effectue cependant qu'en deux dimensions et la reconnaissance de leurs caractéristiques profondes comme le type d'altération hydrothermale ou la géométrie des structures volcaniques sont très peu connus. L'étude des SMV actifs ne permet donc pas d'arriver à caractériser complètement les systèmes minéralisateurs et leurs environnements de dépôt mais demeure indispensable pour étudier certaines caractéristiques comme la nature et la température des fluides hydrothermaux (Sakai *et al.*, 1990; Yang et Scott, 1996). D'un autre côté, les gisements de SMV anciens ont pour la plupart subi une déformation qui a favorisé le basculement des strates ce qui permet donc d'avoir accès à la dimension verticale du système hydrothermal et de son encaissant volcanique. La synthèse des observations tirées de l'étude des gisements actuels et des gisements anciens semble donc nécessaire pour arriver à brosser un tableau complet des différents types de SMV et de leur environnement géologique et géodynamique respectif. La difficulté demeure cependant la reconnaissance des caractéristiques primaires à travers la déformation qu'ont subi les systèmes de SMV anciens.

1.1 PROBLÉMATIQUE

La problématique inhérente à ce projet de recherche peut être divisée en une problématique thématique et une problématique régionale, chacune d'elle trouvant des applications théoriques et pratiques utiles à l'exploration minérale.

L'aspect thématique de cette recherche est orienté vers la caractérisation de certains éléments volcaniques et hydrothermaux associés aux gisements de sulfures massifs

volcanogènes (SMV) en contextes géologiques déformés avec l'aide de la signature de la déformation. Ceci est effectué dans le but de circonscrire les zones de remontée de fluides hydrothermaux fertiles (zones de failles synvolcaniques) qui sont susceptibles de produire un gisement de SMV.

La problématique régionale vise à mieux situer le contexte volcanique et hydrothermal associé au dépôt d'un gisement représentatif de la Zone volcanique Nord de la Sous-province de l'Abitibi (Chown *et al.* 1992) et par le fait même, d'apporter des éléments de compréhension de l'environnement et de l'évolution tectonique de l'Abitibi.

L'exemple du Complexe volcanique de Normétal sera donc utilisé pour caractériser l'évolution d'un volcan composite sous-marin minéralisé et caractérisé par de grandes zones d'altération régionales. L'étude de l'évolution complète du volcan, de sa formation à sa déformation, dans le but de définir des outils utiles pour trouver les zones propices à la minéralisation (failles synvolcaniques) est donc le sujet de cette thèse.

1.1.1 Reconstruction de paléoenvironnements volcaniques et de systèmes hydrothermaux associés aux SMV déformés

La déformation peut être considérée comme bénéfique puisqu'elle permet d'avoir une meilleure compréhension en trois dimensions des environnements géologiques associés aux gisements de SMV. Par contre, cette déformation a aussi pour effet de masquer certaines caractéristiques primaires comme la géométrie de l'édifice volcanique et la géométrie des zones d'altération. Étant donné que la plupart des camps miniers de SMV importants comme par exemple, les gisements cambro-ordoviciens de Tasmanie (ex. Mount Lyell,

Rosebery, Large 1992), les dépôts ordoviciens de Terre-Neuve (ex. Betts Cove et York Harbour, Franklin 1990) et du camp de Bathurst, Nouveau-Brunswick (van Staal *et al.*, 1992), les gisements protéozoïques du camp de Snow Lake au Manitoba (ex. Chisel Lake, Ghost Mine, Galley 1993), les gisements archéens des blocs de Yilgarn et de Pilbara (ex. Gossan Hill, Scuddles, Large 1992) ou de l’Abitibi (ex. Kidd Creek, Hannington *et al.* 1999; Louvicourt, Moorhead *et al.* 1996) ont tous subi une déformation plus ou moins importante, il serait approprié de développer des outils de reconstruction applicables à ces contextes.

Pour contourner le problème de la déformation, nous pouvons utiliser les relations d’interdépendances qui existent lors de l’évolution volcanique, hydrothermale et tectonique d’une secteur puisque les héritages volcanique et d’altération hydrothermale influencent directement le développement de la déformation. Ainsi, les relations d’interdépendances permettent de déduire indirectement certaines conclusions par convergence d’observations. Par exemple, la disposition de l’altération hydrothermale devrait permettre de localiser les zones de failles synvolcaniques qui servent de conduits lors de la circulation des fluides reliés à la minéralisation. Ces mêmes zones de failles synvolcaniques, préalablement altérées, devraient aussi être soulignées par une déformation différente et ainsi de suite. La signature de la déformation pourrait donc être utilisée comme outil de reconnaissance de facteurs préexistant plutôt que d’être vue comme un obstacle à cette reconnaissance. Cette approche devrait permettre, dans une certaine limite, de reconnaître les éléments primaires même dans des contextes déformés.

Le meilleur outil pour caractériser la signature de la déformation en terme d'intensité est la reconnaissance de l'anisotropie présente dans la roche. Cette anisotropie est matérialisée par l'intensité du développement de structures planaires (schistosité, crénulation) ou linéaires (linéation minérale, linéation d'étirement). L'identification de l'intensité de l'anisotropie reflète un certain héritage géologique hétérogène puisqu'il est plus facile de concentrer la déformation dans les zones moins compétentes ou déjà anisotropes. Il existe donc un lien de cause à effet entre le développement de l'anisotropie secondaire et la présence d'anisotropies primaires déjà présente dans le corps qui subi la déformation. Par exemple Labbé *et al.* (1992), ont observé un style structural différent entre des lobes de rhyolite et leur brèche associée. La brèche qui est constituée de fragments et qui contient plus de séricite et de chlorite que le lobe est caractérisée par une forte schistosité alors que le lobe n'est pas affecté par cette schistosité. Cette notion d'anisotropie préexistante s'applique également au développement de structures tectoniques de seconde phase (crénulation, kink) qui se superposent aux structures tectoniques de première phase (schistosité). Il est courant, par exemple, d'observer le développement de structures secondaires comme des plis parasites et un clivage de crénulation au sein des couloirs de déformation qui sont déjà fortement anisotropes (Daigneault, 1991). Ainsi la présence d'une forte anisotropie secondaire (forte schistosité) peut indiquer la présence d'une forte anisotropie primaire, qui devait correspondre soit à des hétérogénéités lithologiques ou à des hétérogénéités d'altération. Nous parlerons de la notion d'héritage géologique pour décrire l'influence de l'anisotropie préexistante sur le développement d'anisotropies ultérieures qui se répète à travers l'évolution géologique d'un corps.

L'intégration de ces observations d'interdépendances doit cependant se faire à une échelle représentative du phénomène que l'on tente de décrire. Dans ce cas-ci, la caractérisation de l'environnement volcanique associé aux gisements de SMV doit être effectuée à une échelle décakilométrique puisque cette échelle régionale reflète la taille des édifices volcaniques comme les volcans composites ou les calderas ainsi que la taille des systèmes hydrothermaux qui sont généralement reconnus dans ces contextes.

La caractérisation de l'environnement géologique associé aux gisements de SMV anciens et déformés passe donc par la reconstruction de l'édifice volcanique et du système hydrothermal tel que vu à travers son évolution tectonique. Cette reconstruction est possible en utilisant une approche multidisciplinaire à l'échelle régionale et en tenant compte de l'héritage géologique du corps déformé. De telles reconstructions servent dans un premier temps à comprendre les processus volcaniques et hydrothermaux responsables de la formation des SMV. Dans un deuxième temps, la reconnaissance des caractéristiques volcaniques primaires en termes de faciès proximaux (près des sources de chaleurs) et des zones d'altération hydrothermale fournit des outils pour l'exploration minérale.

1.1.2 Problématique spécifique

La région d'étude de Normétal se situe dans la Zone volcanique Nord (ZVN, Chown *et al.* 1992) de la Sous-province de l'Abitibi (Fig. 1). La ZVN est l'hôte d'un événement de minéralisation de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) important qui est associé à une première époque de volcanisme datée entre 2725 et 2730 Ma (Mortensen 1993a). Cette activité hydrothermale intense est synchrone sur l'ensemble de la zone Nord et est

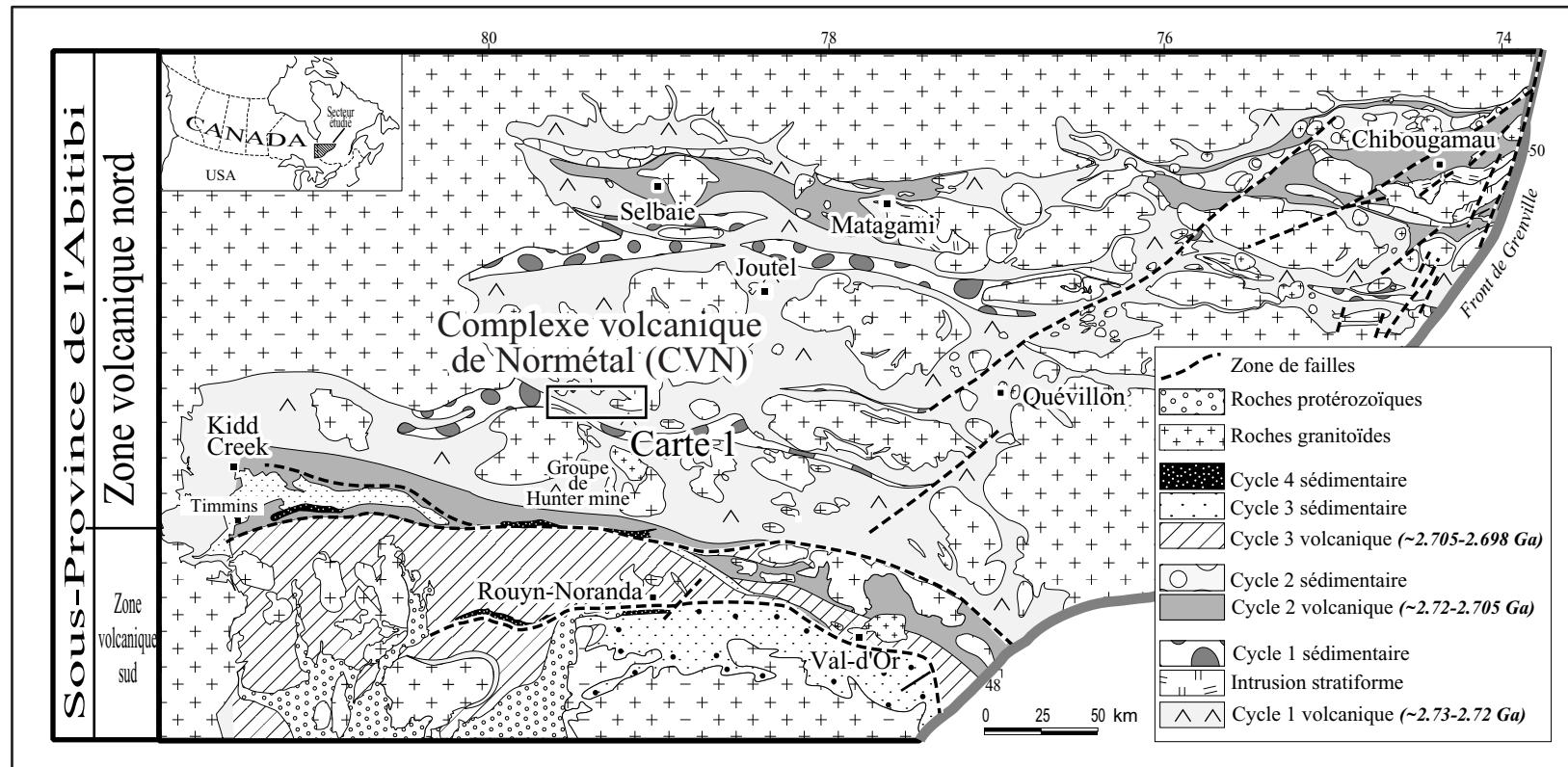


Figure 1. Carte de la Sous-province de l'Abitibi et localisation de la région étudiée. La séquence supracrustale est divisée en cycles sédimentaires et volcaniques distincts. Le Complexe volcanique de Normétal (CVN) est situé dans la portion centrale de la Zone volcanique Nord de l'Abitibi. Modifié de Chown *et al.* (1992) et Mueller *et al.* (1996).

représentée par les gisements de SMV du camp de Mattagami (*ex.* Lac Mattagami, 25,6 M/t, Norita, 4,0 M/t et Isle-Dieu, 2,06 M/t) et plusieurs dépôts isolés comme Selbaie (29,9 M/t), Grevet (6,2 M/T), Coniagas (0,7 M/t), Lemoine (0,75 M/t), Joutel (1,6 M/t), Poirier (6,2 M/t) et Normétal (10,1 M/t; Fig. 1) (Chartrand et Cattalani 1990). Ces gisements de même âge, sont généralement géographiquement isolés et répartis sur une très grande superficie si on les compare à ceux de la Zone volcanique Sud (ZVS). En effet dans la ZVS, les gisements sont concentrés sur une petite superficie comme dans le camp de Rouyn-Noranda (Gibson et Watkinson 1990), le camp de Bousquet (Lafrance *et al.* 2003), ou le camp de Val-d'Or (Pilote *et al.* 2000). Les gisements de la ZVN constituent également des dépôts généralement plus riches en zinc qu'en cuivre (*ex.* Normétal, 5,3% Zn, 2,15% Cu) au contraire des gisements du camp de Rouyn-Noranda (*ex.* Waite 4,23% Cu, 3,61% Zn) ou de la mine Louvicourt (Chartrand et Cattalani 1990).

Les raisons pour expliquer que les gisements de la ZVN sont des dépôts isolés de tonnage moyen plutôt riches en zinc sont mal connues. Il pourrait s'agir d'un contexte géodynamique différent, d'un type de volcanisme différent ou alors d'un processus ou d'un fluide hydrothermal différent. Des études de reconstruction du paléoenvironnement volcanique et du système hydrothermal de ces gisements apporteraient certains éléments de réponse. Malheureusement, la plupart des séquences de la ZVN qui contiennent des gisements ont subi une déformation plus ou moins importante. La description des faciès volcaniques et du type de volcanisme de ces séquences est donc sommaire et très peu d'interprétations du type de construction volcanique (caldera, stratovolcan, cône de tuf), du type de processus volcanique (effusif, explosif) et de l'environnement volcanique (aérien,

sous-marin, ride, arc) sont proposées. De plus, les études portant sur l'altération hydrothermale sont souvent concentrées dans l'environnement immédiat du gisement et très peu de données sont disponibles à l'échelle régionale. Pourtant une approche régionale favoriserait l'intégration de ces données dans un contexte d'évolution géodynamique de l'Abitibi.

La présence de secteurs peu à très fortement déformés ainsi que la bonne quantité et qualité d'affleurements de la région de Normétal en font un secteur privilégié pour une étude de reconstruction de l'environnement volcanique d'un des centres felsiques déformés et représentatif du premier cycle de la ZVN de l'Abitibi. Les résultats de cette étude de la région de Normétal pourront s'appliquer à toute la ZVN, mais également à d'autres SMV de la ZVS de l'Abitibi comme la Mine Bouchard-Hébert (Riopel *et al.* 1995) et la Mine Louvicourt (Moorhead *et al.* 1996) qui présentent des similitudes du point de vue du contenu en métaux et de l'altération. La comparaison des caractéristiques de l'environnement géodynamique du Complexe volcanique de Normétal avec d'autres secteurs comme le camp de Rouyn-Noranda, ou de Matagami pourrait donc servir à préciser les différents environnements de ride, d'arc et de bassin arrière-arc de l'Abitibi.

1.2 OBJECTIFS DE LA RECHERCHE

L'objectif principal de cette recherche est d'utiliser les caractéristiques résultantes des modifications structurales, ainsi que les caractéristiques primaires de volcanologie physique, de l'altération hydrothermale et de la géochimie pour reconstruire le paléoenvironnement volcanique et le système hydrothermal qui sont associés au dépôt

déformé de SMV de Normétal. Ceci dans le but de développer une approche applicable à la reconnaissance des zones de failles synvolcaniques dans des contextes de SMV déformés. Afin d'arriver à cet objectif général, quelques objectifs spécifiques seront atteints. Ces objectifs spécifiques ont pour but :

- D'identifier des secteurs de forte et de faible anisotropie.
- De reconstruire la géométrie du Complexe volcanique de Normétal.
- D'établir l'affinité géochimique du Complexe volcanique de Normétal.
- De décrire la nature, la distribution et les zonations associées à l'altération hydrothermale.
- De proposer un modèle du type de système d'altération hydrothermale.
- D'établir les relations d'interdépendances entre l'édifice volcanique, l'altération hydrothermale et la déformation.
- D'intégrer les observations dans le modèle d'évolution tectonique de l'Abitibi.
- De développer des outils utiles à l'exploration minérale

1.3 MÉTHODOLOGIE

Afin d'arriver à ces objectifs, une approche multidisciplinaire qui consiste à utiliser la signature de la déformation en parallèle avec la volcanologie physique et la géochimie est envisagée. La distribution de la déformation de n'importe quel secteur est généralement hétérogène et l'hypothèse de travail est que l'intensité et la signature de la déformation sont le reflet de caractéristiques primaires. Nous proposons donc de tester, dans les secteurs les plus déformés, la corrélation entre la déformation et certains faciès volcaniques et la corrélation entre la déformation et l'intensité de l'altération hydrothermale.

Concrètement, cette étude fait appel à l'intégration de nouvelles données de terrains et de laboratoires qui couvrent plusieurs disciplines de la géologie. Une partie des données

des banques d'analyses géochimiques et d'analyses à la microsonde ainsi que l'information provenant de sections de forage de Falconbridge Limitée ont également été compilées afin d'intégrer les nouvelles informations dans un modèle régional.

1.3.1 Levé géologique

L'information de base indispensable pour cette étude repose sur la cartographie géologique de la région. Quinze feuillets à l'échelle de 1:5000 ont été couverts en partie ou en totalité lors des étés 1995, 1996 et 1997 (Fig. 2), ce qui représente plus de 654 affleurements visités (Cartes 2, 3, 4 en pochette). Une cartographie de détails aux échelles de 1:200 à 1:1000 a aussi été effectuée pour certains affleurements clés où les relations de recouplement et les faciès volcaniques étaient particulièrement bien exposés. Un total de 537 échantillons ont été prélevés pour analyses géochimiques et préparation de sections minces ou comme échantillons témoins de la lithologie ou de la minéralisation. Lors de ce levé géologique, l'emphase a été placée sur la volcanologie physique, la pétrographie (lithologie et altération) et la géologie structurale (éléments géométriques et évaluation qualitative de la déformation) dans le but de bien comprendre la géométrie et les relations d'interdépendances de ces différents éléments.

1.3.2 Étude pétrographique

L'étude pétrographique a été effectuée à deux échelles différentes. Dans un premier temps, la distinction des différentes lithologies a été réalisée à l'échelle macroscopique lors du levé géologique. Par la suite, ces distinctions lithologiques préliminaires ont été

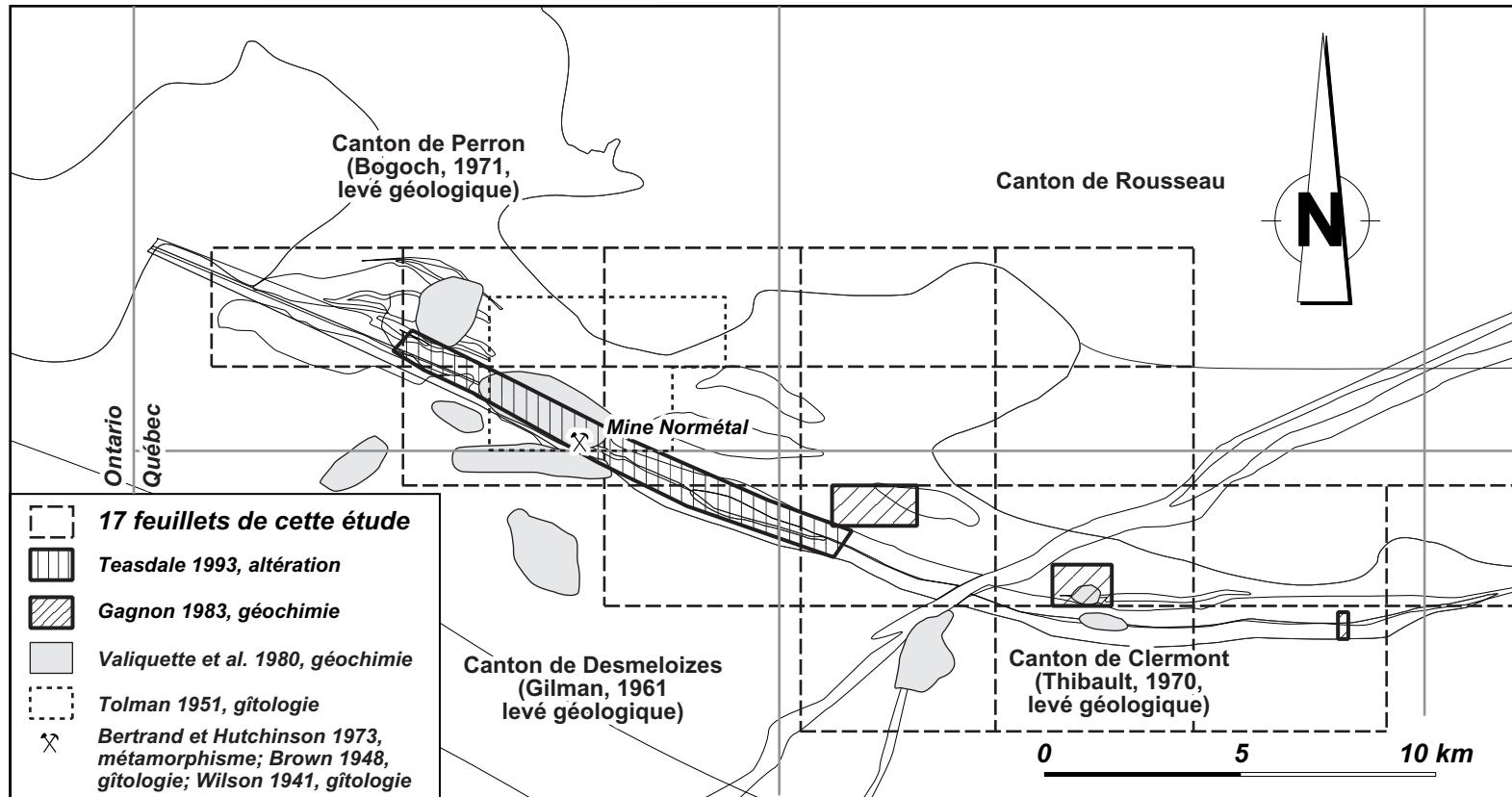


Figure 2. Carte de localisation du secteur étudié et des travaux antérieurs. Géologie tirée de Péloquin (1994).

confirmées et détaillées par l’observation de sections minces au microscope optique. Un total de 243 sections minces avec couvre objet ou polies ont été observées afin de décrire la minéralogie primaire, dont le contenu en phénocristaux des roches volcaniques et la minéralogie associée à l’altération. Le contenu en phénocristaux a notamment été très utile pour distinguer les coulées et établir les relations stratigraphiques entre les différentes roches volcaniques felsiques. Les volcanites felsiques ont été décrites en termes : 1) du type de phénocristaux qu’elles contiennent (quartz, feldspath), 2) du pourcentage de chaque type et 3) de la taille de chaque type.

Des échantillons de roches plutoniques ont également subi un traitement de coloration chimique au cobaltinitrite de potassium et à l’acide fluorhydrique dans le but de faire ressortir leur contenu en quartz, plagioclase et feldspath potassique.

1.3.3 Analyses géochimiques

1.3.3.1 Analyses par ICP-AES (inductively coupled plasma - atomic emission spectrometry)

Un total de 137 échantillons (109 roches volcaniques, 28 roches plutoniques) ont été analysés lors de cette étude pour les éléments majeurs et quelques éléments traces (Zr, Y, Cu, Zn, Ni, V) *par ICP-AES* en utilisant la technique de fusion au metaborate de lithium. Les analyses ont été effectuées au laboratoire *TSL Assayers Laboratories* (Mississauga, Ontario) pour le compte de Falconbridge Limité. Tous les éléments majeurs ont une limite de détection de 0,01 % excepté pour le K₂O et le P₂O₅ (0,02 %). Les éléments traces avec des limites de détection de 10 ppm (Zr), 2 ppm (Y) et 5 ppm (Cu, Zn, Ni, V) ont des seuils de détection similaires aux analyses standards effectuées par ICP-AES (Jenner, 1996). Les

analyses compilées de la base de données de Falconbridge Limité ont été analysées au même laboratoire par la même méthode.

1.3.3.2 Analyses par activation neutronique instrumentale (INAA)

Sur les 137 échantillons récoltés, 96 ont été choisis (77 roches volcaniques, 19 roches plutoniques) pour la détermination d'un plus grand spectre d'éléments traces (As, Ba, Co, Cr, Cs, Hf, Rb, Sc, Ta, Th, U, W) et la détermination des éléments du groupe des terres-rares par activation neutronique instrumentale (INAA) à l'Université du Québec à Chicoutimi. La méthode de Bédard et Barnes (1990), qui consiste à effectuer la collecte d'un seul spectre une semaine après l'irradiation des échantillons, a été employée pour ces analyses. Un temps de comptage de 10000 secondes a été effectué sur chaque échantillon et le spectre a été lu avec l'aide d'un détecteur à configuration coaxiale. Un standard maison (shale : SH-19) a été analysé lors de chaque routine d'analyse dans le but de contrôler la précision. Les résultats par cette méthode ont des erreurs de moins de 5 % par rapport aux valeurs acceptées pour le Sc, de moins de 10 % par rapport aux valeurs acceptées pour As, Ba, Hf, La, Rb, Sm, Ta, Th et Yb, de moins de 15 % par rapport aux valeurs acceptées pour Ce, Co, Cr, Cs, Eu, Nd, Ni, U, Zn et Zr et de 20% pour Lu (Bédard et Barnes, 1990).

1.3.4 Caractérisation et distribution de la déformation

Afin de caractériser la déformation enregistrée par le Complexe volcanique de Normétal, trois approches ont été utilisées : 1) levés de mesures structurales; 2) observations de

fabriques typiques de déformation coaxiale ou non coaxiale; 3) caractérisations qualitative et quantitative de l'anisotropie.

1.3.4.1 Mesures et observation de fabriques structurales

La prise de mesures d'éléments planaires et linéaires a été effectuée lors du levé géologique. L'analyse statistique de ces éléments a par la suite été réalisée par projections stéréographiques. La nature coaxiale ou non coaxiale de la déformation et le sens de mouvement interne des zones de déformation ont été décrit à partir de : 1) l'observation macroscopique de certains éléments (boudins, bandes de cisaillement, linéations, fabriques C/S, plis, veines) et 2) de l'observation des caractéristiques microstructurales (ombres de pressions des phénocristaux, porphyroblastes, etc.). Les sections minces orientées ont été préparées selon un plan perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation d'étirement (section XZ de l'ellipsoïde de déformation finie). Cette section XZ a aussi été comparée dans certains cas à une section perpendiculaire à la linéation d'étirement (section YZ de l'ellipsoïde de déformation finie).

1.3.4.2 Indice d'anisotropie de terrain (IAT) et indice d'anisotropie calculé (IAC)

Dans le but de caractériser l'anisotropie à l'échelle régionale et ainsi de circonscrire les couloirs de déformation et de définir les domaines structuraux, deux méthodes ont été utilisées. Dans un premier temps, une méthode rapide d'évaluation qualitative de l'intensité de l'anisotropie a été utilisée directement sur le terrain. On utilise pour cette évaluation, qui est un jugement relatif d'un affleurement à l'autre, une échelle de 0 à 5 qui

est appelée l'indice d'anisotropie de terrain (IAT). Ces différentes valeurs correspondent, pour des conditions de schiste vert, aux descriptions macroscopiques suivantes (Daigneault, 1995):

Indice	description macroscopique
0	Aucune déformation ductile: absence de fabrique structurale. Caractères primaires non perturbés.
1	Présence d'une faible fabrique observable d'un affleurement à l'autre. Par exemple, seulement observable dans les argilites ou les bordures de coussins chloritisées.
2	Fabrique pénétrante et orientation des objets géologiques dans cette fabrique. Les caractères primaires sont encore facilement reconnaissables et dominant.
3	Fabrique très pénétrante, mais caractères primaires encore observables. Les caractéristiques primaires et structurales ont à peu près la même intensité.
4	Zone de déformation modérée. Les caractéristiques structurales dominent les caractéristiques primaires qui sont difficilement reconnaissables.
5	Zone de déformation intense. Oblitération totale des caractéristiques primaires.

Dans le but d'étoffer cette méthode de terrain et d'éliminer le jugement relatif qui peut varier d'une personne à l'autre dans le cas de l'IAT, une caractérisation semi-quantitative de la déformation a également été effectuée en laboratoire. Cette méthode, qui sera décrite en détail au chapitre 3, permet de calculer à partir d'une section mince par un procédé de traitement d'image, une valeur qui est appelée l'indice d'anisotropie calculé (IAC).

1.3.5 Caractérisation des faciès volcaniques

À l'échelle régionale, particulièrement dans les secteurs les moins déformés, la cartographie des faciès volcaniques proximaux et distaux (de Rosen-Spence *et al.*, 1980; Cousineau et Dimroth, 1982; McPhie *et al.*, 1993; Gibson *et al.*, 1999) a servi à établir la

géométrie des coulées et les relations entre les différents produits volcaniques. La cartographie volcanique a été effectuée en terme de composition lithologique et de contenu en phénocristaux, de faciès volcaniques et de fermeture de lobes felsiques. Les faciès décrits pour les roches volcaniques mafiques incluent des coulées massives ou coussinées, des brèches, des tufs, des tufs à lapillis et des tufs à blocs (Cousineau et Dimroth, 1982; Gibson *et al.*, 1999). Les faciès des volcanites felsiques incluent des morphologies de coulées massives, de coulées lobées et bréchiques, des colonnades, des tufs, des tufs laminés, des tufs à lapillis et des tufs à blocs (de Rosen-Spence *et al.*, 1980; McPhie *et al.*, 1993). Sept affleurements clés où les relations stratigraphiques et les relations de recoulements importantes purent être observées ont fait l'objet d'une cartographie de détail (échelle 1:200 à 1:1000).

1.3.6 Distribution des zones d'altération hydrothermale

Afin de définir la distribution et l'intensité de l'altération hydrothermale présente dans le CVN, trois approches ont été utilisées : 1) la définition des assemblages minéralogiques reliés à l'altération hydrothermale; 2) le calcul de changement de masse appliqué aux échantillons de cette étude et à la banque de données lithogéochimiques de Falconbridge Limitée; 3) l'analyse à la microsonde des minéraux indicateurs d'altération hydrothermale afin de définir les zonations chimiques de ces minéraux à l'intérieur des zones d'altération à l'échelle régionale .

1.3.6.1 Assemblages minéralogiques d'altération

La présence des minéraux indicateurs d'altération comme le carbonate, la chlorite, le chloritoïde et la séricite a été notée lors du levé géologique. Ces observations ont par la suite été confirmées lors de l'observation de lames minces afin de définir les assemblages minéralogiques d'altération à l'échelle régionale.

1.3.6.2 Calcul de changement de masse

Le calcul de changement de masse pour les éléments majeurs a été effectué avec la méthode des précurseurs multiples de Barrett et MacLean (1994) et de MacLean (1990) sur plus de 2640 échantillons qui proviennent de cette étude et de la banque de données de Falconbridge Limitée. Le profil de fractionnement a été construit à partir du contenu en Al_2O_3 et Zr de 8 échantillons choisis qui ont des compositions qui varient d'andésite basaltique à rhyolite et qui sont considérés comme étant les moins altérés. Il est à noter que le Zr peut être utilisé car il ne devient pas compatible pour la suite de fractionnement des roches de Normétal.

Par la suite, avec l'aide du logiciel *Vertical Mapper 2.1*, les valeurs de changement de masse calculées ont été maillées par interpolation en utilisant la méthode de l'inverse de la distance. La méthode de l'inverse de la distance a été choisi dans le but de faire ressortir les tendances générales à l'échelle régionale. Cette grille de valeurs construite à partir de fichiers de données ponctuelles a permis de produire des cartes d'isocontours pour le changement de masse des différents éléments majeurs et le changement de masse total.

1.3.6.3 Analyses à la microsonde

Les analyses à la microsonde électronique pour le carbonate, la chlorite et le chloritoïde ont été effectuées sur 109 échantillons prélevés sur un secteur de 30 par 5 km de la région de Normétal. Quatre lectures ont été effectuées sur chaque minéral analysé. La lecture la plus représentative des quatre a été retenue pour le traitement subséquent des résultats. La faible quantité d'affleurement de la partie centrale de la région de Normétal a été compensée par la compilation de données d'analyses à la microsonde provenant de trous de forage des travaux de Teasdale (1993) et L'Heureux (données non publiées). La représentation spatiale et l'analyse des résultats ont été effectuées avec le logiciel de cartographie *MapInfo Professional 5.0* (MapInfo Corporation) et le logiciel de modélisation et représentation de contours *Vertical Mapper 2.1* (Northwood Geoscience ltd.).

Les analyses ont été effectuées avec une microsonde électronique JEOL 8900L à l'Université McGill de Montréal. Les analyses de spectrométrie quantitative (WDS) ont été effectuées sous un voltage d'accélération de 15 kV et un diamètre de faisceau de 5 microns pour la chlorite et le chloritoïde et de 10 microns pour le carbonate. Des silicates et des oxydes naturels ont été utilisés comme étalons. Les formules structurales des minéraux ont été calculées en utilisant la méthode de Deer *et al.* (1967) sur la base de 6 oxygènes pour le carbonate, de 28 oxygènes pour la chlorite et de 12 oxygènes pour le chloritoïde.

1.4 CADRES GÉOLOGIQUES RÉGIONAL ET LOCAL DE LA ZONE D'ÉTUDE

Dans cette section, les connaissances antérieures à cette étude et le contexte géologique de la région de Normétal sont décrits afin de situer le niveau des connaissances existantes pour ce secteur.

1.4.1 Zone volcanique Nord de la Sous-province de l'Abitibi

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi qui couvre une superficie de 300 par 700 km est la séquence supracrustale archéenne cohérente la plus importante au monde (Fig. 1). L'importance économique de l'Abitibi au niveau géologique est inhérente à deux principaux types de minéralisation : 1) les gisements d'or de différentes typologies et 2) les gisements de sulfures massifs volcanogènes auxquels sont associés des centres volcaniques importants (Franklin *et al.*, 1981; Chartrand et Cattalani, 1990).

Chown *et al.* (1992) ont redéfini les divisions proposées par Dimroth *et al.* (1982) et Ludden *et al.* (1986) selon lesquelles l'Abitibi est divisée en deux zones volcaniques : la Zone volcanique Nord (ZVN) et la Zone Volcanique Sud (ZVS) (Fig. 1). La redéfinition des divisions est basée principalement sur les travaux de déterminations d'âge par U-Pb (Mortensen, 1993a, b), les relations stratigraphiques et structurales (Daigneault et Archambault, 1990), les signatures géochimiques (Ludden *et al.*, 1984; Picard et Piboule, 1986a, b) et l'analyse de bassins sédimentaires (Mueller et Donaldson, 1992). La ZVS contient le cycle volcanique le plus jeune (2705-2698 Ma) alors que la ZVN est caractérisée par deux cycles volcaniques soit, le cycle volcanique 1 qui couvre l'intervalle de 2730 à 2720 Ma et le cycle volcanique 2 qui couvre l'intervalle de 2720 à 2705 Ma (Dostal et

Mueller, 1997). Le cycle volcanique 1 est dominé par du volcanisme monotone de plaines de basalte sur lesquelles se sont développés des petits centres volcaniques isolés de composition mafique/felsique ou felsique. Ceux-ci définissent collectivement un arc volcanique primitif et diffus. Le cycle volcanique 2 est représentatif de volcanisme d'arc mature et de son démembrément.

Mueller *et al.* (1996) proposent également de diviser chronologiquement l'Abitibi en quatre stades d'évolution tectonique : 1) formation et construction de l'arc (volcanisme et sédimentation, 2730-2698 Ma); 2) collision arc-arc (raccourcissement N-S et sédimentation, 2696-2690 Ma); 3) fragmentation de l'arc (failles de coulissage et bassin de transtension, 2689-2670 Ma) et 4) exhumation de l'arc (cratonisation et extension, 2660-2640 Ma). Le complexe de Normétal ($2727,7 +2,6/-2,1$ Ma, Mortensen, 1993a) est un représentant de la période de construction et de formation de l'arc et est un des centres mafiques/felsiques du cycle volcanique 1 de la ZVN le moins connu.

La ZVN constitue un très grand secteur où l'on retrouve plusieurs gisements de sulfures massifs volcanogènes isolés les uns des autres comme ceux de Joutel, Selbaie, Matagami, Quévillon, Chibougamau (Chartrand et Cattalani, 1990), Kidd Creek (Hannington *et al.* 1999) et Potter (Gibson et Gamble 2000). La mine Normétal est le gisement de SMV économiquement viable qui se trouve le plus au sud de la ZVN du côté québécois (Fig. 1).

1.4.2 Cadre géologique local

La géologie de la région de Normétal a surtout été caractérisée par des études portant sur la lithogéochimie et l'altération hydrothermale alors que les travaux touchant la gîtologie,

la géologie structurale et l'analyse des éléments des terres-rares sont limités et ceux abordant la volcanologie physique sont inexistant. Les secteurs d'études des travaux antérieurs significatifs qui ont été effectués à Normétal sont reportés sur la figure 2.

Le contexte géologique de la séquence de Normétal a d'abord été décrit par les travaux de levés géologiques généraux effectués par les gouvernements fédéral (Mawdsley, 1930) et provincial (Tolman, 1951; Gilman, 1961; Bogoch, 1971; Thibault, 1970; Fig. 2). La connaissance plus approfondie de la stratigraphie interne de la séquence de Normétal a été livrée par les travaux parallèles de plusieurs compagnies d'exploration minérale qui se sont relayées dans le secteur depuis 1925. Les travaux les plus récents sont ceux de Ressources Minières Coleraine inc. (active depuis 1997), Falconbridge Limitée (1994 à 1997), Cominco Limité (1990 à 1992) et Soquem (fin des années 80).

Aucune stratigraphie formelle n'a été définie dans la région étudiée, néanmoins le secteur a été divisé en plusieurs domaines lithostratigraphiques. À l'échelle de l'Abitibi, la séquence de Normétal fait partie du complexe de Joutel-Normétal (Goodwin et Ridler, 1970). À une échelle plus locale, les roches felsiques de Normétal ont été incluses dans le domaine lithostratigraphique de Normétal-Ligneris alors que les roches mafiques, au nord et au sud de celles-ci, sont comprises dans les domaines lithostratigraphiques de Normétal Nord et Normétal Sud (Lacroix et Sawyer, 1995).

La séquence de Normétal est caractérisée par des strates orientées de SE-NO à E-O qui possèdent un pendage abrupt vers le N-NE et une polarité régionale inverse vers le S-SW (Fig. 3; Tessier, 1991; Péloquin, 1994). La base de la séquence est composée de roches volcaniques mafiques qui sont surmontées par une alternance felsique/mafique, où

dominent largement les roches felsiques massives ou fragmentaires (Tessier, 1991; Péloquin, 1994). Un horizon marqueur composé de roches sédimentaires surmonte l’alternance de roches volcaniques mafiques/felsiques (Tessier, 1991; Péloquin, 1994). Le sommet de l’empilement est caractérisé par un horizon de roches fragmentaires felsiques et intermédiaires (tuf, tuf à lapillis et tuf à blocs) qui est interstratifié avec des coulées felsiques et mafiques. Ce dernier horizon, qui est continu sur l’ensemble de la région, forme la « séquence de la mine » (Fig. 3; Tessier, 1991; Péloquin, 1994). L’encaissant de l’ancien gisement de Normétal est un horizon particulier de la séquence de la mine qui est composé de roches fragmentaires à séricite-ankérite-chloritoïde (Teasdale, 1993) qui est appelé « l’horizon de la mine » (Péloquin, 1994) ou le « schiste de Normétal » (Tolman, 1951).

L’étude géochimique de Teasdale (1993), qui couvre la partie centrale de la séquence de Normétal, montre que les roches volcaniques possèdent des compositions d’andésite à rhyolite sur un diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Winchester et Floyd, 1977). Les mêmes données tombent dans le champ sub-alcalin du diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ et montrent un chevauchement des champs tholéïitique et calco-alcalin du diagramme AFM, suggérant une affinité géochimique transitionnelle (Teasdale, 1993). Les seuls résultats d’analyses disponibles pour les éléments du groupe des terres-rares à Normétal montrent que cette séquence est classifiée dans un groupe de roches volcaniques bimodales ayant des compositions de basalte, andésite basaltique et rhyolite riche en silice (groupe I de Barrie *et al.*, 1993).

Tessier (1991), Teasdale (1993) et Péloquin (1994) décrivent pour l'ensemble des lithologies et plus particulièrement pour la séquence de la mine, la présence de minéraux indicateurs d'altération comme le quartz, le carbonate, la séricite et le chloritoïde qui sont disposés sur l'ensemble de la région de façon stratiforme. La présence de kyanite, de pyrophyllite, de grenat et de staurotide est également rapportée près des minéralisations en sulfures (Brown, 1948; Tolman, 1951; Bertrand et Hutchinson, 1973). L'altération qui varie de moyenne à très intense est caractérisée par une séricitisation, une carbonatation ou une altération potassique (Valiquette *et al.*, 1980; Gagnon, 1983; Teasdale, 1993). Des gains en FeO, MnO, SiO₂ et K₂O couplés à des pertes en Na₂O et CaO sont les meilleurs indicateurs de minéralisation (Teasdale, 1993). Teasdale (1993) propose que la géométrie concordante de l'altération et la présence de carbonate de fer et de chloritoïde suggèrent une altération reliée aux gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) archéens à Cu-Zn de type Mattabi tel que défini par Morton et Franklin (1987).

La majorité des roches étudiées présente des conditions de métamorphisme au faciès des schistes verts à l'exception des roches à proximité des plutons de Patten et Rousseau où les conditions atteignent le faciès des amphibolites (Bogoch, 1971). La disparition graduelle de la calcite et de la chlorite au profit de l'hornblende ainsi que le changement de composition du plagioclase à une profondeur d'environ 4000 pieds dans la Mine Normétal ont également été considérés comme le passage du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites (Bertrand et Hutchinson, 1973).

La région de Normétal est traversée par une zone de déformation majeure qui est située au sein de la séquence de la mine au sommet de l'empilement felsique (Péloquin, 1994;

Daigneault, 1995). La zone de déformation de Normétal fait partie des failles régionales majeures d'orientation E-O de l'Abitibi (Daigneault et Archambault, 1990). Cette zone de déformation d'une épaisseur de 1-2 km est caractérisée par une foliation mylonitique et des linéations d'éirement sub-verticales développées lors d'un épisode de raccourcissement N-S (Daigneault, 1995). Un épisode subséquent de cisaillement dextre est également observé dans cette zone (Daigneault, 1995). La schistosité du secteur d'étude possède une orientation qui varie de 280-300 et un pendage abrupt de 70-90 vers le NE (Péloquin, 1994).

Deux datations de rhyolite et trois datations de pluton felsique ont été effectuées dans la région de Normétal (Fig. 3). Une rhyolite à quartz porphyrique provenant d'un affleurement à proximité de l'ancienne mine Normétal a révélé un âge de $2727,7 + 2,6 / 2,1$ Ma (Mortensen, 1993b). Cet âge est considéré comme étant celui des roches hôtes de la minéralisation. Plus à l'ouest et au sud de la zone de déformation de Normétal, la rhyolite sodique de Beaupré a été datées à $2722 +/- 3$ Ma (Zhang *et al.*, 1993).

Les roches plutoniques datées proviennent du pluton de Rousseau qui est situé au NE de Normétal ($2703 +/- 2$ Ma, Davis *et al.*, 2000), de la partie tonalitique du pluton de Val-Saint-Gilles ($2716 +/- 3$ Ma, Vaillancourt and Machado, 1995) et d'une tonalite située au nord de Normétal ($2710 +/- 2$ Ma, Zhang *et al.*, 1993).

1.4.3 La Mine Normétal, le gisement de Normetmar et les autres minéralisations

Malgré une exploitation qui a durée plus de cinquante ans, les études gîtologiques de la Mine Normétal (Brown, 1948; Tolman, 1951; Bertrand et Hutchinson, 1973) sont peu

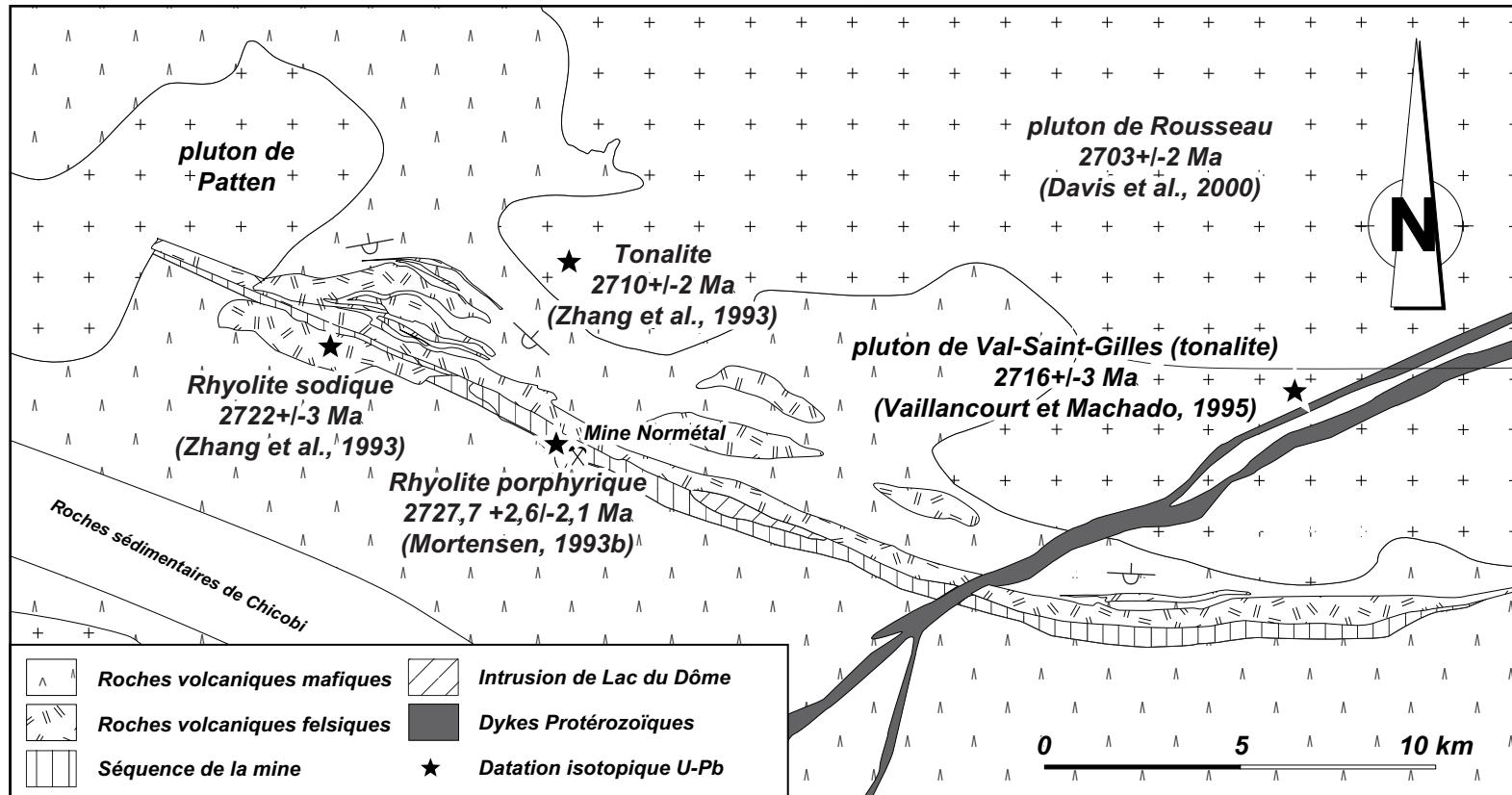


Figure 3. Carte géologique et de localisation des datations isotopiques U-Pb de la séquence de Normétal. Géologie tirée de Péloquin (1994). La partie nord de la séquence de Normétal est caractérisée par un empilement volcanique homoclinal à polarité vers le sud ou le sud-ouest. L'échantillon du pluton de Rousseau provient d'un site situé à une dizaine de kilomètres au nord du secteur étudié (Davis et al., 2000).

nombreuses et la compréhension des caractéristiques de ce gisement demeure fragmentaire. La Mine Normétal qui a été développée jusqu'à une profondeur de 2,7 km fut exploitée de 1926 à 1929, de 1931 à 1933 puis de façon continue de 1937 à 1975. Plus de 10,1 Mt de minerais (près de 18 Mt avec les zones de pyrite stérile) à 2,15% Cu, 5,12% Zn, 0,549 g/t Au et 45,25 g/t Ag furent extraites de ce gisement (Teasdale 1993). Ceci fait de la Mine Normétal une des plus importantes de la Zone volcanique Nord de l'Abitibi. Au total, plus de 240 000 tonnes de cuivre, 570 000 tonnes de zinc, 14,7 millions d'onces d'argent, 120 000 onces d'or et 666 838 tonnes de concentré de pyrite ont été soutirées de la Mine Normétal (MRN, 1976).

Le gisement de Normétal est situé à la base de la séquence de la mine près du contact avec les roches sédimentaires sous-jacentes. La minéralogie du minerai est composée en ordre décroissant de pyrite, sphalérite, chalcopyrite et pyrrhotite, alors que la galène, la magnétite et l'arsénopyrite ont été observées localement et que la tétrahédrite est rare (Wilson, 1941; Brown, 1948; Bertrand and Hutchinson, 1973). La chalcosite et la bornite ont également été documentées (Brown, 1948). La lentille de sulfures massifs est fortement étirée dans le sens du pendage parallèlement aux linéations d'étirement, mais la zonation métallique verticale du gisement est préservée. Cette zonation, de la base (nord) au sommet (sud), est caractérisée par un griffon à chalcopyrite-chlorite de puissance métrique, un horizon de minerai massif à pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite, un minerai laminé à sphalérite-pyrite et un minerai de pyrite massive (Bertrand and Hutchinson, 1973). On retrouve immédiatement sous ces niveaux de sulfures, un horizon altéré à chlorite-

magnétite d'une puissance de 3-6 m (Tessier, 1991). Le même horizon en profondeur est caractérisé par la présence de grenat.

L'autre lentille de sulfures massifs importante, le gisement de Normetmar, est localisée à environ 1 km au nord-ouest de la mine Normétal. Le gisement de Normetmar est encaissé dans un tuf à lapillis et un tuf à blocs de composition andésitique près du sommet de la séquence de la mine (Fig. 4). Les roches fragmentaires contiennent des fragments de chert noir, d'andésite, de rhyolite et de formations de fer laminées (Tessier, 1991). Environ 40 000 tonnes de minerais à 9% Zn ont été produits en 1990 (Tessier, 1991).

Les autres minéralisations significatives en métaux de bases de la séquence de Normétal sont les indices Jackmar, Aubé, Lac Poison Ouest, 2-6 W, Grande Plaine et 1450W (Fig. 4). L'indice Jackmar est caractérisé par de la sphalerite et un peu de chalcopyrite disséminée dans une brèche autoclastique de rhyolite qui est fortement altérée en chloritoïde, sericite et chlorite (Tessier, 1991). L'indice Aubé est constitué majoritairement de pyrite et sphalerite colloformes et en quantité moindre de galène et de chalcopyrite disséminées. La minéralisation est encaissée dans des tufs et tufs à lapillis intermédiaires à felsiques fortement altérés (Lessard, 1995). L'indice Lac Poison Ouest est caractérisé par un horizon de sulfures massifs métrique constitué essentiellement de pyrite qui est encaissé dans une rhyolite à phénocristaux de quart et feldspath et des argilites. L'indice Grande Plaine est caractérisé par un assemblage de pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite qui forme une imprégnation entre les coussins andésitiques des roches mafiques de la base de la séquence. L'indice 1450W est situé dans la bordure sud du pluton de Val-Saint-Gilles et est caractérisé par une minéralisation en chalcopyrite disséminée à semi-massive qui forme une texture de

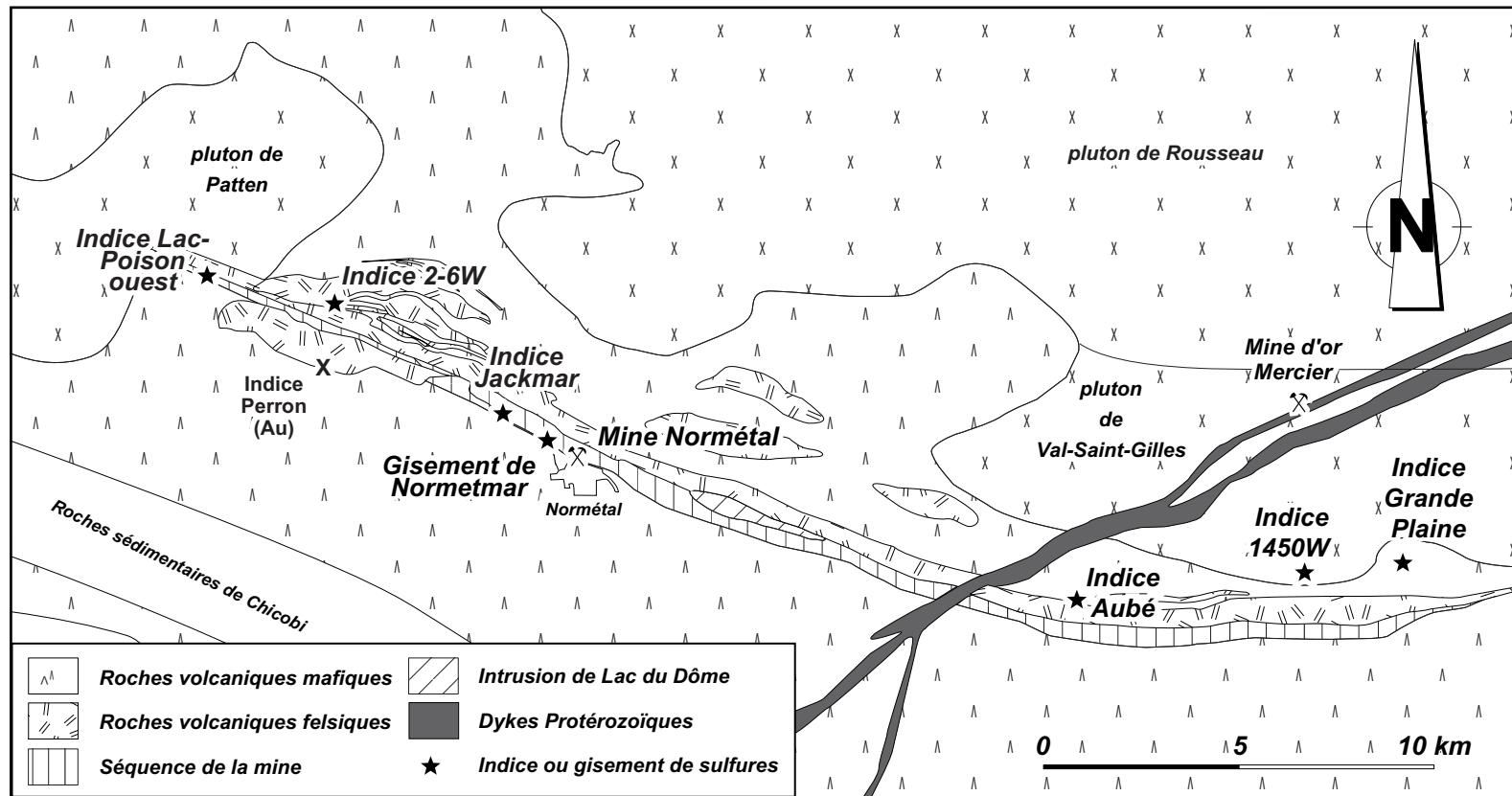


Figure 4. Carte de localisation des minéralisations significatives qui contiennent des sulfures. Géologie tirée de Péloquin (1994).

stockwerk dans la tonalite. De la molybdénite a également été observée. Ces caractéristiques suggèrent une minéralisation d'affinité magmatique (porphyrique).

Enfin, soulignons la présence de minéralisations en or dans le pluton de Val-Saint-Gilles (Mine Mercier) et au contact entre la rhyolite et les andésites de la partie ouest de la région étudiée (Propriété Perron, Ressources Minières Coleraine inc.).

CHAPITRE 2

STRATIGRAPHIE ET ROCHES PLUTONIQUES

Jusqu'à maintenant, les roches volcaniques du secteur ont été incluses soient dans le complexe de Joutel-Normétal (Goodwin et Ridler, 1970), dans le Groupe de Gale (Latulippe, 1976) ou dans le domaine lithostratigraphique de Normétal-Ligneris (Lacroix et Sawyer, 1995). Cette confusion dans les termes utilisés découle de l'absence d'unités stratigraphiques formelles.

Il est difficile de définir formellement des unités stratigraphiques pour les roches volcaniques archéennes selon les critères du code stratigraphique nord-américain (NACSN, 1986). Par exemple, la continuité latérale souvent peu développée des unités volcaniques ainsi que les intrusions volcaniques près de la surface qui accompagnent les coulées rendent difficile l'application du principe de superposition dans ces séquences. Ainsi, la plupart des unités stratigraphiques reconnues en Abitibi ont acquis le niveau d'unités formelles par l'usage historique des termes stratigraphiques. Par exemple, l'origine du terme « Groupe de Blake River » remonte aux travaux de Gunning (1941) le long de la rivière Blake près du village de Cadillac. Dans ce travail, Gunning a introduit le terme de façon informelle à partir du terme «roches volcaniques de Blake River» qu'il avait lui-même introduit auparavant (Gunning, 1937). L'usage persistant de Groupe de Blake River a par la suite conduit à reconnaître le terme comme une unité formelle.

Ainsi, nous pensons que les descriptions dans cette thèse des roches volcaniques du secteur de Normétal sont suffisamment complètes pour introduire de façon formelle la Formation de Normétal. De plus, les descriptions de la Formation de Normétal présentées dans ce travail dépassent largement celles disponibles pour d'autres unités en Abitibi qui sont déjà connues comme unités formelles (e.g. Groupe d'Amos, Groupe de Chicobi).

Par conséquent, les roches volcaniques et l'horizon sédimentaire interstratifié dans l'empilement volcanique sont inclus dans la Formation de Normétal qui est divisée en trois membres informels. Au sens plus large, le Complexe volcanique de Normétal (CVN) regroupe à la fois les roches volcano-sédimentaires de la Formation de Normétal et les roches plutoniques qui leur sont génétiquement associées (plutons de Normétal et de Val-Saint-Gilles). Les roches volcaniques étudiées sont donc décrites dans cette section à l'intérieur d'un cadre stratigraphique formel.

À l'échelle régionale, la région étudiée est divisée en quatre blocs lithostratigraphiques qui sont : 1) le bloc de Normétal Nord qui inclut les basaltes et formations de fer du Groupe de Gale (Latulippe, 1976) et les plutons de Rousseau et Patten; 2) le Complexe volcanique de Normétal qui inclut la Formation de Normétal et les plutons de Normétal et Val-Saint-Gilles; 3) le bloc de Normétal Sud qui est composé de basaltes, andésites, gabbros, formations de fer et localement de rhyolite (Péloquin, 1994); 4) le bloc de Beaupré qui est composé de basaltes et de rhyolites (Fig. 5 et carte 1 en pochette).

Les blocs de Normétal Nord et de Normétal Sud (blocs 1 et 3) correspondent aux domaines de Normétal Nord et Normétal Sud de Lacroix et Sawyer (1995). Le Complexe volcanique de Normétal (bloc 2) correspond au domaine de Normétal-Ligneris de la même

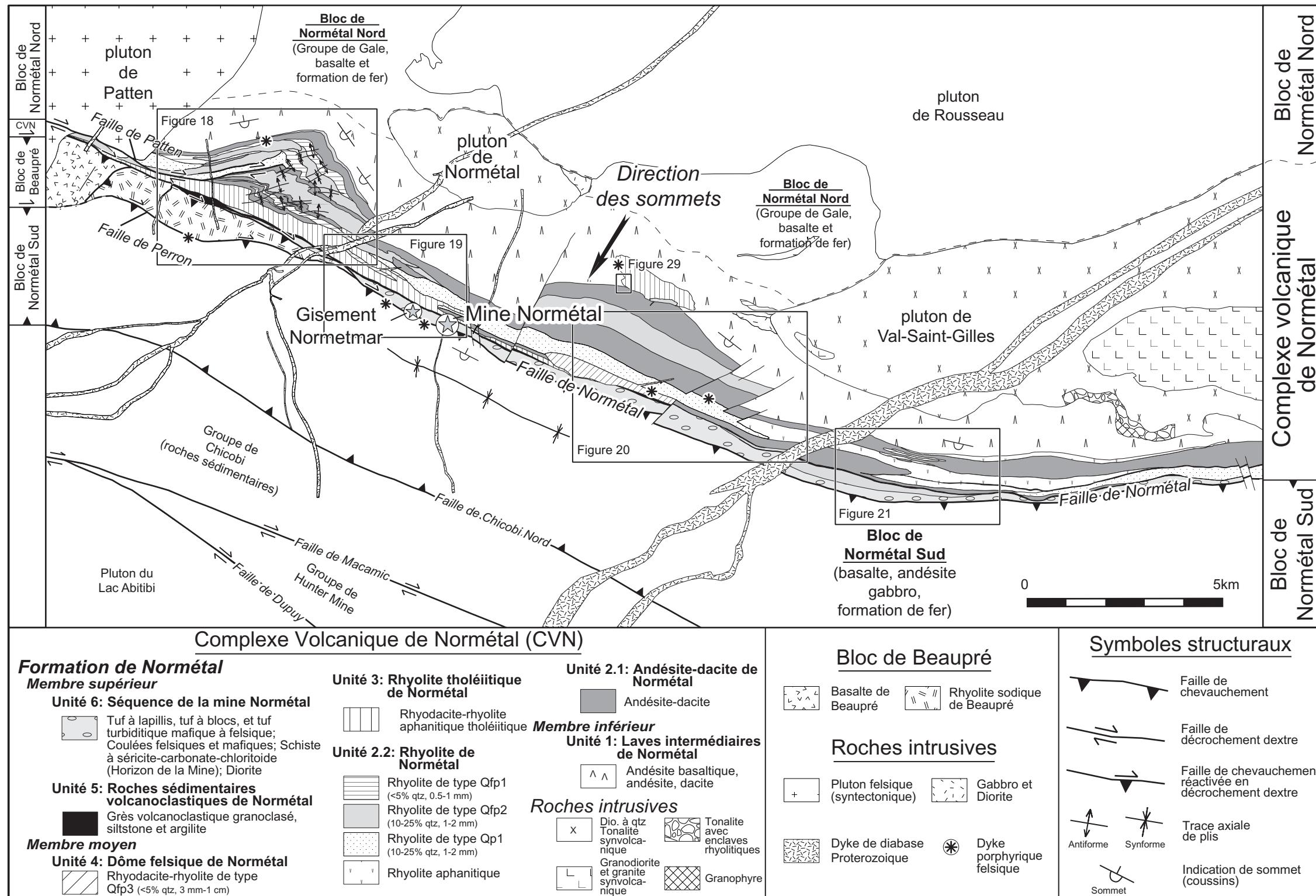


Figure 5. Carte géologique du Complexe volcanique de Normétal. La région est divisée en quatre blocs lithostratigraphiques; le bloc de Normétal Nord (Groupe de Gale, plutons de Rousseau et de Patten), le Complexe Volcanique de Normétal (incluant les plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal), le bloc de Normétal Sud (basalte, andésite, gabbro, formation de fer) et le bloc de Beaupré (basalte et rhyolite sodique). Seules les unités étudiées possèdent un motif lithologique pour les identifier.

étude, alors que le bloc de Beaupré (bloc 4) est un nouveau bloc lithostratigraphique. Dans cette étude, le terme bloc est utilisé de préférence au terme domaine pour décrire les assemblages lithostratigraphiques puisque le terme domaine est réservé à la description de domaines structuraux.

Le contact entre le bloc de Normétal Nord et le Complexe volcanique de Normétal est soit paraconcordant (avec le Groupe de Gale) ou intrusif (plutons de Patten et Rousseau; Fig. 5 et carte 1 en pochette). Au contraire, le contact entre le Complexe volcanique de Normétal et les blocs de Normétal Sud et Beaupré est marqué par la faille de Normétal. Le contact entre les blocs de Normétal Sud et Beaupré est marqué par la faille de Perron.

Seule la Formation de Normétal a été étudiée en détail dans le cadre de cette étude. Toutefois, certains secteurs du bloc de Beaupré, des blocs de Normétal Nord et Normétal Sud et certains plutons ont également été étudiés de façon incomplète afin de mieux situer le contexte géologique local (voir les affleurements visités sur les cartes 2, 3, 4 en pochette).

2.1 STRATIGRAPHIE DE LA FORMATION DE NORMÉTAL

La Formation de Normétal est composée d'un empilement homoclinal de roches volcaniques et sédimentaires dont l'orientation varie de NO-SE à E-O. Les strates possèdent un fort pendage vers le NE ou le nord et la polarité est inverse vers le SO ou le sud. L'épaisseur de la séquence, qui s'étend latéralement sur plus de 35 km, varie de 1,5 à 4 km (Fig. 5 et carte 1 en pochette). La quantité et la qualité adéquates d'affleurement, notamment dans la partie ouest de la région étudiée, ainsi que l'influence limitée de la

déformation à l'extérieur des couloirs de failles régionales ont permis de bien documenter l'épaisseur et la géométrie des différentes unités. La Formation de Normétal est subdivisée en un membre inférieur, un membre moyen et un membre supérieur selon des critères stratigraphiques, pétrographiques et géochimiques. Chacun de ces membres est subdivisé à son tour en unités lithologiques (Fig. 6).

2.1.1 Le membre inférieur de la Formation de Normétal

En volume, le membre inférieur de la Formation de Normétal représente environ 50 % des roches de cette formation. Le membre inférieur est constitué d'une seule unité lithostratigraphique informelle qui contient seulement des laves intermédiaires (unité 1, laves intermédiaires de Normétal). Cette unité, qui forme la base du complexe volcanique, s'étend latéralement sur plus de 35 km et possède une puissance interprétée qui varie de 1 à 2 km (carte 1 et colonnes stratigraphiques en pochette). Les coussins observés dans cette unité, qui sont les principaux indicateurs de sommet du CVN, montrent tous une polarité vers le sud ou le SO (Fig. 5).

L'unité 1 est constituée de laves et de produits autoclastiques de compositions d'andésite basaltique, d'andésite, et de façon moindre de dacite. Ces différentes compositions de roche ne sont pas distinguables en affleurement et pour cette raison aucun contact entre l'andésite basaltique, l'andésite et la dacite n'a été défini à l'intérieur de cette unité. Cependant la géochimie et l'observation de section minces permettent de distinguer les trois compositions.

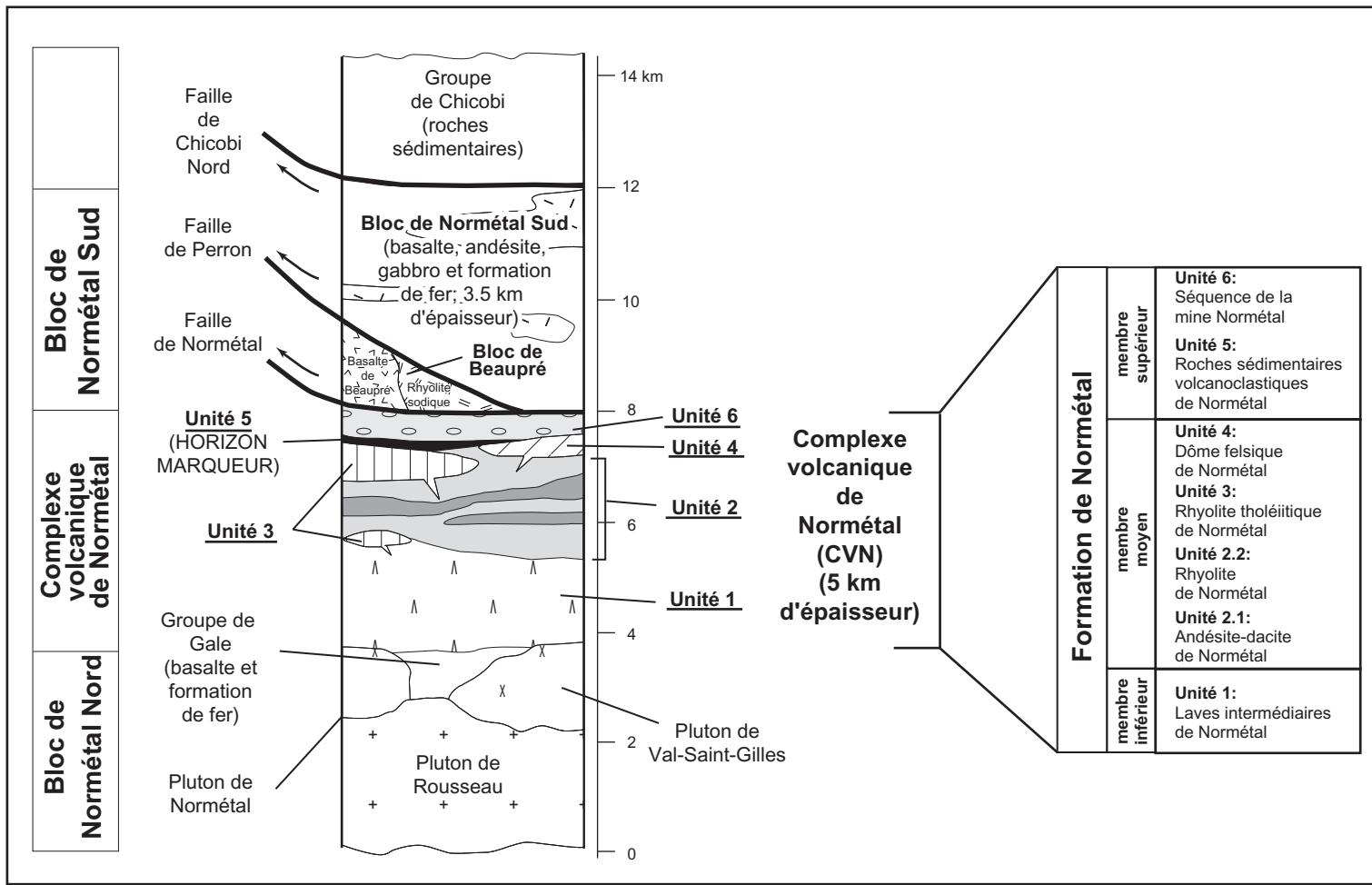


Figure 6. Colonne stratigraphique schématique du Complexe volcanique de Normétal (CVN) et des unités adjacentes. Voir la figure 5 pour la légende lithologique.

L'andésite basaltique et l'andésite sont caractérisées par des coulées massives, coussinées et des brèches de coussin. Ces laves sont l'encaissant de l'indice Grande Plaine qui est localisé dans l'extrême sud du complexe volcanique (Fig. 4). Les coulées d'andésite sont localement porphyriques avec jusqu'à 3 % de feldspath blanc de 1 mm et peuvent contenir de 10 à 30 % d'amygdales de 0,3 à 2 cm de diamètre. La dacite est aphyrique et caractérisée par un faciès massif. En affleurement, la couleur de toutes les lithologies varie de vert pâle à vert foncé.

En section mince, l'andésite basaltique (52-57 % SiO₂), qui est la lithologie la plus mafique du complexe volcanique, est caractérisée par une mésostase de plagioclase + amphibole + chlorite + epidote + leucoxène + quartz qui peut localement inclure du carbonate, de la biotite et des minéraux opaques (Annexe 1). La présence d'épidote et de leucoxène, jumelée à l'absence de phénocristaux de feldspath, distingue l'andésite basaltique de l'andésite. L'andésite basaltique contient une proportion importante de chlorite qui est remplacée partiellement ou en totalité par de l'amphibole dans les secteurs métasomatisés (actinote) ou de grade métamorphique plus élevé (hornblende). Des textures variolaire, intersertale, amygdalaire et microlithique ont été observées dans l'andésite basaltique.

L'andésite possède une mésostase de feldspath + chlorite + quartz + epidote et peut aussi contenir de 5 à 10 % de phénocristaux de feldspath de 0,5 à 1 mm de diamètre, de la biotite, de l'amphibole, du leucoxène et des minéraux opaques (Annexe 1). La proportion moins importante de chlorite ou d'amphibole et la présence de phénocristaux de feldspath

distinguent l'andésite de l'andésite basaltique. Des textures microlitique et amygdalaire sont observées pour l'andésite.

La composition plus felsique de la dacite est reflétée par une mésostase constituée de feldspath + chlorite + carbonate + quartz + séricite. La dacite se distingue de l'andésite basaltique et de l'andésite par l'absence d'amphibole, d'épidote, de leucoxène et par la présence systématique de phénocristaux de feldspath (<5 %, 0,2-1 mm) et de séricite en sections minces.

2.1.2 Le membre moyen de la Formation de Normétal

Le membre moyen de la Formation de Normétal est caractérisé par un empilement de laves, filons-couche et dykes intermédiaires (andésite-dacite) et felsiques (rhyodacite-rhyolite) qui définissent des séquences stratigraphiques différentes dans chaque portion du complexe volcanique (carte 1 et colonnes stratigraphiques en pochette). La puissance du membre moyen varie de 3 km dans le secteur ouest à 1,5-2,5 km dans la portion centrale, à 1,5 km dans le secteur est. Le membre moyen est divisé en quatre unités lithologiques informelles. Les deux premières unités, l'andésite-dacite de Normétal (unité 2.1) et la rhyolite de Normétal (unité 2.2) sont interstratifiées et portent donc les noms d'unités 2.1 et 2.2 puisqu'aucune n'est plus jeune que l'autre. Les deux autres unités, la rhyolite tholéïtique de Normétal (unité 3) et le dôme felsique de Normétal (unité 4) sont stratigraphiquement plus jeunes que les deux premières (Fig. 6 et carte 1 en pochette).

2.1.2.1 Unité 2.1: L'andésite-dacite de Normétal

L'andésite-dacite de Normétal affleure sur l'ensemble du complexe volcanique et forme des horizons discontinus de 50 à 650 mètres de puissance qui s'étendent latéralement sur une distance de 350 mètres à plus de 15 km (carte 1 en pochette). En affleurement, la roche est verte (andésite) à vert grisâtre (dacite) et présente des faciès massif, coussiné, de brèche de coussin ou de tuf à lapillis. L'andésite et la dacite sont regroupées dans la même unité parce qu'elles forment une suite géochimique et qu'elles sont difficilement distinguables en affleurement.

En section mince, l'andésite et la dacite ont la même mésostase, qui est constituée d'un assemblage de feldspath + quartz + séricite + carbonate + chlorite. Seules les proportions différentes de ces minéraux varient de l'andésite à la dacite (Annexe 1). La présence systématique de microphénocristaux de feldspath (< 5%, 0,2-1 mm) dans la dacite est également une caractéristique qui distingue les deux lithologies. Ces roches contiennent aussi localement de la biotite, de l'épidote, du chloritoïde et des minéraux opaques. L'andésite est caractérisée par des textures microlitique, amygdalaire et porphyrique alors que la dacite possède des textures trachytique, amygdalaire, microlitique, microporphyrque et hyaloclastique. Le contenu important en séricite et carbonate et l'absence systématique de leucoxène et d'épidote différencient l'andésite de cette unité de l'andésite basaltique et de l'andésite de l'unité de laves intermédiaires de Normétal (unité 1) décrites précédemment (Annexe 1).

2.1.2.2 Unité 2.2: *La rhyolite de Normétal*

La rhyolite de Normétal est constituée de laves, de volcanoclastites et d'intrusions hypovolcaniques rhyolitiques et localement rhyodacitiques qui forment des horizons de 30 à 640 mètres de puissance qui peuvent s'étendre latéralement sur plus de 10 km. En affleurement, la roche est grise, gris beige ou gris verdâtre et contient souvent des phénocristaux de quartz et localement de feldspath. Les phénocristaux de feldspath sont généralement visibles seulement sur certaines surfaces d'altération ou au microscope. Le contenu particulier en phénocristaux de quartz et de feldspath permet de distinguer les différentes coulées, volcanoclastites ou intrusions hypovolcaniques qui constituent l'unité 2.2.

Quatre types de rhyolite-rhyodacite ont été reconnus à l'intérieur de cette unité à partir de la description du type, de la taille et du pourcentage de phénocristaux : 1) la rhyolite aphanitique (sans phénocristaux visible à l'oeil nu), 2) la rhyolite à phénocristaux de quartz et feldspath 1 (Qfp1), 3) la rhyolite à phénocristaux de quartz et feldspath 2 (Qfp2) et 4) la rhyolite à phénocristaux de quartz (Qp1) (Tableau 1). La documentation de ces différents types de rhyolites permet de reconnaître les empilements stratigraphiques distincts d'un secteur à l'autre du complexe volcanique et ultérieurement de reconstruire sa géométrie (carte 1 et colonnes stratigraphiques en pochette). Les indices Aubé, 2-6W et Lac Poison ouest sont encaissées dans cette unité (Fig. 4).

Toutes ces roches felsiques présentent la même minéralogie constituante, seules la proportion et la taille des phénocristaux de quartz (visibles à l'oeil nu) et des phénocristaux de feldspath (visible à l'oeil nu ou au microscope) varient d'un type à l'autre (Tableau 1 et

Tableau 1: Distinction pétrographique des rhyodacites-rhyolites du CVN.

Unité stratigraphique	Unité 2.2: Type aphanitique	Unité 2.2: Type Qp1	Unité 2.2: Type Qfp1	Unité 2.2: Type Qfp2	Unité 4: Type Qfp3
type de phénocristaux¹	microphénocristaux de feldspath	quartz	quartz et feldspath	quartz et feldspath	quartz et feldspath
pourcentage de phénocristaux de quartz	—	10-25 %	< 5%	10-25 %	< 5%
taille des phénocristaux de quartz	—	1-2 mm	0.5-1 mm	1-2 mm	3 mm-1 cm

¹ À partir d'observations macroscopiques et microscopiques

Annexe 1). La mésostase est un assemblage de quartz + feldspath + séricite + carbonate qui peut aussi contenir du chloritoïde, de la tourmaline, de la biotite, de la chlorite et des minéraux opaques (Annexe 1). La rhyolite aphanitique (macroscopiquement) contient tout de même 10 % de microphénocristaux de feldspath (0,1-0,5 mm). La rhyolite à phénocristaux de quartz et feldspath de type Qfp1 contient moins de 5 % de petits phénocristaux de quartz de 0,5 à 1 mm de diamètre et moins de 5 % de phénocristaux de feldspath de la même taille (Annexe 1). La rhyolite de type Qfp2 contient de 10 à 25 % de phénocristaux de quartz de 1 à 2 mm de diamètre et de 5 à 10 % de phénocristaux de feldspath de 1 à 4 mm de diamètre. La rhyolite de type Qp1 est caractérisée par 10 à 25 % de phénocristaux de quartz de 1 à 2 mm de diamètre et par l'absence de phénocristaux de feldspath. Des textures de quartz résorbé, porphyrique, gloméroporphyrque, sphérolitique et micropœcilitique caractérisent ces roches felsiques.

2.1.2.3 Unité: 3 La rhyolite tholéïtique de Normétal

L'unité 3 est constituée de rhyolite et de quelques rares rhyodacites qui forment un horizon de plus ou moins 12 km dans la partie ouest de la région étudiée et une masse de forme allongée (2,2 km par 550 m) dans la partie centrale du complexe volcanique (carte 1 en pochette). La prépondérance des rhyolites et les caractéristiques géochimiques distinctives qui seront décrites plus loin justifie l'emploi du nom de rhyolite tholéïtique pour cette unité. Cette rhyolite est l'encaissant de l'indice Jackmar (Fig. 4).

En affleurement, la roche est d'une couleur qui varie de beige à beige verdâtre selon le contenu en séricite. Des faciès massifs, de joints columnaires, de lobes massifs ou à

rubanement d'écoulement (*flow foliation* ou *flow banding* de McPhie *et al.*, 1993), de tufs à lapillis et de tufs laminés caractérisent cette unité. Bien qu'en affleurement la roche soit aphyrique, l'examen au microscope permet d'observer de 5 à 10 % de microphénocristaux (0,1-0,3 mm) de feldspath (Annexe 1). Ces microphénocristaux sont distribués dans une mésostase constituée typiquement de feldspath + quartz + séricite qui peut aussi contenir localement du chloritoïde (5-40 %) et du carbonate (5-20 %) dans les zones fortement altérées comme pour l'indice Jackmar. Des textures micropœcilitiques, sphérolitique et microporphyrigue ont été observées pour cette lithologie.

2.1.2.4 Unité 4: Le dôme felsique de Normétal

L'unité 4 est constituée d'une masse de rhyodacite-rhyolite allongée (3,5 km par 475 m) et de dykes décamétriques tous localisés dans la partie centrale du Complexe volcanique de Normétal (carte 1 en pochette). En affleurement, la roche est grise et se distingue par son contenu en gros phénocristaux de quartz qui peuvent atteindre jusqu'à 1 cm de diamètre (0,3 mm à 1 cm). La roche est généralement massive avec localement des structures de rubanement d'écoulement. La mésostase est constituée de quartz + feldspath + séricite + carbonate ± chlorite (Annexe 1). Des textures porphyrique, micropœcilitique et de quartz résorbé caractérisent cette unité.

2.1.3 Le membre supérieur de la Formation de Normétal

Le membre supérieur de la Formation de Normétal forme un horizon de 100 à 800 mètres de puissance qui est continu sur l'ensemble du Complexe volcanique de Normétal

(carte 1 en pochette). Le membre supérieur est divisé en deux unités stratigraphiques informelles : les roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal (unité 5) et la séquence de la mine Normétal (unité 6).

2.1.3.1 Unité 5: Les roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal

Les roches sédimentaires volcanoclastiques forment un mince horizon marqueur dont la puissance varie de 20 à 70 mètres. Cet horizon est présent sur toute la continuité latérale du CVN sauf dans la partie centrale, où le dôme felsique de Normétal (unité 4) est localisé. Les roches sédimentaires volcanoclastiques sont divisées en deux faciès : 1) brèche volcanique + grès à granoclassement normal vers le sud ou le sud-ouest et 2) siltstone massif et argilite finement laminée (Annexe 1). En affleurement, les grès sont gris pâle avec des fractures rouillées alors que les siltstones sont gris foncé et les argilites noires. La brèche volcanique est constituée de fragments volcaniques dont la taille varie de 2 à 12 cm). Le grès volcanolithique est constitué de cristaux de quartz (20 %) et de feldspath (10 %) ainsi que de fragments lithiques (3 %) de la taille des grès grossiers (1-2 mm) qui sont enveloppés dans une matrice (67 %) de quartz, séricite et feldspath de la taille des grès fin (0,1-0,3 mm) qui globalement définissent une texture détritique (Annexe 1). Le grès peut aussi contenir localement de la chlorite et des zircons. Le siltstone et l'argilite sont constitués d'un assemblage de quartz + séricite + minéraux opaques avec jusqu'à 5 % de porphyroblastes de biotite (Annexe 1). Les structures sédimentaires de ces lithologies seront discutées plus en détails au chapitre 4.

2.1.3.2 Unité 6: La séquence de la mine Normétal

La séquence de la mine affleure sur toute l'étendue latérale du CVN sauf pour les extrémités ouest et est et représente les roches les plus jeunes du complexe (Fig. 5 et carte 1 en pochette). L'unité 6 est caractérisée par un assemblage de roches volcanoclastiques (tuf, tuf à lapillis, tuf à blocs) de composition andésitique à dacitique et de roches volcaniques massives de composition d'andésite basaltique à rhyolite. Cette unité est particulièrement affectée par un fort aplatissement et sa puissance qui varie de 50 à 800 mètres représente une épaisseur approximative. La plupart des roches de cette unité peuvent être décrites comme des schistes bien que localement, les faciès volcaniques soient préservées. C'est le cas des volcanoclastites intermédiaires à felsiques qui forment l'encaissant du gisement Normetmar (Fig. 4). Sur un affleurement décapé, qui est localisé au-dessus du gisement Normetmar, l'unité 6 est caractérisée par des séquences de lits de tuf à blocs, de tuf à lapillis et de tuf. Le gisement de Normétal est encaissé dans un horizon particulier de la séquence de la mine qui est appelé l'horizon de la mine (Péloquin, 1994) ou le « schiste de Normétal » (Tolman, 1951). Ce schiste, de composition dacitique, est facilement reconnaissable par sa couleur beige et ces porphyroblastes de chloritoïde vert foncé.

La mésostase des volcanoclastites et des laves de la séquence de la mine est constituée d'un assemblage de quartz + séricite + carbonate \pm feldpath \pm chlorite \pm chloritoïde pour les roches felsiques et d'un assemblage de chlorite + quartz + carbonate \pm feldspath \pm chloritoïde \pm séricite pour les compositions intermédiaires. En sections minces, l'horizon de la mine est caractérisé par un assemblage de quartz + séricite + carbonate \pm feldspath dans lequel on retrouve de 10 à 35 % de porphyroblastes de chloritoïde (1-3 mm), jusqu'à

10 % de phénocristaux de feldspath et jusqu'à 15 % de phénocristaux de quartz (Annexe 1). Le chloritoïde possède des textures de porphyroblastes en rosettes et de porphyroblastes syn à post-cinématique et même localement hélécitique. Du grenat, de la pyrophyllite, de la kyanite et de la staurotide ont également été observés à l'intérieur de ce schiste dans l'ancienne mine Normétal (Brown, 1948; Tolman, 1951; Bertrand et Hutchinson, 1973).

2.2 STRATIGRAPHIE DU BLOC DE BEAUPRÉ

Le basalte de Beaupré et la rhyolite sodique de Beaupré font partie du bloc lithostratigraphique de Beaupré qui est présent dans la portion ouest de la région étudiée (Fig. 5 et carte 1 en pochette). Le bloc lithostratigraphique de Beaupré est bordé au nord par la faille de Normétal et au sud par la faille de Perron. Les contacts lithologiques observés dans le basalte, au contraire de toutes les autres unités étudiées, sont orientés NNE-SSO. Le contact entre le basalte et la rhyolite est marqué par une zone de cisaillement parallèle aux contacts lithologiques. Le basalte est composé de coulées massives et coussinées et est accompagné par des filons-couches ou dykes cogénétiques de composition gabbroïque. La rhyolite sodique forme une masse allongée de 5,5 par 1,2 km qui présente presque exclusivement un faciès massif avec quelques brèches.

Le métamorphisme, causé par la proximité du pluton de Patten, a favorisé un assemblage qui est dominé par 60 % de hornblende et 35 % de plagioclase pour le basalte qui contient aussi du quartz, de l'épidote et du carbonate dans des proportions moindres (Annexe 1). Des textures intersertale et microlithique sont observées dans le basalte. La rhyolite sodique est caractérisée par 3 à 5 % de phénocristaux de feldspath de 0,5 à 2 mm de

diamètre, 2 % de phénocristaux de quartz de 0,5 à 1 mm de diamètre et jusqu'à 5 % de magnétite idiomorphe (Annexe 1). La mésostase de la rhyolite est composée de quartz, feldspath, séricite, chlorite, carbonate et biotite qui définissent une texture porphyrique.

2.3 LES ROCHES PLUTONIQUES

Les roches plutoniques étudiées incluent les plutons intermédiaires à felsiques de Normétal, Val-Saint-Gilles, Patten, et Rousseau ainsi qu'une famille de dykes porphyriques felsiques. Seul le pluton de Normétal a été étudié en totalité alors que les plutons de Val-Saint-Gilles, Patten et Rousseau n'ont été visités qu'en partie (voir les cartes 2, 3 et 4 en pochette).

Les roches plutoniques étudiées ont été classifiées sur le diagramme QFP de Streckeisen (1976) à l'exception des dykes porphyriques felsiques qui sont classifiés sur le diagramme SiO₂ vs Zr/TiO₂ de Winchester et Floyd (1977) dû à leur granulométrie plus fine (Fig. 7). La description des roches grenues a été effectuée à partir de sections minces et de sections de roche ayant subi une coloration chimique (acide fluorhydrique, cobaltinitrite de potassium) afin de faire ressortir leur contenu en quartz, feldspath potassique et plagioclase.

2.3.1 Le pluton de Normétal

Le pluton de Normétal est une masse de forme ovale qui possède des dimensions de 5 par 2,3 km et qui affleure à environ 2,5 km au nord de Normétal (Fig. 5 et carte 1 en pochette). Le pluton de Normétal est intrusif à la fois dans les roches du Groupe de Gale et dans le membre inférieur de la Formation de Normétal. Sa marge nord-est est recoupée par

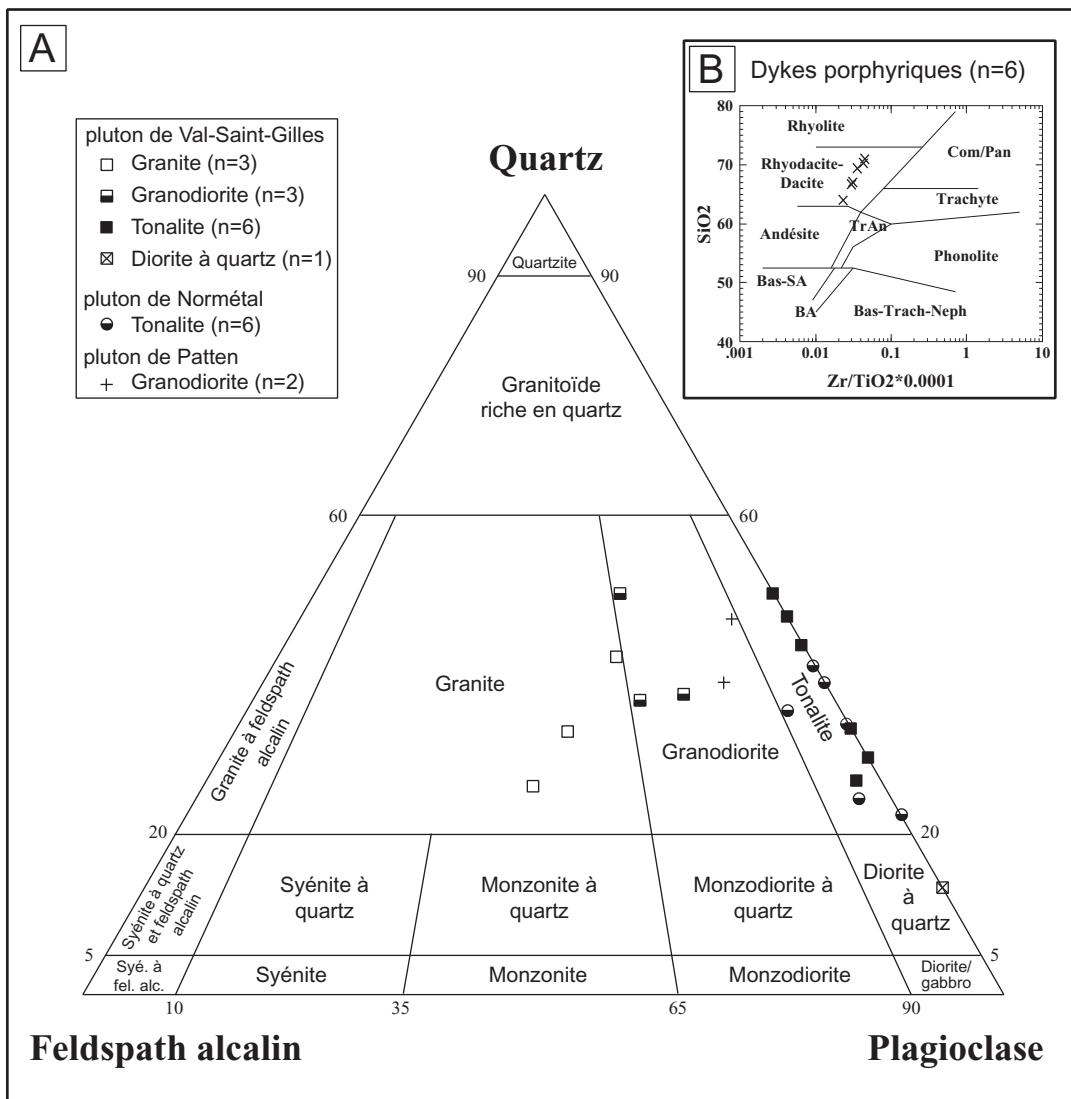


Figure 7. Classification des roches plutoniques étudiées. A) Les roches à grains grossiers sont classifiées sur le diagramme QFP de Streckeisen (1976). Le contenu en QFP a été évalué qualitativement à partir de tranches de roche ayant subi une coloration chimique. B) Les dykes porphyriques sont classifiés sur le diagramme SiO₂ vs. Zr/TiO₂ de Winchester et Floyd (1977) étant donné la granulométrie fine de leur mésostase. Les compositions de rhyodacite-dacite de ces roches se comparent à la composition granodioritique des roches à grains grossiers.

le pluton de Rousseau où l'on observe une diorite dont l'association au pluton de Normétal ou au Groupe de Gale n'est pas définie. Le pluton de Normétal a été daté à 2710 +/- 2 Ma par Zhang *et al.* (1993) (Fig. 3).

La presque totalité du pluton de Normétal est de composition tonalitique (Fig. 7) avec localement de la granodiorite. En affleurement, la tonalite de granulométrie moyenne à grossière est caractérisée par 45 à 60 % de plagioclase gris, 25 à 40 % de quartz généralement bleuté et 6 à 15 % de biotite verte ou brune. La faible quantité de feldspath potassique (2-10 %) est confirmée par les colorations de plaques de roche et par les observations microscopiques (Annexe 1). L'examen de sections minces a permis d'observer également du carbonate, de la chlorite, de la séricite, de l'épidote et du zircon (Annexe 1).

2.3.2 Le pluton de Val-Saint-Gilles

Le pluton de Val-Saint-Gilles est une masse allongée dont la dimension dans la région étudiée est de 12,5 par 4,5 km (Fig. 5 et carte 1 en pochette). Le contact nord du pluton est recoupé par le pluton de Rousseau alors que sa partie sud est intrusive dans le Groupe de Normétal et le Groupe de Gale. Le pluton de Val-Saint-Gilles est formé de deux ensembles lithologiques cartographiables : un ensemble de diorite à quartz-tonalite et un ensemble de granodiorite-granite (Fig. 5 et carte 1 en pochette). Ces différentes compositions sont observables sur le diagramme de Streckeisen (Fig. 7). La partie de sud du pluton est également marquée par une portion granophyrique et une portion de tonalite à enclaves métriques à décimétriques de rhyolite (Fig. 5 et carte 1 en pochette). Ce faciès de tonalite

avec enclaves est l'encaissant de l'indice de cuivre appelé 1450W (Fig. 4). Le pluton de Val-Saint-Gilles est également l'encaissant de l'ancienne mine d'or Mercier (Fig. 4). La partie tonalitique du pluton de Val-Saint-Gilles a été datée à 2716 +/-3 Ma par Vaillancourt et Machado (1995) (Fig. 3).

La diorite à quartz est une roche à grains moyens à grossiers qui est composée de 55 % de plagioclase gris, de 15 % de quartz, de 20 % de biotite brune et de chlorite et minéraux insolubles (Annexe 1). Cette tonalite est identique à la tonalite décrite pour le pluton de Normétal et est elle aussi caractérisée par la présence de quartz bleuté. En affleurement, la granodiorite est caractérisée par du plagioclase souvent rosé et du quartz translucide ou bleuté. Les tranches de roches colorée et les sections minces montrent qu'elle est constituée principalement de 30 à 40 % de plagioclase, de 33 à 45 % de quartz, de 15 à 25 % de petits feldspath potassiques sur la bordure des plagioclases et de 3 à 15 % d'un assemblage de chlorite + biotite + hornblende (Annexe 1). Localement, on observe également de la séricite, du carbonate, du sphène et de l'épidote. Le granite est constitué principalement de 30 à 40 % de feldspath potassique perthitique rosé, de 30 à 35 % de plagioclase gris ou verdâtre et de 25 à 40 % de quartz translucide ou bleuté (Annexe 1). Les phases minérales secondaires du granite sont la biotite verte, l'épidote, la séricite et le zircon.

2.3.3 Le pluton de Patten

Le pluton de Patten est une masse de forme plutôt arrondie dont seule une partie affleure dans la portion NW de la région étudiée (Fig. 5 et carte 1 en pochette). Le pluton de Patten,

qui recoupe les roches du Groupe de Gale, du Groupe de Normétal et du bloc de Beaupré, est recoupé par la faille de Patten.

Seulement de la granodiorite a été identifiée dans la partie étudiée du pluton de Patten (Fig. 7). Celle-ci est constituée principalement de 40 à 50 % de plagioclase, de 30 à 40 % de quartz et de 5 à 10 % de feldspath potassique alors que la chlorite, la biotite, l'épidote et le sphène sont également observés dans des proportions moindres (Annexe 1). La texture à tendance porphyrique et les feldspaths localement zonés de cette granodiorite la distinguent de la granodiorite du pluton de Val-Saint-Gilles (Annexe 1). La partie plus au nord du pluton a été décrite comme un granite à albite-biotite d'apparence mouchetée dû à la présence de feldspath blanc et rose, de biotite noire et de quartz translucide (Mawdsley, 1930).

2.3.4 Le pluton de Rousseau

Le pluton de Rousseau est un imposant batholite qui couvre toute la partie NE de la région d'étude et qui, jumelé avec le pluton de Boivin (Lacroix et Sawyer, 1995), s'étend vers le nord sur plus de 30 km et vers l'ouest sur plus de 75 km. Le pluton de Rousseau est composé de plusieurs lithologies différentes mal définies. Seule la portion au nord du pluton de Normétal a été visitée afin de définir le contact entre les deux plutons (carte 2 en pochette). Les affleurements visités étaient composés d'un granite rose à grains fins et saccharoïdes facilement distinguable de la tonalite du pluton de Normétal.

2.3.5 Les dykes porphyriques felsiques

Les dykes porphyriques felsiques ont été observés préférentiellement dans les zones de déformations importantes, comme la zone de failles de Normétal et la zone de failles de Perron en étant toutefois aussi présent dans le secteur central du complexe volcanique (Fig. 5 et carte 1 en pochette). Une concentration importante de ces dykes peut être suivie latéralement sur plus de 3 km près des gisements de Normetmar et de Normétal. Les dykes sont particulièrement bien exposés dans l'ancienne rampe du gisement Normetmar. À cet endroit, les dykes sont d'une épaisseur décimétrique à métrique, gris à rosé et présentent toujours une texture porphyrique en feldspath (Annexe 1).

Les analyses géochimiques de ces dykes montrent des compositions de dacite à rhyodacite (Fig. 7b). La minéralogie des dykes porphyriques felsiques est dominée par 15 à 25 % de phénocristaux de feldspath de 0,5 à 2 mm de diamètre, 15 à 40 % de plagioclase, 15 à 35 % de quartz, 10 % de séricite, 5 à 20 % d'épidote et 3 à 10 % de biotite-chlorite (Annexe 1). Ces roches peuvent également inclure des phénocristaux de chlorite, de quartz ou de carbonate, des carbonates et des minéraux opaques (Annexe 1).

CHAPITRE 3

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Ce chapitre contient dans un premier temps la description des méthodes d'évaluation et de calcul de l'anisotropie afin d'arriver à reconnaître le gradient de déformation et les zones de failles qui affectent la région. Dans un second temps, la division de la région d'étude en domaines structuraux est décrite. Cette division est basée sur le gradient d'anisotropie, l'observation des différents éléments structuraux et l'analyse structurale de ces éléments par projections stéréographiques. La signature de la déformation au sein du Complexe volcanique de Normétal est caractérisée par une schistosité régionale subverticale, certaines zones plissées et des couloirs de déformations associés aux principales failles. Cette nature hétérogène de la déformation peut-être décrite et quantifiée par le degré de développement de l'anisotropie.

3.1 ÉVALUATION ET CALCUL DE L'ANISOTROPIE

La déformation se développe ni au hasard ni de façon homogène dans les corps géologiques. La présence d'éléments pré-déformation au comportement rhéologique différent a pour effet de focaliser la déformation dans les zones où elle est plus facilement accommodée (*strain partitioning*; Lister et Williams 1983). Cette répartition hétérogène de la déformation existe à l'échelle du réseau cristallin (diffusion, fracture, glissement à la

bordure de grain, Knipe 1989) jusqu'à l'échelle de zone de cisaillement régionale (Hanmer et Passchier 1991). La présence de zones de déformation et de zones structuralement perturbées à un endroit particulier n'est donc pas fortuite mais reflète plutôt l'influence de certains éléments pré-déformation sur le développement des fabriques. L'ensemble de ces éléments pré-déformation est ici appelé l'héritage géologique.

C'est donc l'héritage géologique unique de chaque région qui contrôle le développement hétérogène particulier de la déformation dans cette région. Il est donc justifiable de croire que la signature hétérogène de la déformation permet, en convergence avec d'autres observations, de reconnaître ou d'interpréter certains éléments pré-déformation comme les grands contacts lithostratigraphiques, les faciès volcaniques, les zones de failles synvolcaniques et les différentes zones d'altération hydrothermale synvolcanique.

Il existe plusieurs méthodes pour quantifier la déformation : utilisation de la modification de marqueurs initialement circulaires, la méthode de centre à centre (méthode de Fry) ou l'utilisation de la modification d'angle connus (Ramsay et Huber, 1993). Malheureusement, la plupart de ses méthodes font appel à un matériel d'étude bien spécifique comme des oolithes, des quartzites pure ou des fossiles qui sont généralement rares dans les roches volcano-sédimentaires archéennes. Cependant, avec le développement des outils informatiques, des nouvelles méthodes de calculs qui font appel à des logiciels de traitement d'image ont été développées. Ces méthodes ont l'avantage de pouvoir être utilisés avec presque n'importe quel matériel et à toutes les échelles d'observation (voir la section 3.1.2).

Une autre façon de caractériser le développement hétérogène de la déformation consiste à décrire ou quantifier l'anisotropie. La caractérisation de l'anisotropie est donc utile pour visualiser la nature hétérogène de la déformation dans l'espace en plus d'aider à définir de façon plus précise la géométrie et l'intensité des couloirs de déformation. Le calcul d'anisotropie est également utile pour comparer le degré de déformation avec d'autres caractéristiques géologiques comme l'altération et les faciès volcaniques afin d'établir s'il existe des corrélations de cause à effet.

L'anisotropie est définie comme la qualité d'un milieu dont les propriétés varient suivant la direction selon laquelle on les évalue (Foucault et Raoult, 1988). Dans le cas présent, on s'intéressera à l'anisotropie des roches à l'échelle de l'échantillon. Dans une roche l'anisotropie est matérialisée par les éléments planaires ou linéaires, soient les minéraux. Cependant, l'orientation préférentielle des minéraux constituants d'une roche peut être le résultat de la déformation mais également de phénomènes pré-déformation. Il faut donc dans un premier temps distinguer les processus qui sont responsables de la formation de cette anisotropie. Deux types d'anisotropies sont reconnues dans cette étude: 1) l'anisotropie primaire et 2) l'anisotropie secondaire ou structurale. Les hétérogénéités lithologiques comme le litage, la granulométrie et les faciès volcaniques ainsi que les hétérogénéités dû à l'altération hydrothermale prédéformation (zone silicifiée, zone à séricite, etc.) font partie des éléments d'anisotropie primaire. D'un autre côté, l'anisotropie structurale est acquise lors de la déformation et elle se manifeste par le développement d'une fabrique planaire (schistosité, clivage), linéaire (linéation d'étirement, linéation

minérale) ou plus couramment plano-linéaire. Dans le cas présent on cherchera à caractériser l'anisotropie qui est reliée à la déformation, soit l'anisotropie secondaire.

Les deux méthodes de caractérisation relative et semiquantitative qui sont décrites dans cette étude permettent d'évaluer l'intensité de l'anisotropie structurale planaire des roches observées, donc essentiellement de caractériser l'intensité de la schistosité. Caractériser la schistosité en terme de morphologie et d'intensité correspond, plus ou moins, à caractériser l'intensité de la déformation, puisque le développement d'une schistosité est un des mécanismes efficaces pour accommoder un raccourcissement tectonique. Les autres mécanismes sont le plissement et les failles (Daigneault, 1991). En régime de déformation fragile, le raccourcissement peut être accommodé essentiellement par faille et donc presque sans développement de schistosité. Cependant, en régime de déformation plastique, un raccourcissement de plus de 30 % s'exprime généralement par l'apparition d'une anisotropie structurale planaire ou plano-linéaire (Nicolas, 1989). Avec la poursuite de la déformation, donc du raccourcissement, la schistosité devient de plus en plus intense et les plans qui la composent de plus en plus rapprochés.

3.1.1 Indice d'anisotropie de terrain (IAT)

L'indice d'anisotropie de terrain (IAT) est un indice qualitatif d'évaluation visuelle de l'anisotropie planaire qui est effectué lors du levé géologique (voir la section méthodologie). Une valeur relative de 1 à 5 est utilisée pour décrire l'anisotropie de chaque affleurement par rapport aux autres. Un total de 565 données d'anisotropie de terrain (Annexe 2) ont été recueillies lors de cette étude. Ces données ont par la suite été utilisées

pour construire une maille par interpolation afin de produire une carte couleur d'isocontours pour l'IAT (Fig. 8). Les données ont été statistiquement séparées en quatre divisions qui contiennent un nombre égal d'analyses (25 % des données chacune). Le résultat montre qu'un indice plus petit que 2 correspond à une anisotropie faible (violet à bleu sur la carte), un indice entre 2 et 3 à une anisotropie modérée (vert à jaune sur la carte), un indice entre 3 et 4 à une anisotropie forte (jaune à orange sur la carte) et un indice entre 4 et 5 à une anisotropie intense (orange à rouge sur la carte).

La carte montre que les indices d'anisotropie forte et intense sont concentrés principalement au sommet de l'empilement stratigraphique et dans le secteur ouest du CVN selon un allongement NO-SE dans le secteur central à E-O dans le secteur ouest. Les zones d'anisotropie modérée correspondent à quatre zones discordantes par rapport aux strates qui sont identifiées A, B, C et D sur la figure 8. Les secteurs où l'indice d'anisotropie est faible correspondent aux plutons et aux roches du Groupe de Gale. Certaines anomalies sur la carte sont cependant un artefact dû au manque de données lors de la construction de la maille. C'est le cas de l'importante étendue de la zone d'anisotropie forte du côté sud de la faille de Normétal et de la grande zone orientée N-S dans le secteur est du CVN au sein du platon de Val-Saint-Gilles. Ces deux zones ne sont donc pas une représentation réelle des conditions observées lors du levé géologique.

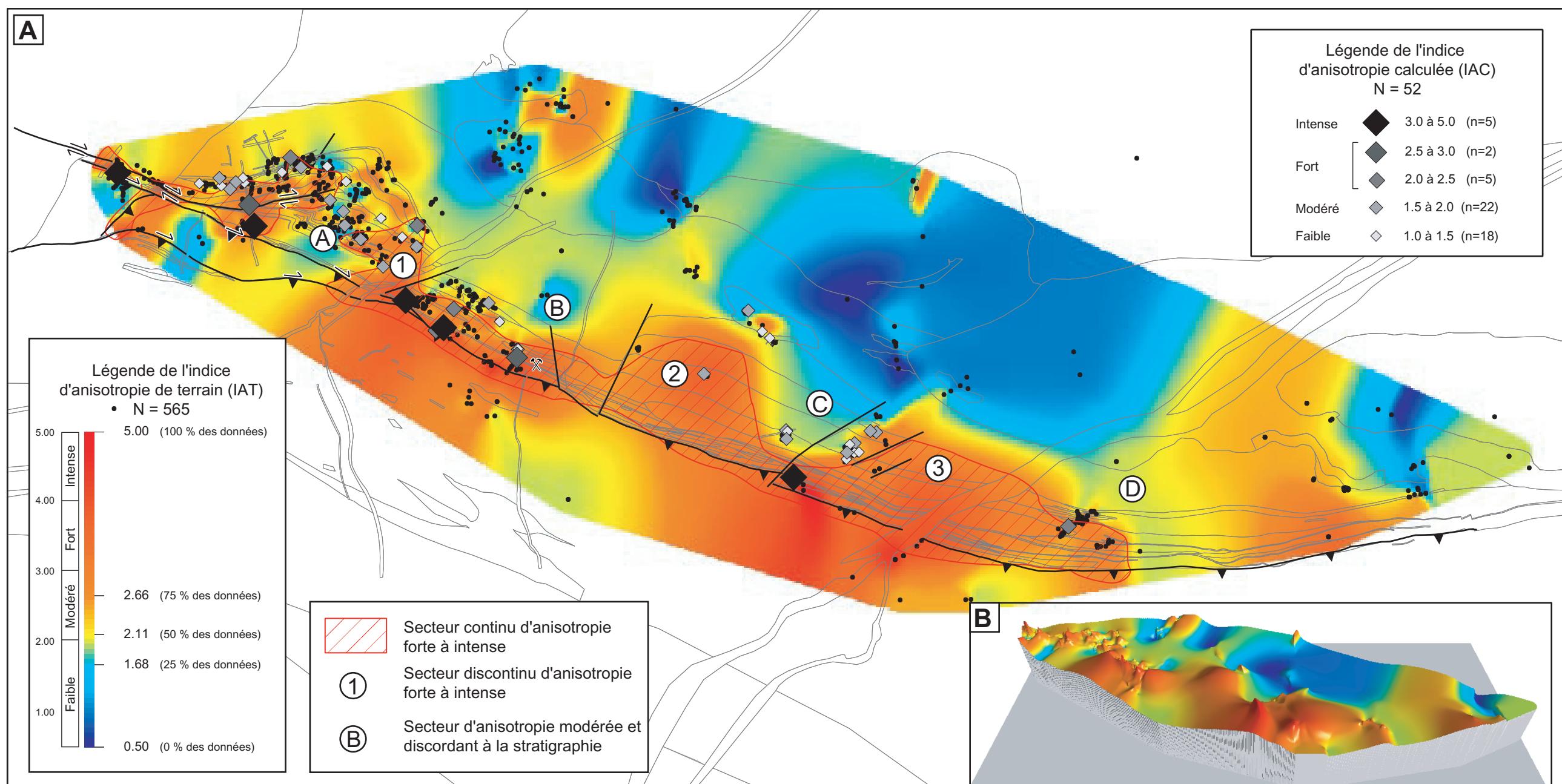


Figure 8. Distribution de l'indice d'anisotropie de terrain (IAT) et de l'indice d'anisotropie calculée (IAC). A) Carte construite avec les logiciels MapInfo et Vertical Mapper. La carte isocontour de l'IAT a été produite par la méthode des voisins naturels avec une cellule de calcul de 25 mètres à partir de 565 données. Les chiffres 1-2-3 correspondent aux zones discontinues latéralement qui possèdent une anisotropie forte à intense. Les lettres A-B-C-D correspondent aux zones d'anisotropie modérée et discordantes à la stratigraphie. B) Vue avec création de relief à partir de la carte isocontour.

3.1.2 Indice d'anisotropie calculée (IAC)

L'indice d'anisotropie calculée (IAC) est une méthode semiquantitative de laboratoire qui consiste à mesurer l'anisotropie à l'échelle de la section mince. Cette méthode a été développée dans le but de valider la méthode de terrain (IAT) précédemment décrite.

3.1.2.1 Principes de la méthode

Les logiciels de traitement d'image qui utilisent plusieurs filtres de structuration linéaire, d'érosion, de dilatation, d'addition, de soustraction, d'amincissement ou de nettoyage permettent d'isoler certaines caractéristiques des images comme les éléments linéaires ou les bordures d'objets (Fabbri, 1984; Dong, 1997) ou encore de quantifier l'anisotropie ou les orientations cristallographiques (Bons et Jessell, 1996). Ces traitements ont déjà été appliqués pour isoler aussi bien les linéaments ou les bordures d'objets à partir d'images Landsat, de photos aériennes ou de photos d'affleurement (Dong, 1997; Fitton et Cox, 1998) que pour isoler les alignements ou bordures de grains à l'échelle d'une section mince (Fabbri, 1984; Darrozes *et al.*, 1997; Goodchild et Fueten, 1998). Toutes ces méthodes utilisent cependant des logiciels spécialisés plutôt complexes. La méthode développée dans cette étude à l'avantage d'utiliser un logiciel de traitement d'image de base commerciale qui est simple d'utilisation.

La méthode développée dans cette étude consiste à utiliser différents filtres numériques dans le but de calculer le degré de développement de l'anisotropie à partir d'une photo numérisée de section mince. Plus une roche est déformée, plus elle possède une anisotropie parallèle à la schistosité bien développée puisque les minéraux sont alignés selon cette

direction. Dans ce cas, le traitement numérique détectera beaucoup de bordures de grains parallèles à la schistosité et peu de bordures perpendiculaires à la schistosité. À l'inverse, l'anisotropie sera faible dans une roche peu déformée où les minéraux ne sont pas ou peu tectoniquement alignés. Dans ce cas, la proportion de bordures détectées sera presque la même selon les deux directions. C'est donc le rapport entre la quantité d'éléments alignés parallèlement à la schistosité et ceux alignés perpendiculairement à la schistosité qui est appelé l'indice d'anisotropie calculé (IAC).

Le concept théorique de la méthode est montré à la figure 9. Dans cet exemple, les cristaux de la roches sont représentés par des cercles constitués chacuns de pixels noir sur l'image. On applique un compteur de pixels de taille fixe sur cette image à l'intérieur duquel on compte 30 pixels noir selon les axes horizontal et vertical (Fig. 9a). Le rapport des pixels résultant dans les deux directions est donc égal à 1 et la roche possède un indice d'anisotropie calculé (IAC) de 1,00. Avec l'augmentation de la déformation, les cercles de l'image du départ deviennent elliptiques et le nombre de pixels à l'intérieur du compteur selon les deux axes n'est plus le même (Fig. 9b, c). On observe donc qu'avec l'aplatissement, il y a plus de pixels selon l'axe horizontal que selon l'axe vertical. L'exemple montré possède donc un IAC de 1,50 (33 pixels/20 pixels) et de 3,44 (55 pixels/16 pixels) respectivement (Figs. 9b, c).

Évidemment, la méthode s'applique uniquement dans le cas où la section mince ne possède qu'une seule fabrique structurale. La méthode serait inapplicable, par exemple, pour une roche qui possède une schistosité principale et un clivage de crénulation bien

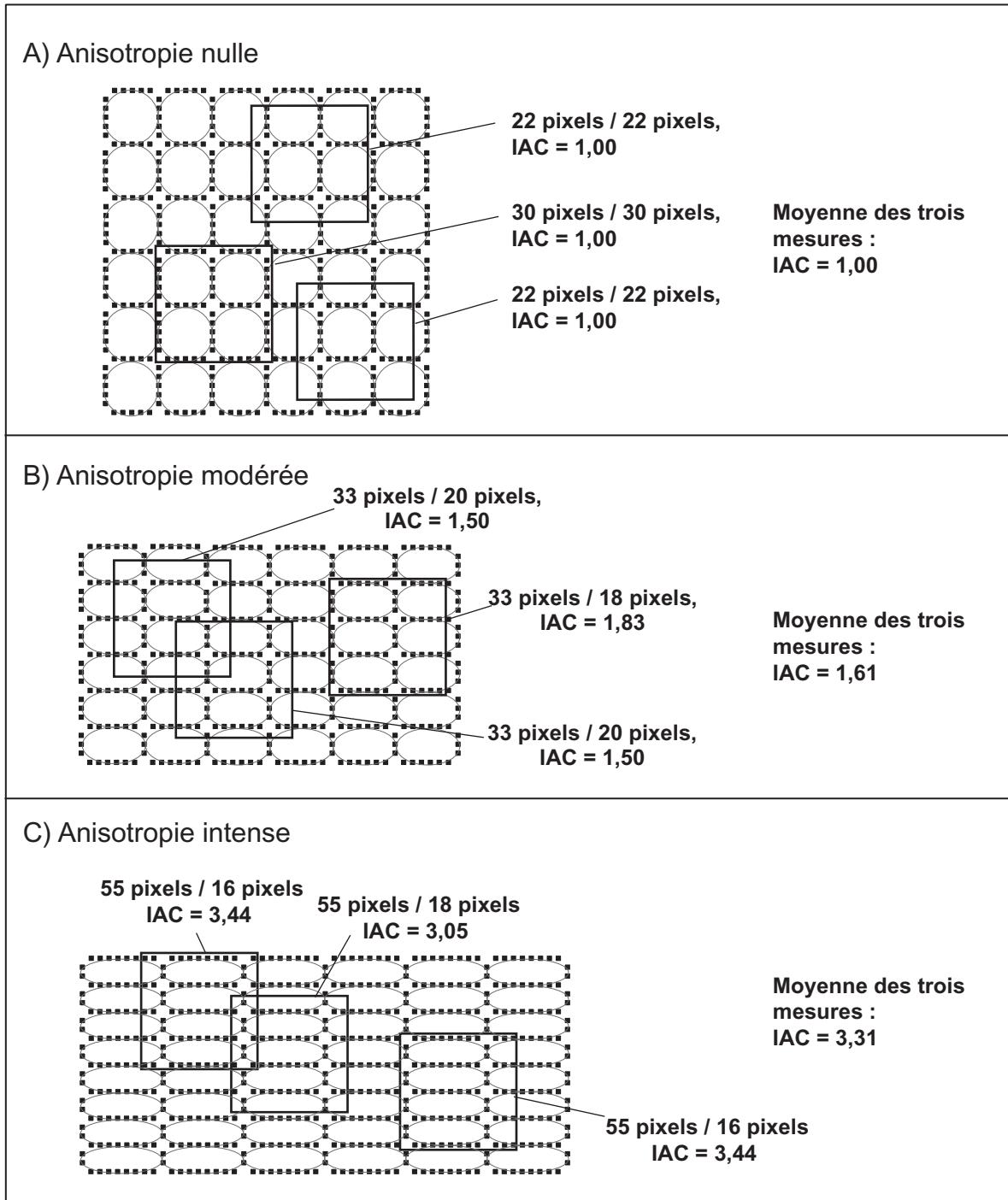


Figure 9. Concept théorique de la méthode de calcul de l'anisotropie avec un logiciel de traitement d'image. Dans ce modèle, les minéraux de notre image sont représentés par des cercles de références. Ces cercles sont eux-mêmes représentés par une maille de pixels. Sur ce schéma, le compteur de pixels utilisé n'est pas très grand par rapport aux cristaux. Un compteur de dimension 100 fois plus grande que les cristaux a été utilisé pour les mesures réelles. La moyenne de huit mesures de compteur a été retenue dans les cas réels. A) Cas de l'anisotropie nulle. La surface du compteur contient le même nombre de pixels dans les deux dimensions (IAC = 1,00). B) Cas d'anisotropie modérée. La surface du compteur contient plus de pixels résultants dans une dimension que dans l'autre (IAC = 1,61). C) Cas d'anisotropie intense. Orientation préférentielle bien développée (IAC = 3,31).

développé. De plus, la méthode est ici utilisée avec des assemblages minéraux du faciès des schistes verts et sa validité pour des degrés métamorphiques différents est inconnue.

Les différentes étapes de la méthode de traitement d'images appliquée à un exemple réel sont présentées à la figure 10. L'image de la section mince est analysée sur un compteur de surface constantes qui possède des dimensions de 850 par 850 pixels, soit environ 1,2 par 1,2 mm en taille réelle. Un compteur plus grand serait nécessaire dans le cas de roches plutoniques ou métamorphiques à grains plus grossiers. L'image est tout d'abord transformée en image 8 bits où chaque pixel possèdent une valeur spécifique de tons de gris (Fig. 10a). On applique par la suite un filtre de structuration linéaire (filtre directionnel) qui possède une matrice de 5 X 5 et qui est orienté soit parallèlement à la schistosité (Fig. 10b) ou perpendiculairement à la schistosité (Fig. 10e) afin d'isoler les bordures de grains selon ces deux orientations. L'étape suivante consiste à appliquer un filtre moyenneur qui possède une matrice de 3 X 3 dans le but d'éliminer les éléments trop forts ou trop faibles (Fig. 10c). On augmente ensuite le contraste (100 %) et la luminosité (20 %; valeur trouvée de façon empirique) afin d'obtenir une image binaire avec seulement des pixels noirs ou blancs (Fig. 10d). Il est par la suite possible de connaître le pourcentage de pixels résultants qui matérialisent le développement de l'orientation préférentielle que contient notre image finale. Dans l'exemple de la figure 10, l'image résultante des éléments parallèles à la schistosité contient 18,77 % de pixels résultants (Fig. 10d) alors que l'image traitée pour les éléments perpendiculaires à la schistosité contient 11,65 % de pixels résultants (Fig. 10e). Le rapport entre les quantités de pixels résultant des filtres directionnels parallèle et perpendiculaire permet donc de caractériser le degré d'orientation

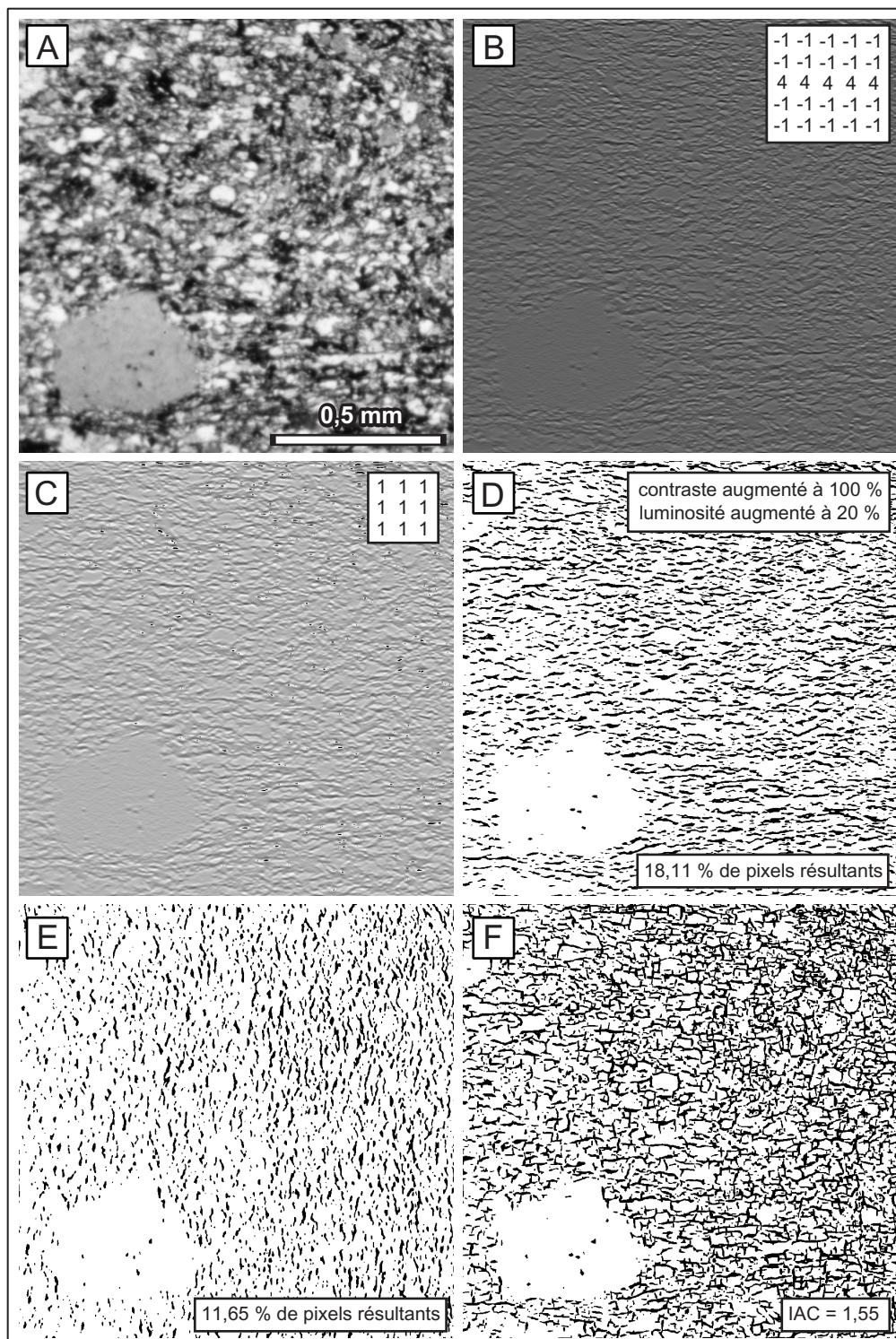


Figure 10. Étapes de traitement d'image appliquée au calcul de l'anisotropie d'une section mince. A) Image originale en format 8 bits où chaque pixel possède une valeur de ton de gris. B) Application d'un filtre de structuration linéaire ou filtre directionnel orienté E-W. C) Application d'un filtre moyenneur. D) Augmentation de la luminosité et du contraste afin d'obtenir une image binaire. Cette image contient 18,11% de pixels résultants. E) Résultat du même traitement que pour les étapes A à D, mais avec un filtre directionnel orienté N-S. Cette image contient 11,65% de pixels résultants. F) Superposition des images D et E pour montrer la validité de la méthode. Cet échantillon possède un IAC de 1,55.

préférentielle. L'indice d'anisotropie calculé correspond au rapport des pourcentages de pixels résultant des deux images ($IAC = 1,55$). La superposition des deux images finales montre que la méthode détecte bien la majorité des bordures de grains et que notre exemple possède une anisotropie modérée (Fig. 10f).

3.1.2.2 Résultats

Afin de minimiser les hétérogénéités à l'échelle de la section mince et d'obtenir des valeurs statistiquement valables, huites valeurs d'IAC ont été calculées sur chacune des 55 sections minces utilisées. Les résultats de ces 440 mesures ainsi que la moyenne pour chaque échantillon en relation avec les valeurs d'indice d'anisotropie de terrain sont présentées sur la figure 11. L'indice d'anisotropie calculé moyen pour les 55 échantillons possède des valeurs de 1,03 à 4,64 (Fig. 11b, Annexe 3).

Les résultats mis en carte montrent que les valeurs d'IAC intense et forte sont alignées plutôt au sommet de l'empilement du CVN, du secteur central au secteur ouest jusqu'à la zone identifiée A (Fig. 8). Une autre zone d'anisotropie forte à intense orientée plutôt E-O est localisée à l'ouest de la zone A. Les valeurs modérées se retrouvent plutôt à la base de l'empilement volcanique (zones B, C et D) à l'exception de la zone A, qui est localisée de la base au sommet dans la portion ouest du CVN (Fig. 8). Les valeurs faibles sont concentrées dans la partie nord de la région d'étude.

3.1.3 Corrélation entre l'IAT et l'IAC

Bien que la méthode quantitative (IAC) puisse être reproduite d'une étude à l'autre, la méthode qualitative de terrain demeure un outil plus rapide et moins coûteux pour évaluer l'anisotropie des roches. Pour cette raison, les résultats des deux méthodes sont comparés afin de voir s'il existe une corrélation satisfaisante qui permettrait d'utiliser l'IAT pour évaluer grossièrement l'anisotropie résultant de la déformation. Les résultats des deux méthodes sont comparés aux figures 8 et 11.

La figure 11a montre qu'il existe une bonne corrélation positive entre les valeurs d'IAC d'un échantillon et les valeurs d'IAT de l'affleurement où cet échantillon a été prélevé. Le recouplement des deux méthodes permet de proposer des divisions d'anisotropie faible, modérée, forte et intense pour l'IAC et l'IAT. Selon la valeur de l'IAC, l'anisotropie peut être qualifiée de faible ($IAC = 1,00 \text{ à } 1,50$; 35 % des données), modérée ($IAC = 1,50 \text{ à } 2,00$; 42 % des données), forte ($IAC = 2,00 \text{ à } 3,00$; 13 % des données) ou intense ($IAC > 3,00$; 10 % des données) (Figs. 8, 11b). Sur les graphiques de la figure 11, la distribution des valeurs de l'IAC montre un étalement restreint pour des valeurs faibles de IAT (anisotropie faible à modérée) et un fort étalement pour des valeurs élevées de IAT (anisotropie forte à intense). Cette observation peut s'expliquer par le rubanement métamorphique qui caractérise les sections minces des schistes des zones de forte anisotropie. Ce rubanement métamorphique, créé par une forte recristallisation, forme une alternance de bandes compositionnelles à anisotropie forte (bandes à phyllosilicates) et anisotropie modérée (bandes quartzo-feldspathiques). Pour cette raison, l'IAC des roches fortement déformées est hétérogène à l'échelle microscopique puisque les mesures sont

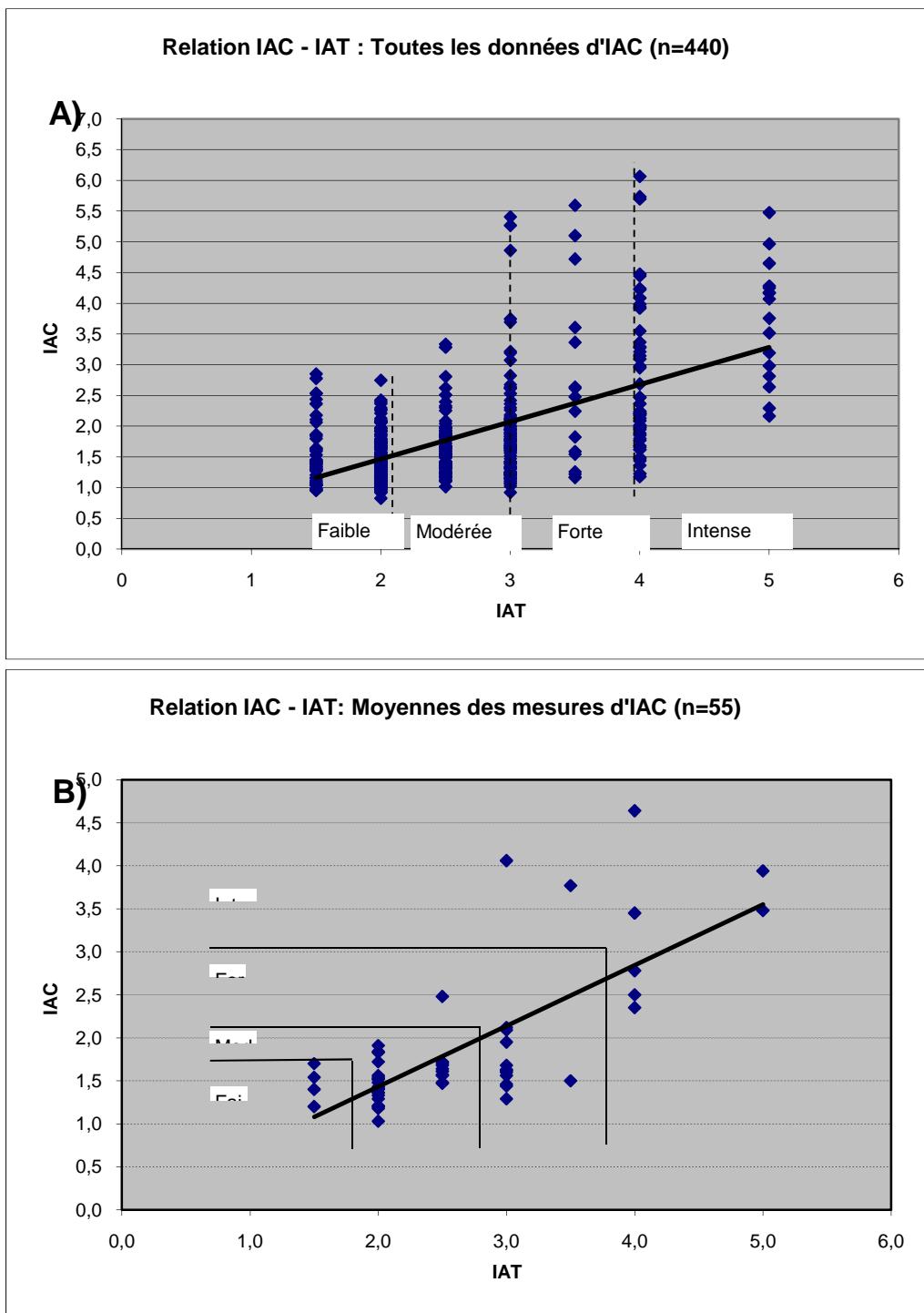


Figure 11. Graphiques de corrélation entre l'indice d'anisotropie calculé à partir d'une section mince et l'indice d'anisotropie de terrain de l'affleurement d'où provient la section mince. A) Total des valeurs calculées (n=440) pour 55 sections minces. B) Moyennes pour les 55 sections minces (n=55).

effectuées sur différents rubans métamorphiques alors qu'à l'échelle de l'affleurement, l'IAT est évalué globalement. Cependant bien qu'il existe un étirement de l'IAC pour les roches fortement déformées, la moyenne de ces valeurs est toujours plus élevée que les moyennes des roches moins déformées, montrant ainsi la validité de la méthode lorsque l'échantillonnage est statistiquement satisfaisant (Fig. 11b).

La corrélation spatiale exprimée sur la carte de la figure 8 est généralement bonne et les zones d'IAT intense correspondent bien aux zones d'IAC intense (Fig. 8). L'anisotropie de terrain modéré, identifiée par les lettres A, B et C sur la carte, correspond également à un indice d'anisotropie calculé faible à modéré. La superposition des deux indices sur la carte permet de visualiser deux principaux couloirs d'anisotropie forte à intense. Le plus important des deux, localisé dans la portion centrale du complexe volcanique, matérialise la zone de faille de Normétal. La seconde, localisé à l'ouest du CVN, matérialise la zone de faille de Patten.

3.2 DOMAINES STRUCTURAUX

Les caractéristiques des domaines structuraux et des couloirs de failles importantes sont présentées dans cette section. La description de chaque domaine structural inclut les caractéristiques de la déformation, les éléments structuraux observés et les projections stéréographiques qui le caractérisent.

Dans les descriptions qui suivent, le terme couloir de failles fait référence à la zone d'influence qui est associée à une faille en particulier et qui est caractérisée par des éléments structuraux homogènes et pénétrants. Le couloir de failles peut avoir une

puissance de l'ordre de centaine de mètres à kilométrique alors que la faille elle-même est le plan de décollement entre deux blocs de roches et ne possède donc pas d'épaisseur réelle. La fabrique planaire principale qui est produite par la déformation est appelée schistosité principale (Sp) et peut représenter une schistosité de flux ou une foliation mylonitique dans les zones de déformation. Le clivage de crénulation qui se superpose à la schistosité principale est appelé clivage secondaire (Cs). Le terme linéation d'étirement englobe à la fois l'allongement des fragments dans les tufs à lapillis et tufs à blocs et l'allongement de certains minéraux au sein du plan Sp.

3.2.1 Définition des domaines structuraux

Trois approches ont été utilisées afin de définir les domaines structuraux; l'évaluation de l'anisotropie, la production d'une carte des trajectoires de la schistosité principale et l'analyse statistique des données structurales. La carte de l'évaluation de l'anisotropie (Fig. 8), tel que décrit précédemment, permet de localiser les couloirs de failles de Normétal et de Patten. Ces observations, en plus des travaux de Dallaire (1998) qui portent sur la faille de Perron, permettent de reconnaître trois couloirs de failles significatifs (les failles de Normétal, de Patten et de Perron), qui ensemble forment la zone de déformation de Normétal au sens large (Fig. 12). La carte des trajectoires de la schistosité principale (Fig. 13) et l'analyse statistique par projection stéréographique (Fig. 14) ont permis de diviser le CVN en six domaines structuraux (Fig. 12).

Globalement, la région d'étude présente peu de complexités structurales sauf pour la partie ouest qui est caractérisée par la présence des failles de Normétal, Patten et Perron et

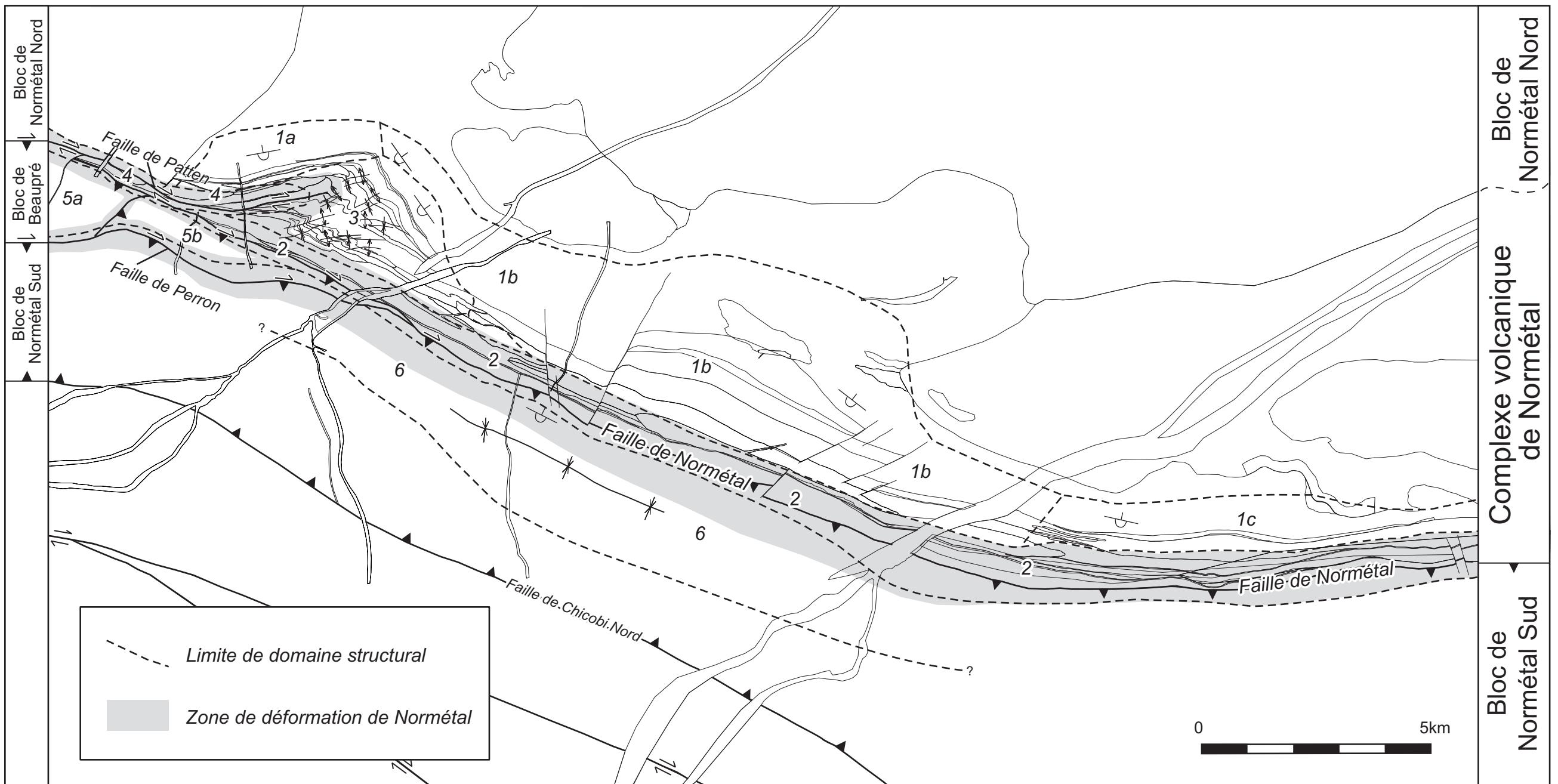


Figure 12. Carte de localisation de la zone de déformation de Normétal, des failles et des domaines structuraux. Le domaine structural 2 correspond au couloir de la faille de Normétal, alors que le domaine structural 4 correspond au couloir de la faille de Patten. Les zones de faille de Normétal, Patten et Perron définissent ensemble la zone de déformation de Normétal. Le domaine structural 3 est caractérisé par du plissement.

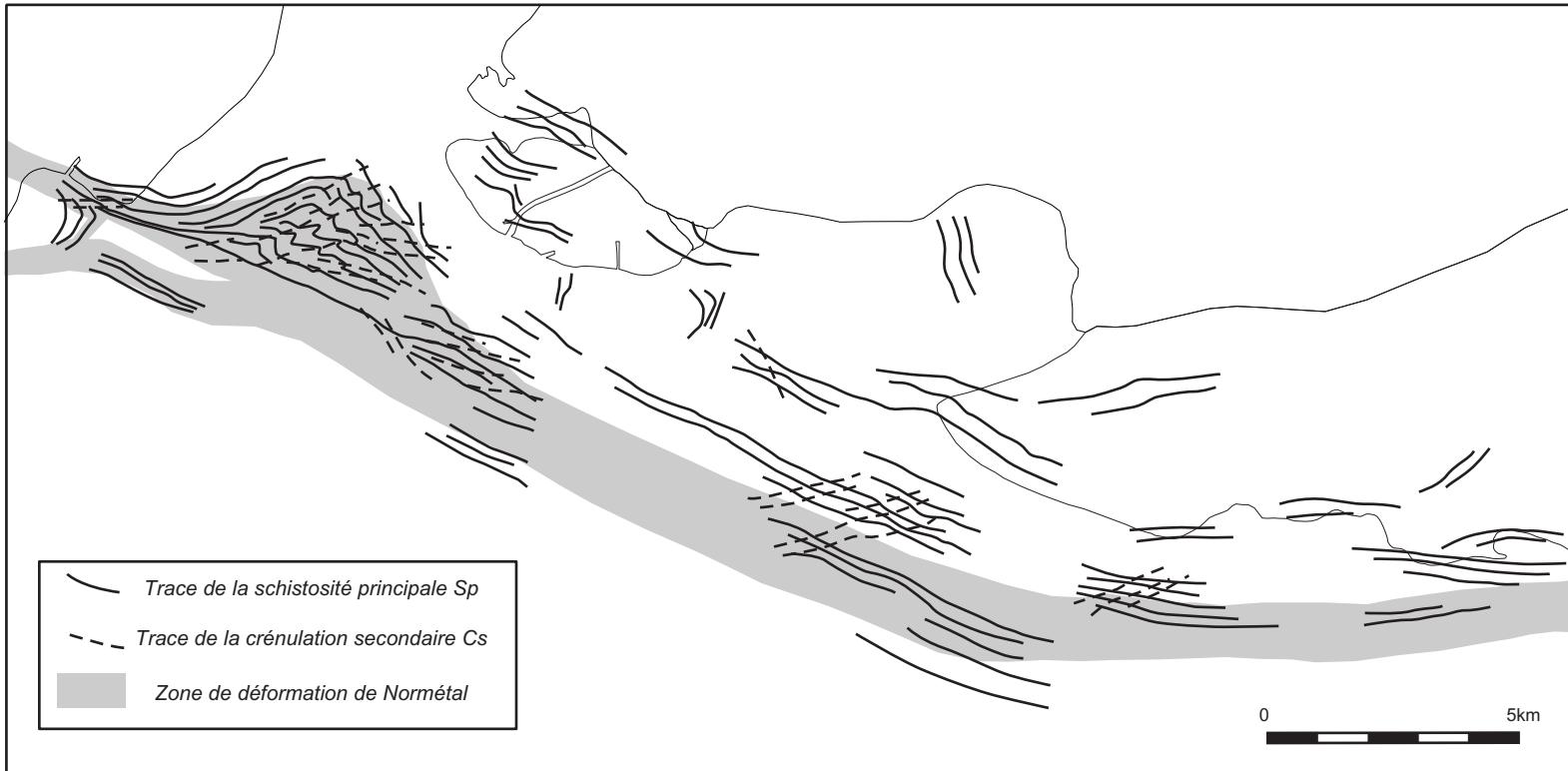


Figure 13. Carte des trajectoires de la schistosité principale et de la crénulation secondaire. La crénulation secondaire (Cs) plisse la schistosité principale (Sp) seulement dans la partie ouest du complexe volcanique.

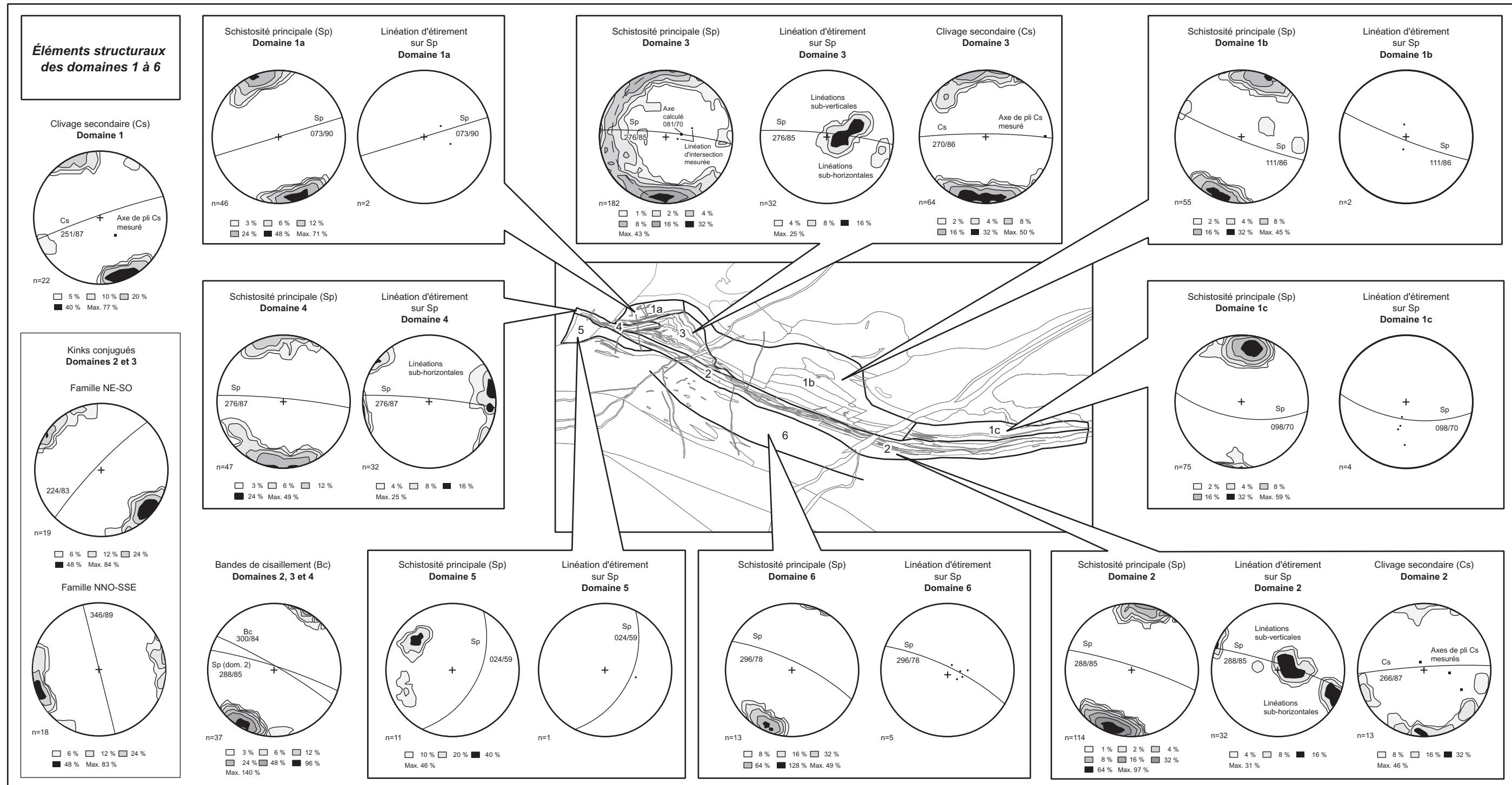


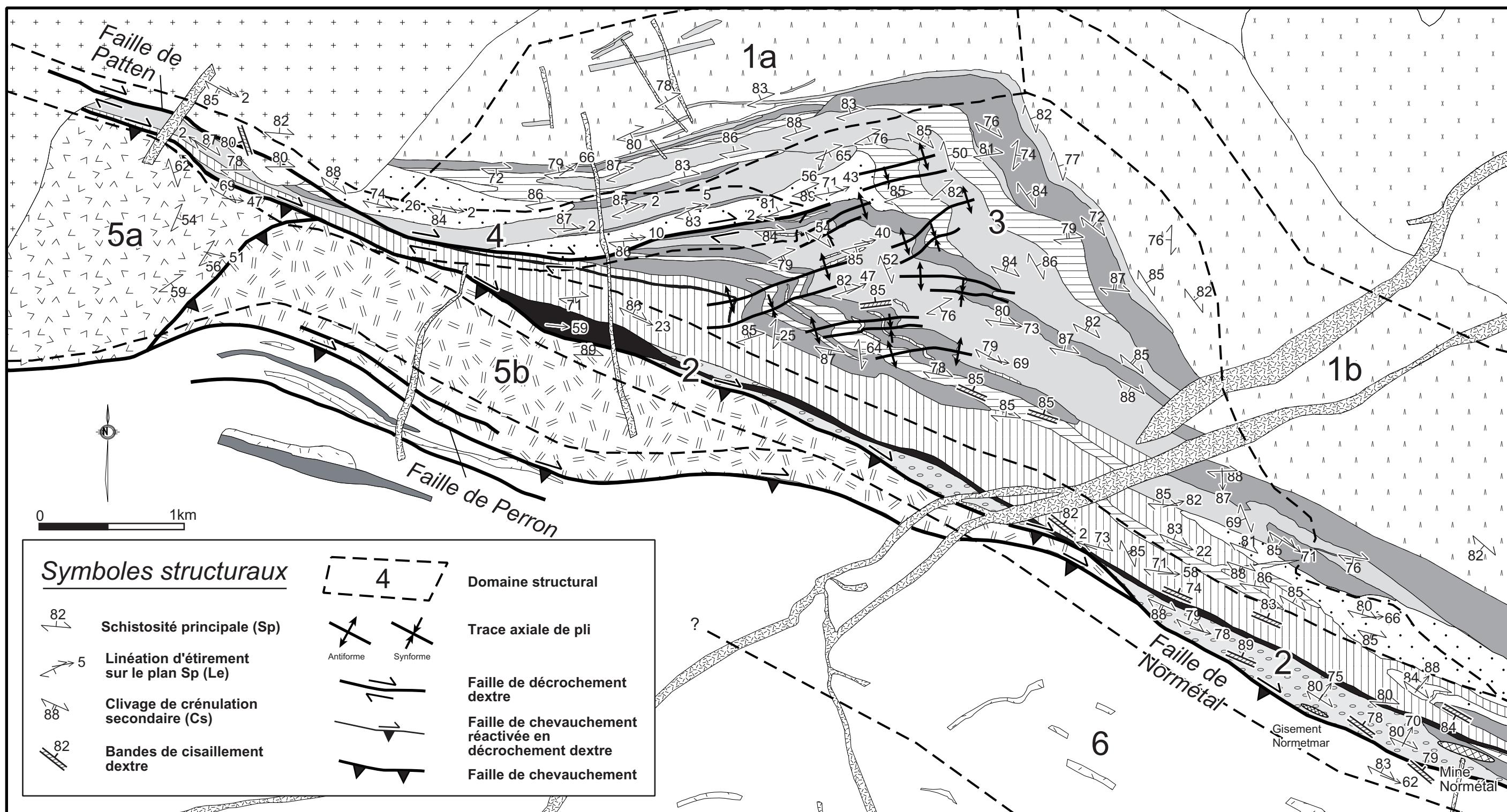
Figure 14. Projections stéréographiques des éléments structuraux des domaines 1 à 6.

par un secteur où les contacts lithologiques et la schistosité principale sont plissés (Figs. 13, 15). Les secteurs central et est du complexe volcanique sont caractérisés par une schistosité principale qui est coplanaire avec les contacts lithologiques, par la présence de la faille de Normétal et localement par le développement d'un clivage de crénulation (Fig. 13). Le secteur central est également caractérisé par la présence de failles sécantes orientées N-S à NE-SO le long desquelles les contacts lithologiques sont déplacés et les épaisseurs des unités varient.

Les données structurales prélevées lors du levé géologique qui ont servi au traitement statistique par projection stéréographique (Fig. 14) sont présentées à l'annexe 2. Les données sont regroupées selon les six domaines structuraux proposés.

3.2.2 Domaine structural 1

Le domaine structural 1 est situé dans la partie nord du CVN, principalement au sein du membre inférieur et localement dans le membre moyen de la Formation de Normétal (Fig. 12). Ce domaine représente la déformation minimale qui affecte toutes les roches du secteur. La déformation modérée à faible qui caractérise ce domaine est distribuée de façon homogène et est soulignée par une schistosité principale de flux contenant quelques rares linéations d'étirement et localement, par un clivage secondaire de crénulation. La variation de l'orientation de la schistosité principale (Sp) à l'échelle de la région définitie les sous-domaines 1a, 1b et 1c (Fig. 14). L'attitude moyenne de la schistosité principale varie de 073/90 pour le sous-domaine 1a, à 111/86 pour le sous-domaine 1b et 098/70 pour le sous-domaine 1c (Fig. 14). Le clivage secondaire de crénulation ne montre pas cette variation



d'orientation et possède une attitude moyenne de 251/87 pour le domaine 1 en entier (Fig. 14). Les quelques linéations d'étirement mesurées montrent une plongée à composante pendage abrupte (57-75) sur le plan Sp (Fig. 14).

3.2.3 Domaine structural 2 : couloir de déformation de la faille de Normétal

Le domaine structural 2 correspond au couloir de déformation associée à la faille de Normétal. La faille de Normétal est une structure qui s'étend latéralement sur une distance de plus de 40 kilomètres et dont l'orientation passe de NO-SE dans la partie ouest du complexe volcanique à E-O dans la partie est (Fig. 12). Le domaine structural 2 possède une épaisseur de 200 mètres à plus de 2 km à l'intérieur duquel la zone de foliation mylonitique intense possède une épaisseur de 200 à plus de 700 mètres. Les limites nord et sud du domaine correspondent à la disparition des linéations d'étirement intense, des bandes macroscopiques de cisaillement et des kinks qui caractérisent le couloir de la faille. La déformation au sein de ce domaine affecte principalement le membre supérieur de la Formation de Normétal (les roches sédimentaires de Normétal et la séquence de la mine Normétal) mais aussi la partie sommitale du membre moyen (Figs. 12, 15). La déformation est distribuée de façon hétérogène par rapport aux différents contrastes lithologiques. Par exemple, le faciès siltstone-argilite des roches sédimentaires est caractérisé par une schistosité très pénétrante, un clivage de crénulation, et des plis alors que le faciès de grès associé possède seulement une schistosité pénétrante. L'intensité de la séricitisation des rhyolites du membre moyen contrôle aussi le développement hétérogène de la déformation.

de l'échelle microscopique à macroscopique. Cette déformation hétérogène est en partie soulignée par le développement de bandes de cisaillement dans la rhyolite de l'unité 3.

Le couloir de la faille de Normétal est caractérisé par une schistosité principale de flux intense qui passe localement à une foliation mylonitique, un clivage secondaire de crénulation, des bandes de cisaillement, des plis et des kinks (Figs. 14, 15). Une linéation d'étirement (fragments ou phénocristaux étirés) ou une linéation minérale (quartz, séricite) intense et omniprésente est également observée sur le plan de schistosité. L'orientation de la schistosité principale ou mylonitique est homogène et possède une attitude moyenne de 288/85 (Fig. 14). Deux familles de linéations au sein du plan Sp sont observées : une famille de linéation sub-verticale et une famille sub-horizontale (Fig. 14). Cette dernière est concentrée dans la partie ouest du domaine 2, soit à l'ouest de la mine Normétal (Fig. 15), alors que la famille sub-verticale est présente sur la totalité du domaine 2. Le plan moyen du clivage secondaire Cs possède une attitude de 266/87 qui est similaire à celle du domaine 1.

Les bandes de cisaillement observées possèdent un espacement décimétrique à métrique entre les plans de cisaillement et une attitude moyenne de 300/84 (Fig. 14). Cette orientation montre une relation de cisaillement dextre avec la schistosité principale Sp qui est orientée en moyenne à 288/85 (Fig. 14, 16a). Les bandes de cisaillement sont particulièrement bien développées dans les roches felsiques contenant beaucoup de séricite.

Les plis intrafoliaux (P1) qui affectent les surfaces S0 et Sp sont observés uniquement dans le faciès siltstone-argilite des roches sédimentaires de Normétal (Fig. 16b). Ces plis possèdent un axe qui plonge parallèlement à la linéation d'étirement et une longueur d'onde

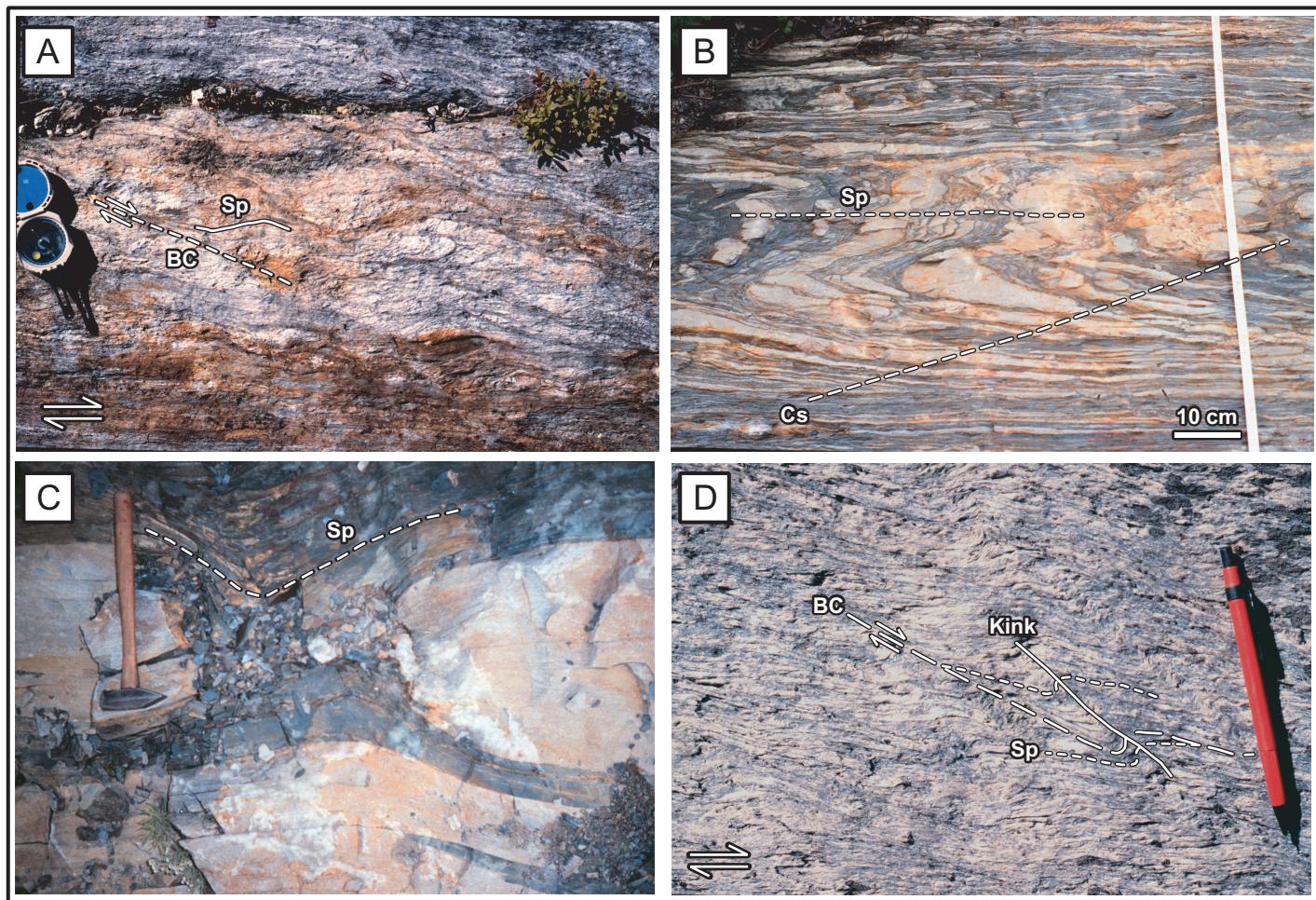


Figure 16. Éléments structuraux macroscopiques associés à la zone de failles de Normétal. Toutes les photos sont vues en plan. A) Relation de cisaillement dextre entre la schistosité principale (Sp) et les bandes de cisaillement (BC). Rhyolite de l'unité 3, affleurement BL-95-27. B) Plis intrafoliaux à forte plongée parallèle à la linéation d'étirement. La schistosité principale Sp est de plan axial à ces plis alors que le clivage de crénulation secondaire (Cs) recoupe les deux flancs des plis. Faciès siltstone-argilite des roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal, affleurement BL-95-56. C) Dyke syndéformation porphyrique felsique affleurant près du gisement de Normetmar qui est boudiné symétriquement selon un axe sub-vertical marquant la nature coaxiale de la déformation. Partie sommitale de la séquence de la mine Normétal, BL-95-266. D) Relation entre la schistosité principale (Sp) et les bandes de cisaillement dextre (BC) qui sont tous les deux replissés par les kinks tardifs. Rhyolite aphanitique de l'unité 3 localisée immédiatement à l'ouest de la mine Normétal, BL-95-259. Les affleurements sont localisés sur la carte 4 en pochette.

décimétrique à métrique (Fig. 14, 16b). Les deux flancs de ces plis P1 sont recoupés par le clivage de crénulation secondaire (Fig. 16b). Le domaine structural 2 est également caractérisé par deux familles de kinks conjugués qui forment localement des plis en chevron; une famille NE-SO orientée en moyenne à 224/83 et une famille NNO-SSE orientée en moyenne à 346/89 (Fig. 14, 16d). Les bandes de kinks sont d'échelle centimétrique et sont espacées de façon métrique à décamétrique. Les kinks replissent à la fois la schistosité principale et les bandes de cisaillement précédemment décrites (Fig. 16d). L'empreinte du style de la déformation est aussi observée près de l'entrée de l'ancienne rampe du dépôt de Normetmar à l'intérieur de certains des dykes porphyriques felsiques. Sur cet affleurement, les dykes sont boudinés parallèlement à l'orientation de Sp et symétriquement selon un axe de boudin sub-vertical (Fig. 16c). Seules les bordures de ces dykes possèdent la trace de la schistosité principale Sp.

3.2.3.1 Cinématique de la faille de Normétal

Les indicateurs de mouvement observés parallèlement à la linéation d'étirement sur Sp (plongée abrupte vers l'est) au sein du couloir de failles de Normétal montrent généralement une signature à tendance plutôt symétrique. Cependant, quelques indicateurs de mouvement de type sigma montrent une composante en cisaillement qui suggère un mouvement de chevauchement du bloc de Normétal Sud sur le Complexe volcanique de Normétal (Fig. 17a).

Le couloir de failles de Normétal montre également une composante de cisaillement apparente dextre lorsque observé en plan. Ce mouvement de décrochement est matérialisé

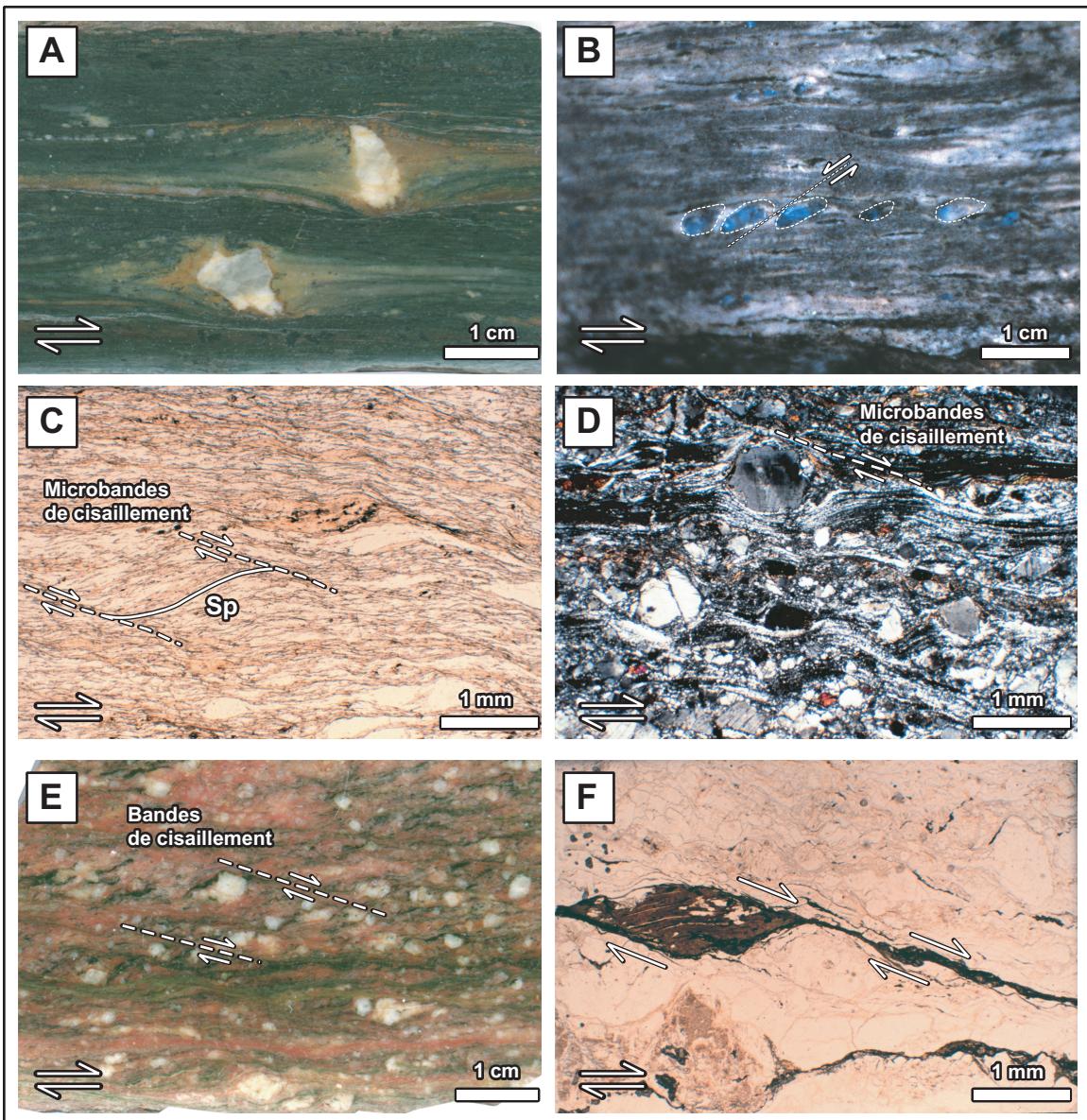


Figure 17. Indicateurs de sens de cisaillement des failles de Normétal et de Patten. A) Zones abritées de type sigma associées à la faille de Normétal montrant un mouvement dextre qui remis dans son orientation d'origine suggère le chevauchement du bloc de Normétal Sud sur le CVN. L'aspect symétrique des zones abritées serait dû à leur rotation lors de l'aplatissement final qui est associé à cette faille. Échantillon macroscopique poli. B) Structures en dominos qui affectent une veinule de quartz bleuté au sein d'une rhyolite aphanitique dans le couloir de failles de Patten. Affleurement vu en plan. C) Photomicrographie montrant des microbandes de cisaillement dextre qui affectent une rhyolite du couloir de failles de Patten. Lumière naturelle. D) Photomicrographie de la portion protomylonitique du pluton de Patten dans le couloir de failles de Patten. Les microbandes de cisaillement montrent un décroachment dextre. Lumière polarisée E) Bandes de cisaillement centimétriques observées dans la portion protomylonitique du pluton de Patten. Échantillon macroscopique poli. F) Photomicrographie de *mica fish* dans la protomylonite du pluton de Patten montrant un cisaillement dextre. Lumière naturelle.

par les linéations d'étirement sub-horizontales et les bandes de cisaillement dextre (Fig. 16a). Ce mouvement dextre est observé seulement pour la portion du couloir de failles de Normétal qui est située à l'ouest de la Mine Normétal (Fig. 15).

3.2.4 Domaine structural 3 : zone de plis

Le domaine structural 3 contient les seuls plis d'importance régionale qui ont pu être documentés au sein du CVN. Ce domaine est bordé au sud par le couloir de failles de Normétal (domaine 2) et au nord par le couloir de failles de Patten (domaine 4) et le domaine structural 1 (Fig. 15). La limite du domaine structural 3 avec le domaine structural 4 correspond à l'apparition des linéations sub-horizontales qui caractérisent le domaine 4. La limite avec les domaines structuraux 1 et 2 correspond à la disparition des plis présents dans le domaine 3. La déformation du domaine 3 affecte en majorité les roches du membre moyen de la Formation de Normétal et de façon moindre celles du membre inférieur (Fig. 15).

Les plis qui affectent les contacts lithologiques (S0) et la schistosité principale (Sp) montrent une géométrie qui varie d'ouvert, pour la portion NE du domaine 3, à pli en chevron pour la portion SO du domaine 3 (Fig. 15). Le clivage de crénulation secondaire, orienté en moyenne à 270/86, défini le plan axial de ces plis. La trace axiale des plis définie une géométrie d'éventail. Les traces axiales sont parallèles à la faille de Patten dans la portion ouest du domaine 3 et orientés plutôt est-ouest dans la portion est du domaine 3 (Fig. 15). L'axe de pli moyen calculé (081/70) à partir de la projection stéréographique de la schistosité principale Sp est en accord avec les linéations d'intersection sub-verticales

mesurées entre le plan composite S0/Sp et le clivage de crénulation (Fig. 14). Les plis possèdent une longueur d'onde qui varie de 500 à 900 mètres et une amplitude 200 à 400 mètres. Ils possèdent une asymétrie en Z avec un flanc long et un flanc court lorsqu'observés en plan, formant ainsi une géométrie de kink (Fig. 15).

Les linéations d'étirement observées sur le plan Sp dans le domaine structural 3 montrent une nette dominance de la plongée sub-verticale vers l'est bien que quelques linéations sub-horizontales aient également été notées (Fig. 14). Le domaine 3 contient aussi quelques bandes de cisaillement dans sa portion sud et quelques kinks dont les orientations sont les mêmes que pour le domaine 2 (Fig. 14).

3.2.5 Domaine structural 4 : couloir de déformation de la faille de Patten

Le domaine structural 4 correspond au couloir de déformation associé à la faille de Patten, une structure dont seuls les six kilomètres de la terminaison orientale sont observés dans la région étudiée. La terminaison ouest de la structure vers l'Ontario n'est pas connue (Fig. 15). Les limites du domaine structural 4 sont fixées avec la disparition de la linéation sub-horizontale qui est développée au sein du plan Sp. Le couloir de failles de Patten affecte les unités du membre moyen de la Formation de Normétal et le pluton de Patten (Fig. 15). La déformation à l'intérieur du domaine structural 4 est développée de façon homogène, avec toutefois localement des petits couloirs métriques où le cisaillement est plus intense.

Le couloir de failles de Patten est caractérisé par une schistosité principale de flux qui peut passer graduellement à une foliation mylonitique. La schistosité principale qui

possède une attitude moyenne de 276/87 est la plupart du temps accompagnée par une linéation d'étirement sub-horizontale bien développée (Figs. 14, 15). Le secteur est également caractérisé par la présence de bandes de cisaillement qui possèdent la même géométrie et la même attitude que celles des domaines 2 et 3 (Fig. 14).

3.2.5.1 Cinématique de la faille de Patten

L'observation microstructurale des indicateurs de sens de mouvement au sein du couloir de failles de Patten montre systématiquement et clairement la présence d'un mouvement de cisaillement dextre, parallèle aux linéations d'étirement sub-horizontales développées sur le plan Sp. Le décrochement dextre est matérialisé dans les roches volcaniques par des structures en dominos et des microbandes de cisaillement (Figs. 17b, c). Le même cisaillement dextre dans la portion mylonitique du pluton de Patten est caractérisé par la présence de microbandes de cisaillement et de bandes de cisaillement (Figs. 17d, e), de *mica fish* (Hammer et Passchier, 1991; Fig. 17f) et d'ombres de pression de type sigma. Le mouvement dextre observé à l'intérieur du couloir de failles de Patten est compatible avec la composante dextre du couloir de failles de Normétal précédemment décrit.

3.2.6 Domaine structural 5 : domaine de Beaupré

Le domaine structural 5 est bordé au nord par le couloir de failles de Normétal (domaine 2) et au sud par le couloir de failles de Perron (Fig. 15). Le domaine structural 5 est subdivisé en domaine 5a (basaltes de Beaupré) et 5b (rhyolite de Beaupré) pour tenir compte du comportement différent des deux lithologies. La déformation dans le basalte est

distribuée de façon homogène et elle passe graduellement de faible à l'ouest, à forte vers l'est près de la faille qui le sépare de la rhyolite (Fig. 15). La déformation dans la rhyolite est très hétérogène et concentrée dans de petits couloirs de cisaillement métriques en-dehors desquels la déformation est à toute fin inexiste (domaine 5b). Le domaine 5a est caractérisé par une schistosité principale ayant une attitude moyenne NNE-SSO de 024/59, ce qui le distingue nettement de tous les autres domaines structuraux (Fig. 14). Le contact entre le basalte et la rhyolite est interprété comme une faille de chevauchement mineure de l'est vers l'ouest. Ce mouvement est suggéré par les linéations d'étirement à plongée moyenne vers l'est qui sont développées sur le plan Sp d'attitude 024/59 (Fig. 15).

3.2.7 Domaine structural 6 : domaine du bloc de Normétal Sud

Le domaine structural 6 correspond à la portion centre-nord du bloc de Normétal Sud (Fig. 12). Seulement quelques observations ont été effectuées dans ce domaine dans le but de définir la limite sud du couloir de déformation de la faille de Normétal (domaine structural 2), qui est définie par la disparition des bandes de cisaillement et des kinks. La limite sud du domaine structural 6 n'est donc pas connue. La déformation au sein du domaine 6 est distribuée de façon homogène et elle est généralement forte. Ce domaine est caractérisé par une schistosité principale d'attitude moyenne de 296/78 et des linéations d'étirement sub-verticales développées au sein du plan Sp (Fig. 14). Ces données sont compatibles avec celles de Péloquin (1994) dont l'étude couvrait toute la portion ouest du bloc de Normétal Sud. Bien que les observations soient préliminaires, il semble que des plis régionaux orientés NO-SE qui affectent le S0 caractérisent également ce domaine.

3.2.7.1 Cinématique de la faille de Perron

La faille de Perron est interprétée comme une faille subsidiaire de la même famille que la faille de Normétal. Le couloir de failles de Perron est caractérisé par une déformation hétérogène qui est matérialisée par une linéation d'étirement sur Sp dominante subverticale à forte plongée vers l'est ainsi que par des couloirs métriques où la linéation subhorizontale sur Sp est dominante (Dallaire, 1998).

3.3 SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS STRUCTURALES

Les zones de forte anisotropie du secteur d'étude sont localisées majoritairement dans la portion sommitale et ouest de l'empilement volcanique et elles correspondent respectivement aux couloirs de failles de Normétal et Patten. L'ensemble de la région est caractérisé par la présence d'une schistosité principale et d'un clivage de crénulation secondaire, bien que ce dernier soit mieux développé dans les zones à forte anisotropie comme les couloirs de failles de Normétal et de Patten. Ces couloirs de failles sont caractérisés par une forte linéation d'étirement, des bandes de cisaillement et un système de kinks conjugués.

Les failles de Normétal et de Perron sont des structures de chevauchement du sud vers le nord subséquemment réactivées par du cisaillement dextre, alors que la faille de Patten est caractérisée seulement par du cisaillement dextre (Fig. 15). La signature ambiguë du cisaillement et la faible préservation des indicateurs de cisaillement de la faille de Normétal sont caractéristiques des couloirs de failles de l'Abitibi orientés E-O (Daigneault et

Archambault, 1990). Ceci peut s'expliquer par la poursuite du raccourcissement que subissent les roches lors de leur verticalisation, créant ainsi un fort aplatissement. Cet aplatissement pourrait favoriser la recristalisation des indicateurs asymétriques, causant ainsi une signature à tendance plutôt symétrique.

Le secteur est généralement peu plissé, sauf pour les plis intrafoliaux P1 présents dans les roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal (unité 5) et les plis P2 qui sont localisés dans le domaine structural 3. Les plis P2 possèdent un axe à forte plongée vers l'est et une géométrie en Z.

La synthèse chronologique des événements de déformation qui ont affecté la région d'étude est présentée sur le tableau 2. La déformation est divisée en deux événements majeurs D1 et D2 qui sont subdivisés en éléments précoce et tardifs. L'événement D1 est caractérisé au départ par un raccourcissement N-S qui provoque le développement de la schistosité principale Sp, des failles de chevauchement du sud vers le nord F1 (failles de Normétal et de Perron) et des plis P1 observés dans les roches sédimentaires de Normétal. La poursuite du raccourcissement N-S provoque un fort aplatissement et la verticalisation des strates. Cette composante importante d'aplatissement dans l'histoire tardive de l'événement D1 de la faille de Normétal, est montrée par la présence en plan des dykes porphyriques felsiques qui sont boudinés de façon symétrique (Fig. 16c). Ce boudinage, la présence de la schistosité seulement en bordure des dykes et la géochimie (décrise plus loin) suggèrent que les dykes porphyriques felsiques se soient mis en place de façon synchrone à l'événement de déformation D1.

Tableau 2: Synthèse chronologique des événements de déformation.

	D1		D2		
	Précoce	Tardif	Précoce	Tardif	
	Raccourcissement Nord-Sud, chevauchement	Raccourcissement Nord-Sud, aplatissement	Crénulation	Décrochement dextre	Ajustement tardif
Fabrique	Schistosité principale Sp Boudinage des dykes syndéformation	Schistosité principale Sp	Crénulation secondaire Cs	Bandes de cisaillement dextre	Kinks
Failles	Chevauchement F1 du sud vers le nord (faille de Normétal, faille de Perron)	Verticalisation des strates et des failles		Décrochement dextre F2, zone de faille de Patten Réactivation en décrochement dextre des zones de failles de Normétal et de Perron	
Plis		Plis dans les sédiments de Normétal P1		Plissement P2 du domaine 3 sur des strates préalablement verticalisées	

Le deuxième événement de déformation D2 est relié, soit à un changement du champ de contrainte régionale où le raccourcissement passe de N-S à NO-SE, soit au blocage de l'accommodation du raccourcissement par l'aplatissement qui provoque un mouvement en décrochement. Ce changement d'accommodation de la déformation, qui passe d'un raccourcissement à un décrochement, peut être expliqué à l'intérieur d'un régime de transpression où la dominance de la composante en raccourcissement ou en décrochement varie dans l'espace et dans le temps.

La formation de la crénulation secondaire Cs sur l'ensemble du Complexe volcanique est associée au premier incrément de la déformation D2. Le clivage Cs est cependant mieux développé dans les secteurs de forte anisotropie préexistante comme la zone de failles de Normétal et le domaine structural 3.

L'événement tardif de la déformation D2 est le décrochement dextre, qui est présent seulement dans le secteur à l'ouest de la mine Normétal. L'expression la plus marquante de ce cisaillement dextre est le développement de la faille de Patten et la formation des plis P2 du domaine structural 3 (Fig. 15). L'événement D2 tardif est également caractérisé par la réactivation en mouvement dextre des zones de failles de chevauchement F1 de Normétal et de Perron et par le développement de bandes de cisaillement dextre le long de ces zones de failles. Il semble que le mouvement de réactivation dextre ait été un peu plus pénétrant pour la faille de Perron que pour la faille de Normétal, puisque que la faille de Perron est caractérisée par l'alternance de couloirs à signature chevauchante et de couloirs à décrochement dextre. Enfin, l'ajustement tardif des contraintes, parallèlement aux zones de

failles provoqua le développement du système de kinks conjugués qui marque la présence des couloirs de failles F1 et F2.

Les zones de failles de chevauchement réactivées en décrochement dextre de Normétal et de Perron sont corrélatives avec les discontinuités structurales de l’Abitibi orientées E-O, alors que la faille de décrochement dextre de Patten est corrélative avec les discontinuités orientées SE (Daigneault et Archambault, 1990). L’événement de chevauchement et plissement D1 et l’événement de décrochement dextre D2 reconnus dans la présente étude sont cohérents avec la chronologie et les caractéristiques des événements D1 et D2 déjà reconnue à l’échelle de l’Abitibi (Daigneault et Archambault, 1990) ou à l’échelle régionale (Lacroix et Sawyer, 1995; Lacroix *et al.*, 1998).

Cependant, à l’échelle de l’Abitibi, les mouvements interprétés à partir de critères de terrain ou de profils sismiques pour les chevauchements F1 sont du nord vers le sud sur des plans qui deviennent listriques en profondeur vers le nord (Antonuk et Mareschal, 1993; Lacroix et Sawyer, 1995). Le mouvement du sud vers le nord, interprété pour les failles de Normétal et de Perron, correspondrait plutôt à une système de rétrochevauchement lors de l’événement D1 à l’échelle de l’Abitibi. Ces mouvements de rétrochevauchement sont en accord avec ceux reconnus pour la faille Lyndhurst (Labbé *et al.*, 1992) et la faille de Porcupine-Destor (Goutier et Lacroix, 1992) qui sont situées plus au sud. La réactivation des failles de chevauchement en décrochement dextre a également été observée pour les failles de Cadillac et d’Opawica (Daigneault et Archambault, 1990) ainsi que pour la faille Manneville-Destor-Porcupine (Mueller *et al.*, 1996). Le dernier cas est particulièrement similaire puisque le mouvement de chevauchement dominant se retrouve sur la portion de

la faille qui est orientée E-O, alors que la portion orientée NO-SE est en décrochement, tout comme pour la faille de Normétal (Fig. 12). Il faut toutefois noter que l'importance du décrochement dextre le long de la faille de Normétal est minime en comparaison au décrochement qui est interprété pour la faille de Manneville-Destor-Porcupine qui représente la frontière entre les Zones volcaniques Nord et Sud de l'Abitibi (Mueller *et al.*, 1996).

CHAPITRE 4

VOLCANOLOGIE ET SÉDIMENTOLOGIE

Comme il a été décrit précédemment, en dehors des couloirs de failles importantes, les textures et structures volcaniques sont bien préservées et priment sur les caractéristiques structurales. La cartographie du Complexe volcanique de Normétal a permis de documenter les relations chronologiques entre les différentes unités, de délimiter les faciès volcaniques proximaux et distaux d'une même coulée et de documenter le sens de fermeture des lobes felsiques. Ces caractéristiques ont servi à établir la géométrie du Complexe volcanique de Normétal (CVN) en plus de vectoriser la provenance des coulées et donc de localiser les centres d'émissions de produits volcaniques (Lafrance *et al.*, 2000). La localisation des centres d'émission est importante puisque les fluides minéralisateurs empruntent les mêmes structures synvolcaniques que le magma et que les lentilles minéralisées sont donc souvent localisées dans ces zones (Gibson et watkinson 1990; Franklin 1996). Les caractéristiques sédimentologiques permettent d'interpréter le milieux de dépôt dans lequel l'édifice volcanique s'est construit. Les caractéristiques volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires de chaque unité stratigraphique sont décrites dans ce chapitre. La synthèse de ces observations a permis de proposer un modèle de reconstruction de l'édifice volcanique de Normétal qui est présenté à la fin de cette section.

4.1 CARTOGRAPHIE VOLCANIQUE ET TERMINOLOGIE

La cartographie des faciès volcaniques a été effectuée à l'échelle de 1 :5000 sur l'ensemble de la région et aux échelles de 1 :1000 et 1 :500 pour les affleurements clés. Les cartes de faciès volcaniques produites couvrent le secteur ouest (Fig. 18), le secteur central (Figs. 19, 20) et le secteur est (Fig. 21). Chacun de ces secteurs est géographiquement séparé par des dykes protérozoïques importants (Fig. 5). La disposition des symboles de faciès volcaniques placés sur ces cartes correspond à la localisation des affleurements visités.

Les termes volcaniques employés dans ce travail sont tirés essentiellement des travaux de Fisher (1961, 1966), Fisher et Schmincke (1984) et McPhie *et al.* (1993). Le terme volcanoclastite est employé ici selon la définition de Fisher (1961), «un dépôt composé principalement de particules volcaniques». Les dépôts volcanoclastiques sont décrits en utilisant la classification granulométrique standard de Fisher (1961, 1966) qui est descriptive et non-génétique (tuf < 2mm; lapillis 2-64 mm; bloc > 64mm). Les termes généraux brèche volcanique (fragments > 2mm) et grès volcanique (fragments 0,06-2mm) sont employés pour les sédiments volcanoclastiques dont la nature primaire ou secondaire des fragments est inconnue (McPhie *et al.*, 1993). Les tufs, tufs à lapillis et tufs à blocs qui sont clairement associés avec des coulées de lave sont décrits comme des hyaloclastites (McPhie *et al.*, 1993). Les caractéristiques volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires importantes de chacune des unités reconnues à Normétal sont présentées et résumées sur le tableau 3.

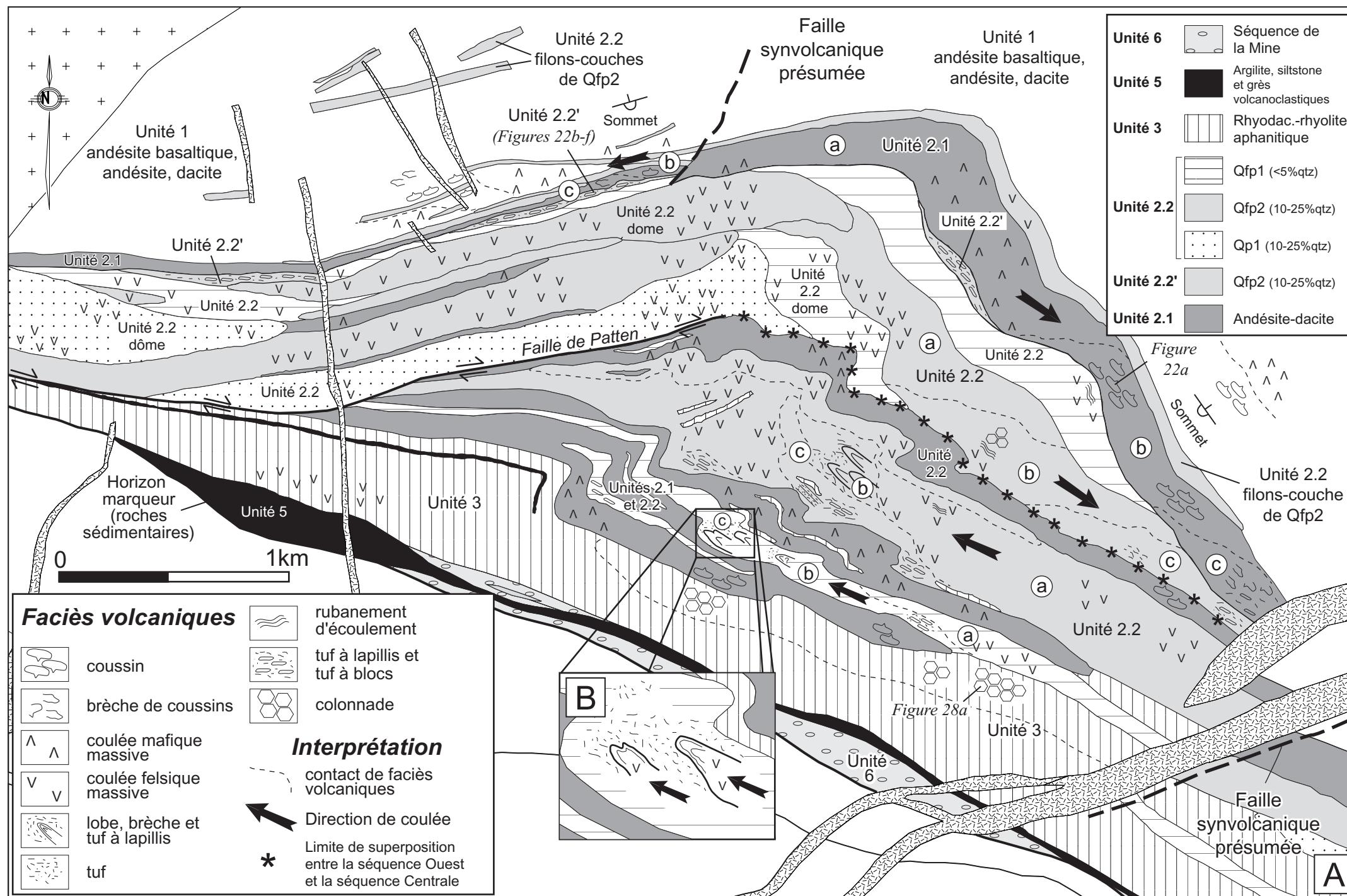


Figure 18. Carte des faciès volcaniques et des lithologies du secteur ouest du Complexe volcanique de Normétal. A) Les flèches noires indiquent les directions de coulée interprétées et les lettres a-b-c (dans les cercles blanc) indiquent la transition de faciès volcaniques proximaux à distaux aussi bien pour les coulées mafiques que felsiques. Les unités 2.1, 2.2' et 2.2 représentent différentes phases de construction volcanique de l'unité 2, tel que discuté dans le texte. La localisation des symboles de faciès volcaniques correspond aux affleurements visités. Notez la superposition des roches de la séquence centrale sur celles de la séquence ouest qui est marquée par un contact discordant à l'est (ligne d'étoiles) et la faille de Patten à l'ouest. Des failles synvolcaniques sont interprétées et sont marquées par la présence de dykes protérozoïques à certains endroits. B) Détail d'un lobe à fermeture ouest et des tufs qui lui sont associés, tel qu'observé dans une rhyolite de type Qfp1. Voir la figure 5 pour la localisation.

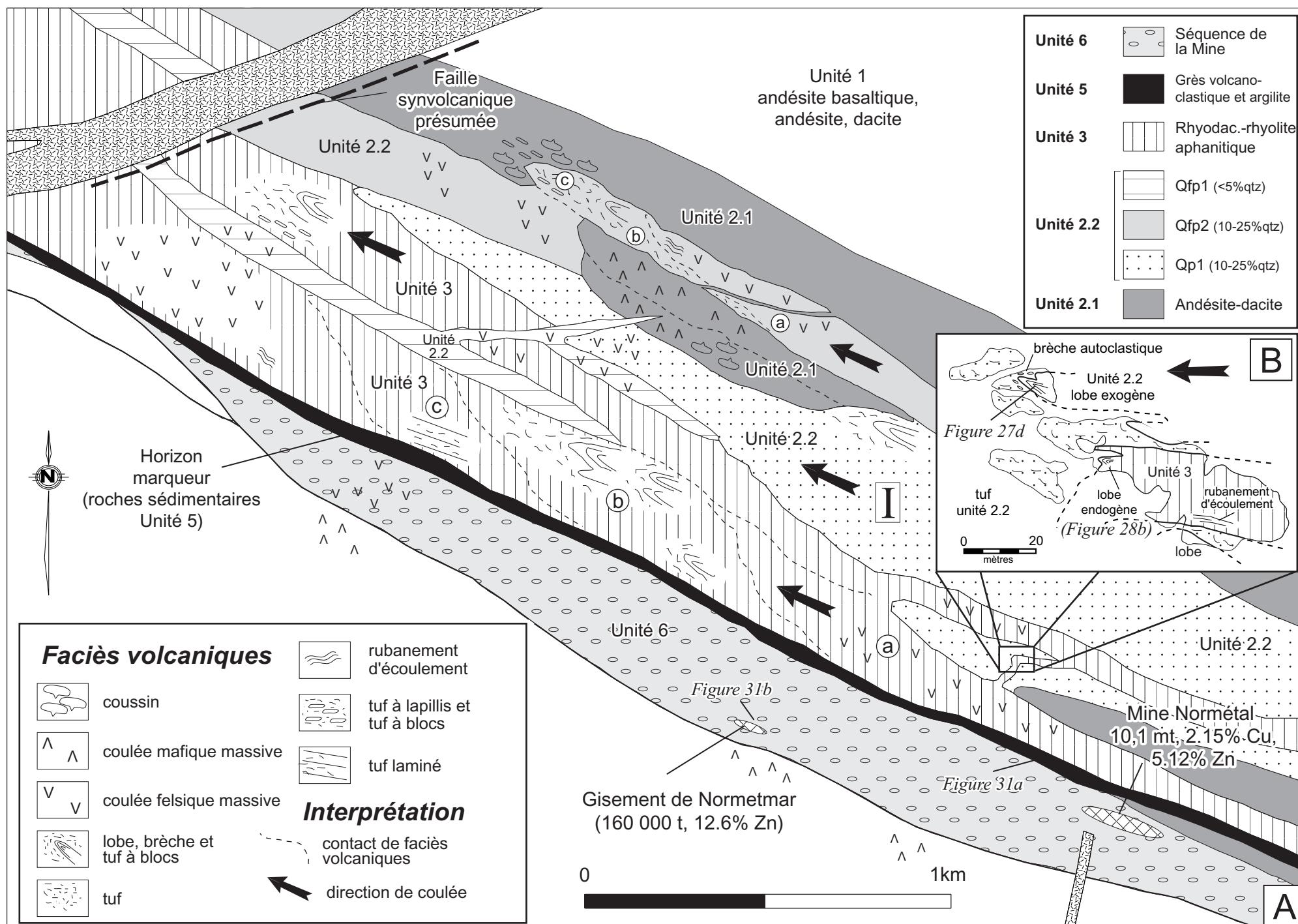


Figure 19. Carte des faciès volcaniques et des lithologies de la partie ouest du secteur central du Complexe Volcanique de Normétal. A) Les flèches noires indiquent les directions de coulée interprétées et les lettres a-b-c (dans les cercles blanc) indiquent la transition de faciès volcaniques proximaux à distaux aussi bien pour les coulées mafiques que felsiques. Les centres d'émission sont situés dans la direction opposée des flèches et des fermetures de lobes. La localisation des symboles de faciès volcaniques correspond aux affleurements visités. La lettre I correspond à la coulée de rhyolite de type Qp1 dont il est question dans le texte. B) Carte de détails de l'affleurement 95-256 montrant une rhyolite de type Qp1 de l'unité 2.2c qui est recoupée par une dyke de rhyolite aphanitique de l'unité 3. Le lobe exogène à fermeture ouest de Qp1 possède une bordure avec écoulement laminaire et une brèche autoclastique (hyaloclastique) associée. La bordure du dyke de rhyolite aphanitique est marqué par de l'écoulement laminaire et un lobe endogène. La nature intrusive de ce dernier est confirmée par l'absence de brèche autoclastique associée. Voir la figure 5 pour la localisation.

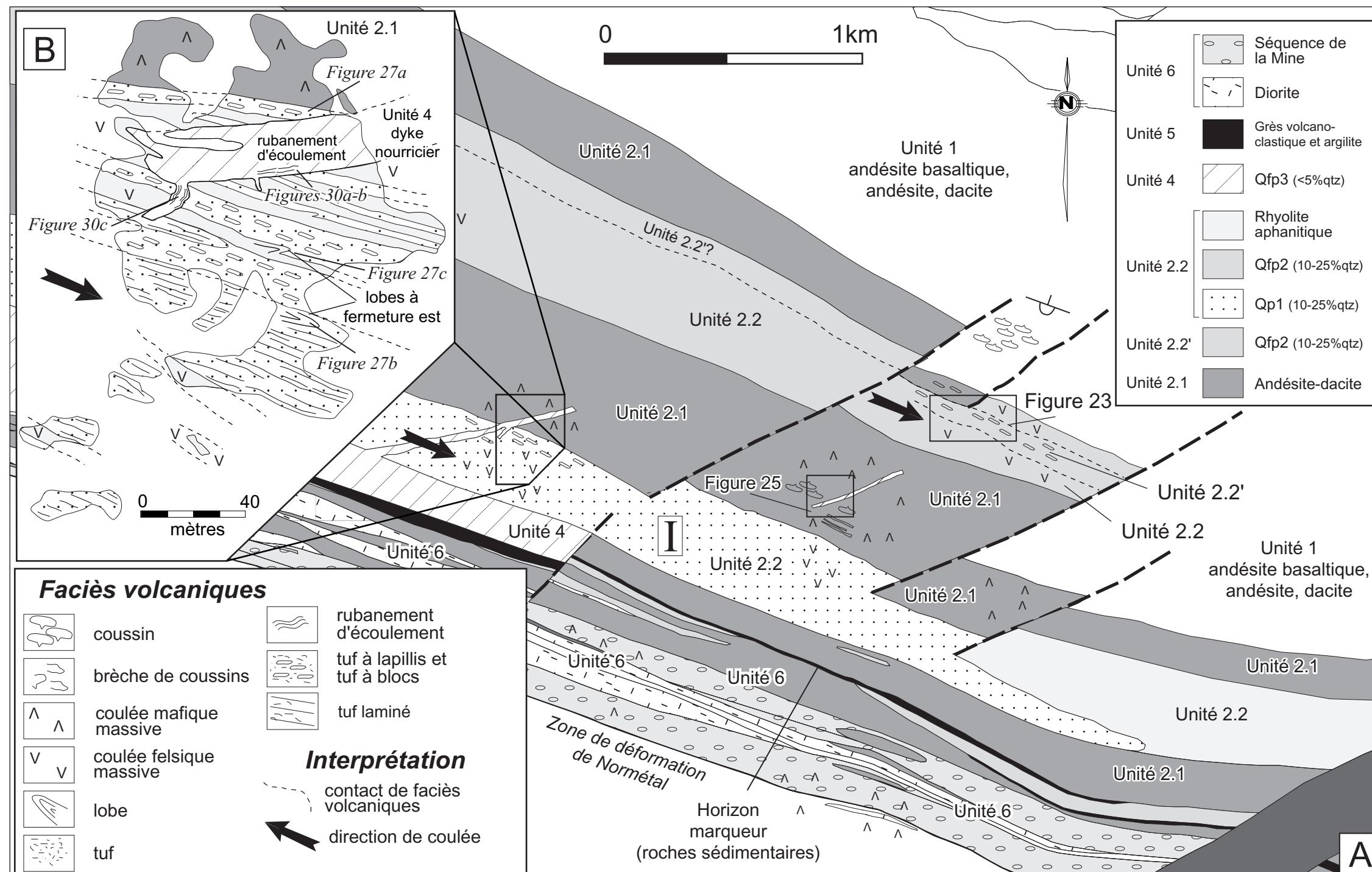


Figure 20. Carte des faciès volcaniques et des lithologies de la partie est du secteur central du Complexe volcanique de Normétal. A) Les flèches noires indiquent les directions de coulée interprétées. La localisation des symboles de faciès volcaniques correspond aux affleurements visités. La lettre I correspond à la coulée de rhyolite de type Qp1 qui est discutée dans le texte. B) Carte de détails de l'affleurement 96-208 montrant une coulée à rubanement d'écoulement et un tuf à lapillis et à blocs de rhyolite de type Qp,1 qui est recoupée par des dykes de rhyolite aphanitique tous de l'unité 2. Les lobes observés dans la rhyolite de type Qp1 et la rhyolite aphanitique montrent tous une fermeture vers l'est. Un dyke de rhyolite de type Qfp3 de l'unité 4 recoupe les unités précédentes de l'unité 2. Ce dyke est interprété comme un dyke nourricier du dôme de l'unité 4, qui se trouve stratigraphiquement au-dessus. Voir la figure 5 pour la localisation.

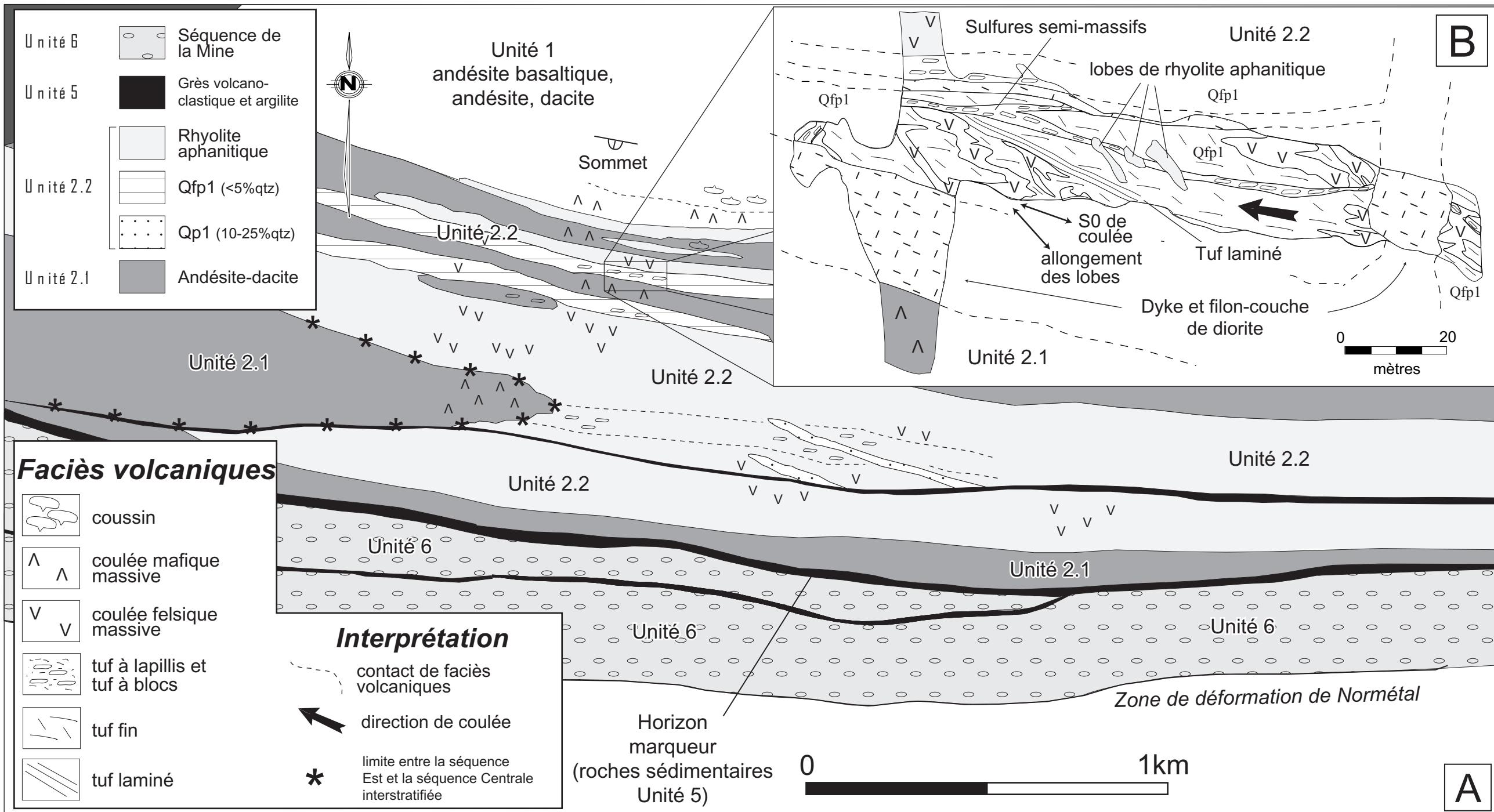


Figure 21. Carte des faciès volcaniques et des lithologies du Secteur est du Complexe Volcanique de Normétal. A) Les flèches noires indiquent les directions de coulée interprétées. La localisation des symboles de faciès volcaniques correspond aux affleurements visités. B) Carte de détails de l'affleurement 95-163 montrant un tuf à lapillis (qui contient des sulfures semi-massifs), un tuf fin et un tuf laminé de type Qfp1 recoupés par des lobes de rhyolite aphanitique et des dykes et filons-couches de diorite. Voir la figure 5 pour la localisation.

Tableau 3 : Unités lithostratigraphiques du CVN. Les divisions sont basées sur la stratigraphie régionale, les relations de recouvrement, la variation du contenu en phénocristaux des laves et la géochimie. Modifié de Lafrance *et al.*, 2000

membre inf								
	Unité 1	Unité 2			Unité 3	Unité 4	Unité 5	Unité 6
		Unité 2.1	Unité 2.2*	Unité 2.2				
Composition basée sur SiO₂ vs Zr/TiO₂	Andésite basaltique, andésite et dacite	Andésite-dacite	Dépôts volcano-clastiques rhyolitiques	Rhyolite	Rhyodacite-rhyolite	Rhyodacite-rhyolite	Grès, siltstone, volcano-clastiques, argile	Andésite-dacite et rhyolite
Contenu en phénocristaux/cristaux des rhyolites/sédiments 1			10-25% de cristaux de quartz, 1-2mm	-Qfp1 (<5% quartz, 0.5-1mm) -Qfp1 et Qfp2 (10-25% quartz, 1-2mm) -Aphanitique	Aphanitique (microphénocristaux de feldspath)	Qfp3 (<5% quartz, 3mm-1cm)	10-20% de cristaux de quartz, 1-2mm (grès)	-Qfp1 (<5% quartz, 0.5-1mm) -Qfp2 (10-25% quartz, 1-2mm) -Aphanitique
Morphologie des coulées et textures des dépôts	Coulées massives et coussinées avec brèches de coussins	Coulées massives et coussinées avec brèches de coussins. Tufs à lapilli, sillls, coulées de lave à blocs (dacite)	Tufs turbiditiques, tufs à blocs, tuf fin laminé	Coulées massives et lobées avec tufs à lapilli, rubanement d'écoulement, colonnades. Tufs à blocs, tufs à lapilli, tuffs. Dômes de laves	Coulées massives et lobées avec tufs à lapilli, rubanement d'écoulement, colonnades. Tufs à lapilli, tufs laminés, dykes, sillls, dômes de laves	Intrusions de laves et dykes massifs et à rubanement d'écoulement	Grès turbiditiques S ₃ , siltstone et argile T _{d-e} . Séquences positives	Tufs et tufs à lapilli turbiditiques dominants et coulées massives mafiques et felsiques
Épaisseur des unités	1 à 2 km	30 à 640 m	5 à 50 m	150 à 600 m	100 à 600 m	475 m	20-70 m	Non significatif, déformation forte
Épaisseur des coulées/lits	4-20 m	30 à 225 m	1cm à 10 m	115 à 350 m	75 à 225 m		10-40 cm (grès) 2-25 cm (silts.) 0.3-5 cm (argil.)	
Dimension des dômes endogènes		1 km de long par 170 m d'épaisseur		2.5 km de long par 250 m d'épaisseur (Qfp2) et 1 km de long par 225 m (Qfp1)	2.2 km de long par 550 m d'épaisseur	3.5 km de long par 475 m d'épaisseur		Non significatif, déformation forte
Environnement volcanique et style éruptif	- Sous-marin - Effusif et autoclastique	- Sous-marin - Effusif et autoclastique	- Sous-marin - Hydroclastique ou autoclastique résédimenté	- Sous-marin - Effusif et autoclastique - Hypovolcanique	- Sous-marin - Effusif et autoclastique - Hypovolcanique	- Sous-marin - Dôme exogène (?) - Hypovolcanique	- Sous les vagues de tempête, - Sédimentation sous-marine profonde	- Sous-marin - Interprété hydroclastique et effusif
Affinité géochimique	Transitionnelle	Transitionnelle	Transitionnelle	Transitionnelle	Tholéitique	Transitionnelle (calco-alcaline)		Transitionnelle

* Qfp = phénocristaux de quartz et feldspath, Qp = phénocristaux de quartz.

4.2 UNITÉ 1 : VOLCANISME SOUS-MARIN DOMINÉ PAR DE L'ANDÉSITE BASALTIQUE

La phase initiale de volcanisme est représentée par les laves intermédiaires de Normétal (unité 1) qui forment un empilement de 1-2 km d'épaisseur et qui sont distribuées sur l'ensemble du CVN. L'unité est constituée d'andésite basaltique, d'andésite et de façon moindre de dacite. L'andésite basaltique et l'andésite sont caractérisées par des coulées massives et coussinées ainsi que par quelques brèches de coussins. Les coulées coussinées ont de 4-20 m d'épaisseur avec des coussins de 0,5-2 m de diamètre qui présentent localement des fractures concentriques de refroidissement. Les brèches de coussins sont composées de fragments amiboïdes de 10-30 cm de taille. Les rares dacites interstratifiées sont massives et aphanitiques.

4.2.1 Interprétation du volcanisme de l'unité 1

Les coulées massives et coussinées suggèrent un volcanisme effusif dans un environnement sous-marin (Dimroth *et al.*, 1978; Cousineau et Dimroth, 1982), alors que l'extension latérale importante des coulées mafiques est cohérente avec du volcanisme de plancher océanique et de volcan bouclier (Chown *et al.*, 1992). La dacite massive peut représenter aussi bien des coulées que des intrusions.

4.3 UNITÉ 2 : VOLCANISME SOUS-MARIN D'ANDÉSITE-DACITE ET DE RHYOLITE INTERSTRATIFIÉES

La phase principale de construction du CVN est constituée de l'interstratification de l'andésite-dacite de Normétal (unité 2.1) et de la rhyolite de Normétal (unité 2.2). L'unité 2 pris dans son ensemble possède une épaisseur de 0,8-2,2 km et elle est divisée ici selon des critères volcaniques en : 1) un horizon d'andésite à la base (unité 2.1); 2) une unité médiane de volcanoclastites felsiques (unité 2.2'); 3) une interstratification supérieure d'andésite-dacite (unité 2.1) et de rhyolite (unité 2.2) (Tableau 3).

L'horizon basal (unité 2.1), observé dans les secteurs ouest (Fig. 18) et central (Fig. 19, 20), est un empilement de 30-640 m d'épaisseur qui est constitué de coulées massives et coussinées d'andésites (Fig. 22a), ainsi que de brèches de coussins qui passent latéralement et verticalement à des tufs à lapillis de même composition sur une distance de 2-3 km (voir les faciès de la coulée de l'unité 2.1 identifiée a-b-c sur la figure 18). Les coussins de 0,2-1 m de diamètre ont des bordures riches en amygdales, des cavités inter-coussin constituées localement de quartz-épidote et des fractures concentriques de refroidissement (pelures d'oignon). Le tuf à lapillis est composé de fragments aphanitiques de composition d'andésite à dacite.

L'unité médiane 2.2', constituée de dépôts volcanoclastiques felsiques d'épaisseur variant de 5 à 50 m, est confinée aux secteurs ouest (Fig. 18) et central (Fig. 20). Les dépôts du secteur ouest sont constitués d'une base de tuf surmontée par un lit de tuf à blocs (Fig. 22b). Le tuf fin à grossier basal de 1 m d'épaisseur contient des lits (0,5-20 cm d'épaisseur) massifs, granoclassés, ou laminés à ondulants qui localement montrent des

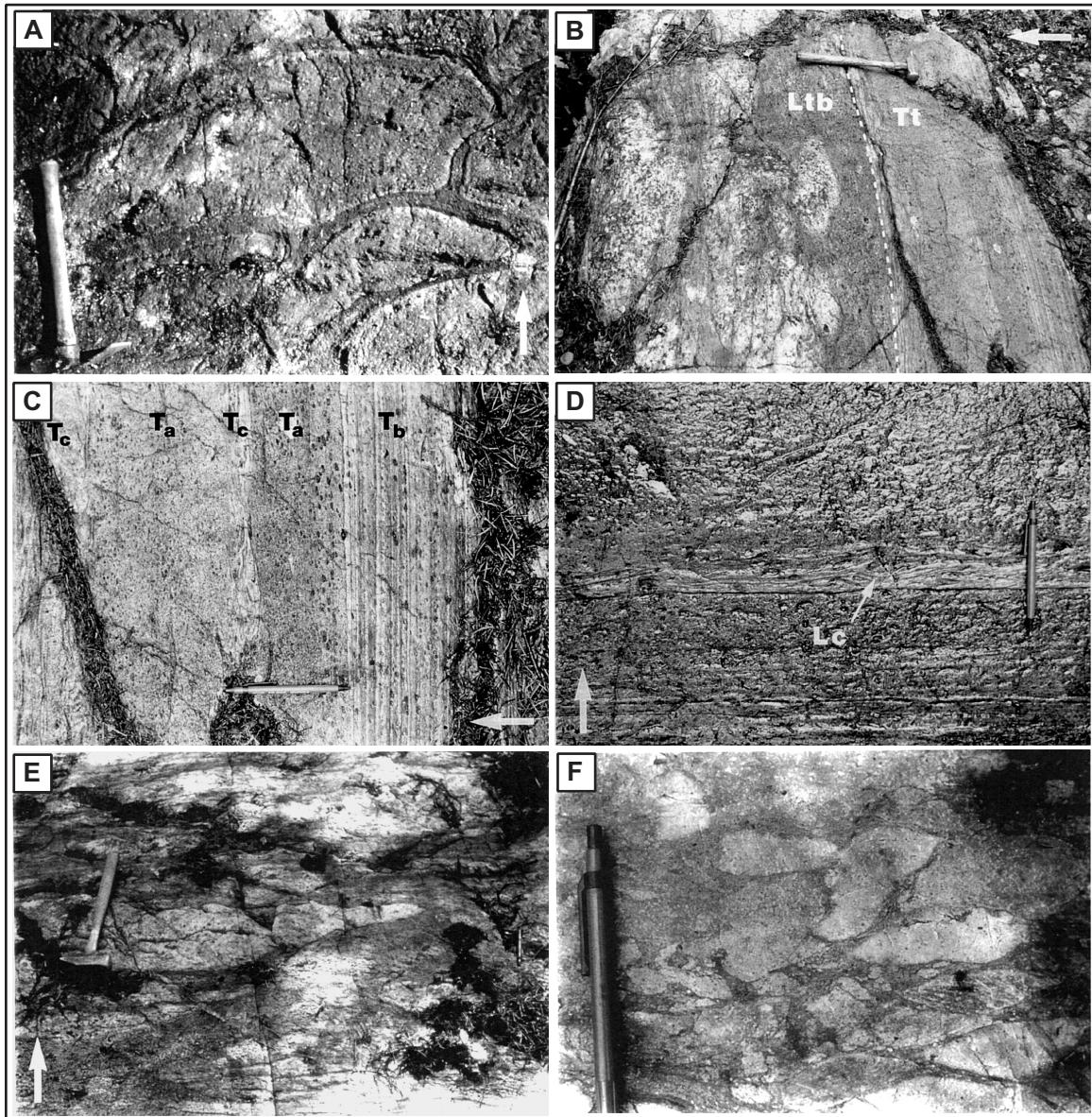


Figure 22. Faciès volcaniques des unités 2.1 et 2.2' de la portion ouest du CVN. Les photographies sont localisées sur la figure 18. Les flèches blanches indiquent la direction du sommet stratigraphique. **A)** Coussins d'andésite de l'unité 2.1 montrant la direction des sommets. Le marteau mesure environ 35 cm de long. **B)** Dépot volcanoclastique des l'unité 2.2' qui est caractérisé par un tuf turbiditique (Tt) d'un mètre d'épaisseur à la base et un tuf à blocs non-jointif (Ltb). **C)** Tuf turbiditique basal de l'unité 2.2' qui est caractérisé par des lits massifs à granoclassement normaux Ta et des lits laminés Tb et convolutés Tc. Le crayon mesure environ 15 cm. **D)** Détails d'une structure de charge (Lc) présente à la base d'un lit Ta qui surmonte un lit convoluté Tc. **E)** Tuf à blocs non-jointif de l'unité 2.2'. Les fragments aphanitiques subarrondis et vesiculaires peuvent être dérivés des andésites sous-jacentes (unité 2.1). Le marteau mesure environ 35 cm de long. **F)** Brèche volcanique qui constitue le sommet de l'unité 2.2'. Le crayon mesure environ 15 cm.

structures convolutées (Figs. 22c, 22d). Ce tuf est surmonté par un lit de tuf à blocs non-jointif d'une épaisseur de 2-10 m contenant des fragments sub-anguleux à sub-arrondis de 10-60 cm de diamètre (Fig. 22e). La séquence est complétée par une brèche d'une épaisseur de 2-20 m qui contient des fragments de rhyolite de type Qfp2 anguleux à sub-arrondis de 2-8 cm de diamètre (Fig. 22f).

L'unité 2.2' du secteur central (Figs. 20, 23) est caractérisée par un tuf à blocs jointif de type Qfp2 d'une épaisseur de 20-30 m. Ce tuf à blocs est constitué d'abondants fragments sub-arrondis de 5-20 cm de diamètre de rhyolite de type Qfp2 similaire à la matrice (80 % des fragments) et de fragments felsiques aphanitiques (20 % des fragments; Fig. 24a). La partie nord de la cartographie de détails de ce secteur (Fig. 23), montre des coulées d'andésite-dacite à l'ouest qui sont en contact avec une rhyolite à l'est. Ce contact orienté NE-SO est interprété comme une faille synvolcanique puisque le tuf à blocs qui est stratigraphiquement au-dessus (partie sud de l'affleurement) recouvre à la fois l'andésite-dacite, la rhyolite et la faille elle-même. La structure synvolcanique est également marquée par la présence d'un dyke de rhyolite aphanitique qui est injecté dans le faille.

La portion sommitale, d'une épaisseur de 0,8-1,5 km, est caractérisée par l'interstratification de coulées, dykes et intrusions d'andésite-dacite (unité 2.1) et de rhyolite (unité 2.2) qui sont réparties sur l'ensemble du CVN. Un exemple représentatif de coulées massives et coussinées de l'unité d'andésite-dacite (unité 2.1) est exposée dans le secteur central du CVN (Figs. 20, 25). À cet endroit, deux coulées massives de 2-25 m d'épaisseur (Fig. 26a, 26b) passent verticalement à des coulées coussinées (localement des

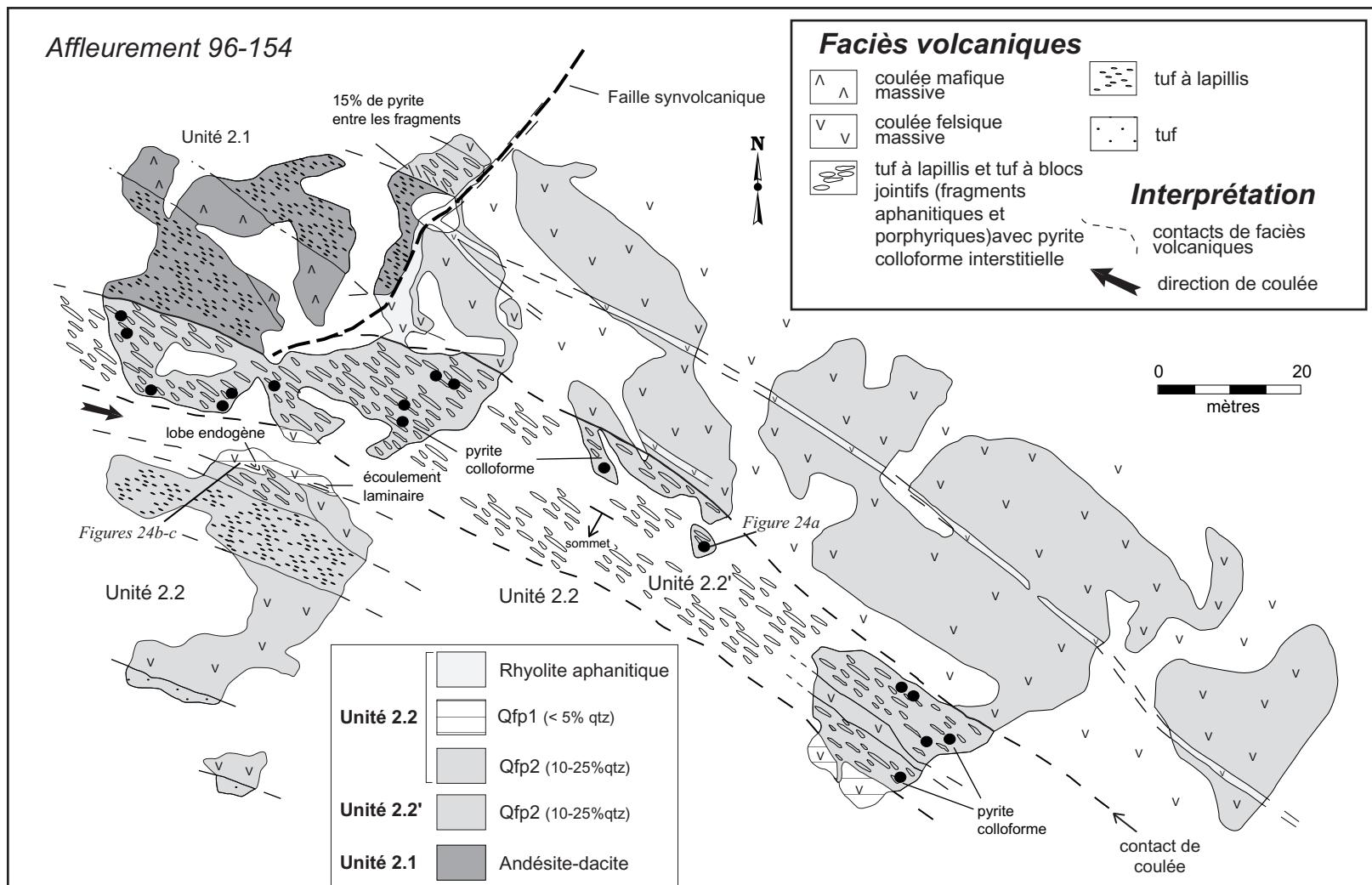


Figure 23. Carte de détails de l'affleurement 96-154 de la partie est du secteur central du CVN. La carte montre un tuf à blocs rhyolitique (unité 2.2') en contact de coulée avec une rhyolite massive de type Qfp2 et un tuf à lapillis de composition andésitique (unité 2.1). Le contact franc entre la rhyolite massive de type Qfp2 et le tuf à lapillis andésitique est interprété comme étant une faille synvolcanique qui a servi de structure pour l'intrusion subséquente d'un dyke de rhyolite aphanitique. Le tuf à blocs rhyolitique de l'unité 2.2' contient jusqu'à 15 % de pyrite colloiforme. Dans la partie ouest de l'affleurement, un lobe endogène de rhyolite de type Qfp1 à fermeture vers l'est est présent dans le tuf à blocs rhyolitique de type Qfp2. Voir la figure 20 pour la localisation.

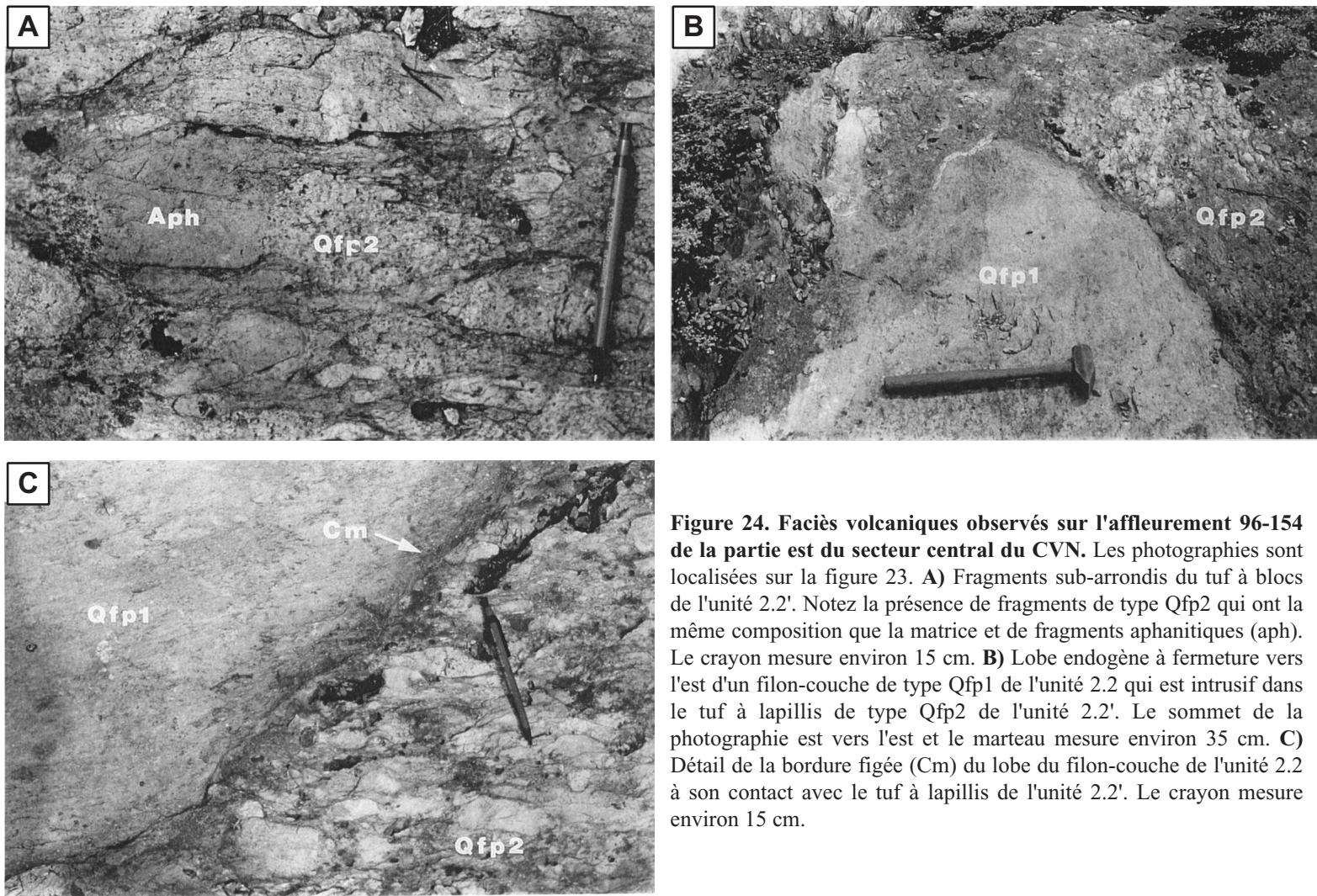


Figure 24. Faciès volcaniques observés sur l'affleurement 96-154 de la partie est du secteur central du CVN. Les photographies sont localisées sur la figure 23. **A)** Fragments sub-arondis du tuf à blocs de l'unité 2.2'. Notez la présence de fragments de type Qfp2 qui ont la même composition que la matrice et de fragments aphanitiques (aph). Le crayon mesure environ 15 cm. **B)** Lobe endogène à fermeture vers l'est d'un filon-couche de type Qfp1 de l'unité 2.2 qui est intrusif dans le tuf à lapillis de type Qfp2 de l'unité 2.2'. Le sommet de la photographie est vers l'est et le marteau mesure environ 35 cm. **C)** Détail de la bordure figée (Cm) du lobe du filon-couche de l'unité 2.2 à son contact avec le tuf à lapillis de l'unité 2.2'. Le crayon mesure environ 15 cm.

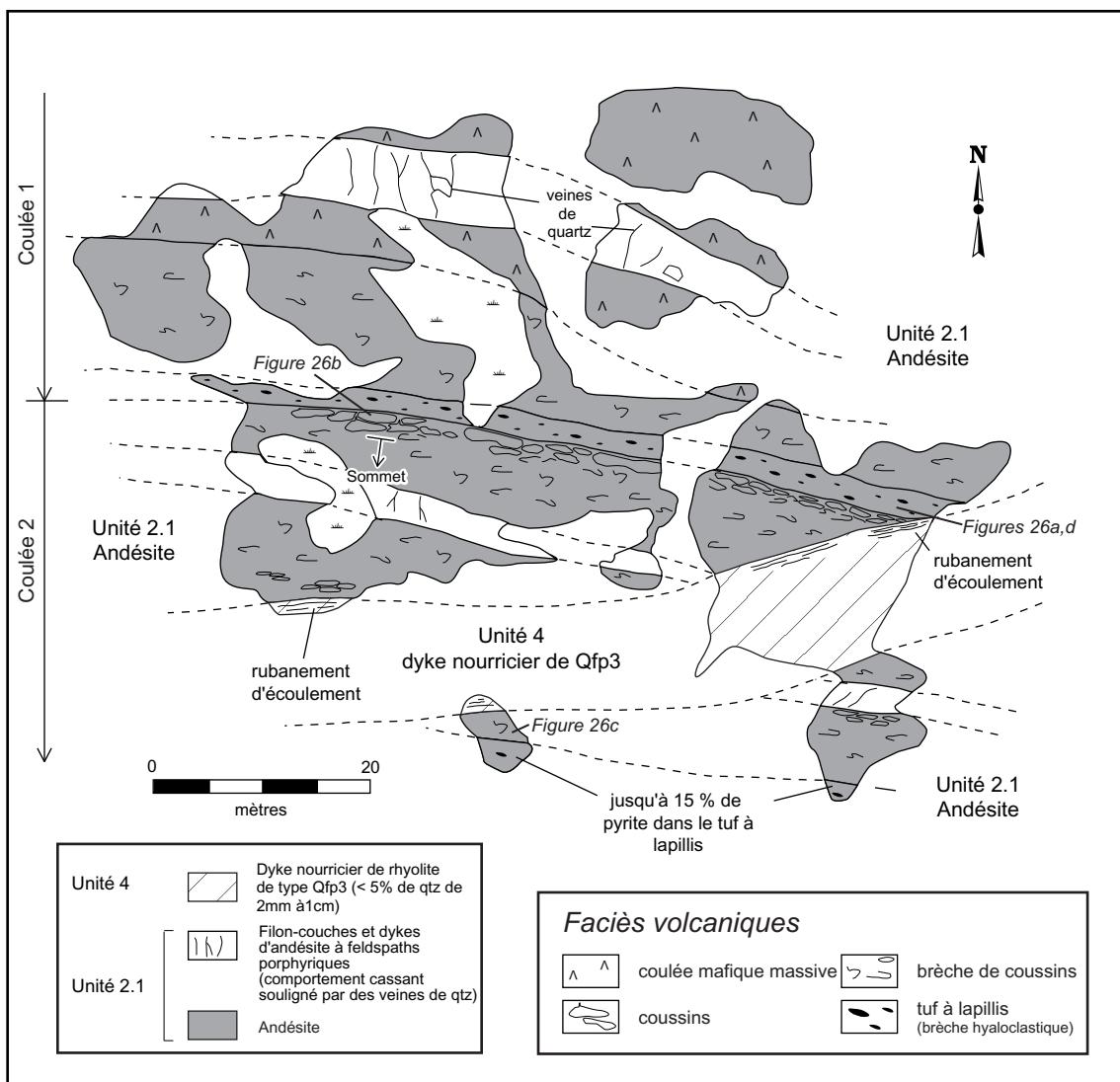


Figure 25. Carte de détails de l'affleurement 96-144 de la partie est du secteur central du CVN. Les deux coulées andésitiques sont composées d'un faciès massif qui passe à coussiné à des brèches de coussins et finalement à des tufs à lapillis hyaloclastiques. Les coulées d'andésite de l'unité 2.1 sont recoupées par un dyke de rhyolite de type Qfp3 de l'unité 4, qui est caractérisé par des structures de rubanement d'écoulement sur ses bordures. Voir la figure 20 pour la localisation.

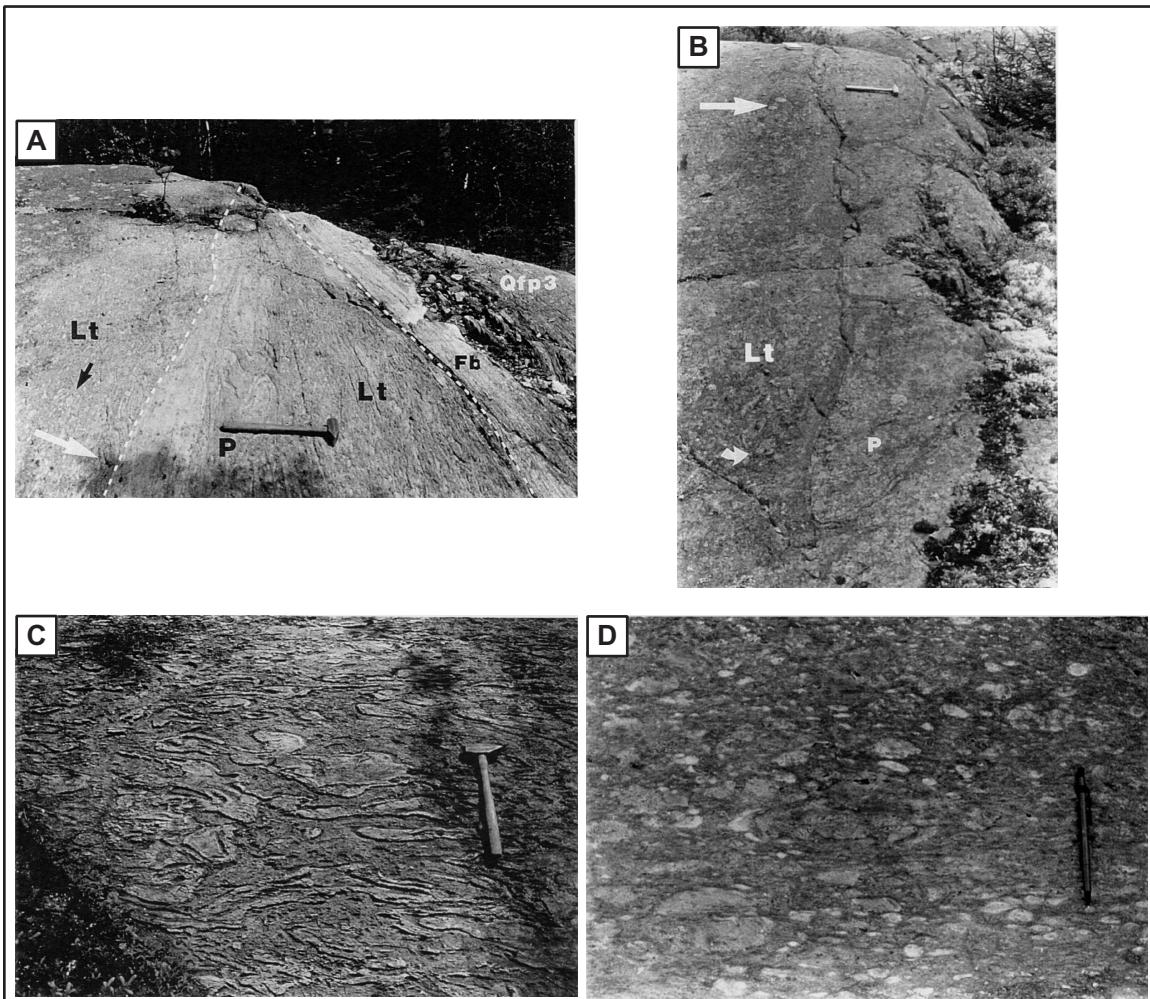


Figure 26. Faciès volcaniques observés sur l'affleurement 96-144 de la partie est du secteur central du CVN. Les photographies sont localisées sur la figure 25. Les flèches blanches indiquent la direction du sommet stratigraphique. **A)** Relation de recouplement entre un dyke de rhyolite de type Qfp3 de l'unité 4 et l'andésite de l'unité 2.1. Le dyke qui est caractérisé par des structures de rubannement d'écoulement (Fb) près du contact recoupe de gauche à droite le tuf à lapillis (Lt) de la coulée d'andésite 1, et les coussins (P), la brèche de coussin et le tuf à lapilli de la coulée d'andésite 2. Le marteau mesure environ 35 cm. **B)** Coussins (P) de la coulée d'andésite 2 qui surmonte le tuf à lapilli (Lt) de la coulée 1 et qui montrent une polarité vers le sud. **C)** Fragments de coussin amydoïdes décimétriques de la brèche de coussins andésitique 2. **D)** Tuf à lapilli de la coulée 2 qui contient des fragments sub-anguleux dont la taille varie de 0,5-5 cm. Le crayon mesure environ 15 cm.

tubes de 2-6 m de diamètre) ou à une brèche de coussins de 5-23 m d'épaisseur qui contient des fragments amiboïdes de coussins (Fig. 26c). Ces unités sont surmontées par un tuf à lapillis (Fig. 26d) de 4 m d'épaisseur qui est composé de clastes sub-anguleux à sub-arrondis. L'affleurement contient aussi des filons-couches andésitiques de 5 à 10 m d'épaisseur.

L'unité 2.2, d'une épaisseur de 150-600 m, est caractérisée par des coulées, des intrusions et des dépôts volcanoclastiques de rhyolite (Tableau 3). Les coulées individuelles d'une puissance de 115 à 350 m, sont reconnues grâce aux différents types de rhyolite (Tableau 1) et sont localisées dans le secteur ouest (Fig. 18), le secteur central (Figs. 19, 20) et le secteur est (Fig. 21). Typiquement, on observe pour ces coulées un changement latéral de faciès sur des distances de 1-2 km. Les variations latérales passent d'un faciès massif à un faciès de lobes puis à un faciès volcanoclastique qui peut être composé de tufs, de tufs laminés, de tufs à lapillis ou de tufs à blocs (voir les faciès des coulées identifiées a-b-c sur les figures 18 et 19). Le faciès massif peut localement contenir des joints columnaires de 5-20 cm de diamètre. Les lobes de 1-20 m d'épaisseur possèdent une partie centrale massive et une bordure centimétrique à métrique montrant du rubanement d'écoulement (Figs. 18b, 27d). Les tufs à lapillis et tufs à blocs associés aux unités massives et aux lobes sont composés de fragments anguleux à sub-arrondis (Fig. 27d). Des masses intrusives de rhyolite en forme de dômes caractérisées par un contenu uniforme en phénocristaux, un faciès massif homogène et des contacts intrusifs ont aussi été identifiés dans le secteur ouest (unité 2.2 dôme sur la figure 18). Ces dômes possèdent des dimensions de 1-2,5 km de longueur par 225-250 m de puissance.

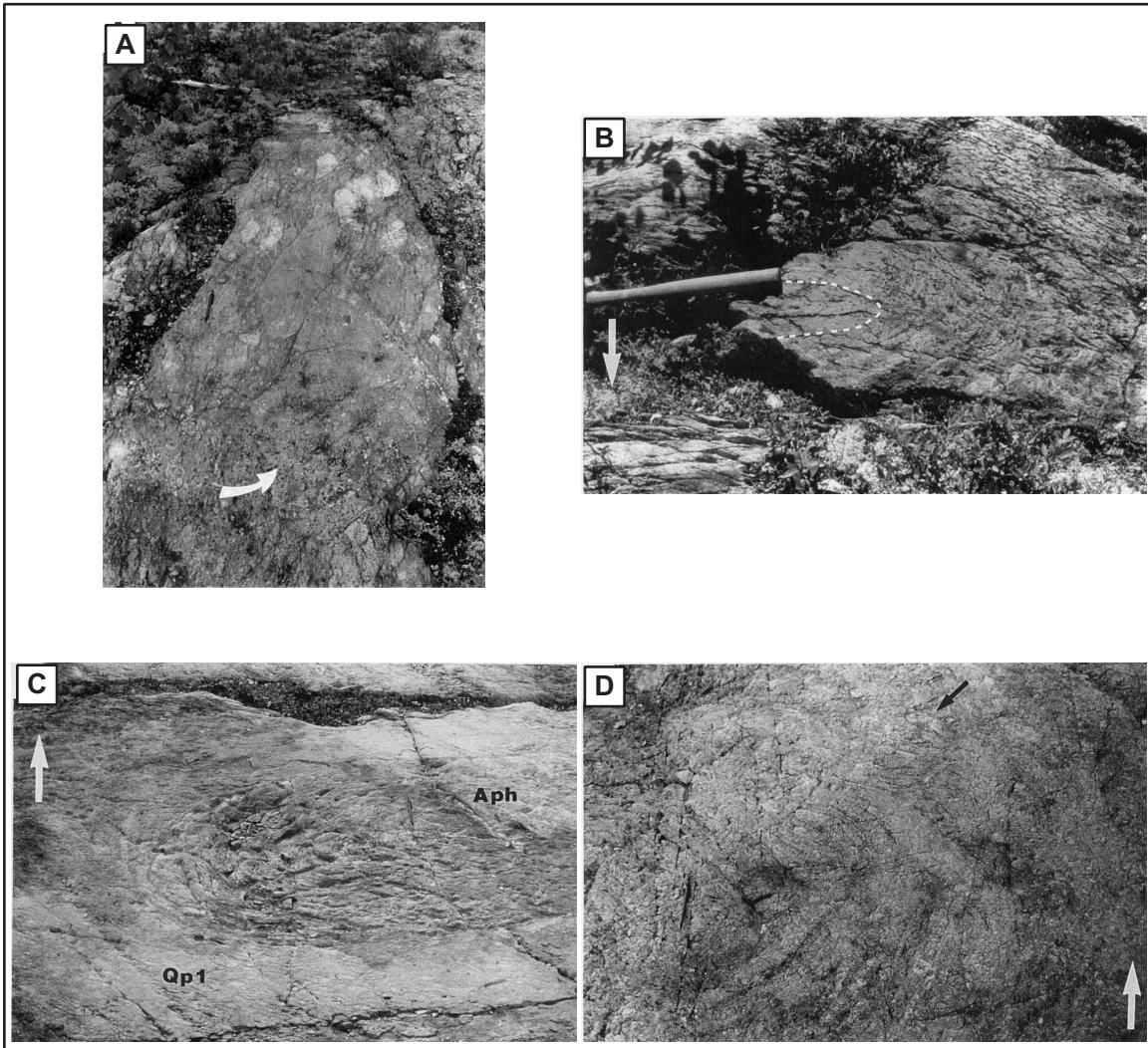


Figure 27. Faciès volcaniques de la rhyolite de type Qp1 de l'unité 2.2 des parties ouest et est du secteur central du CVN. Les photographies sont localisées sur les figures 19b et 20b. Les flèches blanches indiquent la direction du sommet stratigraphique. **A)** Tuf à blocs à fragments sub-anguleux jointifs qui peuvent atteindre une taille de 80 cm (flèche blanche courbée). Le crayon mesure environ 15 cm. **B)** Lobe de dimension métrique à fermeture vers l'est et écoulement laminaire. Le marteau mesure environ 35 cm. **C)** Lobe endogène à fermeture vers l'est dans un filon-couche aphanitique qui est intrusif dans la rhyolite de type Qp1. **D)** Lobe exogène de taille métrique à fermeture vers l'est et écoulement laminaire. Le crayon est sur la partie massive du lobe alors que la flèche noire montre la partie bréchique qui contient des lapillis et des blocs. Notez la direction opposée de la fermeture des lobes de la même coulée de rhyolite de type Qp1 qui est vers l'est dans le secteur est (photographie B) et vers l'ouest dans le secteur ouest (photographie D).

4.3.1 Interprétation du volcanisme de l'unité 2

Les coulées massives et coussinées andésitiques des unités 2.1 et représentent, comme pour l'unité 1, du volcanisme effusif sous-marin. Les tufs à lapillis et brèches de coussins qui sont la continuation latérale des coulées sont des dépôts hyaloclastiques (Cas et Wright, 1987; McPhie *et al.*, 1993).

Les dépôts fragmentaires de l'unité 2.2' peuvent être autant d'origine pyroclastique qu'autoclastique (Cas, 1992) et avoir été remobilisés par des processus sédimentaires marins syn-volcaniques ou plus tardifs (McPhie *et al.*, 1993). La resédimentation de dépôts d'origine pyroclastique est possible, mais la remobilisation de débris autoclastiques (sans explosion) ou hydroclastiques dérivés de l'interaction entre des coulées sous-marines de lave et l'eau (Fisher et Schmincke, 1984) semble plus probable. L'origine autoclastique ou hydroclastique est supportée par l'abondance de coulées de laves situées plus haut dans la stratigraphie, les clastes de la taille de brèche et l'absence de pences, échardes de verre et vésicules dans les fragments qui sont reliés aux dépôts pyroclastiques (Fisher et Schmincke, 1984; Dimroth et Yamagishi, 1987).

Les tufs grossiers à fins et les tufs à lapillis de l'unité 2.2' (Fig. 22c) ont été déposés par des courants de turbidité de haute à basse concentration et sont donc des tufs turbiditiques (Mueller et White, 1992). Les lits massifs à granoclassement normal représentent les dépôts T_a de Bouma (1962) ou S_3 de Lowe (1982) qui se sont déposés à partir d'une réduction de densité des particules ou d'une réduction du taux de retombées durant un transport de turbidité de haute concentration. Les portions laminées et ondulées du tuf représentent les lits $T_{b,c}$ de Bouma. Le tuf à blocs non-jointif du secteur ouest (Fig. 22e) est

interprété comme une coulée de débris cohésive dérivée d'un processus d'écoulement laminaire (Lowe, 1982). La brèche volcanique du secteur ouest (Fig. 22f) et le tuf à blocs jointifs du secteur central (Fig. 24a) sont également des dépôts de coulée de masse relié à un processus d'écoulement laminaire (Lowe, 1982; McPhie *et al.*, 1993).

Les coulées massives et à blocs anguleux de dacite ainsi que les coulées massives à lobées de rhyolite de la phase 2.2 sont des produits typiques de coulées felsiques visqueuses (Kano *et al.*, 1991; Dadd, 1992; Manley, 1992). Les débris fragmentaires associés aux lobes de rhyolite sont générés par des processus de granulation thermique et sont donc considérés comme étant des hyaloclastites et des brèches de carapace (Cas et Wright, 1987; McPhie *et al.*, 1993) ou des dépôts de coulées de lobes-hyaloclastites (Gibson *et al.*, 1999).

Le changement latéral de faciès massif à un faciès lobé montrant une bordure avec rubanement d'écoulement, qui passent à son tour à des brèches et hyaloclastites est similaire avec les modèles de Yamagishi et Dimroth (1985) et de Rosen-Spence *et al.* (1980) pour des analogues miocènes et archéens. Les lobes peuvent être extrusifs et être entourés de hyaloclastites et brèches de même nature (lobe exogène; Fig. 27d) ou endogènes et donc être intrusifs dans un encaissant de type différent (Figs. 24b, 27c). Les masses kilométriques et massives en forme de dôme montrant des contacts intrusifs sont cohérentes avec les caractéristiques des cryptodômes (Allen, 1992; McPhie *et al.*, 1993).

La documentation de toutes les différentes coulées (basées sur leur contenu en phénocristaux) ainsi que le sens de fermeture des lobes, a permis de définir les relations chronologiques et géométriques entre les différentes rhyolites. Les relations de recouplement sont par exemple montrées par l'intrusion d'un lobe de rhyolite de type Qfp1

dans un tuf à lapillis ou lapillis et blocs de type Qfp2 dans le secteur central (Figs. 24b) ou par l'intrusion d'un lobe de rhyolite aphanitique dans une rhyolite de type Qp1 (Fig. 27c).

Le sens de fermeture des lobes de rhyolite donne une indication du sens de l'écoulement de la lave et est, avec les variations latérales de faciès, des observations de premières importances pour documenter la géométrie interne d'une coulée et donc de définir les parties proximales et distales de la coulée (de Rosen-Spence *et al.*, 1980, Gibson *et al.*, 1999). Un exemple de l'organisation interne d'une coulée felsique est montré par la coulée de rhyolite de type Qp1 qui est observée dans la partie centrale du CVN (la même coulée est identifiée I sur les figures 19 et 20). La cartographie détaillée de la partie ouest (Fig. 19b) et de la partie est (Fig. 20b) de cette coulée montre qu'elle est composée d'un tuf à blocs à la base (Fig. 20b, 27a) qui est surmonté par des roches massives ou à rubannement d'écoulement (Fig. 20b) et finalement par un faciès de lobes et tufs à lapillis (Fig. 19b). Les lobes observés dans cette coulée montrent un sens de fermeture vers l'est dans la partie est de la coulée (Figs. 20b, 27b), alors que les lobes de la partie ouest de la coulée (Fig. 19b) montrent des fermetures vers l'ouest (Figs. 19b, 27d). La fermeture vers l'est des lobes de cette rhyolite est également observée sur le même affleurement dans un filon-couche aphanitique (Figs. 20b, 27c) confirmant ainsi un sens d'écoulement généralement vers l'est dans ce secteur.

4.4 UNITÉS 3 ET 4 : VOLCANISME SOUS-MARIN ET INTRUSIONS

HYPOVOLCANIQUES DE RHYODACITE ET RHYOLITE

La rhyolite aphanitique de l'unité 3, qui possède une épaisseur totale de 600 m est composée de deux coulées d'une épaisseur de 75-275 m qui sont continues sur plus de 10 km. L'unité 3 est constituée aussi de filons-couches et de dykes décimétriques dans la partie ouest du CVN (Figs. 18, 19) ainsi que d'une masse allongée de 2,2 km par 550 m dans la partie centrale du CVN (Fig. 5 et carte 1 en pochette). Les coulées montrent un changement latéral de faciès sur 2-3 km. Les faciès passent de massifs à des lobes massifs ou à écoulements laminaires de 3-30 m d'épaisseur à des tufs à lapillis et des tufs laminés de 1-10 m d'épaisseur chacun (Fig. 19a). Des joints columnaires de 8-15 cm de taille sont développés de façon intense à la base de la coulée basale (Figs. 18, 28a). Les filons-couches et dykes recoupent l'unité 2 et sont caractérisés localement par des lobes et du rubanement d'écoulement le long de bordure de refroidissement (Figs. 19b, 28b).

Dans la partie centrale du CVN, l'unité 3 est caractérisée par l'alternance d'un faciès massif ou à écoulements laminaires avec un faciès de tufs à blocs (Fig. 29). Du rubanement d'écoulement de puissance métrique qui est composé de bandes riches en séricite (mm à cm) qui alternent avec des bandes moins riches en séricite caractérise le contact entre le faciès massif et le tuf à blocs (Fig. 28c). Le tuf à blocs contient des fragments (0.5-15 cm) à écoulements laminaires sub-anguleux à sub-arrondis qui sont caractérisés par des textures en casse-tête (*jigsaw-fit*; Fig. 28d). Les contacts entre les deux faciès sont orientés plus ou moins NO-SE dans la portion nord de l'affleurement et plus ou moins NE-SO dans les portions centrale et sud de l'affleurement (Fig. 29).

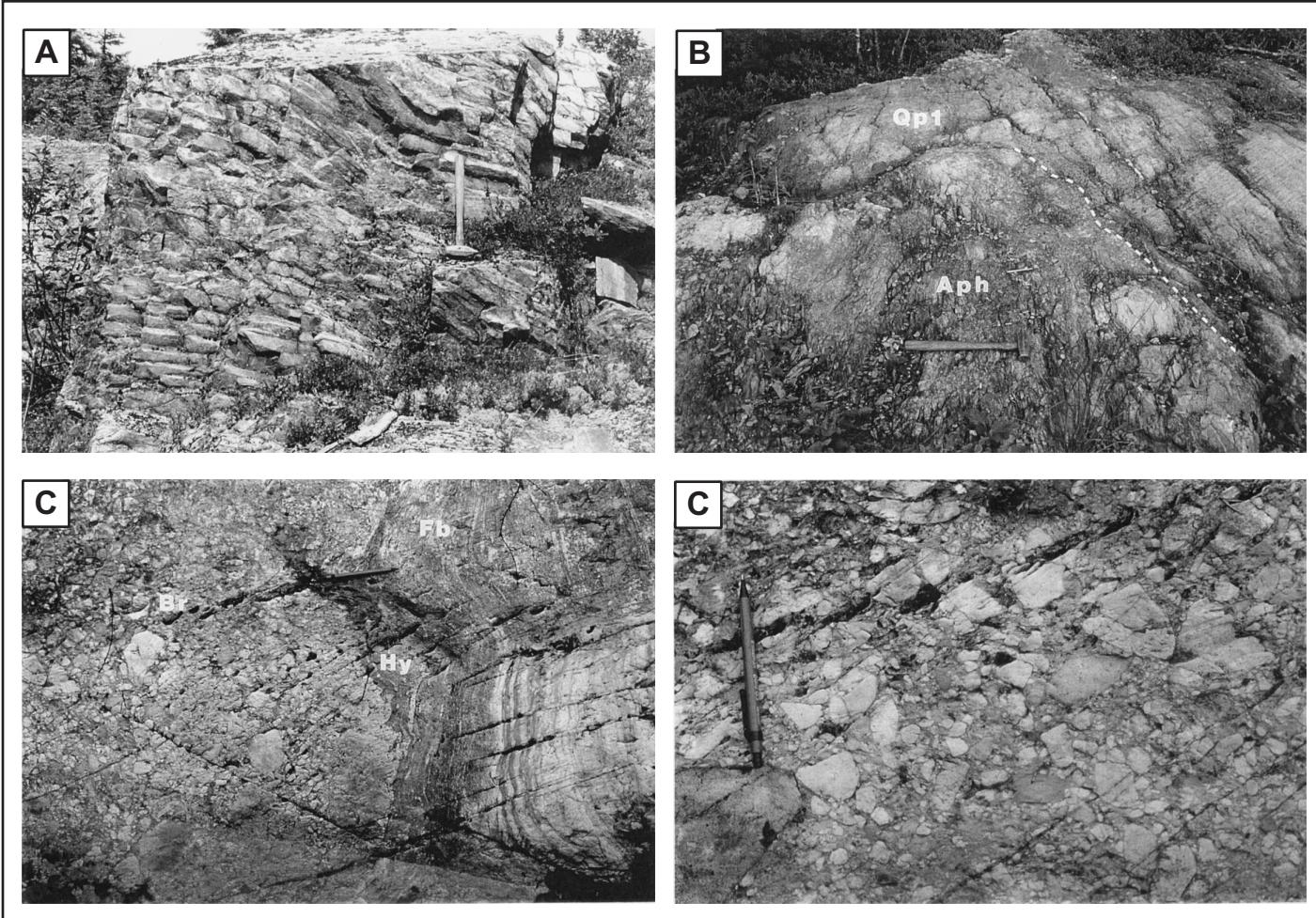


Figure 28. Faciès volcaniques de la rhyolite aphanitique de l'unité 3 des secteurs ouest et central du CVN. Les photographies sont localisées sur les figures 18, 19b et 29. **A)** Joint columnaires observés à la base de la coulée du secteur centre-ouest du CVN. Le marteau mesure environ 35 cm. **B)** Lobe endogène de rhyolite aphanitique (aph) de l'unité 3 qui est intrusif dans le tuf à lapilli de type Qp1 de l'unité 2.2 du secteur central-ouest. Le marteau mesure environ 35 cm. **C)** Contact entre le faciès massif à rubannement d'écoulement et le tuf à blocs (Br) de la rhyolite aphanitique du secteur central. Le contact est caractérisé par la présence de bandes de séricite millimétriques à centimétriques (Fb) qui atteignent cumulativement une épaisseur métrique qui passe ensuite à une bordure hyaloclastiques (Hy) d'une épaisseur de 10 cm. **D)** Fragments du tuf à blocs de 0,5-15 cm de diamètre qui montrent une texture en casse-tête typique d'une bréchification in-situ. Notez la couleur différente des fragments qui sont dérivés de la partie massive (blancs) et les fragments qui sont dérivés de la partie hyaloclastique (beige-vertâtre). Le crayon mesure environ 15 cm.

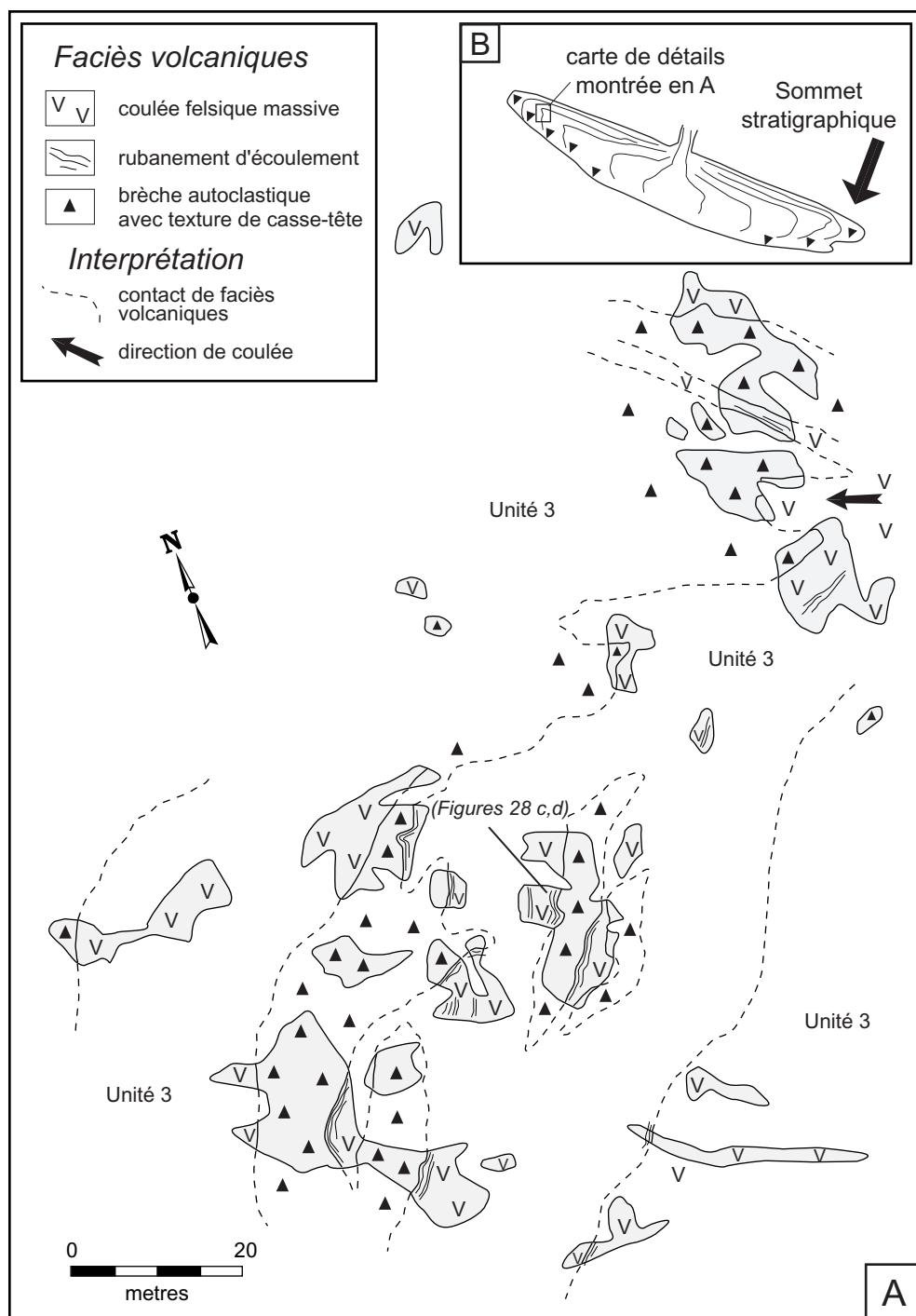


Figure 29. Faciès volcaniques de la rhyolite aphanitique de l'unité 3 de l'affleurement 96-207 du secteur central du CVN. A) Interstratification de coulées massives ou avec rubanement d'écoulement et de brèche associée qui forment des horizons métriques à décamétriques. B) Interprétation de la position de l'affleurement A par rapport à un modèle de lobe endogène (modifié de Burt et Sheridan, 1987). Voir la figure 5 pour la localisation.

La rhyodacite-rhyolite de l'unité 4, d'une épaisseur de 475 m, est présente exclusivement dans le secteur central (Figs. 5, 20). L'unité 4 est constituée d'une roche massive et de dykes qui contiennent de gros phénocristaux distinctifs de quartz et feldspath de 3 mm à 1 cm de diamètre (Tableau 1; Fig. 30a). Les dykes de rhyodacite-rhyolite de type Qfp3, d'une épaisseur de 15-20 m, recoupent les roches de l'unité 2 (Figs. 20b, 25, 30b, 30c). Les dykes sont massifs avec une bordure à rubanement écoulement de 30 cm d'épaisseur (Fig. 30b), et localement une bordure figée de 10-15 cm d'épaisseur comme celle observée au contact avec les tufs à lapillis de type Qp1 de la phase 2.2 (Fig. 30c).

4.4.1 Interprétation du volcanisme des unités 3 et 4

Les coulées massives, lobées et les hyaloclastites de la phase 3 présentes dans le secteur central-ouest (Fig. 19) sont cohérentes avec l'organisation morphologique des faciès de coulées felsiques sous-marines (de Rosen-Spence *et al.*, 1980) et les coulées de lobe-hyaloclastite de Gibson *et al.* (1999). Les tufs à lapillis et les tufs laminés associés sont dérivés d'un transport de turbidité de haute et basse concentration (Lowe, 1982) et représentent des produits hydroclastiques locaux remaniés (Fisher et Schmincke, 1984).

La géométrie, le changement à grande échelle de l'orientation NO-SE à NE-SO du rubanement d'écoulement ainsi que la nature intrusive (unité 3 dans l'unité 2) de l'unité 3 du secteur central favorisent une interprétation de dôme hypovolcanique endogène (Burt et Sheridan, 1987; Manley, 1996). Les fragments à rubanement d'écoulement et les textures en casse-tête, avec une faible quantité de matrice entre les fragments, sont caractéristiques de bréchification in-situ et sont communs aux marges de dômes endogènes (Allen, 1992;

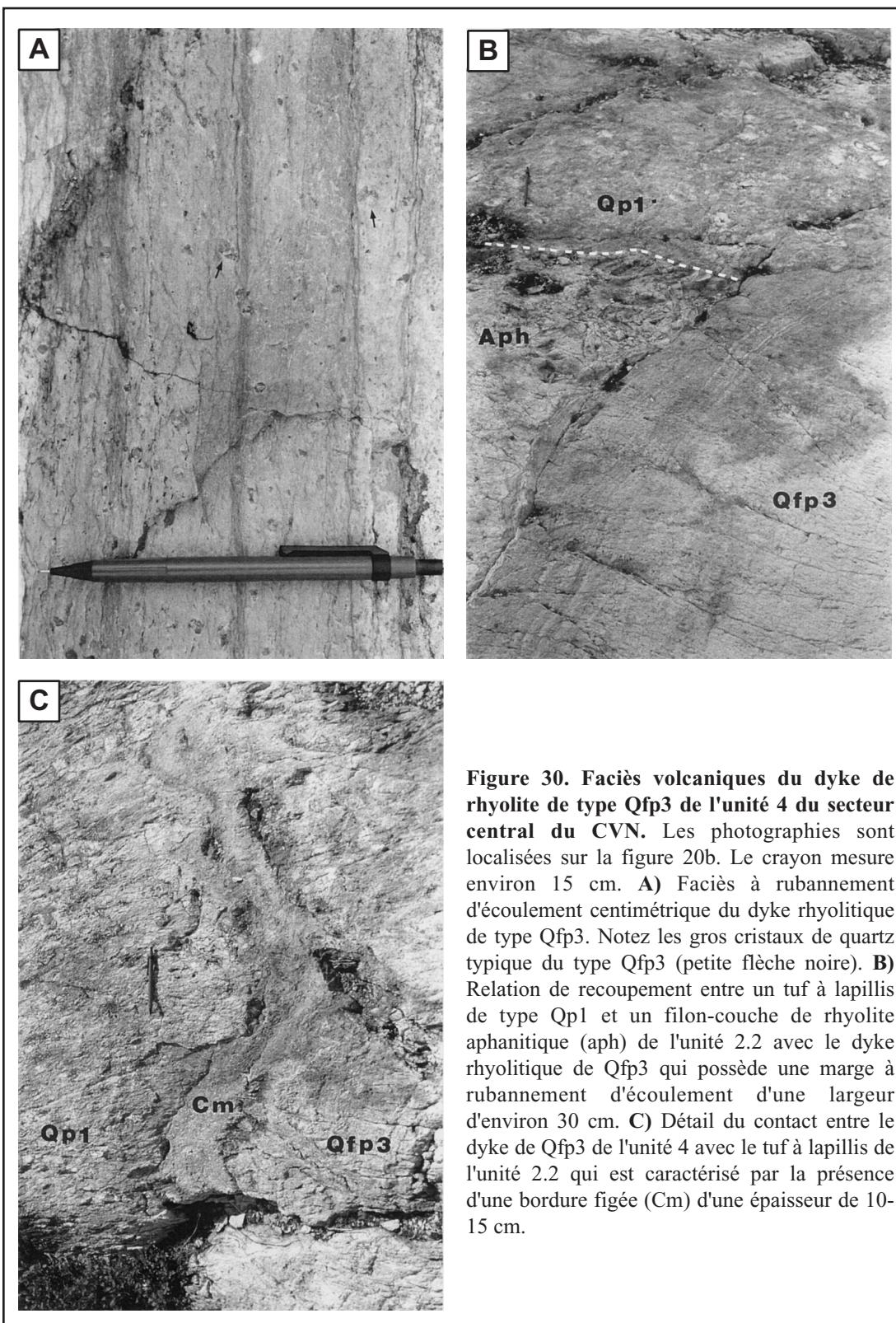


Figure 30. Faciès volcaniques du dyke de rhyolite de type Qfp3 de l'unité 4 du secteur central du CVN. Les photographies sont localisées sur la figure 20b. Le crayon mesure environ 15 cm. **A)** Faciès à rubannement d'écoulement centimétrique du dyke rhyolitique de type Qfp3. Notez les gros cristaux de quartz typique du type Qfp3 (petite flèche noire). **B)** Relation de recouplement entre un tuf à lapillis de type Qp1 et un filon-couche de rhyolite aphanitique (aph) de l'unité 2.2 avec le dyke rhyolitique de Qfp3 qui possède une marge à rubannement d'écoulement d'une largeur d'environ 30 cm. **C)** Détail du contact entre le dyke de Qfp3 de l'unité 4 avec le tuf à lapillis de l'unité 2.2 qui est caractérisé par la présence d'une bordure figée (Cm) d'une épaisseur de 10-15 cm.

McPhie *et al.*, 1993). La position de l'affleurement par rapport à un modèle de dôme endogène est montrée sur la figure 29b.

L'unité 4 est aussi interprétée comme un dôme hypovolcanique, tel que supporté par le faciès massif et la géométrie à l'échelle de la carte (Fig. 5; Cas *et al.*, 1990). Les dykes de composition similaire sont interprétés comme étant les dykes nourriciers du dôme. La bordure figée de 10-15 cm d'épaisseur atteste d'un refroidissement assez rapide alors que le rubanement d'écoulement témoigne de la grande viscosité magmatique et de la friction interne dans le dyke (Kano *et al.*, 1991).

4.5 UNITÉ 5 : SÉDIMENTATION ET PAUSE DU VOLCANISME

Les roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal (unité 5) représentent un horizon marqueur de sédiments volcanoclastiques d'une épaisseur de 20-70 m qui est continu sur l'ensemble du CVN (Fig. 5 et carte 1 en pochette) et qui recouvre la séquence volcanique (Figs. 18, 19, 20, 21). Les roches sédimentaires volcanoclastiques sont composés de deux faciès : 1) brèches volcaniques + grès volcanolithiques à granoclassement normal et 2) siltstones + argilites finement laminées. Près des gisements de Normétal et de Normetmar, un horizon de quelque mètre de formation de fer à magnétite-carbonate est également observé à la base de l'unité 5. Dans le même secteur, les roches sédimentaires sont caractérisées par une séquence à granoclassement et amincissement *positive (fining and thinning upward sequence)* qui débute par une unité de brèches volcaniques et grès volcanolithiques de 10 m d'épaisseur qui passe à une unité de siltstones-argilites de 4 m d'épaisseur (Fig. 31a) et se termine par une unité d'argilites de

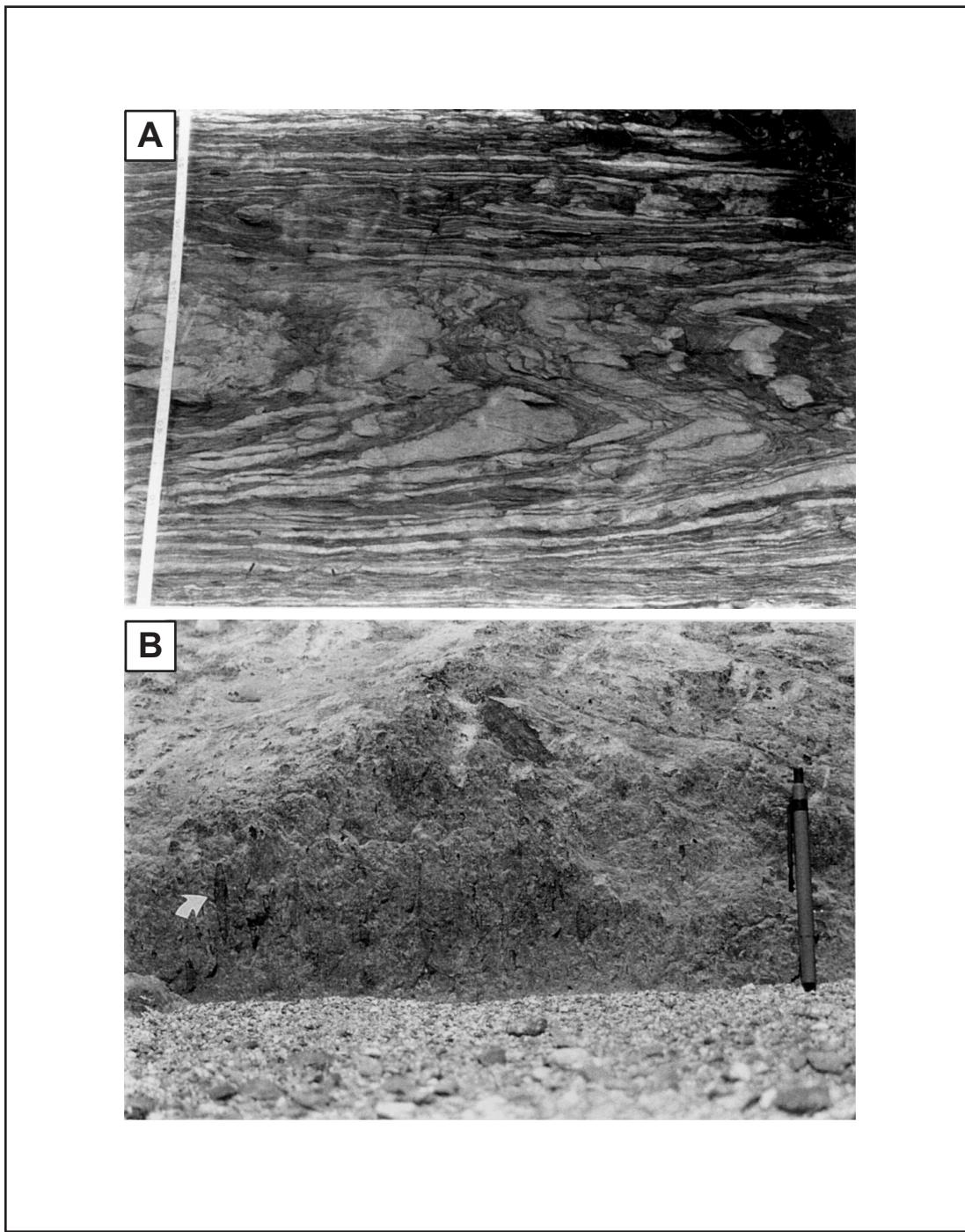


Figure 31. Caractéristiques des roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal et du tuf à lapillis de la séquence des mines. Les photographies sont localisées sur la figure 18a. **A)** Plis intrafoliaux dans le faciès siltstone-argilite des roches sédimentaires turbiditiques de Normétal tel qu'observé près de la Mine Normétal. Le ruban à mesuré fait 80 cm de longueur. **B)** Tuf à lapillis turbiditique associé avec le gisement de sulfures massifs volcanogènes de Normetmar. Notez l'étirement intense des lapillis (petite flèche blanche) qui matérialise la linéation à forte plongée vers l'est qui est caractéristique de la zone de faille de Normétal.

1 m d'épaisseur. Ailleurs dans le complexe, les sédiments sont composés d'argilites et de rare siltstones-argilites. Généralement, la brèche volcanique (fragments de 2-12 cm) et le grès contiennent de 10-20 % de cristaux de quartz et forment des lits à granoclassemement normal de 10-40 cm d'épaisseur et à contacts francs. Les siltstones-argilites et les argilites forment des lits aux contacts francs qui possèdent de 2-25 cm et de 0,3-5 cm d'épaisseur respectivement. Le granoclassemement des lits grossiers et la séquence complète montrent une polarité stratigraphique vers le sud. Aucunes laminations entrecroisées n'ont été observées.

4.5.1 Interprétation de la sédimentation de l'unité 5

Les contacts francs et le granoclassemement normal des brèches volcaniques et grès volcanolithiques sont similaires aux caractéristiques de la division S_3 de Lowe (1982). Les minces laminations du siltstone et de l'argilite représentent les divisions $T_{d,e}$ de Bouma (1962). La prédominance de l'argilite dans le sommet de la séquence suggère une sédimentation pélagique. Ces caractéristiques, ainsi que l'absence de structures induites par les vagues, suggèrent une sédimentation turbiditique dans un environnement sous-marin de plus de 200 mètres de profondeur. L'horizon de formation de fer à la base des roches sédimentaires volcanoclastiques suggère que la pose du volcanisme a également été accompagné par le développement d'un système hydrothermal (Peter et Goodfellow 1996).

4.6 UNITÉ 6 : VOLCANISME DE LA SÉQUENCE DE LA MINE

La majorité des informations concernant la séquence de la mine proviennent d'observations en forage et de rares affleurements déformés, ce qui limite les observations volcanologiques. Néanmoins, il est possible d'observer que la séquence de la mine est composée majoritairement de tufs à blocs, de tufs à lapillis et de tufs fins mafiques et felsiques et en proportion moindre, de coulées ou intrusions mafiques et felsiques (Tableau 3).

Un affleurement représentatif de la portion supérieure de la séquence de la mine Normétal (unité 6) est cependant bien exposé juste au-dessus du gisement de Normetmar (carte 4 en pochette). À cet endroit, l'unité 6 est constituée de tufs lités, de tufs à laminations parallèles et ondulantes, de tufs à lapillis massif (Fig. 31b) parfois à granoclassement normal et de tufs à blocs à litage diffus. Tout ces faciès sont distribués dans des lits de 2 à 5 m d'épaisseur aux contacts francs. L'arrangement des différents faciès montre une diminution positive de la granulométrie et de l'épaisseur des lits vers le sommet (*fining and thinning upward sequence*). Ces faciès sont constituées de fragments lithiques felsiques aphanitiques ou à phénocristaux de feldspath. La séquence contient également un bloc métrique de formation de fer plissée et de couleur rouge (hématite-silice) qui ne peut être rattaché à aucune des lithologies observées dans le CVN.

4.6.1 Interprétation du volcanisme de la séquence de la mine

Les coulées massives mafiques ou felsiques représentent du volcanisme effusif. Le tuf, le tuf à lapillis et le tuf à blocs sont des dépôts resédimentés qui sont dérivés de courants

turbiditiques et de coulées de masses de haute et basse densité (Bouma, 1962; Lowe, 1982). Ces dépôts peuvent être la partie remaniée d'une brèche autoclastique ou alors représenter des dépôts d'éruptions hydroclastiques (Fisher et Schmincke, 1984). La présence de laves massives et de volcanoclastites interstratifiées dans la séquence de la mine supporte plutôt la première hypothèse alors que la prédominance des volcanoclastites (associée à l'absence de faciès massif) qui sont réparties sur l'ensemble du CVN, donc sur une très grande étendue, supporte plutôt un mécanisme d'éruptions hydroclastiques resédimentées. Le bloc de formation de fer à hématite pourrait être un faciès différent de la formation de fer à magnétite-carbonate qui est présent à la base de l'unité 5.

4.7 GÉOMÉTRIE ET CONSTRUCTION DE L'ÉDIFICE VOLCANIQUE

Les variations latérales des faciès volcaniques et la fermeture des lobes observés dans les rhyolites proposent un vecteur d'écoulement et donc une provenance des différentes coulées de lave (Figs. 18, 19, 20). Ces observations permettent de contraindre la localisation du ou des différents centres d'émission. Les directions d'écoulement interprétées et la stratigraphie distincte des différents secteurs du CVN (colonnes stratigraphiques en pochette) permettent l'identification de trois centres d'émissions localisés dans les secteurs ouest, central et est (Fig. 32). Les failles synvolcaniques qui agissent comme conduits pour l'émission de lave et la circulation de fluides hydrothermaux qui sont représentées sur la figure 32 et sur la carte 1 en pochette, sont interprétées à partir de la cartographie de détails (Fig. 23) et : 1) de l'opposition des sens d'écoulement; 2) des changements de faciès volcaniques; 3) de la variation de l'épaisseur et de la distribution des

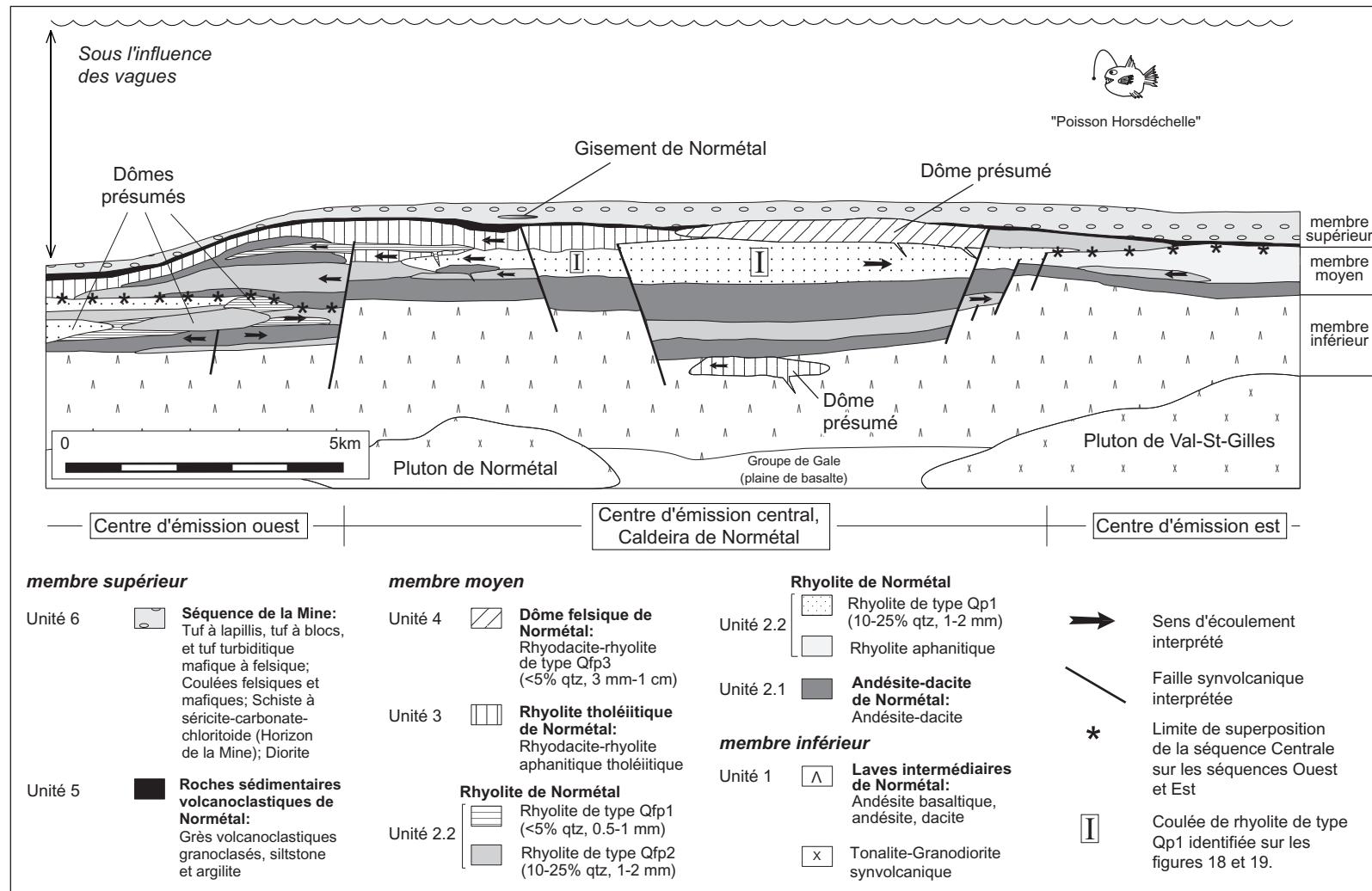


Figure 32. Reconstruction schématique du Complexe Volcanique de Normétal. Interprétations tirées des figures 18, 19, 20 et 21. La localisation des trois principaux centres d'émission est supportée par l'interprétation des sens d'écoulement et est basée sur la stratigraphie, la variation latérale de faciès et la fermeture des lobes felsiques. La présence des failles synvolcaniques définit la structure de caldeira centrale dont la marge ouest est associée aux gisements de SMV. Notez la superposition des unités dérivées du centre d'émission Central sur celles des centres d'émission Ouest et Est (identifiée par les astérisques).

différentes unités; 4) du déplacement ou l'interruption de conducteurs géophysiques (Tessier, 1991).

La géométrie de l'édifice volcanique de Normétal implique la présence d'un complexe volcanique à plusieurs centres d'émission (Fig. 32). Le centre d'émission ouest est caractérisé par un empilement stratigraphique distinct et des sens d'écoulement de lave de direction opposée à partir d'une faille synvolcanique interprétée à la base de l'empilement (Figs. 18, 32). La séquence associée au centre d'émission ouest, qui est également caractérisée par la présence de dômes qui ont gonflés celle-ci, est recouverte par les laves émises à partir du centre d'émission central (Figs. 18, 32).

Le centre d'émission central est caractérisé par des directions et des fermetures de lobes opposées dans la coulée de rhyolite de type Qp1 (identifiée I sur les figures 19, 20 et 32), indiquant la présence d'un centre d'émission majeur localisé probablement à 2 km à l'est de la Mine Normétal (Fig. 32). Plusieurs failles synvolcaniques ainsi que des dômes, dykes et filons-couches des unités 3 et 4 caractérisent aussi l'évent central. La présence de ces éléments géologiques (failles, dômes, dykes) et la géométrie globale du secteur central est en accord avec le développement d'une structure d'effondrement qui est appelée la caldeira de Normétal (Fig. 32). Le volume de laves et volcanoclastites le plus important est associé à la caldeira de Normétal (Fig. 32).

Le centre d'émission oriental, qui est mal défini, est caractérisé par une épaisse coulée de rhyolite aphanitique de l'unité 2.2 (Fig. 32). Cette coulée a été recouverte de l'ouest vers l'est par les laves du centre d'émission central. Les sédiments turbiditiques et les argilites pélagiques recouvrent l'ensemble du CVN sauf pour ce qui est du dôme felsique

de Normétal (unité 4), qui est situé dans la partie centrale et qui représente probablement un dôme résurgent à l'intérieur de la caldeira. Ces roches sédimentaires sont recouvertent sur l'ensemble du complexe par les roches majoritairement volcanoclastiques de la séquence de la Mine Normétal (unité 6). Les gisements de Normétal et de Normetmar sont associés à la marge ouest de la caldeira, juste au-dessus de failles synvolcaniques interprétées. Toutes ces observations sont en accord avec le développement d'une caldeira centrale et de centres d'émission mafiques/felsiques parasites à l'ouest et à l'est sur un édifice dont la base est de composition de basalte andésitique à andésitique (unité 1).

CHAPITRE 5

LITHOGÉOCHIMIE

Les résultats de l'étude lithogéochimique des volcanites de la Formation de Normétal et du bloc de Beaupré ainsi que des roches plutoniques sont présentés dans ce chapitre. Dans un premier temps, l'étude lithogéochimique a été effectuée dans le but de classifier les roches volcaniques en utilisant le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977), qui a été modifié pour certains champs de composition. Les modifications sont la subdivision du champ andésite en : 1) un champ andésite basaltique (52 à 57 % de SiO_2) et 2) un champ andésite (57 à 63 % de SiO_2) ainsi que la subdivision du champ rhyodacite-dacite en : 1) un champ dacite (63 à 68 % de SiO_2) et 2) un champ rhyodacite (68 à 73 % de SiO_2) selon la classification de LeMaître *et al.* (1989). Ces divisions ont été adoptées parce qu'elles permettent de distinguer certaines unités et de définir des caractéristiques importantes. Par exemple, il existe très peu de roches rhyodacitiques (68 à 73 % de SiO_2) dans la séquence de Normétal alors qu'il y a beaucoup de dacites. En utilisant la division existante pour les dacites (63 à 73 % de SiO_2) on ne peut faire ressortir l'absence des roches qui contiennent entre 68 et 73 % de SiO_2 . De plus, les limites des différents champs de composition correspondent également avec l'observation de faciès volcaniques particuliers. Par exemple, les faciès observés pour les dacites ressemblent à ceux des andésites plutôt

qu'à ceux des rhyodacites. Ces observations justifient donc aussi la division du champ dacite en champ dacite et rhyodacite.

Dans un deuxième temps, l'étude lithogéochimique a été effectuée dans le but de faire la distinction entre les groupes magmatiques tholéïtique, transitionnel et calco-alcalin des roches volcaniques et plutoniques à l'aide des éléments traces (Lesher *et al.*, 1986; Rive *et al.*, 1990; Feng et Kerrich, 1992; Barrie *et al.*, 1993; Barrett et MacLean, 1999). Le rapport Zr/Y a été utilisé selon les divisions de Barrett et MacLean (1999) qui sont : 1) une affinité tholéïtique pour un rapport Zr/Y de 2 à 4; 2) une affinité transitionnelle pour un rapport Zr/Y de 4 à 7; 3) une affinité calco-alcaline pour un rapport Zr/Y > 7. Les différentes valeurs du rapport La_N/Yb_N définies par Barrett et MacLean (1999) ont également été utilisées pour caractériser l'affinité géochimique : 1) La_N/Yb_N = 1 à 3, tholéïtique; 2) La_N/Yb_N = 3 à 6, transitionnelle; 3) La_N/Yb_N = >6, calco-alcaline.

En dernier lieu, le diagramme de discrimination tectonique Hf-Th-Ta de Wood (1980) ainsi que le diagramme multi-éléments de Sun et McDonough (1989) ont été utilisés dans le but de circonscrire l'environnement géodynamique associé à la formation des différentes unités volcaniques et plutoniques. Ces diagrammes ont été choisis puisqu'ils permettent de caractériser autant les roches mafiques que les roches felsiques.

5.1 LITHOGÉOCHIMIE DE LA FORMATION DE NORMÉTAL

Les caractéristiques lithogéochimiques des roches volcaniques des membres inférieur, moyen et supérieur de la Formation de Normétal sont présentées dans cette section. Les

résultats des analyses lithogéochimiques, qui sont regroupés par unités stratigraphiques, sont présentés à l'annexe 4.

5.1.1 Géochimie des éléments majeurs de la Formation de Normétal

Globalement, les volcanites de la Formation de Normétal forment deux suites volcaniques bimodales qui sont constituées d'un pôle de composition d'andésite basaltique à dacite (53 à 66 % de SiO₂) et d'un autre pôle de composition rhyolitique (> 73 % de SiO₂). Ces roches sont donc caractérisées par l'absence de basalte et la rareté de rhyodacite (Fig. 33).

La première suite bimodale est constituée des andésites-dacites du membre inférieur (unité 1; Fig. 33a) et du membre moyen (unité 2.1; Fig. 33b) ainsi que des rhyolites du membre moyen (unités 2.2, 3 et 4; Fig. 33b-d). La deuxième suite bimodale est constituée des andésites basaltiques-andésites et des rhyolites de la séquence de la mine Normétal (unité 6; Fig. 33e) qui fait partie du membre supérieur de la Formation de Normétal.

5.1.2 Rapports Zr/Y de la Formation de Normétal

Les rapports Zr/Y indiquent que les volcanites intermédiaires de Normétal (unité 1) du membre inférieur et les roches felsiques des unités 2.2 (rhyolite de Normétal) et 4 (dôme felsique de Normétal) du membre moyen possèdent toutes une affinité transitionnelle (Fig. 34a,b,d). L'andésite-dacite de Normétal (unité 2.1), avec un rapport moyen de 7,5 chevauche les champs transitionnel et calco-alcalin (Fig. 34b).

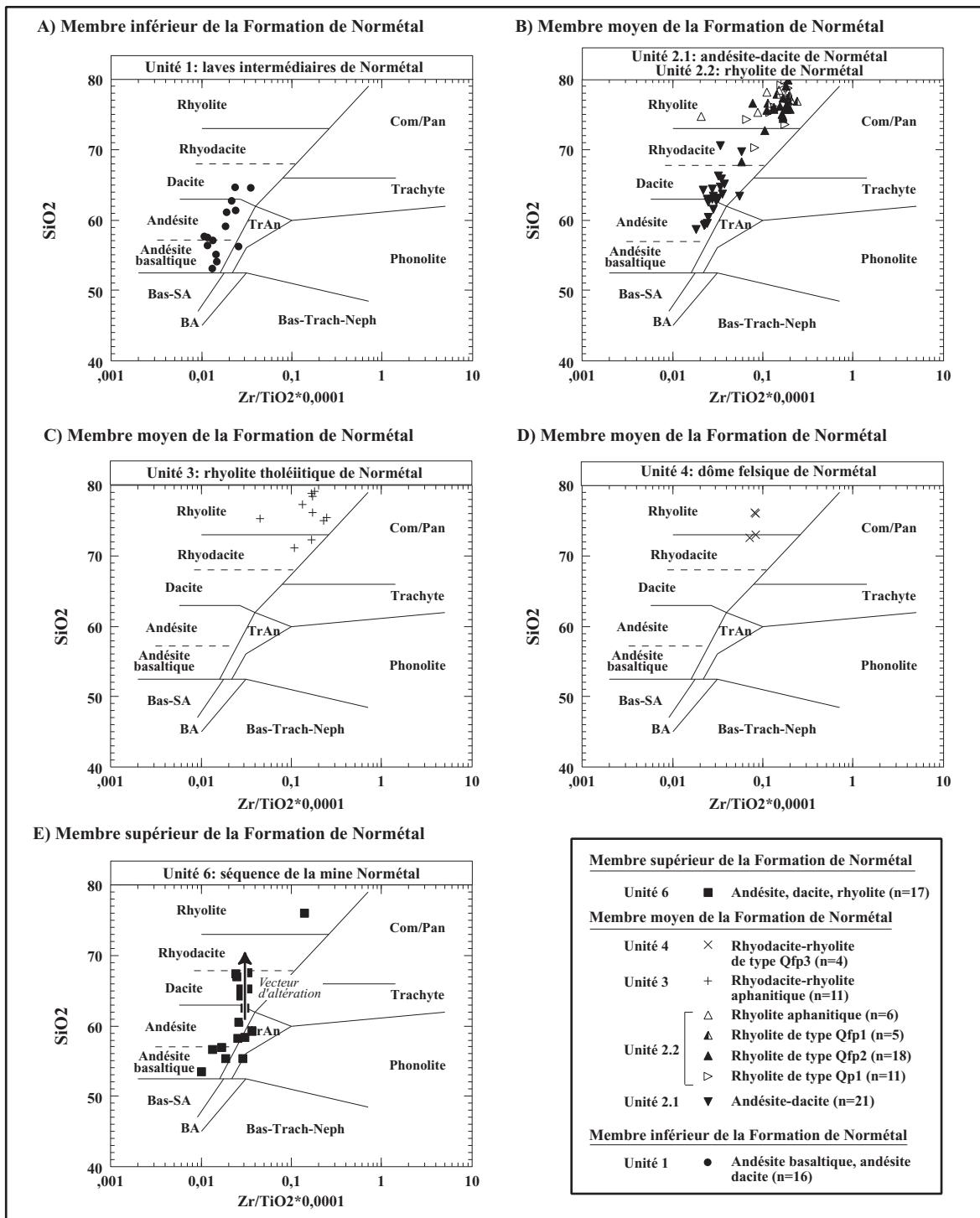


Figure 33. Classification géochimique des roches volcaniques de la Formation de Normétal.
 Diagramme modifié de Winchester et Floyd (1977). A) Le membre inférieur montre une suite de composition d'andésite basaltique à dacite. B-C-D) Le membre moyen est caractérisé par une suite bimodale andésite-dacite et rhyolite et quelques rares rhyodacites. E) Le membre supérieur montre une suite bimodale andésite basaltique-andésite et rhyolite. Les échantillons dans le champ des dacite sont alignés sur un vecteur vertical, marquant la silicification de roches de compositions initiales andésitiques.

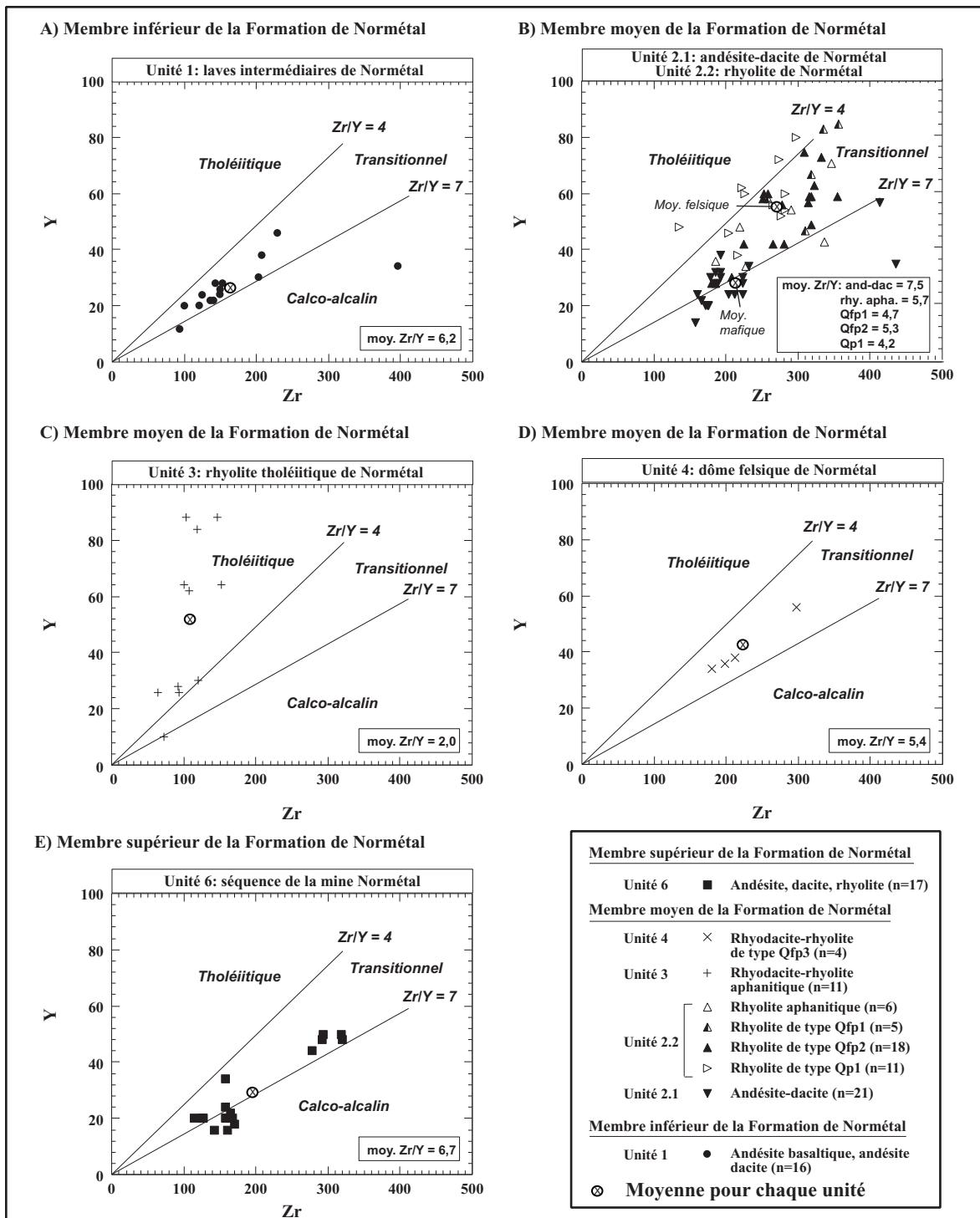


Figure 34. Diagrammes Zr vs. Y pour les différentes roches volcaniques de la Formation de Normétal.
Limites des champs selon Barrett et MacLean (1999). A) Membre inférieur de la Formation de Normétal. B à D) Membre moyen de la Formation de Normétal. E) Membre supérieur de la Formation de Normétal.

En dépit d'une grande diversité en composition, les roches volcaniques de la séquence de la mine (unité 6) du membre supérieur montrent un bon regroupement sur le diagramme, ce qui est similaire aux unités 1 et 2 combinées (Fig. 34e). L'unité 6 possède un rapport Zr/Y moyen de 6,7 et est classifiée aussi comme d'affinité transitionnelle. D'un autre côté, les rhyodacites et rhyolites de l'unité 3 du membre moyen, qui possèdent un rapport Zr/Y moyen de 2,0 se classifient distinctement des autres unités dans le champ tholéïitique (Fig. 34c).

5.1.3 Géochimie des éléments du groupe des terres-rares de la Formation de Normétal

Les laves intermédiaires de Normétal (unité 1) et l'andésite-dacite de Normétal (unité 2.1) montrent un spectre légèrement fractionné des terres-rares légères aux terres-rares lourdes (Fig. 35a-b), alors que les rhyolites de l'unité 2.2 montrent un enrichissement en terres-rares légères et un spectre plus ou moins plat pour les terres-rares lourdes (Fig. 35b). Basé sur le rapport La_N/Yb_N , les unités 1, 2.1 et 2.2 sont classifiées comme transitionnelles (Annexe 4, Fig. 35). Le dôme felsique de Normétal (unité 4) possède un spectre légèrement plus fractionné et, avec un rapport moyen de 6,33, est classifiée comme d'affinité calco-alcaline (Fig. 35d). Les roches mafiques et felsiques de la séquence de la mine Normétal (Unité 6) possèdent des spectres de terres-rares similaires aux unités des membres inférieur et moyen. Par opposition, les rhyodacites-rhyolites de l'unité 3 (rhyolite tholéïitique de Normétal) possèdent des anomalies en Eu plus prononcées et un rapport La_N/Yb_N moyen de 3,02 qui chevauche la frontière entre les champs tholéïitique et transitionnel. Ces caractéristiques soulignent la nature plus primitive de l'unité 3.

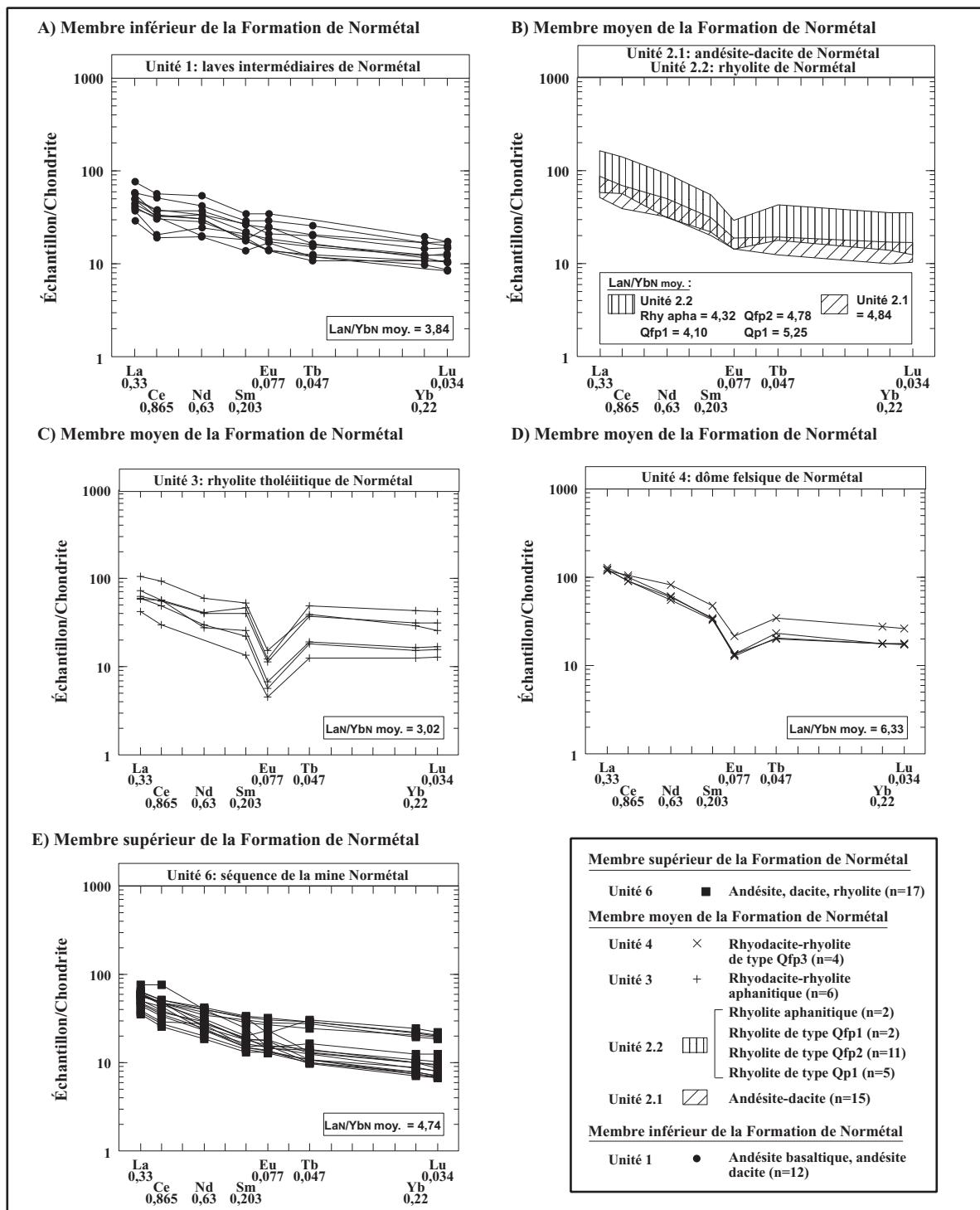


Figure 35. Diagrammes des terres-rares pour les différentes unités volcaniques de la Formation de Normétal. Normalisation sur chondrite selon Nakamura (1974). A) Membre inférieur de la Formation de Normétal. B à D) Membre moyen de la Formation de Normétal. E) Membre supérieur de la Formation de Normétal.

5.1.4 Diagrammes de discrimination tectonique de la Formation de Normétal

Le contenu en Hf, Th et Ta des roches volcaniques de la Formation de Normétal, tel que reporté sur le diagramme de Wood (1980), place les unités 1, 2, 4 et 6 dans le champ D du diagramme, soit le champ des roches associées aux marges de plaques destructives (Fig. 36). Le chevauchement des sous-divisions de tholéïites d'arc primitif et d'arc calco-alcalin par les échantillons soulignent la nature transitionnelle de ces unités (Fig. 36). Les données pour l'unité 3 (rhyolite tholéïtique de Normétal) tombent en dehors du champ calco-alcalin montrant un contenu en Hf moins élevé et un contenu en Ta et Th plus élevé que pour les autres roches de la Formation de Normétal (Fig. 36).

Les diagrammes multi-éléments des unités 1, 2, 4 et 6 de la Formation de Normétal montrent tous des anomalies négatives en Ta, P et Ti (Fig. 37). Un faible contenu normalisé en Ta peut être le résultat de sa rétention dans la plaque subductée par une phase insoluble comme la titanite, le rutile ou la pérovskite (Brenan *et al.*, 1994) ou de sa rétention dans le manteau à l'intérieur de l'orthopyroxène, le grenat, le spinel ou l'olivine (Kelemen *et al.*, 1993). D'un autre côté, le diagramme multi-éléments de l'unité 3 ne montre pas d'anomalie en Ta mais tout de même les anomalies en P et Ti et l'enrichissement en Th impliquant une pétrogenèse différente.

5.2 LITHOGÉOCHIMIE DU BLOC DE BEAUPRÉ

Seulement trois analyses des roches volcaniques du bloc de Beaupré ont été effectuées dans le cadre de cette étude (Annexe 5). Néanmoins le caractère distinctif de ces unités rend la présentation des résultats souhaitable. Les roches volcaniques du bloc de Beaupré

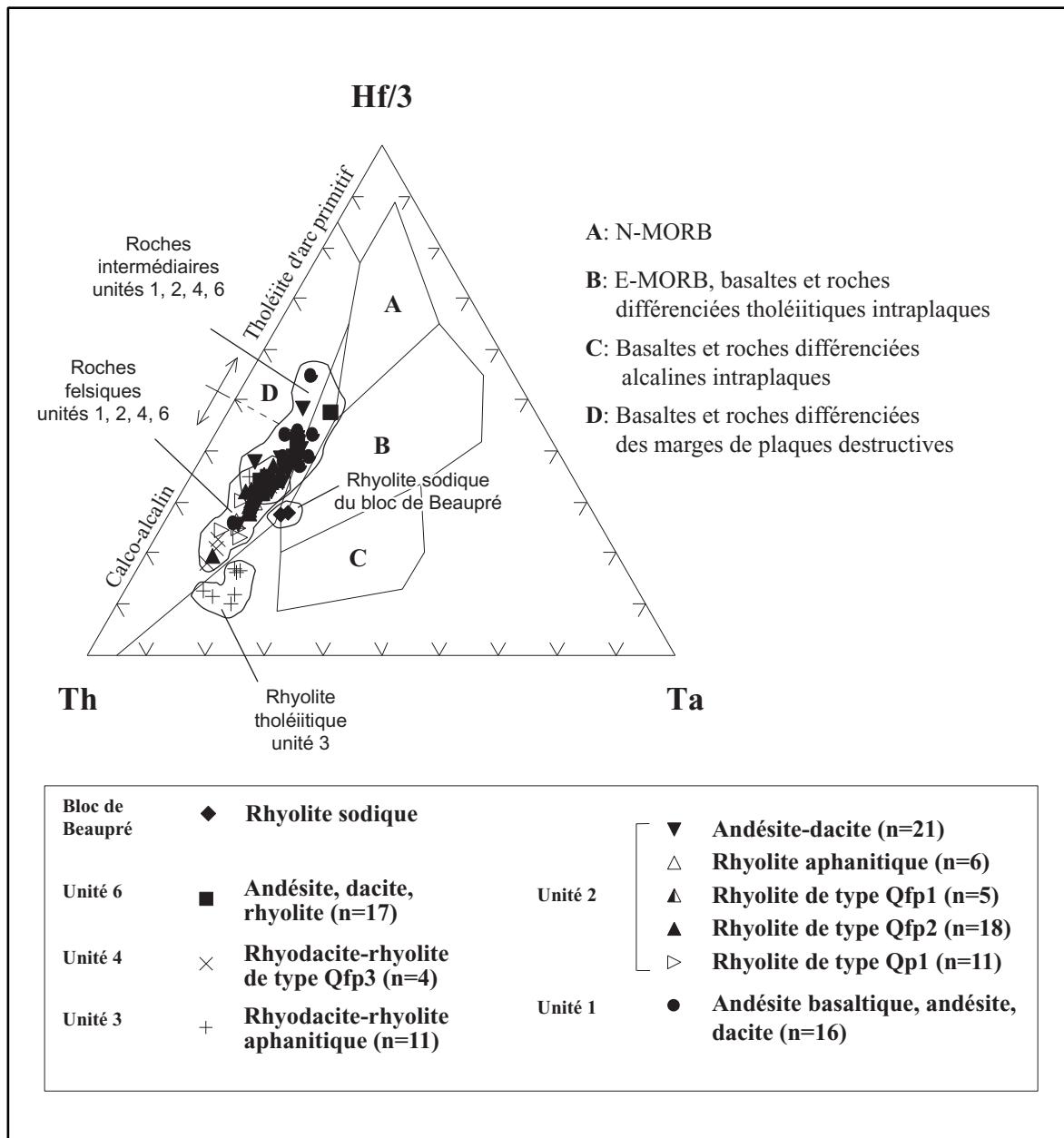


Figure 36. Diagramme Th-Hf-Ta de discrimination d'environnements tectoniques pour les roches volcaniques intermédiaires à felsiques de la Formation de Normétal et du bloc de Beaupré. Limites de champs selon Wood, 1980.

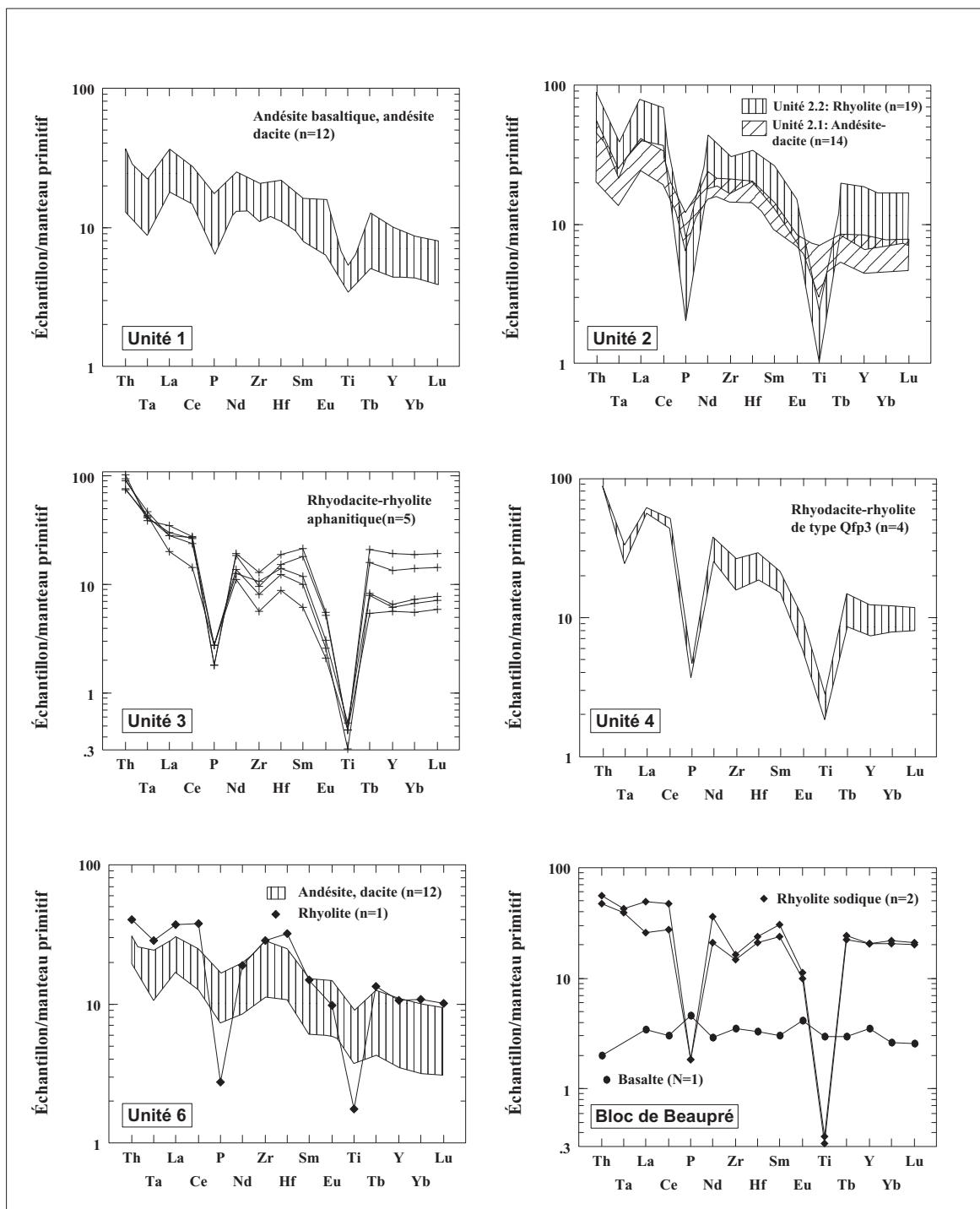


Figure 37. Diagrammes multi-éléments des roches volcaniques. Les profils sont normalisés sur le manteau primitif selon Sun et McDonough (1989). Seuls les éléments immobiles ont été utilisés.

semblent être caractérisées par une suite bimodale avec un pôle de basalte sub-alcalin et un pôle de rhyolite (Fig. 38a). Cette proposition ne repose pas seulement sur ces trois analyses, mais également sur l'observation homogène de ces deux unités lors du levé géologique effectué à l'intérieur du bloc de Beaupré dans le cadre de cette étude et des travaux des sociétés minières (Péloquin, 1994). La rhyolite est caractérisée par un fort contenu en Na_2O (5,50 et 6,40 %) et pour cette raison est appelée rhyolite sodique. La rhyolite sodique possède également un fort contenu en Y et un faible contenu en MgO , TiO_2 , K_2O et Zr si on la compare aux rhyolites de la Formation de Normétal (Annexes 4 et 5).

Les rapports Zr/Y moyen de 2,44 du basalte et de 1,86 de la rhyolite sodique proposent une affinité géochimique tholéïtique (Fig. 38b). Cette affinité tholéïtique est également supportée par les rapports La_N/Yb_N de 1,22 du basalte et de 1,68 de la rhyolite sodique. Le basalte et la rhyolite sont caractérisés par un spectre de terres-rares plat (Fig. 38c). Les anomalies en Eu positive du basalte et négative de la rhyolite suggèrent un lien cogénétique.

Sur le diagramme de discrimination d'environnements tectoniques de Wood (1980), les échantillons de rhyolites sodiques du bloc de Beaupré se classifient sur la marge du champ B, soit le champ des MORB enrichis (Fig. 36). L'absence d'anomalie négative en Ta ainsi que la présence d'anomalies négatives en P et Ti caractérisent le profil de la rhyolite sodique du bloc de Beaupré sur le diagramme multi-éléments (Fig. 37). Le basalte de Beaupré est caractérisé par un profil presque plat et faiblement appauvri en Th.

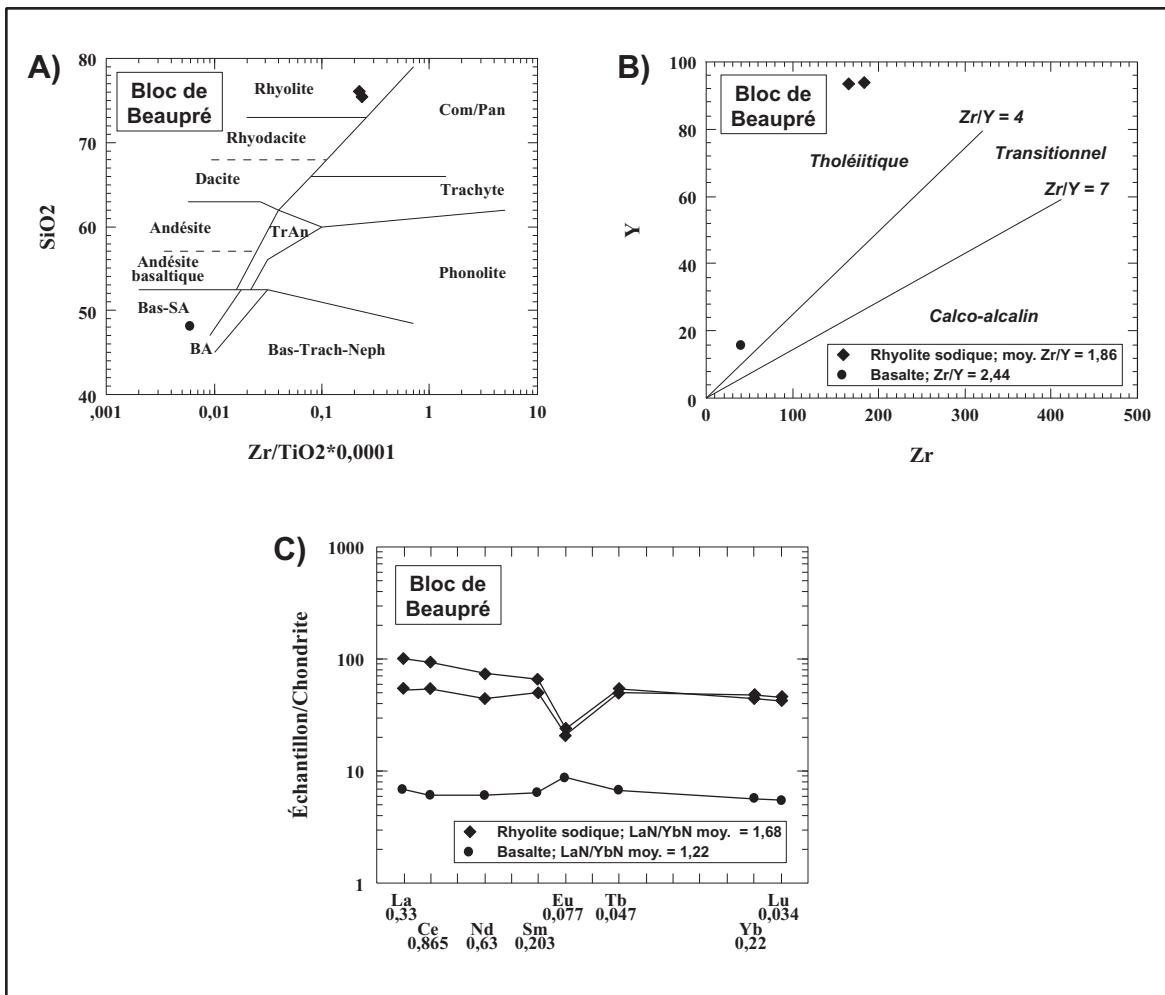


Figure 38. Caractéristiques géochimiques des roches du bloc lithostratigraphique de Beaupré. A) Diagramme modifié de Winchester et Floyd (1977). B) Diagramme du rapport Zr/Y . Limites des champs selon Barrett et MacLean (1999). C) Diagramme des éléments des terres-rares. Normalisation sur chondrite selon Nakamura (1974).

5.3 LITHOGÉOCHIMIE DES ROCHES PLUTONIQUES

Quatre unités de roches plutoniques ont été reconnues dans cette étude : 1) le pluton de Val-Saint-Gilles; 2) le pluton de Normétal; 3) le pluton de Patten; 4) les dykes porphyriques felsiques. Les résultats d'analyses géochimiques regroupés selon ces quatre unités sont présentés à l'annexe 6.

5.3.1 Géochimie des éléments majeurs et traces des roches plutoniques

Toutes les roches plutoniques étudiées ont un contenu en SiO_2 qui varie de 63,64 % à 78,06 % (Annexe 6), ce qui correspond à des compositions de dacite, rhyodacite et rhyolite.

Les diagrammes de Harker les plus significatifs (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Y et Sc en fonction de SiO_2) montrent que les roches plutoniques forment deux lignées évolutives (Fig. 39). Les plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal sont caractérisés par des valeurs en SiO_2 plus étalées, un contenu en Al_2O_3 plus bas, et un contenu en Fe_2O_3 , Y et Sc plus élevé que les données du pluton de Patten et des dykes porphyriques felsiques (Fig. 39). Cette distribution bipartite est également visible sur le diagramme Yb vs Al_2O_3 qui est utilisé pour les analyses contenant plus de 68% de SiO_2 . Plus spécifiquement, les plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal font partie des plutons pauvres en Al_2O_3 , alors que le pluton de Patten et les dykes porphyriques felsiques font partie des plutons riches en Al_2O_3 (Fig. 40).

Le contenu en alcalin des deux groupes est également différent sur le diagramme $\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ vs SiO_2 de la figure 41. Les données pour les plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal chevauchent le champ de la suite tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) (suite TTD de Drummond et Defant, 1990), et le champ de la suite tonalite-

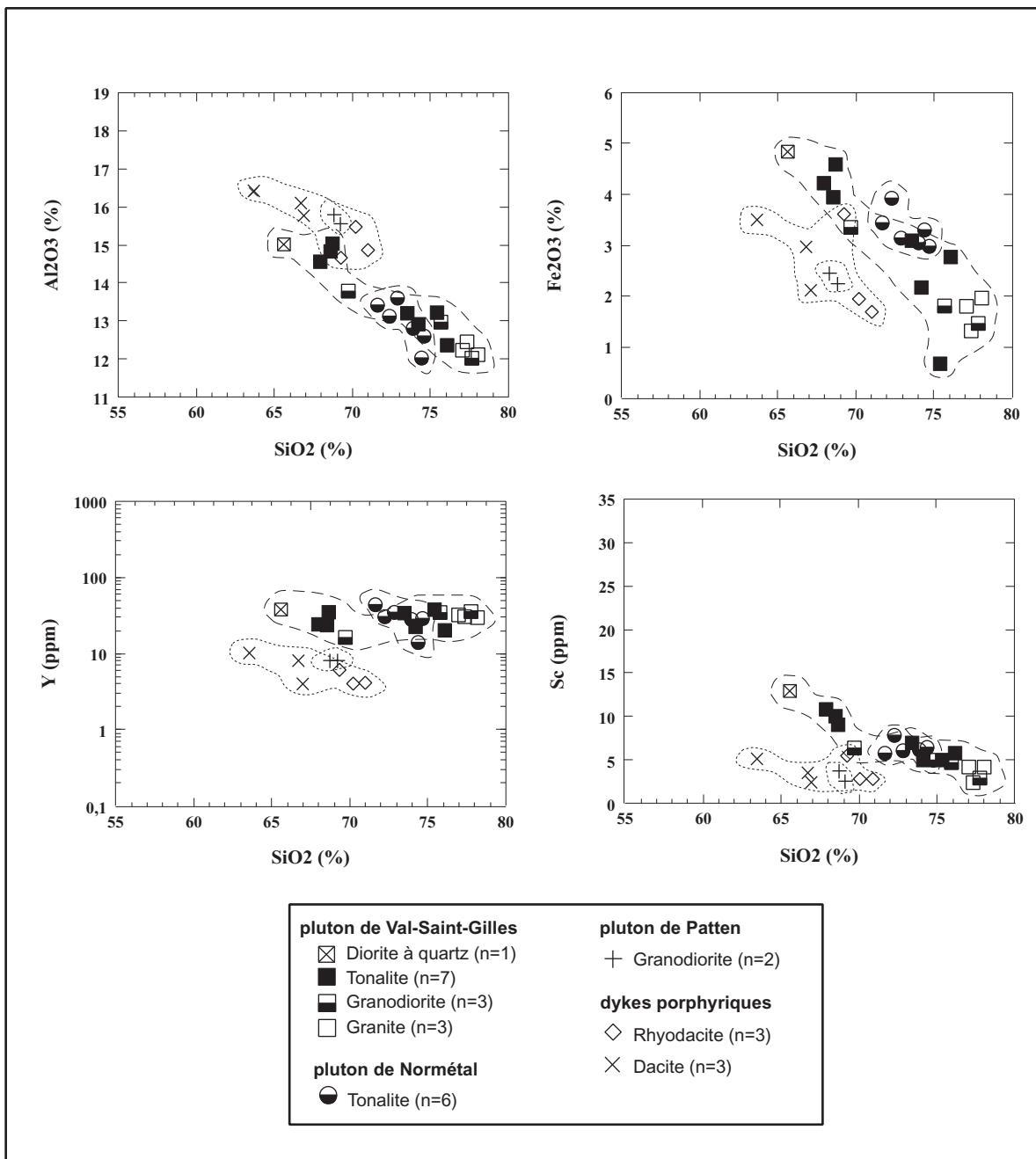


Figure 39. Diagrammes de Harker pour les roches plutoniques. Seuls les diagrammes les plus significatifs sont montrés. Les résultats mettent en évidence deux lignées évolutives. Des valeurs faibles en Al₂O₃ et fortes en Fe₂O₃, Y et Sc caractérisent les plutons de Normétal et de Val-Saint-Gilles alors que le pluton de Patten et les dykes porphyriques montrent des caractéristiques inverses.

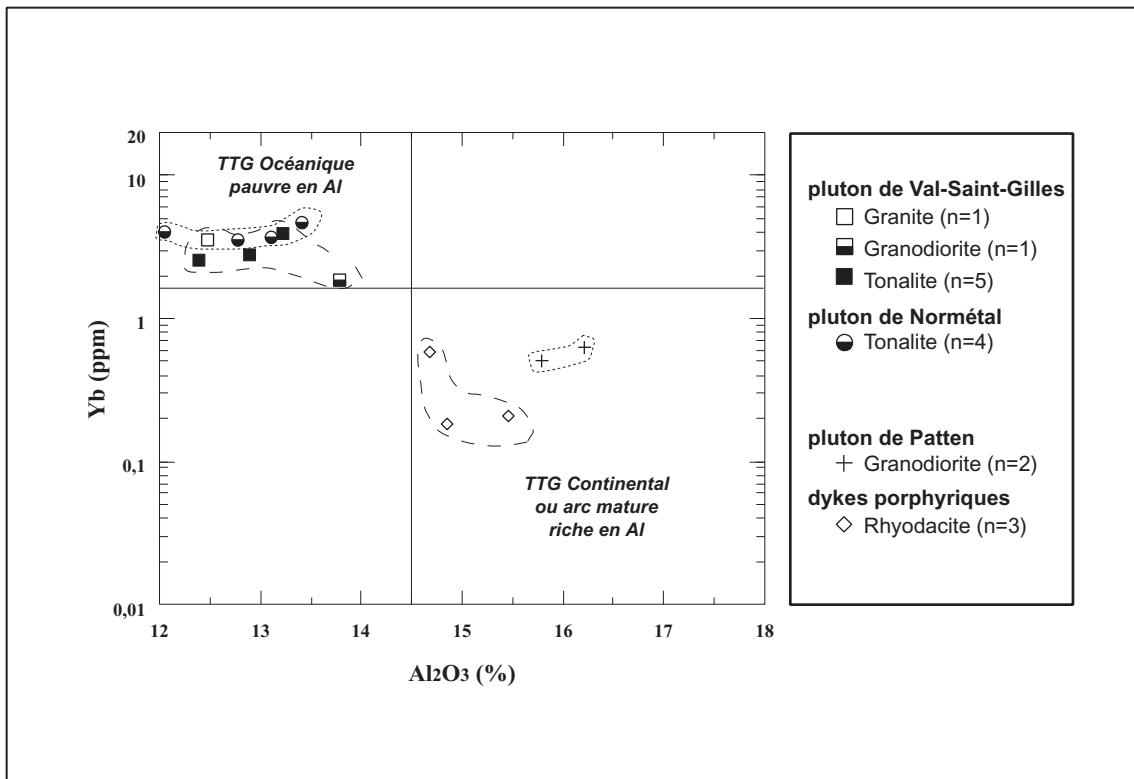


Figure 40. Diagramme Yb vs Al_2O_3 pour les roches plutoniques. Seules les roches contenant plus de 68% de SiO_2 ont été utilisées. Les plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal se classifient dans le champ de tonalite-trondhjemite-granodiorite océanique pauvre en Al alors que le pluton de Patten et les dykes porphyriques se classifient distinctement dans le champ de TTG continentale riche en Al. Classification selon Arth (1979).

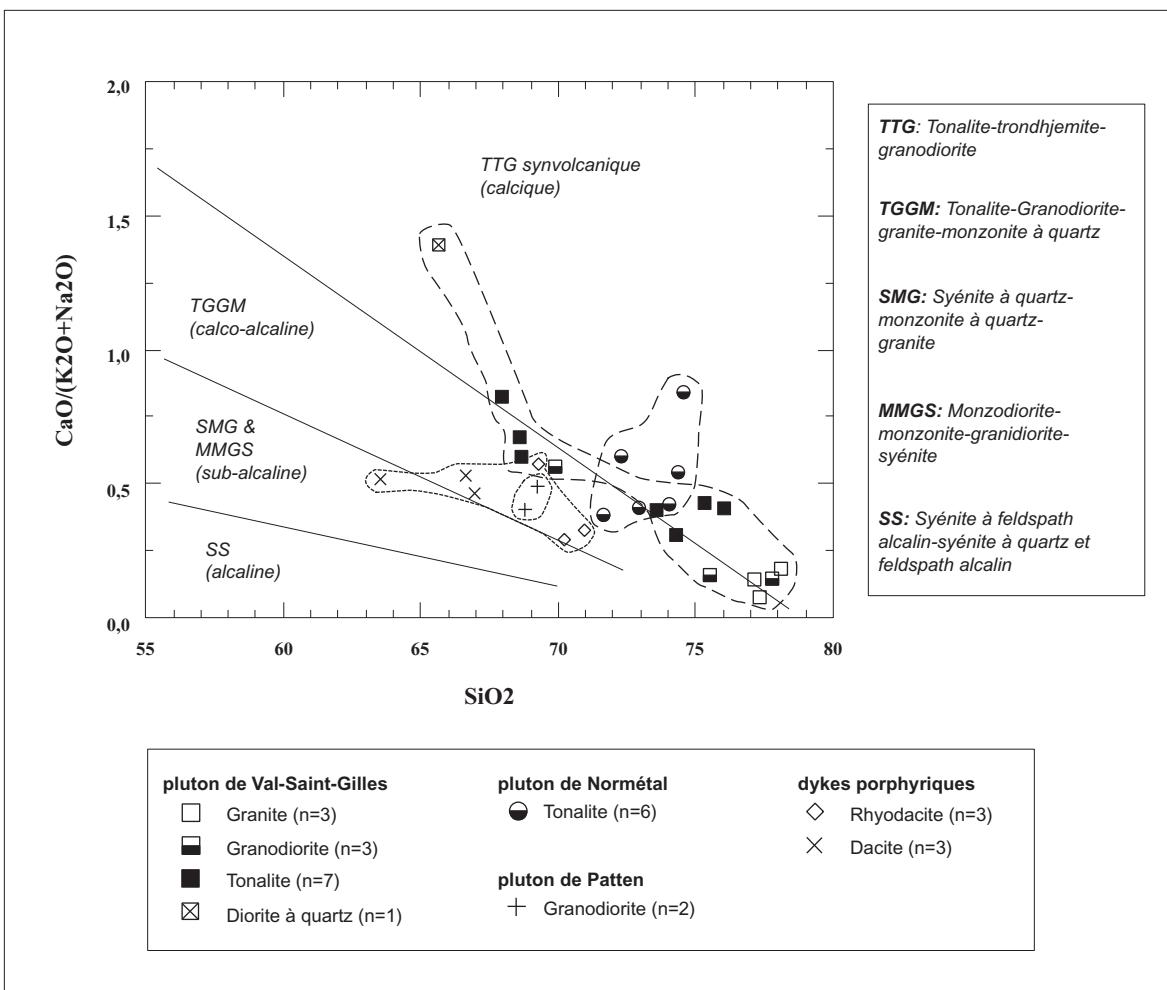


Figure 41. Diagramme d'affinité alcaline CaO/(K₂O+Na₂O) vs SiO₂ pour les roches plutoniques. Limites des champs et terminologie selon Feng et Kerrich (1992). Les plutons de Val St-Gilles et Normétal chevauchent les champs de la suite TTG synvolcanique calcique et la suite TGGM calco-alcaline alors que le pluton de Patten et les dykes porphyriques se classifient dans le champs de la suite TGGM calco-alcaline.

granodiorite-granite-monzonite à quartz (TGGM) calco-alcaline selon la classification de Feng et Kerrich (1992). Les données du pluton de Patten et des dykes porphyriques felsiques pour leur part, sont majoritairement dans le champ de la suite TGGM calco-alcaline (Fig. 41).

5.3.2 Rapports Zr/Y des roches platoniques

Les rapports Zr/Y des roches platoniques montrent que les données provenant des plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal chevauchent les champs tholéïitique, transitionnel et calco-alcalin du diagramme de classification de Barrett et MacLean (1999) (Fig. 42). Cependant, la moyenne pour le pluton de Val-Saint-Gilles (Zr/Y moy. = 5,29) et le pluton de Normétal (Zr/Y moy. = 6,67) les classifient comme d'affinité géochimique transitionnelle (Fig. 42). Les données pour le pluton de Patten (Zr/Y moy. = 11,50) ainsi que pour les dykes porphyriques felsiques (Zr/Y moy. = 21,61) sont clairement regroupées dans le champ calco-alcalin (Fig. 42).

5.3.3 Géochimie des éléments du groupe des terres-rares des roches platoniques

Comme pour les rhyolites de la Formation de Normétal, les analyses du pluton de Val-Saint-Gilles et du pluton de Normétal montrent une forte anomalie négative en Eu, un fractionnement en terres-rares légères et un spectre plus ou moins plat pour les terres-rares lourdes (Fig. 43). Le rapport La_N/Yb_N moyen de 7,80 du pluton de Val-Saint-Gilles propose une affinité géochimique légèrement calco-alcaline, alors que le rapport moyen de 5,85 du pluton de Normétal propose une affinité géochimique transitionnelle (Fig. 43).

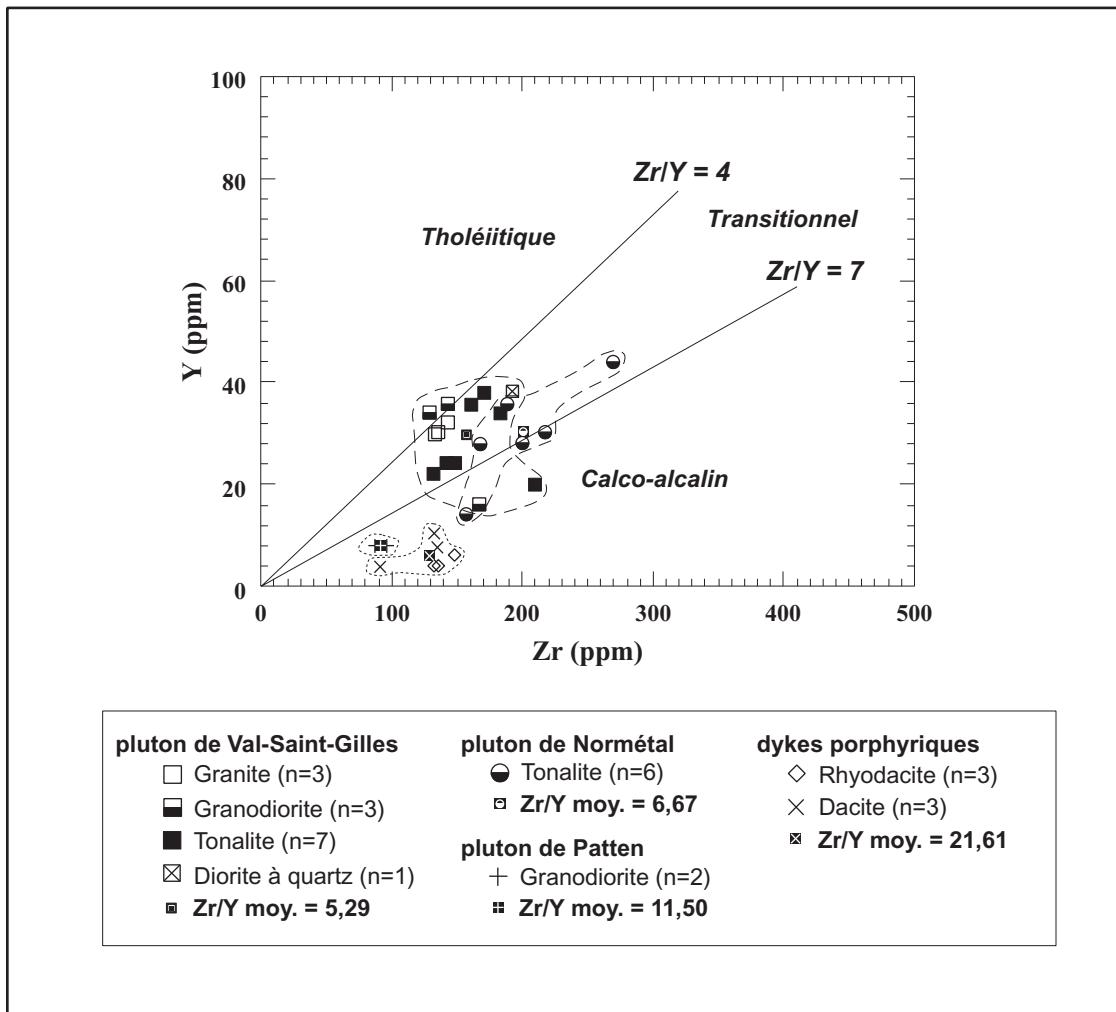


Figure 42. Diagramme Zr vs Y pour les roches plutoniques. Limites des champs selon Barrett et MacLean (1999).

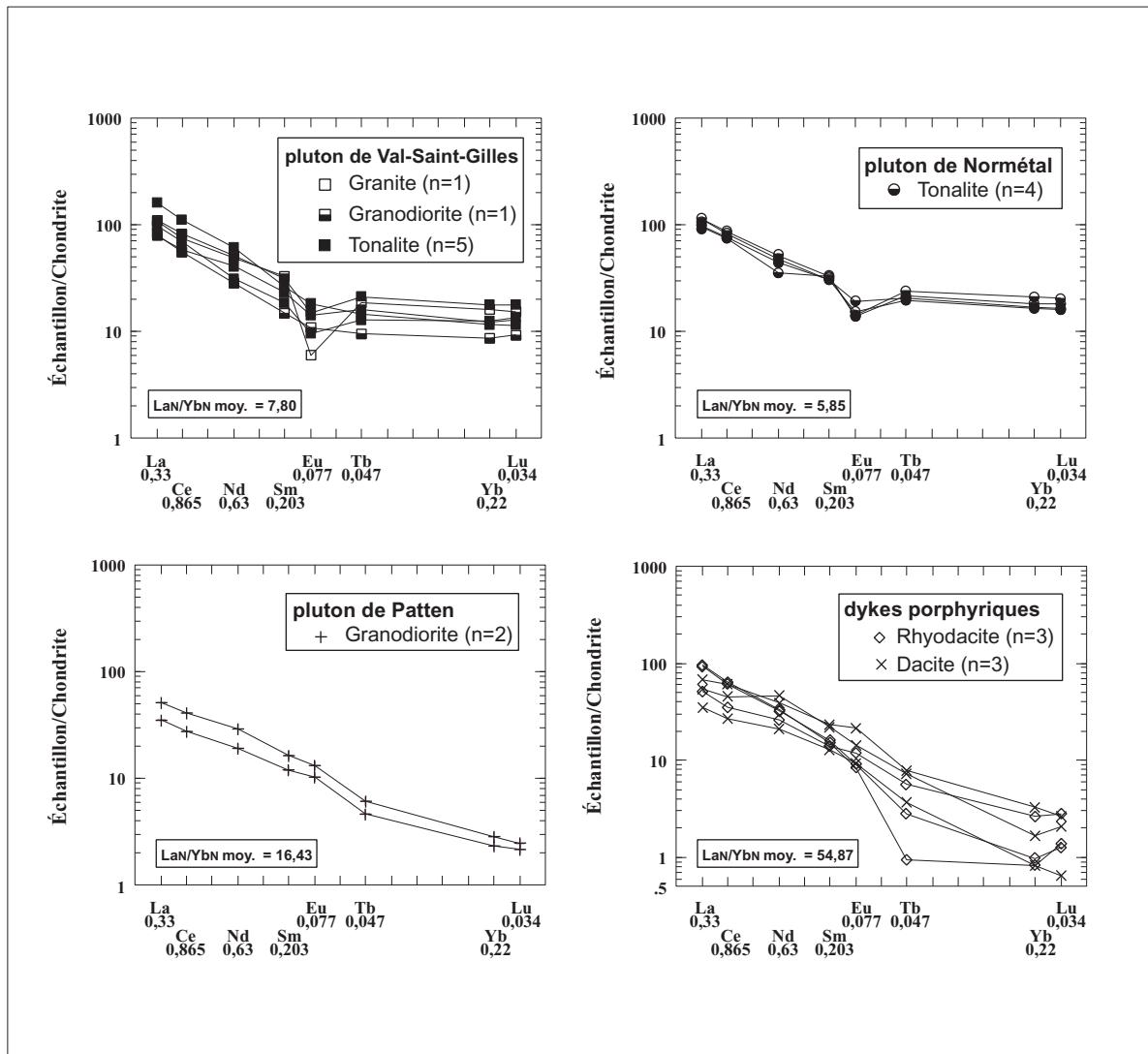


Figure 43. Diagrammes des terres-rares pour les différentes roches plutoniques. Normalisation sur chondrite selon Nakamura (1974).

Selon la même classification, les rapports $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ moyen de 16,43 du pluton de Patten et de 54,87 des dykes porphyriques felsiques les classifient comme étant d'affinité géochimique clairement calco-alcaline (Fig. 43).

5.3.4 Diagrammes multi-éléments des roches platoniques

Les diagrammes multi-éléments des plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal montrent les mêmes anomalies négatives en Ta, P et Ti que les roches volcaniques des unités 1, 2, 4 et 6 de la Formation de Normétal (Fig. 44). Les diagrammes multi-éléments du pluton de Patten et des dykes porphyriques felsiques sont caractérisés par une anomalie négative bien marquée en Ta, des anomalies négatives faibles en Ti et P et un profil fortement penté du côté des éléments des terres-rares.

5.4 SYNTHÈSE DES AFFINITÉS GÉOCHIMIQUES

L'étude lithogéochimique des roches volcaniques de la Formation de Normétal, des roches volcaniques du bloc de Beaupré et des roches platoniques met en évidence la présence de roches ayant une affinité géochimique tholéïitique, transitionnelle ou calco-alcaline.

Les roches de la Formation de Normétal sont caractérisées par deux suites bimodales possédant un pôle de composition d'andésite basaltique à dacite (53 à 66 % de SiO_2) et un autre pôle de composition rhyolitique (Fig. 33). La première suite est formée des membres inférieur et moyen de la Formation de Normétal, alors que la séquence de la mine Normétal (unité 6) du membre supérieur constitue la seconde suite. La présence de ces deux suites

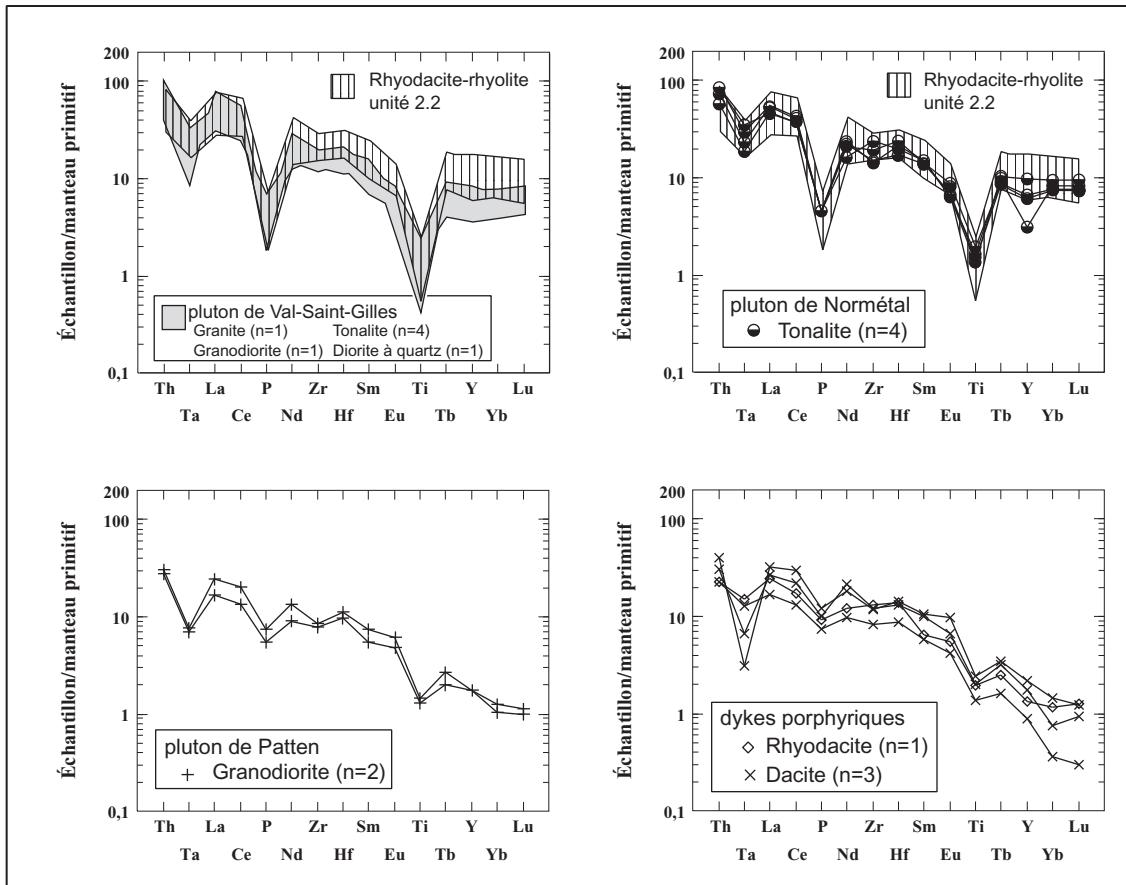


Figure 44. Diagrammes multi-éléments des roches plutoniques. Les profils pour les plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal sont comparés à l'unité volcanique 2.2 afin d'illustrer le lien de cogénétisme magmatique. Les profils sont normalisés sur le manteau primitif selon Sun et McDonough (1989). Seuls les éléments immobiles ont été utilisés.

éruptives, une en-dessous et l'autre au-dessus des sédiments volcanoclastiques de Normétal, suggère une évolution épisodique du système magmatique à l'échelle de l'édifice volcanique.

Malgré le peu d'analyses, les roches du bloc de Beaupré semblent caractérisées par une suite bimodale basalte-rhyolite typique d'une affinité tholéïitique. Le faible rapport Zr/Y de la rhyolite sodique et le spectre de terres-rares plat de la rhyolite sodique et du basalte (Fig. 38) montrent que ces roches possèdent la signature géochimique la plus primitive parmi les roches étudiées. Les rhyodacites-rhyolites de l'unité 3 (rhyolite tholéïitique de Normétal) de la Formation de Normétal constituent l'autre unité qui possède une signature tholéïitique selon son rapport Zr/Y et son contenu en terres-rares (Figs. 34, 35). Cependant, son rapport La_N/Yb_N moyen chevauche les champs tholéïitique et transitionnel montrant ainsi une affinité légèrement moins primitive que les roches du bloc de Beaupré.

Les rapports Zr/Y et les spectres de terres-rares fractionnés en terres-rares légères et plats en terres-rares lourdes des unités 1, 2, 4 et 6 de la Formation de Normétal (Figs. 34, 35) et des plutons de Normétal et de Val-Saint-Gilles (Figs. 42, 43) montrent que le caractère transitionnel est sans contredit l'affinité géochimique dominante parmi toutes les roches étudiées. De ce groupe, le dôme felsique de Normétal (unité 4), l'andésite-dacite de Normétal (unité 2.1) et les plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal montrent cependant une affinité légèrement calco-alcaline selon certains critères (rapport Zr/Y, terres-rares, contenu en alcalins) suggérant ainsi que ces dernières sont transitionnelles à tendance légèrement calco-alcalines.

Seul le pluton de Patten et les dykes porphyriques felsiques montrent une signature clairement calco-alcaline (Figs. 42, 43) alors qu'aucun équivalent volcanique de ces roches n'a été identifié.

CHAPITRE 6

ALTÉRATION HYDROTHERMALE

L'altération hydrothermale est le vestige du passage hétérogène de fluides minéralisateurs dans un empilement de roches. La caractérisation de l'altération est importante pour localiser les zones lessivées, de transport (failles synvolcaniques) et de décharge du système hydrothermal, ce qui permet de localiser les secteurs qui peuvent contenir des minéralisations de sulfures massifs volcanogènes.

La caractérisation de la circulation antérieure au métamorphisme de fluides minéralisateurs, peut être reconnue par des assemblages de minéraux métamorphiques particuliers comme par exemple les zones à carbonates et aluminosilicates du gisement de Mattabi (Franklin *et al.*, 1975). L'altération peut aussi être caractérisée par des études lithogéochimiques de calcul de bilan de masse (MacLean, 1990; Barrett et MacLean, 1994) ou par l'étude de la zonalité de composition de certains minéraux comme le carbonate (Franklin *et al.*, 1975) ou la chlorite (Doucet *et al.*, 1998).

La bonne quantité d'affleurement, la position verticale des strates et l'importante banque de données lithogéochimiques disponible ont permis d'étudier le système d'altération hydrothermale à l'échelle régionale et non seulement à l'échelle du gisement. Ces conditions permettent notamment de documenter les variations latérales (parallèle aux

strates) et verticales (perpendiculaire aux strates) de la chimie des éléments majeurs et des minéraux indicateurs d'altération par rapport à la minéralisation.

Dans cette étude, la reconnaissance de zones d'altération a été effectuée par des approches pétrographiques et géochimiques. Trois méthodes ont été utilisées : 1) la documentation des minéraux indicateurs d'altération lors du levé géologique et d'observation de sections minces; 2) le calcul de changement de masse des éléments majeurs; 3) les variations de la chimie interne des minéraux indicateurs d'altération. Ces approches ont permis de construire un modèle général d'altération et d'identifier les caractéristiques des zones d'altérations proximales et distales par rapport aux dépôts de sulfures massifs volcanogènes.

6.1 CARTOGRAPHIE RÉGIONALE DES MINÉRAUX INDICATEURS D'ALTÉRATION

Bien que l'observation macroscopique des minéraux indicateurs d'altération hydrothermale lors du levé géologique soit limitée par la taille des cristaux, la cartographie régionale du CVN, dans un premier temps, a permis de délimiter certains assemblages distincts. Par la suite, l'observation de sections minces a permis de compléter les observations de terrain. Il est à noter que les assemblages minéraux discutés dans cette section sont le résultat de la transformation métamorphique (faciès des schistes verts) d'assemblage de minéraux d'altération précoce de plus basse température. Ces systèmes de basse température dans les séquences plus jeunes sont dominés par des altérations à argiles, carbonates et zéolites (Alt, 1999).

La distribution anomale du carbonate, de la séricite, du quartz, de la chlorite et du chloritoïde a servi à définir trois assemblages d'altération à l'échelle régionale. Ces trois assemblages sont distribués de façon plus ou moins concordante à la stratigraphie et possèdent une étendue latérale importante (Fig. 45).

Le premier assemblage de quartz + séricite \pm chlorite est présent sur presque la totalité de la région et représente l'altération minimale ou tout simplement l'assemblage relié au métamorphisme au faciès du schiste vert (Fig. 45). Le deuxième assemblage qui est constitué de séricite + carbonate + quartz \pm chlorite caractérise la partie médiane de l'empilement stratigraphique (membres moyen et supérieur de la Formation de Normétal). La distribution et l'intensité de l'altération associées à cet assemblage sont hétérogène et forme des zones diffuses de roches modérément à faiblement altérées. Cet assemblage est caractérisé par l'apparition du carbonate. Le troisième assemblage constitué de séricite + carbonate \pm chloritoïde \pm quartz \pm chlorite est localisé dans la partie sommitale de l'empilement qui contient notamment les gisements de Normétal et de Normetmar (Fig. 45). Les roches qui contiennent le troisième assemblage sont en général fortement altérées de façon homogène et pénétrative. Cet assemblage est caractérisé par l'apparition du chloritoïde.

Au microscope, l'assemblage de minéraux reliés à l'altération est plus ou moins le même pour les compositions d'andésite basaltique à rhyolite, puisque seulement les proportions relatives de chaque minéral varient d'une composition à une autre. Les roches felsiques sont dominées par l'assemblage quartz + séricite + carbonate + chloritoïde \pm chlorite (Fig. 46a) alors que l'assemblage chlorite + carbonate \pm quartz \pm chloritoïde est dominant dans

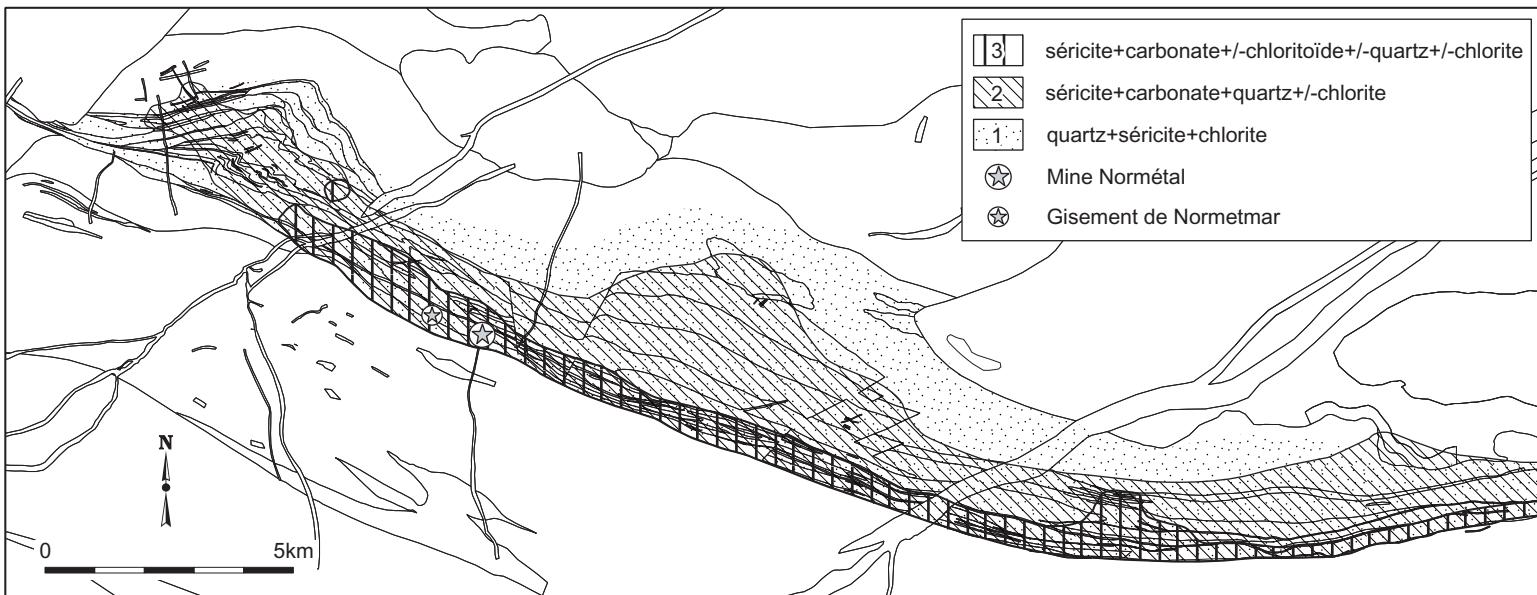


Figure 45. Carte de la distribution des assemblages minéraux reliés à l'altération hydrothermale régionale. L'assemblage 1 correspond à l'altération minimale de la région. Les assemblages 2 et 3 correspondent à l'apparition anomale du carbonate et du chloritoïde respectivement.

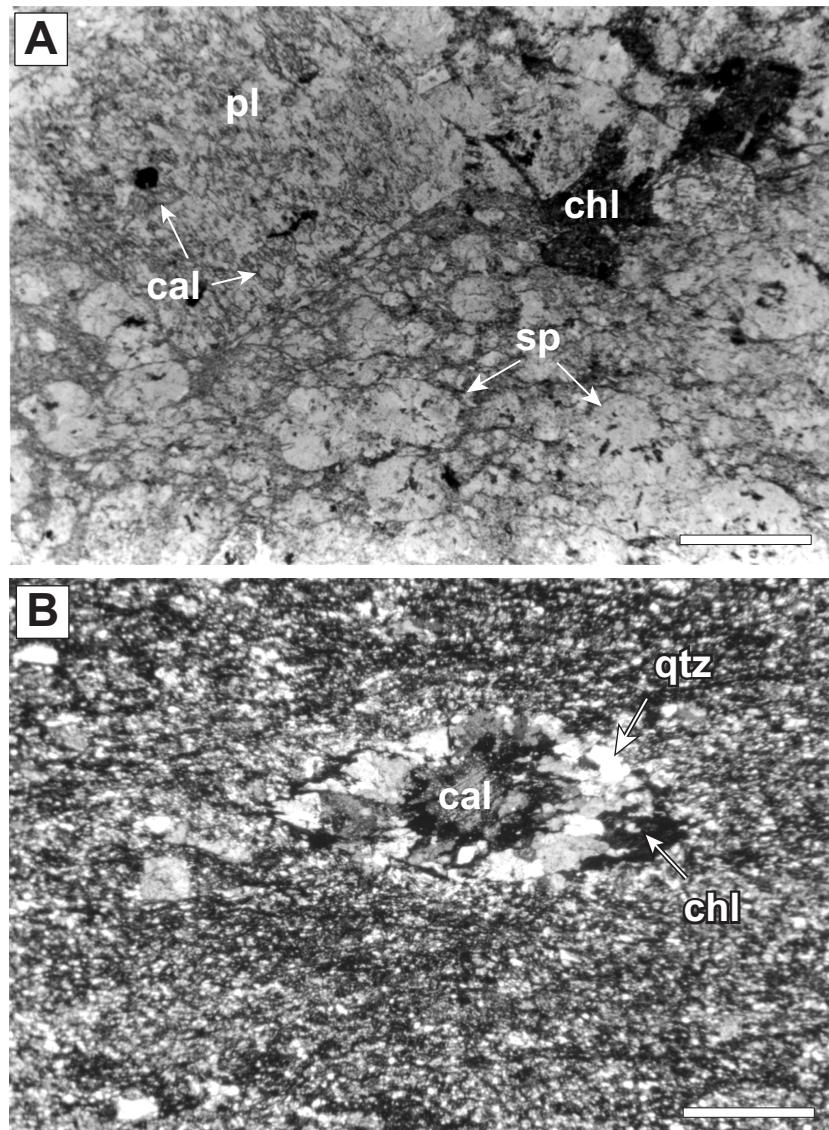


Figure 46. Exemples représentatifs des assemblages minéraux des roches felsiques et intermédiaires. La barre d'échelle mesure 1 mm. La photomicrographie A est en lumières naturelles alors que la photomicrographie B est en lumière polarisée. **A)** Rhyolite altérée à phénocristaux de quartz-feldspath constituée de sphérolites (sp) bien préservés dans une mésostase de quartz-séricite à grains fins. L'altération hydrothermale inclue aussi de la chlorite disséminée (chl) et le remplacement des phénocristaux de plagioclase (pl) par des plages irrégulières de calcite (cal). **B)** Andésite altérée à phénocristaux de feldspath contenant des amygdales à chlorite (chl), calcite (cal) et quartz (qtz) dans une mésostase à chlorite-carbonate-quartz.

les andésites basaltiques et les andésites (Fig. 46b). Cependant, la chlorite peut être une composante localement importante des roches felsiques, spécialement dans les roches volcanoclastiques comme celles de la séquence de la mine qui peuvent contenir jusqu'à 30 % de chlorite.

6.2 CHANGEMENT DE MASSE

Le calcul de changement de masse a été effectué avec la méthode des précurseurs multiples de Barrett et MacLean (1994) sur plus de 2600 échantillons. Les huit échantillons les moins altérés utilisés pour construire les courbes de fractionnement, ainsi que la méthode de traitement des données sont décrits à l'annexe 7. Les résultats sont présentés sur des cartes d'isocontours d'extension régionale construites pour chaque élément majeur (Fig. 47). Les résultats sur chacune de ces cartes sont divisés en trois grandes tendances qui correspondent à un gain de masse, aux secteurs avec peu de changement de masse et à une perte de masse. Il est à noter que les calculs effectués ici servent à définir le résultat final d'une altération hydrothermale complexe qui peut s'effectuer en plusieurs étapes successives. Les résultats présentés ne tiennent donc pas compte de chacune des étapes d'altération qui a pu exister pendant la minéralisation du CVN.

6.2.1 Cartes isocontours des changements de masse calculés

La carte isocontour du changement de masse du K₂O (Fig. 47a) montre un gain assez important (jusqu'à 11,95 %) dans la partie médiane de l'empilement volcanique alors que

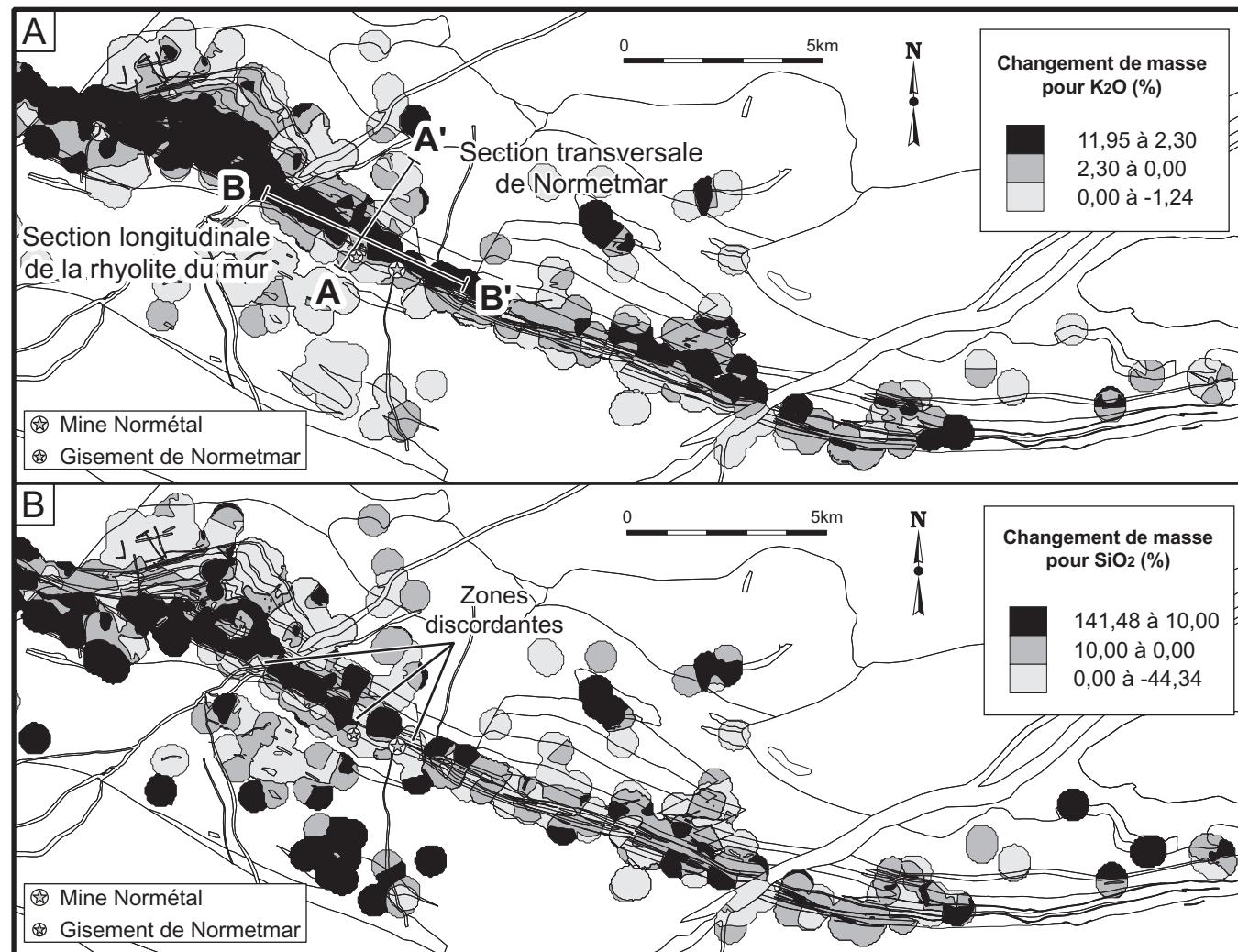


Figure 47. Cartes isocontours des changements de masse du K₂O, du SiO₂, du Na₂O, du CaO, du FeOT, du MnO, du MgO et du changement de masse total. Les isocontours ont été construits par interpolation avec la méthode de l'inverse de la distance avec le logiciel Vertical Mapper pour minimiser l'absence d'affleurements dans certains secteurs du CVN. Les calculs ont été effectués sur les données de cette étude et sur la banque de donnée de Falconbridge Limité, ce qui représente un peu plus de 2640 échantillons. Les sections A-A' et B-B' sont sur les figures 48 et 49 respectivement.

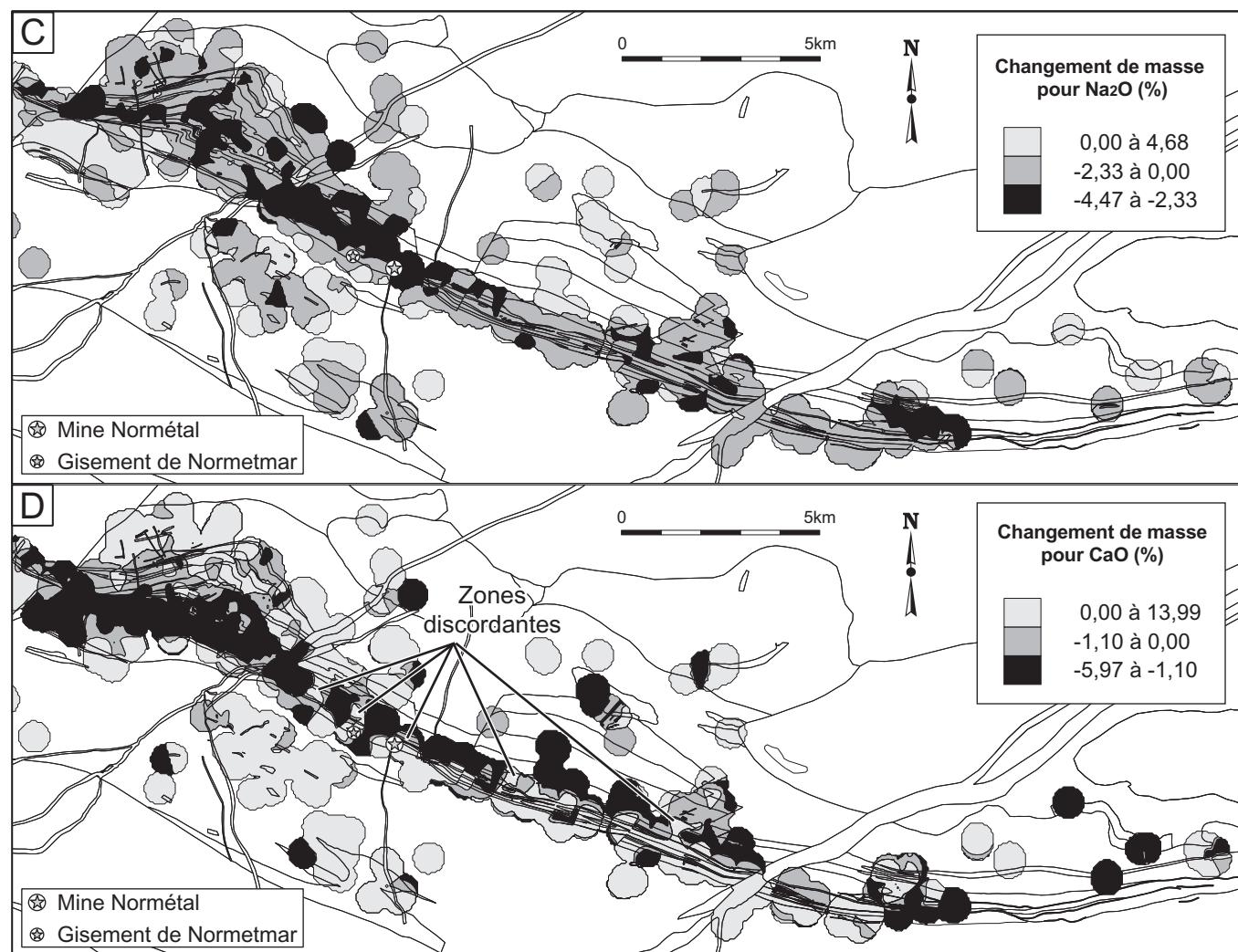


Figure 47 (suite).

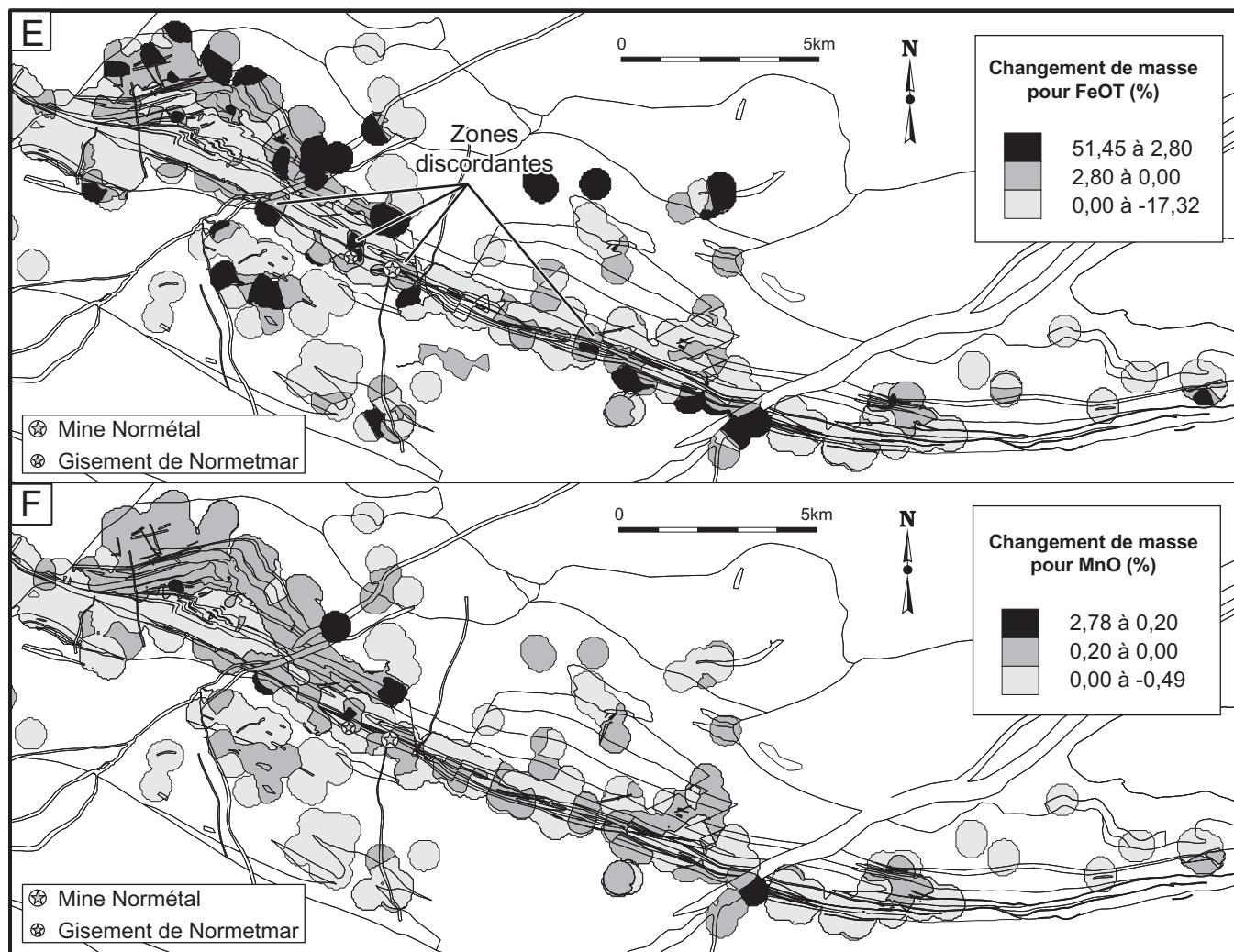


Figure 47 (suite).

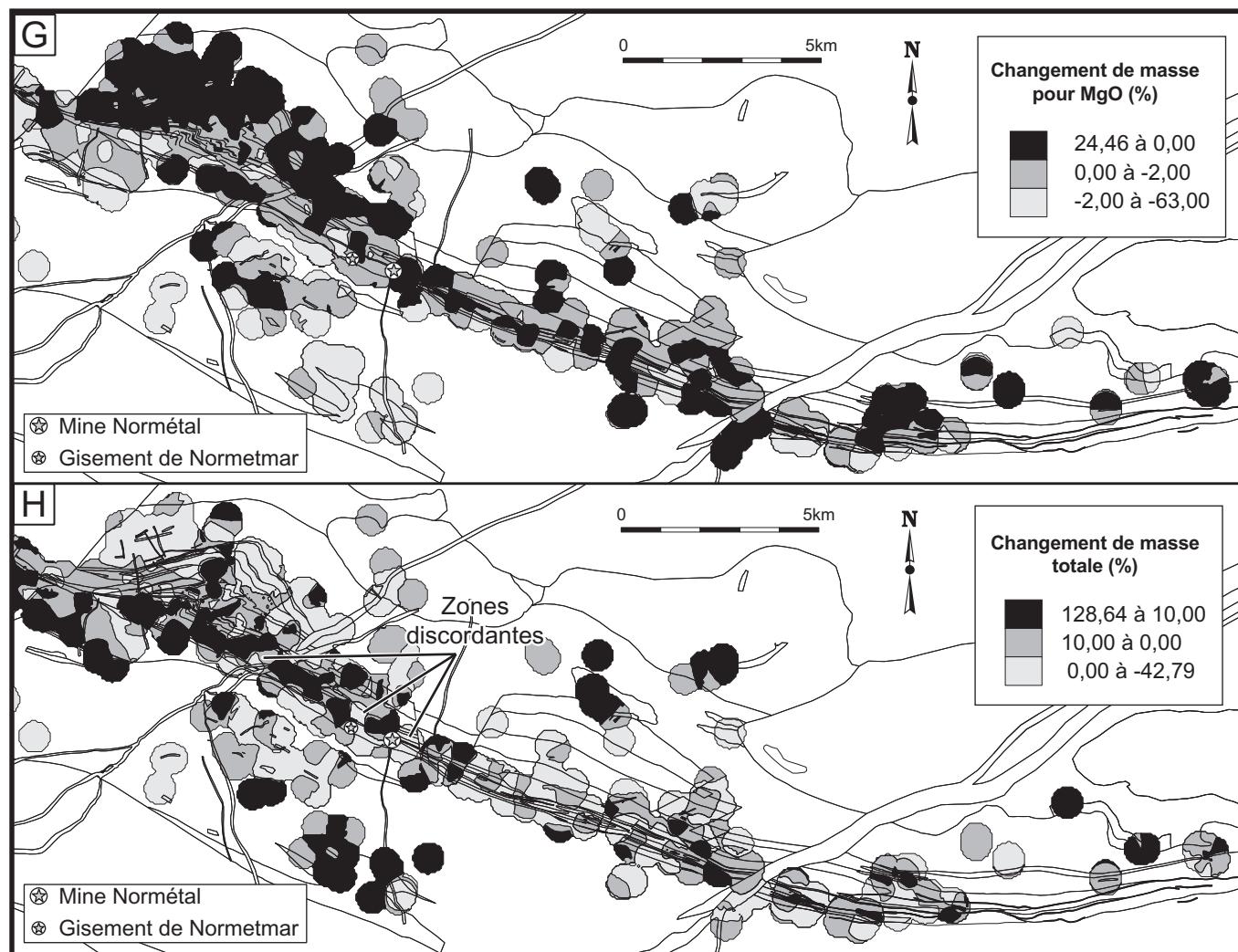


Figure 47 (suite).

les roches de la base de la séquence sont caractérisées par une perte relativement faible en K₂O (jusqu'à -1,24 %). La zone de gain de K₂O est très bien définie dans les portions ouest et centrale du CVN. Seul le dôme felsique de Normétal ne présente pas de gain de K₂O dans le secteur central (Fig. 47a). Le secteur ouest est également caractérisé par un gain très important en SiO₂ (jusqu'à 141,48 %) alors que le secteur central présente seulement quelques zones de gain de SiO₂ isolées (Fig. 47b). La zone de gain en SiO₂ du secteur ouest est cependant discontinue et on observe trois principales zones perpendiculaires aux strates où il y a plutôt une perte de SiO₂ (Fig. 47b). Deux de ces zones sont situées sous les gisements de Normétal et de Normetmar.

Les strates situées stratigraphiquement en-dessous de la séquence de la mine Normétal (unité 6) sont caractérisées par une perte en Na₂O (jusqu'à -4,47 %) qui forme latéralement un horizon continu d'environ 5 km (Fig. 47c). Ailleurs, les pertes en Na₂O forment plutôt de petits secteurs isolés ayant des géométries plutôt aléatoires (Fig. 47c).

La carte de changement de masse du CaO est caractérisée par un horizon presque continu qui est localisé dans la partie médiane de l'empilement et qui est marqué par une perte en CaO (jusqu'à -5,97 %; Fig. 47d). Plusieurs petites zones perpendiculaires aux strates montrent un gain en CaO assez important (jusqu'à 13,99 %; Fig. 47d). Deux de ces zones sont associées aux gisements de Normétal et de Normetmar.

La carte de changement de masse pour le FeOT est caractérisée par plusieurs petites zones plutôt perpendiculaires aux strates qui sont marquées par un gain important en FeOT (jusqu'à 51,45 %; Fig. 47e). La base de la séquence dans le secteur ouest regroupe plusieurs de ces petites zones qui ensemble définissent un horizon plus ou moins continu

(Fig. 47e). En dehors de ces zones discordantes de gain, la séquence est plutôt caractérisée par une perte en FeOT qui peut atteindre jusqu'à -17,32 % (Fig. 47e).

La géométrie des zones de changement de masse du MnO est similaire à celle du FeOT quoique les changements de masse soient beaucoup moins prononcés (Fig. 47f). Seuls quelques secteurs montrent un faible gain de MnO (jusqu'à 2,78 %) alors que le reste des strates sont caractérisées par l'absence de changement de masse ou une très faible perte de MnO (jusqu'à -0,49 %; Fig. 47f).

La carte de changements de masse associés au MgO est caractérisée par une zone continue de gain important en MgO dans les strates de la base de la séquence du secteur ouest du CVN (Fig. 47g). D'autres petites zones de gains de masse, qui peut atteindre jusqu'à 24,46 %, sont dispersées tout le long des strates au sommet du complexe.

La carte du changement de masse totale montre une géométrie assez similaire à la carte de changement de masse du SiO₂ (Figs. 47h et 47a). Globalement, la partie médiane du secteur ouest est caractérisée par un important gain de masse totale qui peut atteindre jusqu'à 128,64 % (Fig. 47h). Cette zone de gain de masse totale est cependant séparée par de petites zones discordantes aux strates où l'on observe plutôt une perte importante de masse totale qui peut atteindre -42,79 % (Fig. 47h). Deux de ces zones sont situées sous les gisements de Normétal et de Normetmar. Quelques autres zones de gain de masse totale sont situées dans le secteur central et possèdent une géométrie plutôt discontinue (Fig. 47h).

6.2.2 Géométrie des zones de changements de masse

Les observations des cartes isocontours décrits précédemment font ressortir deux principales géométries pour les zones de changement de masse : 1) des zones parallèles aux strates ou concordantes, d'extension régionale et 2) des petites zones perpendiculaires aux strates ou discordante d'extension limitée. Ces deux types de zones possèdent des changements de masse différents qui sont résumés dans les lignes suivantes.

L'altération concordante régionale est caractérisée par des pertes en Na₂O (jusqu'à -4,47 %; Fig. 47c) et en CaO (jusqu'à -5,97 %; Fig. 47d) ainsi que par un gain en K₂O (jusqu'à 11,95 %; Fig. 47a). À partir de la Mine Normétal vers l'ouest du CVN, l'altération est aussi caractérisée par un gain important en SiO₂ (jusqu'à 141,48 %; Fig. 47b), et en masse totale (jusqu'à 128,64 %; Fig. 47h) ainsi que par une perte en FeOT (jusqu'à -17,32 %; Fig. 47e). L'enrichissement régional en K₂O reflète la forte séricitisation du CVN alors que le gain en SiO₂ marque la silicification et que le gain en masse totale marque le remplissage des vides des roches du CVN par un processus de silicification ou de carbonatation, ce qui est observé en sections minces.

Les zones d'altération discordantes, qui ne sont pas seulement localisées sous les gisements, sont observables sur les cartes isocontours du SiO₂, du CaO, du FeOT et du changement de masse totale (Fig. 47b, d, e, h). Le comportement des éléments dans ces petites zones discordantes est illustré par la construction de deux sections situées sous les gisements de Normetmar et de Normétal. La localisation de ces deux sections est montrée sur la figure 47a. La section transversale est localisée sous le gisement de Normetmar (Fig.

48). La section longitudinale passe dans la rhyolite du mur stratigraphique, 200 m sous les gisements de sulfures massifs volcanogènes (Fig. 49).

La section transversale montre, du bas de la stratigraphie (NE) vers le sommet de la stratigraphie (SO), le passage des roches peu altérées, vers la zone d'altération régionale concordante, vers la zone d'altération discordante située sous le gisement (Fig. 48). Une forte perte en SiO₂ (jusqu'à -13 %) et en masse totale (jusqu'à -9 %), une perte modérée en Na₂O (jusqu'à -4 %) ainsi qu'un gain en FeOT (jusqu'à 4 %), en MgO (jusqu'à 1,5 %) et en MnO (jusqu'à 1 %) caractérisent la zone discordante qui est située sous le gisement Normetmar (Figs. 48, 49).

La zone de silicification et de carbonatation concordante régionale, qui est située plus bas dans l'empilement, est marquée par des gains en SiO₂ (jusqu'à 9 %), FeOT (jusqu'à 6,5 %), CaO (jusqu'à 6 %) et en masse totale (jusqu'à 11 %) ainsi que par une perte modérée en Na₂O (jusqu'à -4 %; Fig. 48). Les roches situées à plus de 1,5 km sous le gisement Normetmar sont peu altérées et ne montrent généralement qu'une faible perte en éléments (Fig. 48). Le recouplement de la zone régionale concordante qui est caractérisée par un gain important en SiO₂ et en masse totale par les zones discordantes situées sous les gisements Normetmar et Normétal est facilement observable sur la figure 49. Selon ces observations, la zone discordante sous le gisement Normetmar possède des dimensions d'environ 500 m verticalement et latéralement alors que la zone discordante sous le gisement Normétal possède une extension latérale d'environ 800 m (Figs. 48, 49).

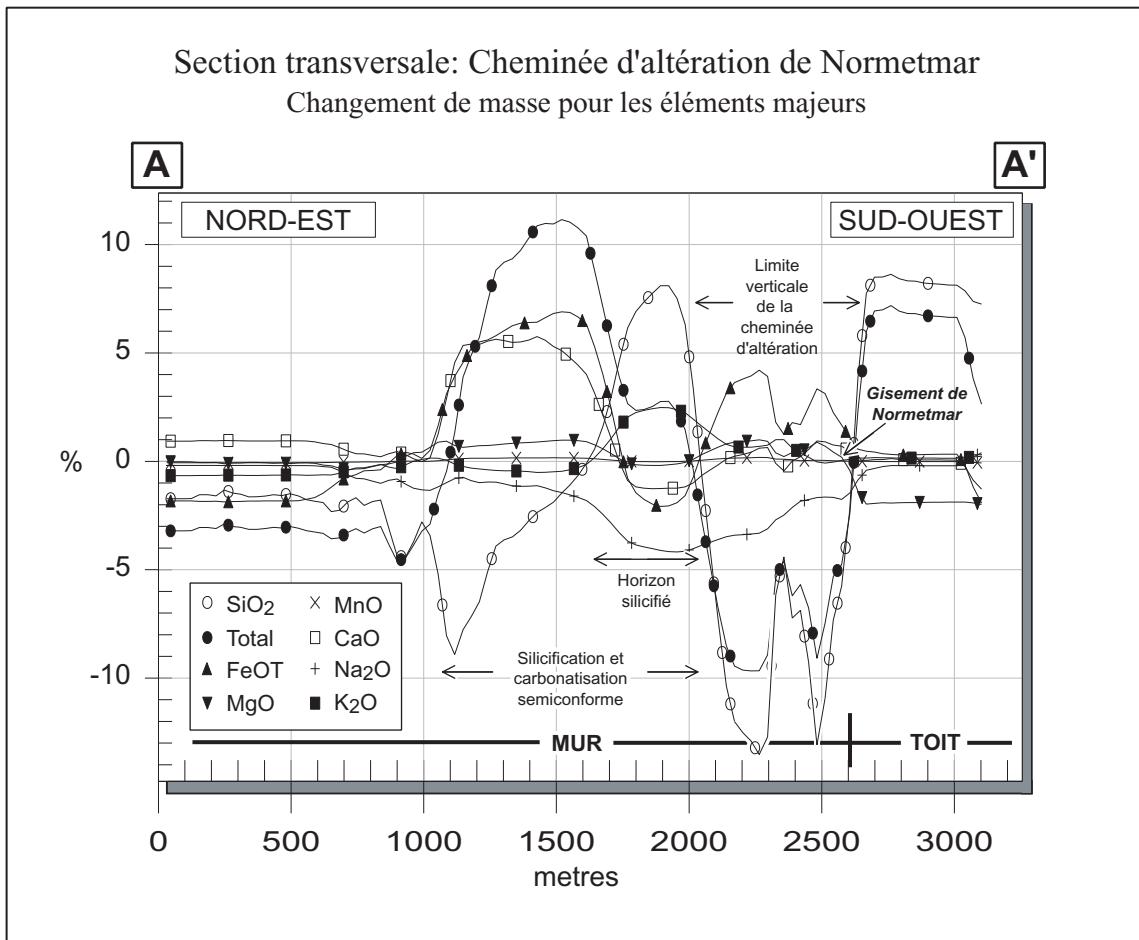


Figure 48. Section transversale pour les changements de masses des roches sous le gisement de Normetmar. La section a été construite avec un outil d'analyse du logiciel Vertical Mapper à partir des cartes isocontours de la figure 47. La section est localisée sur la figure 46a. Cette section transversale orientée NE-SO passe par la cheminée d'altération du gisement de Normetmar et par la zone d'altération semiconcordante régionale. La section montre, du gisement vers les unités sous-jacentes, la présence d'une cheminée d'altération de 500 m d'extension verticale, un horizon silicifié et la zone de silicification et carbonisation régionale d'une épaisseur verticale de plus ou moins 1 km.

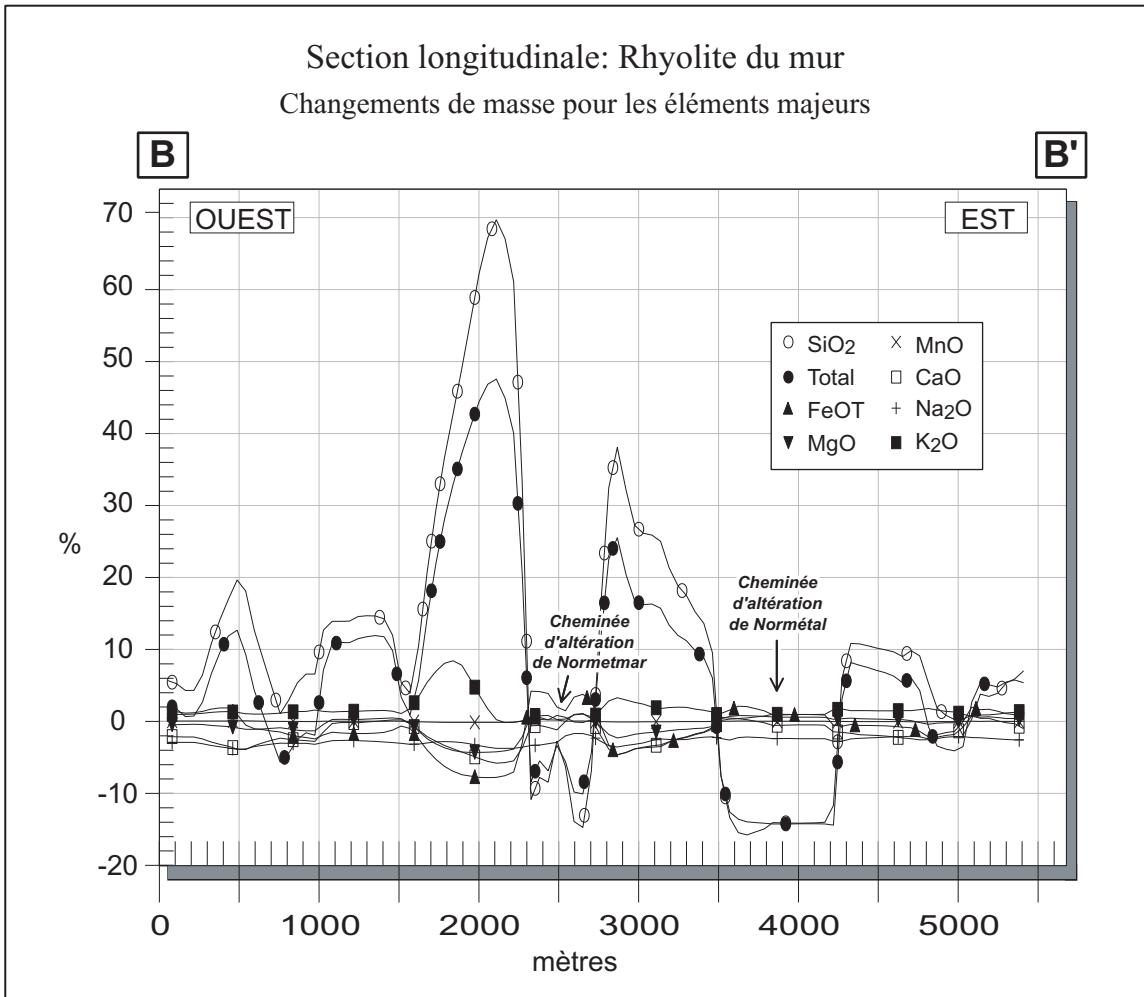


Figure 49. Section longitudinale pour les changements de masses de la rhyolite du mur des gisements de Normétal et de Normetmar. La section a été construite avec un outil d'analyse du logiciel Vertical Mapper à partir des cartes isocontours de la figure 47. La section est localisée sur la figure 46a. Cette section longitudinale, orientée ONO-ESE passe dans la rhyolite 200 m sous les gisements de SMV parallèlement à la stratigraphie. Le gain de masse total et de SiO₂ modéré à fort visible sur la section indique la silicification et la carbonatation qui caractérisent la zone d'altération concordante régionale. Les cheminées d'altération discordantes de Normétal (800 m de largeur) et de Normetmar (500 m de largeur) sont soulignées par une perte de masse totale et de SiO₂.

6.3 ANALYSES À LA MICROSONDE DES MINÉRAUX INDICATEURS D'ALTÉRATION

Les résultats de la cartographie régionale des minéraux indicateurs d'altération et du calcul de changement de masse ont montré que l'altération est soit étendue à l'échelle régionale de façon plus ou moins concordante ou est concentrée dans de petites zones discordantes qui peuvent être associées aux gisements. La localisation des petites zones discordantes est en soi un critère de proximité des minéralisations. Cependant, la reconnaissance des zonations à l'intérieur même des grandes zones d'altération régionale concordantes n'est pas possible avec ces deux méthodes. Une étude des zonations de la composition chimique interne des minéraux indicateurs d'altération a donc été effectuée afin de définir la géométrie et la taille des zones proximales et distales à l'intérieur des zones concordantes d'échelle régionale.

L'altération hydrothermale est heureusement non homogène et est généralement divisée en zones de circulation diffuse avec peu de fluide (altération régionale) et en zone de circulation forte où les fluides sont de température plus élevée et sont concentrés (cheminée d'altération). Ces différences physiques se reflètent dans la composition interne de certains minéraux comme la chlorite, le carbonate, la séricite et le chloritoïde parce que les éléments chimiques se substituent facilement à l'intérieur de leur structure. Ces substitutions définissent ainsi des zones où le minéral est appauvrie ou enrichie en certains éléments chimiques par rapport à sa proximité des gisements.

Quelques études ont utilisé la reconnaissance de zonation de composition minérale afin de définir des vecteurs qui sont très utiles pour localiser les zones proximales et distales par

rapport aux gisements de SMV (Franklin *et al.*, 1975; Urabe et Scott, 1983; Doucet *et al.*, 1998). La plupart de ces études sont cependant effectuées à l'échelle du gisement lui-même, soit sur quelques centaines de mètres au maximum autour du gisement. Par exemple, l'enrichissement en fer dans le carbonate sur quelques centaines de mètres (Franklin *et al.*, 1975) ou dans la chlorite sur une dizaines de mètres (Doucet *et al.*, 1998) marquent la proximité des gisements de Mattabi et de Coniagas respectivement. La taille restreinte de ces zonations limite cependant leur utilisation dans les programmes d'exploration minière. Dans cette optique, la reconnaissance de zonation à l'échelle kilométrique à l'intérieur des zones d'altération concordantes serait souhaitable.

Les résultats d'analyses à la microsonde sont présentés dans ce chapitre dans le but de décrire les zonations d'échelle régionale des zones d'altération concordantes exclusivement. L'influence des compositions chimiques de la roche hôte et des fluides hydrothermaux ainsi que du métamorphisme sur la validité des résultats sera discutée à la fin de ce chapitre. La figure 50 montre la distribution régionale des échantillons choisis pour l'analyse à la microsonde provenant de cette étude ainsi que les analyses compilées des travaux de Teasdale (1993) et L'Heureux (1995, données non publiées). Les résultats complets d'analyses de carbonate, chlorite et chloritoïde sont présentés aux annexes 8, 9 et 10.

6.3.1 Regroupement préliminaire des échantillons avant analyse

La composition chimique d'un minéral relié à l'altération hydrothermale est contrôlée par la composition initiale de la roche, par la chimie des fluides hydrothermaux associés à

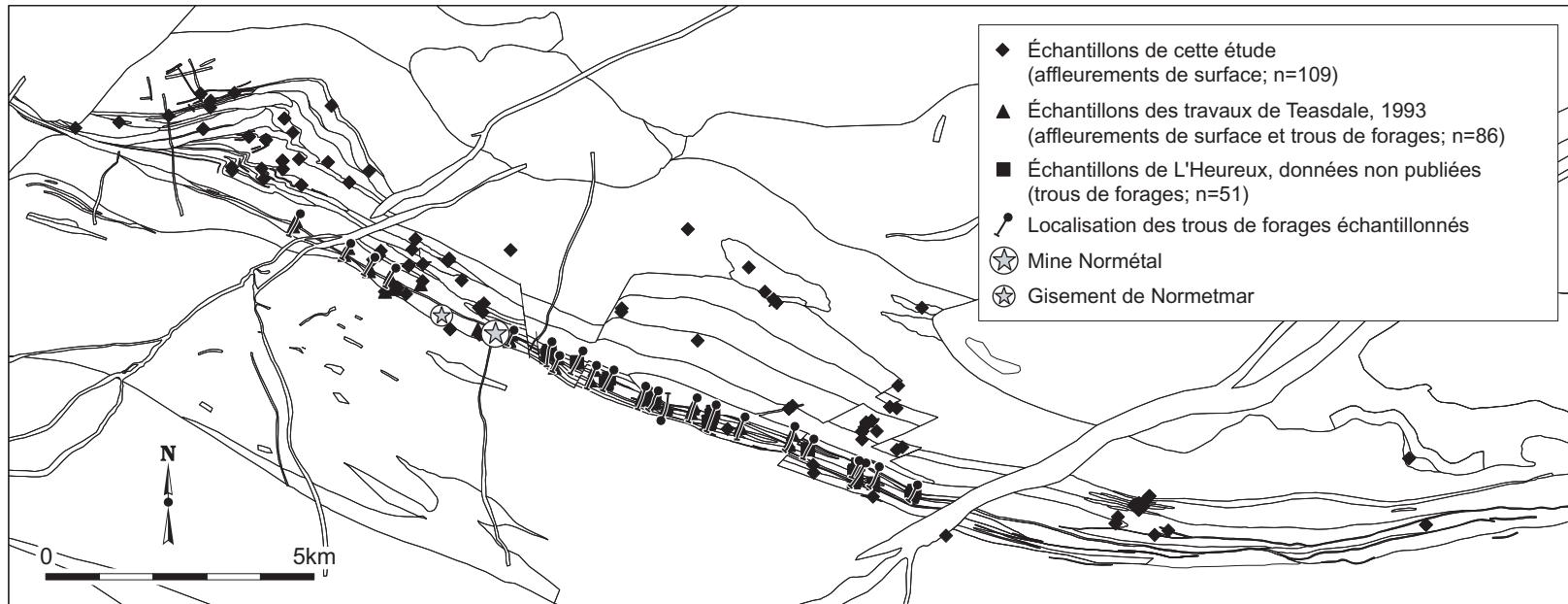


Figure 50. Carte de distribution des échantillons utilisés pour l'analyse à la microsonde. Les échantillons de surface de cette étude couvrent la totalité du CVN alors que les échantillons de Teasdale (1993) et L'Heureux (données non publiées) proviennent majoritairement de trous de forages localisés dans le centre de la propriété, dans un secteur contenant peu d'affleurements de surface.

la minéralisation et par la chimie des fluides hydrothermaux associés au métamorphisme s'il y a lieu. De ces trois facteurs, la chimie des fluides hydrothermaux associés à la minéralisation est l'élément que l'on tente d'isoler. Il a donc été nécessaire, dans un premier temps, de tester l'influence du métamorphisme et de la composition initiale de la roche sur la composition finale du minéral étudié.

Les données utilisées pour le traitement ont donc été groupées en deux pôles lithologiques : 1) andésite basaltique à dacite et 2) rhyolite ($>70\%$ SiO₂), ainsi qu'en deux classes texturales : 1) textures prédéformations et 2) textures syndéformation-métamorphiques. Sur ce dernier point, le problème est de reconnaître parmi les minéraux associés à l'altération ceux qui sont antédéformation de ceux qui peuvent être syndéformation s'il y a à nouveau introduction de fluides dans le système. Les textures prédéformations et/ou syndéformation-métamorphiques du carbonate, de la séricite, du quartz, de la chlorite et du chloritoïde ont donc été documentées (Tableau 4).

Les textures prédéformations incluent le remplacement de phénocristaux en plages irrégulières (Fig. 46a), le remplissage d'amygdales (Fig. 46b), des grains xénomorphes disséminés, des veinules discordantes possédant des contacts diffus (Fig. 51a), des porphyroclastes (Fig. 51b) et des agrégats colloformes (Fig. 51c). Les textures syndéformation-métamorphiques incluent les cristaux allongés qui définissent la schistosité (Fig. 51b), les agrégats fibreux dans les zones de pression (Figs. 51b, c), les veinules plissées et boudinées possédant des contacts francs avec l'encaissant (Fig. 51d) et les porphyroblastes (Fig. 51d, e, f). Comme il existe des textures clairement synchrones à la

Tableau 4. Textures prédéformations et syndéformation-métamorphiques des minéraux.

Prédéformation	
Carbonate	Agrégats irréguliers et grains xénomorphes dans la mésostase (0,01-1,5 mm) ; remplacement des plagioclases par des grains hypidiomorphes de 0,1-0,3 mm (Fig. 46a) ; grains xénomorphes de 0,1-0,5 mm dans des amygdales de carbonate-quartz-chlorite-sulfures (Fig. 46b) ; grains hypidiomorphes de 0,1-0,5 mm avec quartz-chlorite-sulfure dans des veinules plissées et boudinées qui montrent des contacts diffus avec l'encaissant (Fig. 51a) ; porphyroclastes de 0,5-2 mm dans des roches fortement déformées (Fig. 51b) ; cristaux xénomorphes de 0,2-1 mm dans des agrégats colloformes composés de pyrite-sphalérite-carbone (Fig. 51c).
Séricite	Remplacement des plagioclases ; grains fins de 0,01-0,3 mm dans la mésostase.
Quartz	Cristaux xénomorphes de 0,1-0,3 mm dans des amygdales de quartz-carbonate-chlorite (Fig. 46b) ; cristaux allongés ou équidimensionnels de 0,2-0,4 mm dans des veinules plissées et boudinées composées de quartz-carbonate chlorite-sulfure (Fig. 51a) ; Agrégats irréguliers dans la mésostase.
Chlorite	Cristaux prismatiques ou équidimensionnels isolés ou agrégats irréguliers dans la mésostase (Fig. 46a) ; cristaux xénomorphes dans des amygdales de quartz-carbonate-chlorite-sulfure (Fig. 46b) ; grains allongés de 0,3-1 mm dans des veinules de quartz-carbonate-chlorite-sulfure plissées et boudinées (Fig. 51a).
Syndéformation-métamorphique	
Carbonate	Grains hypidiomorphes allongés de 0,2-1 mm dans des veinules qui montrent des contacts francs avec l'encaissant; cristaux de 0,1-0,2 mm dans les zones abritées associées aux porphyroclastes des roches très déformées (Fig. 51b) ; cristaux xénomorphes allongés de 0,5-1 mm dans les ombres de pression associées aux grains de quartz ou aux agrégats colloformes de sulfure-carbone (Fig. 51c); porphyroblastes poeciloblastiques de 0,5-0,8 mm (Fig. 51e) ; cristaux allongés qui définissent la schistosité.
Séricite	Agrégats de cristaux fins et prismatiques qui définissent la schistosité (Fig. 51f) ; porphyroblastes de 0,01-0,5 mm dans la mésostase.
Quartz	Grains xénomorphes et allongés de 0,5-3 mm dans les ombres de pression des phénocristaux de quartz ou les agrégats colloformes de sulfure-carbone (Fig. 51c) ; cristaux hypidiomorphes et allongés de 0,1-0,5 mm dans des veinules qui montrent des contacts francs avec l'encaissant (Fig. 51d) ; cristaux allongés qui définissent la schistosité.
Chlorite	Grains hypidiomorphes ou équidimensionnels dans des veinules qui montrent des contacts francs avec l'encaissant; grains xénomorphes équidimensionnels dans les ombres de pression associées aux phénocristaux de quartz ou aux agrégats colloformes de sulfure-carbone (Fig. 51c) ; cristaux allongés qui définissent la schistosité; porphyroblastes de 0,3-1 mm dans la mésostase.
Chloritoïde	Porphyroblastes poeciloblastiques tabulaires (Fig. 51b) qui localement montrent des macles en sablier (Fig. 51d), des macles polysynthétiques ou des agrégats fibro-radiés ; porphyroblastes hélicitiques de 0,5-2,5 mm (Fig. 51f).

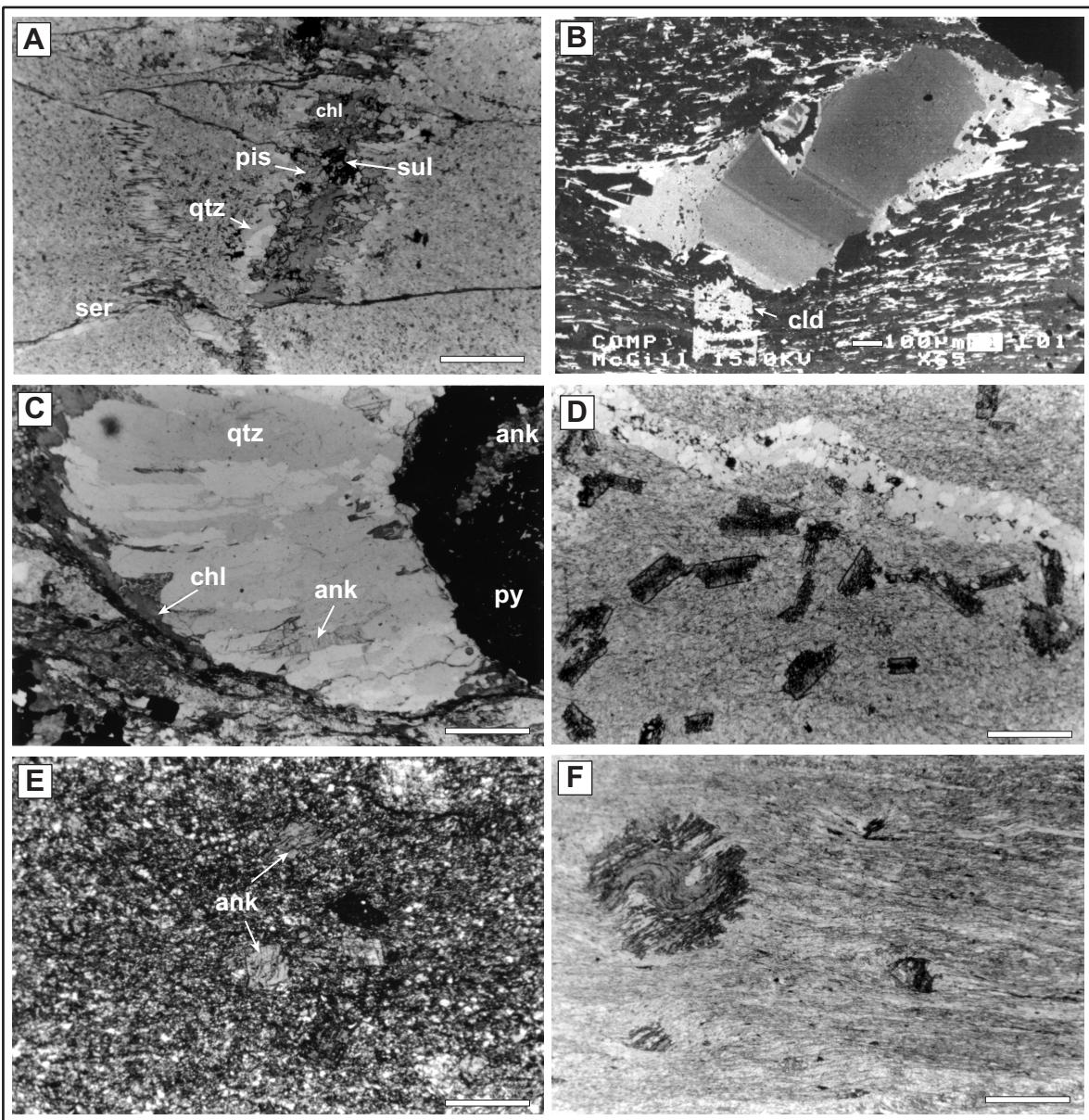


Figure 51. Photomicrographies d'exemples représentatifs des textures prédéformations, syndéformations et métamorphiques observées dans les roches altérées du CVN. La barre d'échelle mesure 1 mm sauf pour la photo d'analyse à la microsonde (B) qui mesure 1 micron. Les photomicrographies A, D, F sont en lumières naturelle, les photomicrographies B, C, E sont en lumière polarisée. **A)** Veinules hydrothermales discordantes aux contacts diffus montrant une zonation de quartz (qtz), pistomésite (pis, carbonate de la série de la sidérite), chlorite (chl) et sulfures (sul, pyrite-sphalérite). Ces veinules sont recoupées par de minces bandes de séricite (ser) qui sont parallèles à la schistosité principale. La texture fibreuse et allongée observée seulement pour les minéraux de la veinule est le résultat de l'ouverture répétée de la veinule dû à une surpression de fluide. L'absence de minéraux allongés dans la mésostase supporte cette interprétation. **B)** Porphyroclaste d'ankerite (prédéformation) avec des zones abritées de la même composition (syndéformation). L'assemblage chlorite-séricite défini la schistosité qui est recoupée par un porphyroblaste poeciloblastique de chloritoïde (cld). **C)** Ombre de pression contenant des cristaux syndéformation de quartz (qtz), ankerite ferrifère (ank) et chlorite (chl) qui est associée à un agrégat hydrothermal de pyrite (py)- ankerite ferrifère (cb) colloforme. **D)** Veinule syndéformation de quartz qui possède des contacts francs avec l'encaissant qui est composé de quartz-séricite-feldspath. On observe également des porphyroblastes peociloblastiques de chloritoïde. **E)** Porphyroblastes d'ankerite (ank) qui recoupent la mésostase andésitique de feldspath-chlorite-séricite-quartz. **F)** Porphyroblastes hélicitiques de chloritoïde qui montrent une rotation horaire dans un schiste dacitique à séricite-quartz-chloritoïde-carbonate typique de l'horizon de la Mine.

déformation ductile, il est proposé que les minéraux préservés de cette déformation soient associées à l'altération volcanogène qui est reliées aux gisements de SMV.

Le regroupement des échantillons en deux groupes lithologiques et deux groupes texturaux a servi à tester l'existence d'une corrélation entre un groupe lithologique ou textural particulier avec une composition minérale particulière. Les observations reliées à cette méthodologie seront décrites et discutées dans les sections suivantes.

6.3.2 Chimie des carbonates

Un total de 89 analyses choisies de carbonates (représentatives de 356 analyses effectuées, voir la méthodologie) est disposé sur le diagramme ternaire de classification CaO-FeO-MgO (Fig. 52). La variation et la moyenne de composition ainsi que le contenu cationique pour chaque type de carbonate sont présentés sur le Tableau 5.

Les données se répartissent selon trois groupes de points (Fig. 52). Plus de la moitié (53 %) des analyses tombent dans le champ de composition de la série de la calcite (CaCO_3) avec un contenu plus élevé en Fe qu'en Mg. Une bonne proportion (37 %) des points appartiennent aux champs de la série de l'ankérite-dolomite $[\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2]$ qui inclue l'ankérite ferrifère, l'ankérite (*sensus stricto*) et la dolomite ferrifère. Seulement 10 % des analyses tombent dans les champs de composition de la série de la sidérite-magnésite $[(\text{Fe},\text{Mg})\text{CO}_3]$ qui incluent la sidérite (*sensus stricto*), la sidéroplésite et la pistomésite (Fig. 52; Tableau 5). Les analyses compilées de Teasdale (1993) et L'Heureux (1995, données

Tableau 5. Variations et moyennes des différents types de carbonates analysés à la microsonde.

Ankérite ferrifère (n=6)		Ankérite (n=24)		Dolomite ferrifère(n=3)		Calcite (n=47)	
	Ca ($\text{Fe}_{50-100}, \text{Mg}_{0-50}$) $(\text{CO}_3)_2$		Ca ($\text{Fe}_{20-50}, \text{Mg}_{50-80}$) $(\text{CO}_3)_2$		Ca($\text{Fe}_{0-20}, \text{Mg}_{80-100}$) $(\text{CO}_3)_2$		CaCO ₃
Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne
FeO	16,37 - 22,73	18,70	7,75 - 16,21	11,87	6,08 - 7,55	7,01	0,01 - 4,66
MgO	6,45 - 9,73	8,61	10,26 - 16,33	13,60	16,52 - 17,19	16,95	0,06 - 1,81
MnO	0,41 - 2,54	1,16	0,11 - 1,65	0,67	0,14 - 0,54	0,33	0,01 - 2,01
CaO	26,94 - 28,45	27,84	27,77 - 30,21	28,69	28,84 - 29,76	29,15	48,94 - 56,01
SrO	0,02 - 0,04	0,03	0,00 - 0,07	0,02	0,00 - 0,02	0,01	0,00 - 0,14
CO ₂	43,00 - 44,47	43,66	43,72 - 46,45	45,15	46,13 - 46,83	46,54	43,08 - 44,75
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>Formules structurales sur la base de 6 oxygènes</i>							
Fe	0,455 - 0,649	0,526	0,206 - 0,477	0,323	0,160 - 0,200	0,185	0,000 - 0,130
Mg	0,328 - 0,483	0,431	0,507 - 0,777	0,657	0,779 - 0,811	0,799	0,003 - 0,089
Mn	0,012 - 0,073	0,033	0,003 - 0,046	0,019	0,004 - 0,014	0,009	0,00 - 0,057
Ca	0,986 - 1,015	1,003	0,958 - 1,050	0,998	0,979 - 1,004	0,988	1,752 - 2,003
Sr	0,000 - 0,001	0,000	0,000 - 0,002	0,000	0,000 - 0,000	0,000	0,000 - 0,003
Total	1,967 - 2,012	1,993	1,962 - 2,017	1,997	1,968 - 2,001	1,981	1,955 - 2,041
Mg/Fe	0,5 - 1,0	0,8	1,1 - 3,8	2,2	4,0 - 5,0	4,4	
<i>Sidérite (n=4)</i>		<i>Sidéropélite (n=3)</i>		<i>Pistomésite (n=2)</i>			
	Fe ₉₀₋₁₀₀ , Mg ₀₋₁₀ CO ₃		Fe ₇₀₋₉₀ , Mg ₁₀₋₃₀ CO ₃		Fe ₅₀₋₇₀ , Mg ₃₀₋₅₀ CO ₃		
Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne		
FeO	50,47 - 60,51	54,92	46,53 - 47,87	47,37	35,20 - 35,80	35,50	
MgO	1,02 - 4,99	2,59	7,36 - 10,17	8,96	16,41 - 17,36	16,89	
MnO	0,08 - 5,78	2,61	1,11 - 3,89	2,54	3,98 - 5,15	4,57	
CaO	0,21 - 2,41	0,97	0,45 - 0,72	0,59	0,49 - 0,55	0,52	
SrO	0,00 - 0,00	0,00	0,00 - 0,00	0,00	0,00 - 0,01	0,01	
CO ₂	38,18 - 39,43	38,93	40,16 - 40,89	40,54	42,30 - 42,74	42,52	
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
<i>Formules structurales sur la base de 6 oxygènes</i>							
Fe	1,585 - 1,938	1,73	1,395 - 1,458	1,428	1,006 - 1,025	1,016	
Mg	0,058 - 0,277	0,145	0,400 - 0,544	0,481	0,836 - 0,886	0,861	
Mn	0,003 - 0,184	0,083	0,034 - 0,120	0,078	0,116 - 0,149	0,133	
Ca	0,009 - 0,097	0,039	0,017 - 0,028	0,023	0,018 - 0,020	0,019	
Sr	0,000 - 0,000	0,00	0,000 - 0,000	0,00	0,000 - 0,000	0,00	
Total	1,958 - 2,029	1,997	1,997 - 2,026	2,010	2,010 - 2,047	2,029	
Mg/Fe	0,0 - 0,2	0,1	0,3 - 0,4	0,3	0,8 - 0,9	0,8	

Notes: Les éléments majeurs sont en pourcentage de poids (poids%). Les types font référence à la nomenclature de Deer et al., 1967 (figure 52).

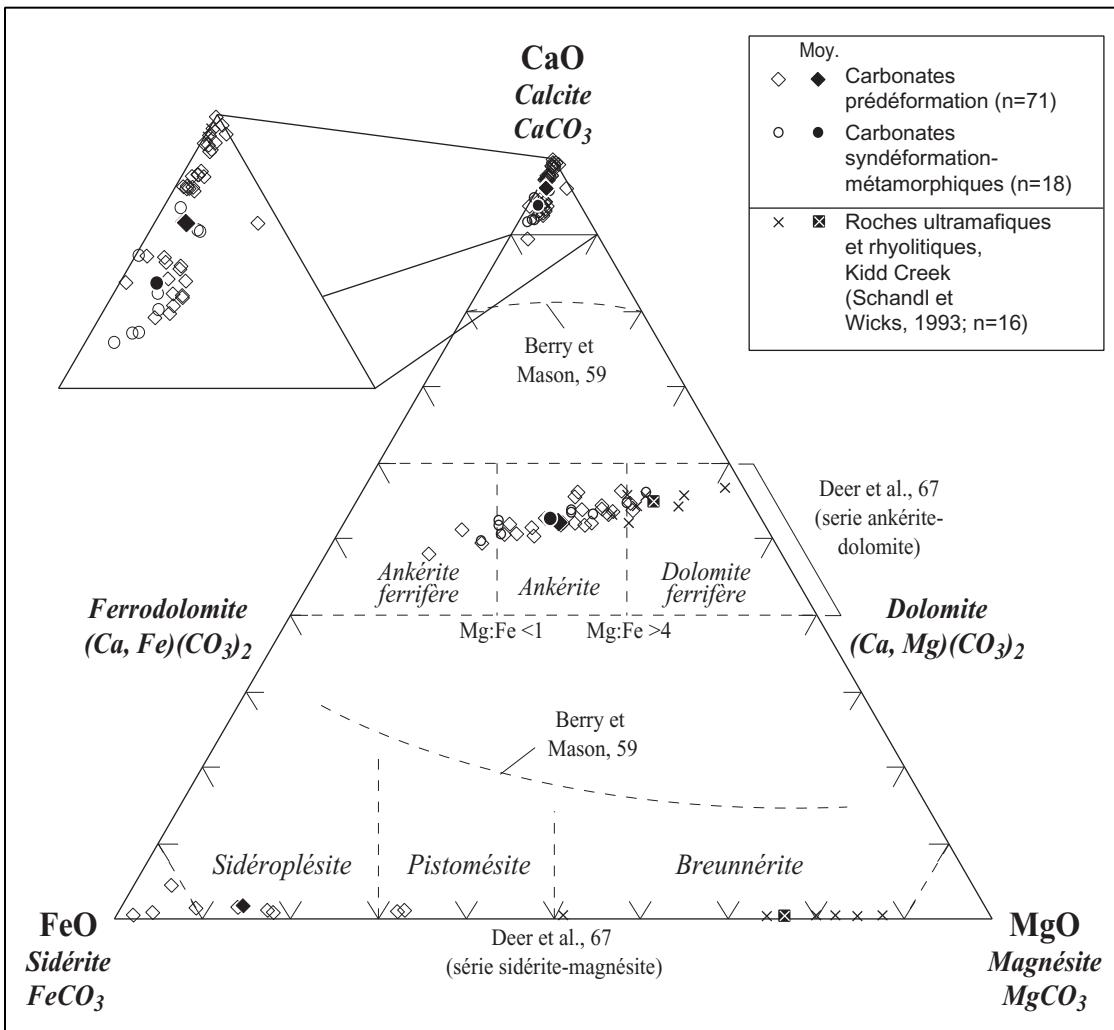


Figure 52. Diagramme ternaire CaO-FeO-MgO pour la classification de la composition des carbonates du CVN. Les champs de composition et leurs limites ont été construits à partir des descriptions de Deer et al. (1967) et Berry et Mason (1959) tel qu'indiqué sur la figure. Les données de cette étude sont divisées en carbonates prédéformation et carbonates syndéformation-métamorphique. Tous les échantillons de la série sidérite-magnésite sont associés ou sont à proximité de minéralisations en sulfures. Les échantillons de la propriété d'Hemingway du Complexe Volcanique de Kidd Creek (Schandl et Wicks, 1993) sont montrés à des fins de comparaison qui sont discutées dans le texte.

non publiées) possèdent les mêmes variations de composition que les analyses de cette étude. Les carbonates ont également été analysés pour leur contenu en Mn et Sr. Le contenu en Mn de la calcite, de la série de l'ankérite-dolomite (< 2,54 %) ainsi que de la série de la sidérite-magnésite (< 5,78 %) n'est pas significatif pour en tenir compte pour la classification sur un diagramme. Le Sr n'a été détecté qu'en traces (Tableau 5).

Les carbonates prédéformations et syndéformation-métamorphiques préalablement identifiés par des critères pétrographiques, sont distribués de façon aléatoire dans les différents champs de composition, avec l'exception de la série de la sidérite-magnésite qui ne contient que des carbonates de type prédéformation (Fig. 52).

La carte de distribution spatiale des différentes séries de carbonate montre la géométrie plutôt concordante de la série de l'ankérite-dolomite qui est concentrée dans la partie supérieure de l'empilement stratigraphique (Fig. 53a). L'ankérite-dolomite est également présente dans deux zones discordantes kilométriques identifiées A et B sur la figure 53a, et interprétée dans une troisième qui est identifiée C sur la même figure. La calcite est présente sur l'ensemble de l'empilement stratigraphique. À l'opposé, la sidérite-magnésite est présente seulement dans trois petites zones (identifiées A-B-C sur la figure 53b) où peut coexister de l'ankérite-dolomite et/ou de la calcite. Dans ces trois petites zones, les carbonates riches en Fe-Mg de la série de la sidérite-magnésite et de la série de l'ankérite-dolomite sont dominants par rapport à la calcite.

À partir de ces cartes de distribution, les variations chimiques du contenu en FeO, MgO, MnO et CaO des carbonates d'une même série ont été étudiées afin de définir des zonations à l'échelle régionale. Les résultats pour la série de l'ankérite-dolomite montrent une zone

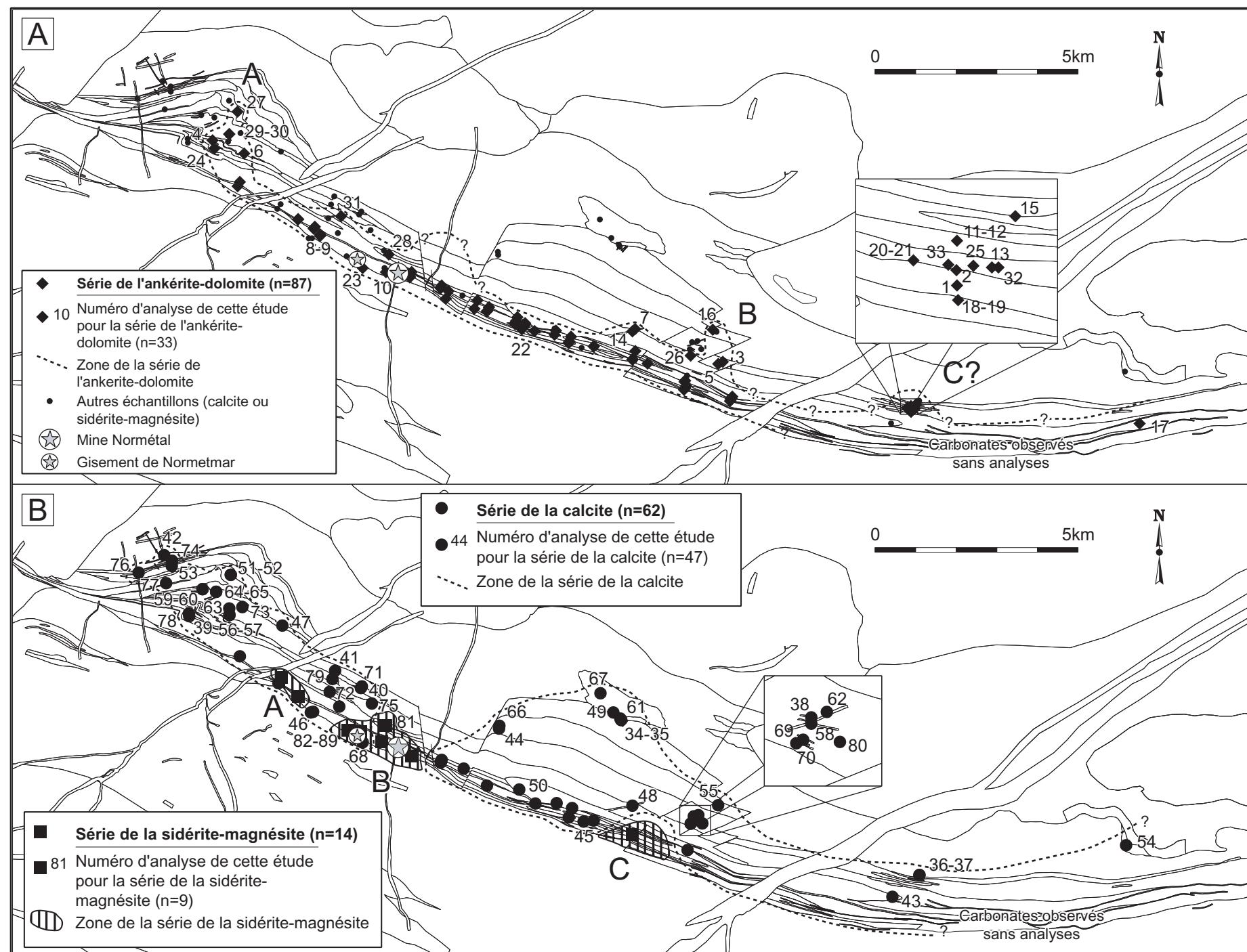


Figure 53. Carte de distribution des différentes séries de carbonates et des échantillons utilisés. Les échantillons de cette étude sont localisés par un numéro (annexe 7) alors que les échantillons sans numéro sont compilés des travaux de Teasdale (1993) et L'Heureux (données non publiées). A) Distribution de la série de l'ankérite-dolomite. Les lettres A-B-C montrent les zones discordantes d'ankérite-dolomite. B) Distribution de la série de la calcite et de la série de la sidérite-magnésite. Les lettres A-B-C montrent les trois zones qui contiennent de la sidérite-magnésite qui sont associées à la présence de sulfures.

significative d'approximativement 4 km autour des gisements de Normétal et de Normetmar ainsi qu'une zone dans la portion centrale du CVN qui est appelée la zone de Lac du Dôme Est (LDDE; Fig. 54). L'ankérite-dolomite de ces deux zones est caractérisée par un appauvrissement en FeO (2,1 à 14,7 % FeO; Fig. 54a), et un enrichissement en MgO (14,2 à 15,8 % MgO; Fig. 54b). L'appauvrissement en FeO est également accompagné par un appauvrissement en MnO (0,11 à 0,46 % MnO) qui définit deux zones plus restreintes autour de Normétal et dans la zone LDDE (Fig. 55a).

Le contenu en FeO de la calcite est caractérisée par un appauvrissement (0 à 1,17 % FeO) dans la portion centrale du CVN (Fig. 55b). À l'échelle régionale, aucune zonation significative n'a été observée pour le contenu en MnO et MgO de la calcite, le contenu en CaO de la calcite et de l'ankérite-dolomite ainsi que pour le contenu en FeO, MgO et MnO de la sidérite-magnésite.

6.3.3 Chimie des chlorites

Un total de 44 chlorites (représentatives de 176 analyses) distribuées sur l'ensemble du CVN a été analysé lors de cette étude (Fig. 56a; Tableau 6). La variation du rapport cationique Fe/Fe+Mg classifie la plupart des chlorites dans le champ des ripidolites avec quelques échantillons de corundophilite, de pycnochlorite, de brunsvigite et de pseudothuringite selon la classification de Hey (1954; Fig. 57). Les résultats d'analyse sur cette figure sont regroupés en trois catégories selon la composition de la roche hôte : 1) andésite basaltique-andésite-dacite; 2) rhyodacite-rhyolite; 3) sulfures. La figure montre que les chlorites associées aux roches intermédiaires possèdent un rapport Fe/Fe+Mg de

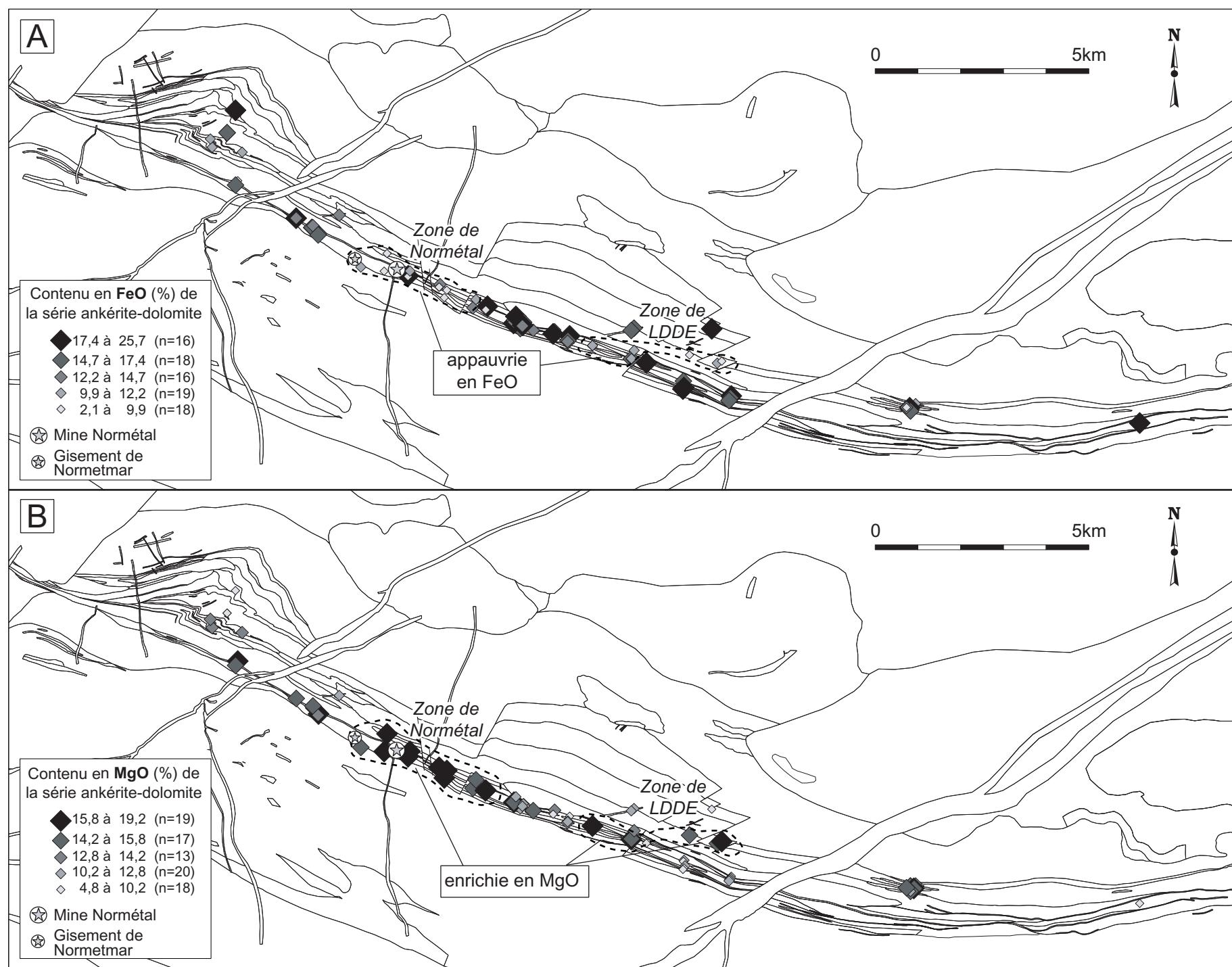


Figure 54. Carte de la variation du contenu en FeO et MgO de la série ankérite-dolomite. Les cinq domaines de valeurs ont été calculés statistiquement par une routine du logiciel MapInfo par la méthode de distribution égale (equal count). Les nombres entre parenthèses représentent le nombres d'échantillons. A) Variation du contenu en FeO pour la série ankérite-dolomite. Deux zones d'appauvrissement en FeO (généralement moins de 12,2 %) d'une largeur d'environ 4 km sont reconnues à Normétal et dans la zone de Lac du Dôme Est (LDDE). B) Variation du contenu en MgO pour la série dolomite-ankérite. Deux zones d'enrichissement en MgO (généralement plus de 14,2 %) sont reconnues et correspondent aux zones décrites précédemment pour la variation en FeO.

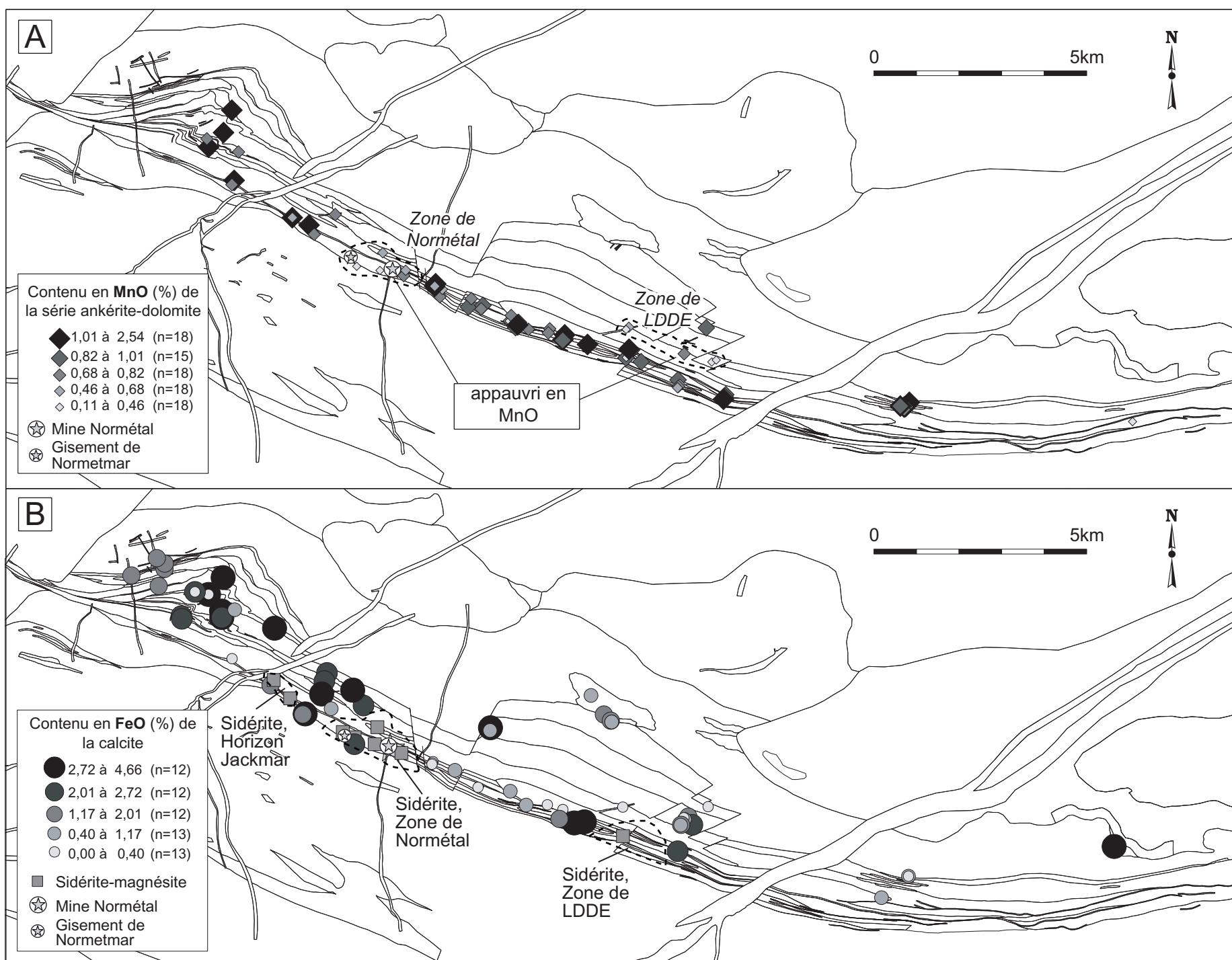


Figure 55. Carte de la variation du contenu en MnO de la série ankérite-dolomite et du contenu en FeO de la calcite. Les cinq domaines de valeurs ont été calculés statistiquement par une routine du logiciel MapInfo par la méthode de distribution égale (equal count). Les nombres entre parenthèses représentent le nombres d'échantillons. A) Variation du contenu en MnO pour la série ankérite-dolomite. Deux zones d'appauvrissement en MnO (généralement moins de 0,68 %) sont reconnues à Normétal et dans la zone de Lac du Dôme Est (LDDE) et correspondent aux zones d'appauvrissement de FeO et d'enrichissement de MgO de la figure 53. B) Variation du contenu en FeO pour la calcite et distribution des échantillons de la série sidérite-magnésite. La calcite est faiblement appauvrie en FeO dans le secteur central du CVN. La présence de sidérite-magnésite correspond plus ou moins à l'absence de calcite, ce qui suggère le remplacement de celle-ci par la sidérite-magnésite.

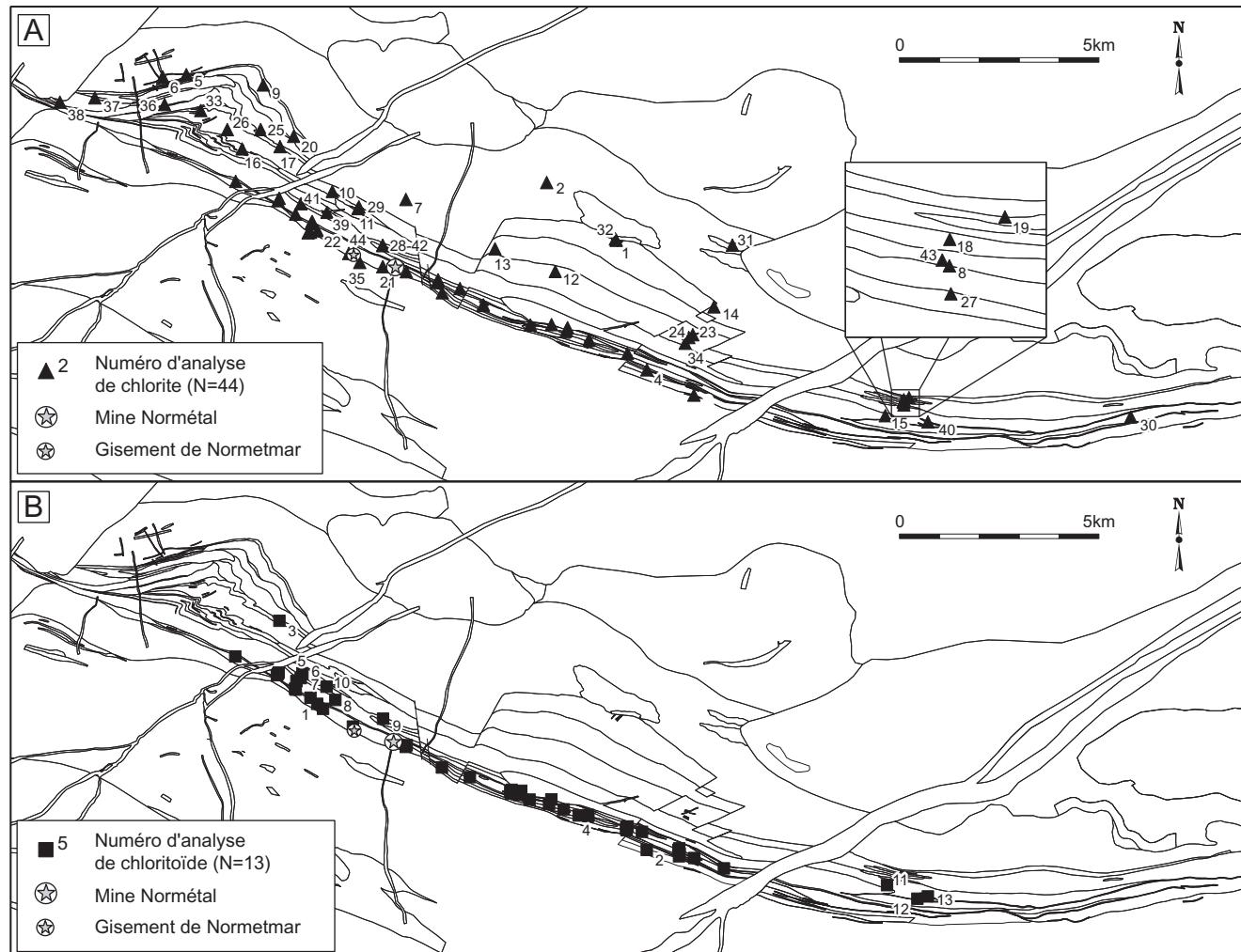
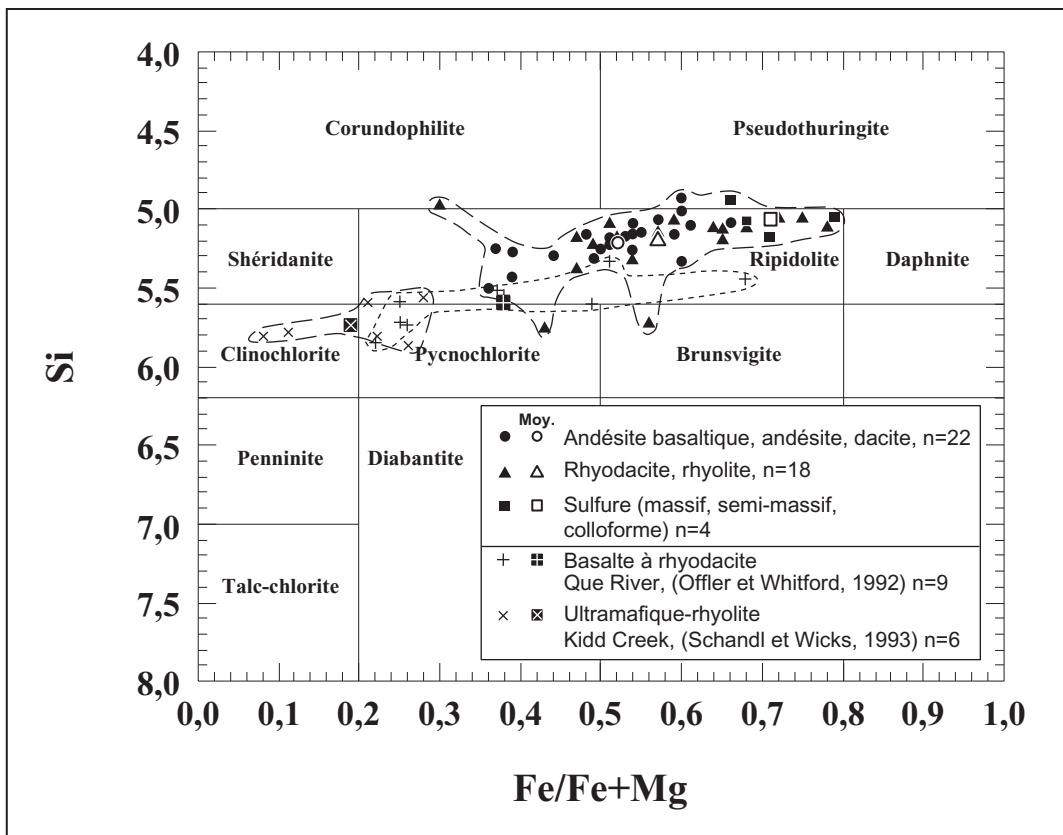


Figure 56. Carte de distribution des échantillons de chlorite et de chloritoïde. A) Distribution des échantillons de chlorite de cette étude (numérotés). B) Distribution des échantillons de chloritoïde de cette étude (numérotés). Les échantillons qui ne portent pas de numéros sont compilés des travaux de Teasdale (1993) et l'Heureux (données non publiées). Les contacts géologiques sont tirés de la figure 5.

Tableau 6. Variations et moyennes des différents types de chlorite et de chloritoïde analysés à la microsonde.

Ripidolite (n=39)				Pseudothuringite (n=2)				Pycnochlorite (n=1)				Brunsvigite (n=1)				Corundophilite (n=1)				Chloritoïde (n=13)			
Fe/Fe+Mg _{0.2-0.8} ; Si _{5.0-5.6}		Fe/Fe+Mg _{0.5-1.0} ; Si _{4.0-5.0}		Fe/Fe+Mg _{0.2-0.5} ; Si _{5.6-6.2}		Fe/Fe+Mg _{0.5-0.8} ; Si _{5.6-6.2}		Fe/Fe+Mg _{0.0-0.5} ; Si _{4.0-5.0}		Fe/Fe+Mg _{0.0-0.5} ; Si _{4.0-5.0}		Fe/Fe+Mg _{0.0-0.5} ; Si _{4.0-5.0}		(Fe, Mg, Mn) ₂ Al ₄ O ₂ (SiO ₄) ₂ (OH) ₄		Intervalle		Moyenne					
Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle	Moyenne				
SiO ₂	22.52 - 26.53	24,06	22,87 - 22,97	22,92		27,35		26,35		24,01		SiO ₂	23,99 - 24,68	24,39									
Al ₂ O ₃	20,53 - 23,71	22,30	3,21 - 23,76	23,49		18,60		17,35		25,68		Al ₂ O ₃	39,39 - 41,88	41,00									
FeO	19,23 - 38,82	28,14	30,96 - 32,62	31,79		22,94		30,54		14,76		FeO	21,78 - 26,58	24,03									
MgO	5,76 - 19,35	12,39	9,56 - 11,43	10,50		17,30		13,27		19,55		MgO	0,93 - 3,69	2,34									
MnO	0,01 - 0,69	0,19	0,17 - 0,21	0,19		0,46		0,39		0,08		MnO	0,21 - 0,83	0,48									
CaO	0,00 - 0,16	0,03	0,00 - 0,00	0,00		0,00		0,00		0,00		CaO	0,00 - 0,02	0,01									
Na ₂ O	0,00 - 0,16	0,02	0,00 - 0,11	0,06		0,00		0,08		0,00		Na ₂ O	0,00 - 0,02	0,01									
K ₂ O	0,00 - 0,06	0,01	0,00 - 0,00	0,00		0,02		0,00		0,00		K ₂ O	0,00 - 0,03	0,01									
TiO ₂	0,00 - 0,10	0,06	0,02 - 0,04	0,03		0,00		0,04		0,01		TiO ₂	0,00 - 0,03	0,02									
V ₂ O ₃	0,00 - 0,07	0,01	0,00 - 0,00	0,00								V ₂ O ₃	0,00 - 0,06	0,02									
Cr ₂ O ₃	0,00 - 0,43	0,03	0,00 - 0,22	0,11		0,00		0,00		0,00		Cr ₂ O ₃	0,00 - 0,05	0,01									
F	0,00 - 0,16	0,02	0,00 - 0,00	0,00		0,14						F	0,00 - 0,04	0,00									
Cl	0,00 - 0,07	0,01	0,00 - 0,00	0,00		0,00		0,00		0,00		Cl	0,00 - 0,01	0,00									
Total	83,70 - 90,13	87,24	89,04 - 89,11	89,08		86,81		87,99		84,09		Total	91,19 - 92,89	92,30									
<i>Formules structurales sur la base de 28 oxygènes</i>																							
Si	5,0059 - 5,5067	5,1828	4,9291 - 4,9451	4,9371		5,7477		5,7139		4,9800		Si	1,9931 - 2,0341	2,0148									
Al ^{IV}	2,4933 - 2,9941	2,8172	3,0549 - 3,0709	3,0629		2,2523		2,2861		3,0200		Al	3,9380 - 4,0406	3,9927									
Al ^{VI}	2,5095 - 3,0929	2,8504	2,8008 - 3,0019	2,9014		2,3547		2,1495		3,2595		Fe	1,4856 - 1,8848	1,6615									
Fe	3,3381 - 7,2803	5,0881	5,5562 - 5,8989	5,7276		4,0319		5,5386		2,5604		Mg	0,1176 - 0,4479	0,2866									
Mg	1,925 - 5,9838	3,9606	3,0807 - 3,6554	3,3680		5,4184		4,2885		6,0432		Mn	0,0154 - 0,0576	0,0334									
Mn	0,0019 - 0,1243	0,0340	0,0309 - 0,0385	0,0347		0,0826		0,0716		0,0141		Ca	0,0000 - 0,0020	0,0006									
Ca	0,0000 - 0,0360	0,0063	0,0000 - 0,0000	0,0000		0,0000		0,0000		0,0000		Na	0,0000 - 0,0033	0,0010									
Na	0,0000 - 0,0668	0,0081	0,0000 - 0,0458	0,029		0,0000		0,0336		0,0000		K	0,0002 - 0,0034	0,0015									
K	0,0000 - 0,0174	0,0040	0,0000 - 0,0000	0,0000		0,0056		0,0000		0,0000		Ti	0,0000 - 0,0021	0,0010									
Ti	0,0000 - 0,0165	0,0092	0,0033 - 0,065	0,0049		0,0000		0,0016		0,0016		V	0,0000 - 0,0041	0,0012									
V	0,0000 - 0,0123	0,0017	0,0000 - 0,0000	0,0000		0,0074		0,0000		0,0000		Cr	0,0000 - 0,0033	0,0005									
Cr	0,0000 - 0,0731	0,0045	0,0000 - 0,0373	0,0187		0,0000		0,0000		0,0000		Total	7,9811 - 8,0480	7,9960									
Total	19,902 - 20,140	19,986	20,023 - 20,133	20,078		19,995		20,083		19,879													
Fe/(Fe+Mg)	0,36 - 0,79	0,56	0,60 - 0,66	0,63		0,43		0,56		0,30													
Mn/(Mn+Fe)	0,0003 - 0,0280	0,007	0,0055 - 0,0065	0,0060		0,0201		0,0128		0,0055													
Mn/(Mn+Mg)	0,0010 - 0,0394	0,009	0,0084 - 0,0123	0,0104		0,0150		0,0164		0,0023													

Notes: Les éléments majeurs sont en pourcentage de poids (poids%). Les types de chlorites sont tirés de la nomenclature de Hey, 1954 (figure 56).



0,36 à 0,66. Les chlorites associées aux roches felsiques montrent une plus grande étendue de composition (0,30 à 0,79) qui se prolonge dans les compositions de ripidolite plus riche en Fe (Fig. 57). Cependant, même si les roches felsiques présentent une plus grande étendue de composition, la moyenne du rapport Fe/Fe+Mg de 0,57 est similaire à la moyenne de 0,52 des roches intermédiaires (Fig. 57). Les chlorites qui sont associées aux sulfures font partie des plus riches en Fe (Fig. 57). Ceci est en accord avec les observations décrites pour des chlorites situées dans les cheminées d'altération de gisements de SMV (Hendry, 1981; MacLean et Hoy, 1991; Doucet *et al.*, 1998).

Les variations spatiales du contenu en SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO et MnO des chlorites ainsi que les rapports cationiques Fe/Fe+Mg, Mn/Mn+Fe et Mn/Mn+Mg ont été étudiés. À l'échelle régionale, la variation du rapport Fe/Fe+Mg des chlorites montre une distribution aléatoire qui ne fait ressortir aucune zonation significative (Fig. 58a). La seule exception est le faible appauvrissement du contenu en MnO de la chlorite (0 à 0,09 % MnO) dans des zones kilométriques près de Normétal et dans la zone de Lac du Dôme Est (LDDE, Fig. 58b). Ces zones sont corrélatives, bien qu'elles soient plus petites, avec les zones définies par la variation de la chimie des carbonates (Figs. 53b, 54).

6.3.4 Chimie du chloritoïde

La variation des constituants principaux du chloritoïde (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO et MnO) ainsi que leurs rapports cationiques ont été étudiés pour plus de 51 échantillons analysés et compilés (Fig. 56b; Tableau 6). La composition des chloritoïdes analysés est relativement homogène et riche en Fe (21,78 à 26,58 % FeO) avec seulement 0,93 à 3,69 %

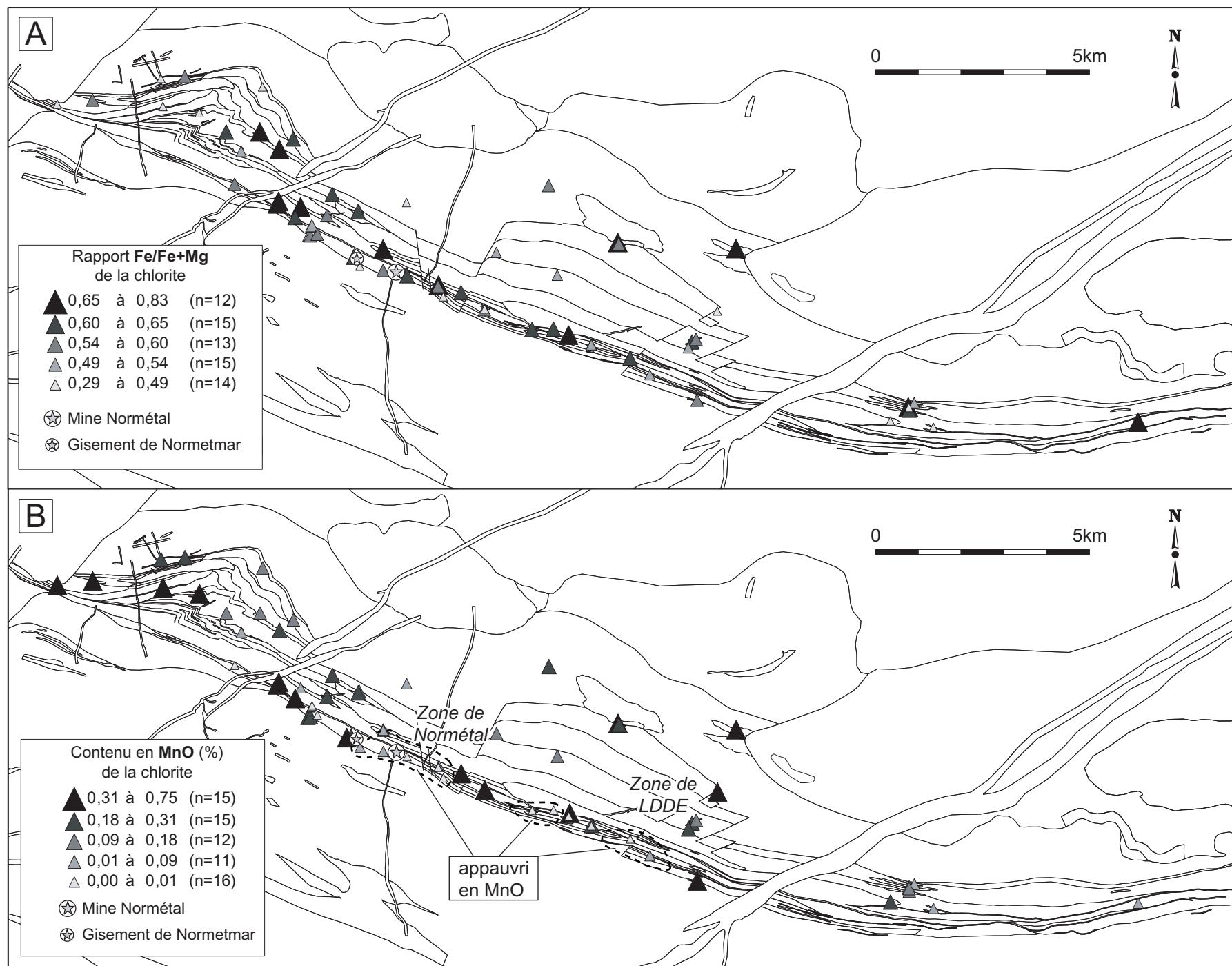


Figure 58. Cartes de la variation du rapport Fe/Fe+Mg et du contenu en MnO de la chlorite. Les cinq domaines de valeurs ont été calculés statistiquement par une routine du logiciel MapInfo par la méthode de distribution égale (equal count). Les nombres entre parenthèses représentent le nombres d'échantillons. A) Distribution aléatoire des valeurs du rapport cationique Fe/Fe+Mg pour les chlorites du CVN. B) Variation du contenu en MnO (%) de la chlorite qui montre un faible appauvrissement (moins de 0,09 %) dans les zones de Normétal et de LDDE ainsi que pour une petite zone dans le centre du CVN. Les zones de Normétal et de LDDE sont corrélatives avec les zones déjà décrites pour les carbonates (voir les figures 53 et 54).

de MgO et 0,21 à 0,83 % MnO (Tableau 6). Comme pour la chlorite, aucune zonation de composition n'a pu être clairement observée, et l'enrichissement en MnO relié au gisement de Normétal qui a été observé par Teasdale (1993) n'est pas reproduit à l'échelle régionale.

6.3.5 Validité des résultats d'analyses à la microsonde

La composition chimique des minéraux reliés à l'altération est le résultat de l'interaction entre la circulation d'un fluide (hydrothermal ou métamorphique) qui possède des caractéristiques chimiques spécifiques à travers une roche encaissante qui possède également une chimie particulière. À partir de cet énoncé, la validité des zonations de composition observées pour les minéraux est dépendante du métamorphisme, de la composition primaire de la roche et de la mobilité des éléments qui composent le minéral relié à l'altération. L'influence de ces trois facteurs sur la validité des résultats présentés est discutée dans les paragraphes suivants.

6.3.5.1 Influence de la déformation

La présence de la zone de faille de Normétal sur la marge sud du CVN (Fig. 5) pourrait suggérer que la carbonatation soit reliée à la déformation. Cependant, la préservation de variations latérales dans la distribution et la chimie des carbonates (Figs. 53, 54) ainsi que la présence de zones discordantes d'ankérite-dolomite et de sidérite (Fig. 53) sont peu compatibles avec le contrôle d'une faille.

Cette interprétation est supportée par : 1) la distribution aléatoire des carbonates prédéformations et syndéformation-métamorphiques dans les différents champs de

composition du diagramme CaO-FeO-MgO (Fig. 52) et 2) la composition similaire de porphyroclastes de carbonate et de leur ombres de pression (nature syndéformation) (Fig. 51b). La composition ankéritique similaire du porphyroclaste et de l'ombre de pression supporte l'inexistence ou la faible remobilisation des éléments lors de la déformation ou du métamorphisme. Ce genre de consistance chimique a été observée à de nombreuses reprises pour différentes textures de carbonates. Ces éléments d'observation suggèrent que la chimie des carbonates n'est pas contrôlée ou significativement modifiée par les fluides reliés à la déformation ou au métamorphisme. Les zonations de la composition chimique du carbonate sont donc reliée à l'altération hydrothermale volcanogène prédéformation.

Cette interprétation est en accord avec les conclusions des travaux effectués en Tasmanie (Hendry, 1981; Eastoe *et al.*, 1987; Offler et Whitford, 1992) et dans la Sous-province de Uchi de la Province du Supérieur (Urabe et Scott, 1983) où la préservation de la composition primaire des carbonates et des chlorites à travers la déformation et le métamorphisme a été documentée. Pour des fins pratiques, autant les carbonates prédéformation que les carbonates syndéformation-métamorphiques peuvent donc être utilisés pour documenter les zonations hydrothermales associées aux SMV sans avoir à les distinguer préalablement par une étude pétrographique.

6.3.5.2 Influence de la composition primaire de la roche

L'influence de la composition primaire de la roche sur la chimie des minéraux d'altération qui s'y forment est ici illustrée par le contenu en Mg des chlorites qui sont associées aux séquences de Kidd Creek, Abitibi (bimodale ultramafique-rhyolite), Que

River, Tasmanie (basalte à rhyodacite) et Normétal (bimodale andésite basaltique-dacite/rhyolite).

Les chlorites contenues dans la séquence bimodale andésite basaltique-dacite/rhyolite de Normétal se classifient dans le champ riche en Fe des ripidolites (Fig. 57). Par comparaison, les chlorites associées à l'assemblage bimodale ultramafique-rhyolite du complexe volcanique de Kidd Creek (Schandl et Wicks, 1993) se classifient dans les champs riche en Mg des clinochlorite-pycnochlorite alors que les chlorites de la suite différenciée de basalte à rhyodacite de Que River (Offler et Withford, 1992) se classifient dans les champs de pycnochlorite-ripidolite (Fig. 57).

Ces observations montrent que plus la séquence contient des roches ultramafiques (Kidd Creek), plus les chlorites qui s'y forment sont magnésiennes et ce même pour les chlorites qui se forment dans les rhyolites. À l'inverse, plus les roches sont différenciées comme pour la séquence de Normétal, dont les roches les plus mafiques sont seulement des andésites basaltiques, plus les chlorites seront ferrifères. Le cas de Que River qui contient des basaltes et des rhyodacites possède des chlorites de composition intermédiaire (Fig. 57). Cependant, ces trois séquences montrent un intervalle du rapport Fe/Fe+Mg de la chlorite d'une étendue similaire (de 0,08 à 0,28 pour Kidd Creek, 0,22 à 0,68 pour Que River et 0,3 à 0,78 pour Normétal). La seule différence est donc le déplacement de cet intervalle de composition plus ou moins vers le pôle ferrifère selon le contenu en Fe-Mg des lithologies impliquées dans la formation des chlorites. Ces observations suggèrent que le contenu en Mg des chlorites est une fonction de la quantité de Mg qui est disponible dans la séquence de roches lessivées.

Cependant, les chlorites observées à l'intérieur de la même séquence ne montrent pas de différences de composition majeures entre celles qui proviennent des roches mafiques par rapport à celles qui proviennent des roches felsiques. Par exemple, les compositions moyennes des chlorites contenues dans les roches intermédiaires et la composition moyenne des chlorites contenues dans les roches felsiques de Normétal sont similaires (Fig. 57). Eastoe *et al.* (1987) ont également documenté l'absence de corrélation entre la composition des chlorites et la composition de la lithologie au sein de la séquence volcanique à dominante felsique de Mount Read en Tasmanie. Ces observations suggèrent que les différentes compositions de chlorite à l'intérieur de la même séquence sont le résultat de l'altération hydrothermale plutôt que d'un contrôle lithologique.

La valeur absolue de la composition du carbonate est également dépendante du contenu initial en Mg des roches lessivées. Ceci est illustré par la présence des variétés breunnerite et dolomite ferrifère qui sont riches en Mg dans la séquence ultramafique-rhyolite de Kidd Creek (Schandl et Wicks, 1993) alors que les carbonates de Normétal sont plutôt riches en Fe (Fig. 52). La seule différence d'une séquence à l'autre dans cet exemple est le déplacement de gauche à droite de l'intervalle des compositions de carbonates qui est plus riche en Mg pour la séquence de Kidd Creek à plus riche en Fe pour Normétal (Fig. 52).

En résumé, il est observé que la quantité de Mg et de Fe disponible dans différentes séquences contrôle la composition absolue des chlorites et des carbonates (position de l'intervalle des compositions). Il est également observé que la variation à l'intérieur de cet intervalle de compositions pour une séquence donnée n'est pas contrôlée par la lithologie mais par l'altération hydrothermale. Par conséquent, les valeurs de coupures du rapport

Fe/Fe+Mg utilisées pour définir la zone proximale (cheminée d'altération) d'un gisement ne sont pas utilisables dans une autre séquence de roches puisque ce rapport n'est pas le même au départ (position de départ de l'intervalle des compositions). Il faut donc utiliser seulement les variations relatives du rapport Fe/Fe+Mg des chlorites ou des carbonates à l'intérieur d'une même séquence pour arriver à définir les zones proximales au gisement.

6.3.5.3 Influence de la mobilité des éléments

Dans les zones d'altération d'échelle régionale, le carbonate montre une zonation de composition chimique (Figs. 53, 54, 55) alors que la chlorite (Fig. 58) et le chloritoïde ne montrent pas de zonations cohérentes. Ces résultats différents pourraient s'expliquer par la mobilité ou l'immobilité de certains éléments chimiques qui composent ces minéraux.

MacLean et Hoy (1991) ont documenté que le contenu initial en aluminium de la roche contrôle la formation de séricite et chlorite hydrothermale et que, parce que l'aluminium est immobile, la séricite et la chlorite se formeraient par concentration résiduelle du Fe, du Mg et du Mn. Nous proposons que l'absence de zonation de la chlorite dans les zones à faible rapport fluide/roche d'échelle régionale puisse être le résultat de la relation complexe entre le lessivage et l'addition de Fe-Mg-Mn par les solutions hydrothermales. Dans ce cas, le contenu en Fe-Mg-Mn de la chlorite est dépendant à la fois du contenu résiduel de ces éléments dans la roche et du contenu de ces éléments dans le fluide hydrothermal. De la même façon le chloritoïde, qui se forme de la réaction métamorphique isochimique entre un alumino-silicate hydraté (comme la pyrophyllite) et une chlorite riche en Fe (Osterberg *et al.*, 1987), préserve l'absence de zonation préexistante de la chlorite à l'échelle régionale.

À l'opposé, le carbonate se forme seulement à partir d'éléments mobiles (Ca, Fe, Mg, Mn, CO₂) qui sont contenus dans le fluide hydrothermal (minéral allochtone). La chimie du carbonate est donc presque exclusivement dépendante de la chimie du fluide et sa composition représente donc un échantillonnage plus ou moins direct de ce fluide. L'étude du carbonate permet donc, comme dans cette étude, l'identification de zonations au sein des zones d'altération concordantes régionales où le rapport fluide/roche est bas, ce qui semble impossible avec la chlorite et le chloritoïde.

Cependant, il faut noter que dans les zones où le rapport fluide/roche est élevé, comme les cheminées d'altération reliées aux SMV, la zonation de la composition chimique de la chlorite a souvent été observée (Hendry, 1981; Ashley *et al.*, 1988; MacLean et Hoy, 1991; Doucet *et al.*, 1998). Il est proposé que dans ces zones de forte circulation hydrothermale, la composition de la chlorite devient presque exclusivement dépendante elle aussi de la chimie du fluide permettant ainsi le développement de zonation à l'échelle du gisement. La zonation de la composition du carbonate dans ces zones de forte circulation de fluides a également été documentée (Franklin *et al.*, 1975; Urabe et Scott, 1983). Il est donc proposé que les zonations minérales à l'intérieur des zones d'altération régionales à faible rapport fluide/roche soient identifiables seulement avec les minéraux constitués d'éléments mobiles comme le carbonate.

6.4 GÉOMÉTRIE DE LA DISTRIBUTION DES MINÉRAUX ET DU CHANGEMENT DE MASSE

La documentation des variations latérales (parallèle aux strates) et verticales (perpendiculaire aux strates) de la chimie des éléments majeurs et des minéraux indicateurs d'altération a permis de reconstruire la géométrie des zones d'altération hydrothermale concordante et discordante (Fig. 59). Les zones concordantes sont interprétées comme étant le résultat de l'altération semiconforme régionale, alors que les zones discordantes représentent les zones de cheminées d'altération.

6.4.1 Zones d'altération semiconformes

Les pertes en Na₂O et CaO, le gain en K₂O (Fig. 47) ainsi que la distribution des carbonates (Fig. 53) permettent d'interpréter que la zone d'altération semiconforme est développée latéralement sur plus de 30 km et verticalement sur plus de 1,5 à 2 km dans la séquence volcanique (Fig. 59). Trois zones semiconformes superposées sont reconnues dans le CVN (identifiées A-B-C sur la figure 59). Une séricitisation et une carbonatation marquées par un assemblage calcite + séricite ± chlorite ainsi qu'une perte en Na, Fe et masse totale et une addition en Ca, CO₂ caractérisent la zone semiconforme inférieure A (Fig. 59). La présence d'ankérite-ankérite ferrifère + séricite + quartz + calcite ± chlorite définit la zone semiconforme intermédiaire B. Un gain en Si, K, CO₂ et masse totale ainsi qu'une perte en Fe, Mg, Mn, Na, Ca expliquent la silicification, la séricitisation et la carbonatation observées dans cette zone (Fig. 59). Un horizon semiconforme fortement silicifié de 9 km de longueur par 400 m à 1,5 km d'épaisseur qui est concentré dans la

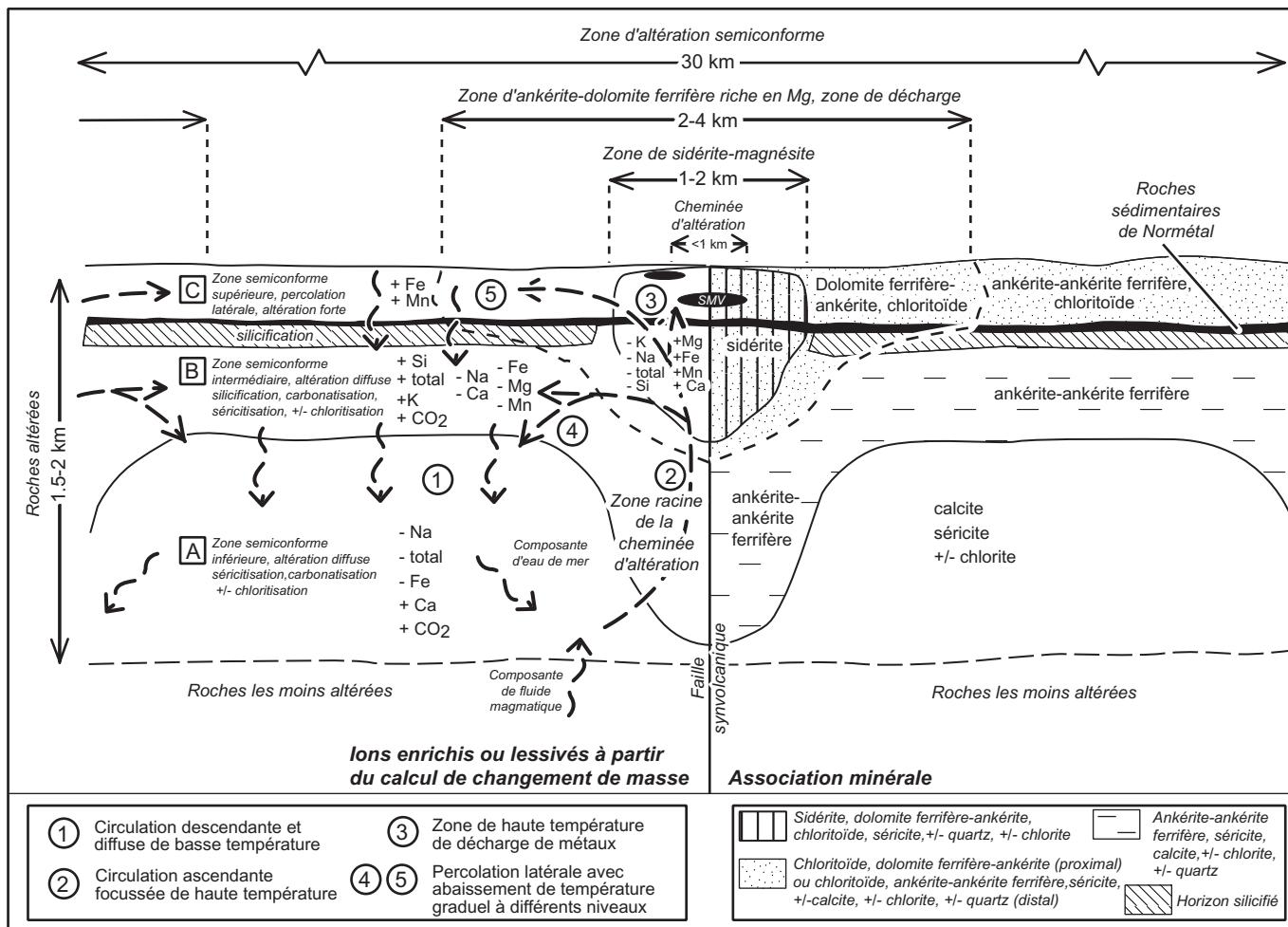


Figure 59. Représentation schématique de la distribution minérale et du comportement des éléments chimiques du système d'altération hydrothermale du CVN. La figure illustre le comportement de l'altération qui est associée à la zone B de la figure 52b. L'altération est caractérisée par la superposition de zones semiconformes (identifiées A-B-C) et d'une cheminée d'altération discordante. La zone de cheminée d'altération est entourée d'une zone à sidérite-magnésite elle-même entourée d'une plus grande zone discordante à ankérite-dolomite ferrifère appelée la zone racine de la cheminée d'altération. Les numéros 1 à 5 font référence au chemin proposé dans le texte pour la circulation des fluides hydrothermaux. Modifié de Franklin (1996).

portion ouest du CVN, sépare les zones semiconforme intermédiaire et supérieure (Fig. 59).

Cet horizon semiconforme silicifié pourrait représenter une altération relativement peu profonde qui forme un horizon imperméable (*cap rock*; Gibson *et al.* 1993; Galley, 1993).

Au-dessus de cet horizon imperméable, la zone d'altération semiconforme supérieure C est fortement lessivée et faiblement enrichie en Fe, Na et Mn comme en témoigne l'assemblage séricite + ankérite + ankérite ferrifère \pm chloritoïde \pm calcite \pm quartz \pm chlorite (Fig. 59).

6.4.2 Zones de cheminée d'altération

Les zones d'altération semiconformes régionales sont recoupées par des zones discordantes près des gisements (Fig. 59). Les zones discordantes sont composées d'une cheminée d'altération sommitale et d'une zone racine de la cheminée d'altération. La cheminée d'altération qui fait approximativement 0,5-1 km de largeur et 1 km de profondeur (Figs. 48, 49) est caractérisée par la présence de sidérite + chloritoïde + séricite + dolomite ferrifère \pm ankérite \pm chlorite ainsi que par des gains en Fe, Mg, Mn et des pertes en Si et masse totale (Fig. 59). Cette cheminée d'altération est entourée latéralement et verticalement par une zone de 2 à 4 km de dolomite ferrifère-ankérite (membres riches en Mg de la série ankérite-dolomite). En profondeur sous la cheminée d'altération, la zone racine de la cheminée d'altération est définie par une zone de 1-2 km de largeur et de 2 km d'épaisseur qui est composée de l'assemblage ankérite-ankérite ferrifère + séricite + quartz + calcite et \pm chlorite (Fig. 59). Cette zone discordante de racine qui est constituée d'ankérite-ankérite ferrifère se distingue latéralement des roches qui contiennent de la calcite.

La distribution des différentes espèces de carbonate marque donc les zones proximales et distales des cheminées d'altération. La composition du carbonate passe donc de sidérite (cheminée d'altération) à dolomite ferrifère-ankérite (zone de 2-4 km autour de la cheminée) à ankérite-ankérite ferrifère (racine de la cheminée) à calcite lorsque l'on s'éloigne latéralement et en profondeur des lentilles de sulfures (Fig. 59).

La perte en Na_2O et CaO couplée au gain en K_2O ainsi que l'altération en carbonate-chloritoïde-quartz-séricite semiconforme à l'échelle régionale du CVN et l'enrichissement en Fe, Mg, Mn de la cheminée d'altération des gisements sont comparables avec les caractéristiques des gisements de Cu-Zn archéens de type Mattabi (Morton et Franklin, 1987; Franklin, 1996; Hudak, 1996) et les gisements de Teutonic Bore (Hallberg et Thompson, 1985) et de Scuddles (Ashley *et al.*, 1988) du Bloc australien de Yilgarn. Les dimensions des cheminées d'altération associées aux gisements de Normetmar (500 m) et Normétal (800 m) sont similaires aux cheminées associées aux sulfures massifs volcanogènes du type Mattabi qui sont peu développées et ne s'étendent jamais plus de 1 km sous les gisements (Franklin, 1996).

6.4.3 Relations entre les changements de masse et la chimie des minéraux

La présentation en parallèle du calcul de changement de masse et de la chimie des minéraux indicateurs d'altération révèle deux relations paradoxales. La première est l'observation d'ankérite-dolomite enrichie en Mg et appauvrie en Fe, Mn dans la zone près des gisements alors que le calcul de changements de masse documente non seulement un gain en Fe mais aussi en Mg et Mn. Ceci peut s'expliquer par la partition de ces éléments

entre le carbonate, la chlorite, la séricite et les sulfures dans cette zone. L'addition de FeCO_3 à l'assemblage stable de calcite et ankérite-dolomite coexistantes dans le système $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ résulte en la partition du fer entre les deux phases alors qu'une addition supplémentaire de fer cause l'instabilité de l'assemblage et favorise la cristallisation de la sidérite au détriment de la calcite (Bickle et Powell, 1977). Avec l'évolution du système hydrothermal et l'augmentation de la température, plus de fluides riches en Fe sont disponibles favorisant la cristallisation de sidérite dans la zone de décharge tel qu'observé près des gisements du CVN. Cette réaction tend à réduire la quantité de Fe disponible pour l'ankérite-dolomite coexistante et explique ainsi l'enrichissement relatif en Mg (dolomite ferrifère-ankérite) et l'appauvrissement en Fe, Mn de la série de l'ankérite-dolomite ainsi que la rareté de la calcite dans ces zones. De plus, la chlorite associée aux sulfures tend à être riche en Fe (Fig. 57) et le Mg ainsi disponible peut être capté par la dolomite ferrifère-ankérite. L'existence des phases riches en Mg de la série de l'ankérite-dolomite près des gisements peut aussi s'expliquer par la présence de séricite riche en Fe qui incorpore plus facilement le Fe que le Mg dans cette zone (Teasdale, 1993) et par la non-existence de phases de sulfures contenant du Mg.

La deuxième relation paradoxale est la perte de CaO calculée et la présence de phases riches en Ca comme la calcite et l'ankérite-dolomite au sein de la zone d'altération semiconforme intermédiaire (Fig. 59). Cette relation peut s'expliquer par la quantité de CO_2 qui est disponible dans le fluide hydrothermal (eau de mer ou magmatique) et qui agit comme agent de précipitation du Ca. La quantité de CaO retenue dans la roche est proportionnelle à la quantité de calcite et ankérite-dolomite précipitée qui elles-mêmes sont

dépendantes de la quantité de CO₂ disponible (Barrett et MacLean, 1994). Il est proposé qu'une plus grande quantité de CO₂ disponible dans le fluide précipite plus de carbonates et donc retient le Ca dans le système et inversement. Pour le CVN, la quantité de CO₂ disponible était probablement trop faible ou les conditions physico-chimiques inadéquates pour que le CO₂ précipite suffisamment de carbonates dans la zone semiconforme intermédiaire pour compenser la perte de Ca (destruction du plagioclase) dans cette zone. Il en résulte que le bilan de changement de masse pour le Ca dans cette zone est négatif même si elle contient beaucoup de carbonates.

6.5 MODÈLE DE CHAMPIGNONS COALESCENTS

Quelques généralisations à propos de la dynamique de la circulation des fluides hydrothermaux peuvent être faites à partir de la géométrie des zonations minérales et du comportement des éléments déjà décrits. Les différentes étapes de la circulation des fluides sont identifiées de 1 à 5 sur la partie gauche de la figure 59. La circulation initiale descendante, diffuse et de basse température (identifiée 1 sur la figure 59) qui est composée d'eau de mer qui se mélange probablement avec une composante magmatique en profondeur (CO₂, H₂S) est responsable du développement des trois zones d'altération semiconformes (identifiées A-B-C sur la figure 59). L'identification de trois zones semiconformes superposées est en accord avec le modèle des isothermes de Galley (1993) qui implique des réactions métasomatiques consécutives entre l'eau de mer et la roche encaissante à des températures de plus en plus élevées avec la profondeur.

Avec l'élévation de température en profondeur, les fluides enrichis en métaux par le lessivage des roches et/ou une composante magmatique, convergent vers les zones perméables comme les failles synvolcaniques en créant des cellules de convection. La circulation ascendante de ce fluide enrichi en métaux (Zn, Cu, Fe, Mg, Mn), en CO₂ et en H₂S crée la zone discordante en ankérite-ankérite ferrifère qui correspond à la zone racine de la cheminée d'altération (identifiée 2 sur la figure 59).

Ce fluide acide et de température plus élevée est capable de dissoudre l'horizon préalablement silicifié (*cap rock*) et subséquemment de former les gisements de sulfures près ou sur la surface de l'océan (identifiée 3 sur la figure 59). Avant et pendant que la dissolution de l'horizon silicifié soit complétée et avec la diminution de la pression, le surplus de fluides s'échappe latéralement par des processus de percolation dans la zone semiconforme intermédiaire (identifié 4 sur la figure 59). À ce moment, une quantité de fluide peut aussi être recyclé dans la circulation descendante des fluides créant ainsi un mélange complexe de fluides différents qui proviennent d'une circulation descendante et latérale.

La superposition verticale et latérale des fluides de plus haute température et riches en métaux sur les zones d'altération semiconformes est responsable de la présence de l'ankérite-ankérite ferrifère et est favorisée par la porosité des roches volcanoclastiques. Au-dessus de l'horizon imperméable, la percolation latérale des fluides dans les roches volcanoclastiques de la séquence de la Mine accentue d'avantage le lessivage de cette unité déjà altérée tel que souligné par la présence de chloritoïde (identifié 5 sur la figure 59). La percolation latérale avec abaissement progressif de la température des fluides dans les deux

zones semiconformes les moins profondes (zones B et C) est marquée par le passage de dolomite ferrifère-ankérite dans les zones internes vers l'ankérite-ankérite ferrifère dans les zones distales.

Cette zonation chimique (Fig. 54) et les zones discordantes d'ankérite-dolomite (Fig. 53a) permettent l'identification de plusieurs zones de décharge de fluides qui possèdent une forme de champignon et qui sont espacées d'environ 5-8 km dans le CVN. La coalescence de ces zones de décharge en forme de champignon accentue la zone d'altération semiconforme qui semble être homogène à l'échelle régionale (Fig. 60). Cependant, les zonations observées montrent que la zone d'altération semiconforme régionale n'est pas chimiquement homogène et qu'il est donc possible d'y définir des vecteurs d'altération des zones distales vers les zones proximales.

Ce modèle de coalescence de zones d'altération en forme de champignon est proposé pour caractériser les systèmes hydrothermaux associés à des séquences qui contiennent une bonne proportion de roches volcanoclastiques, qui permettent la percolation significative des fluides hydrothermaux.

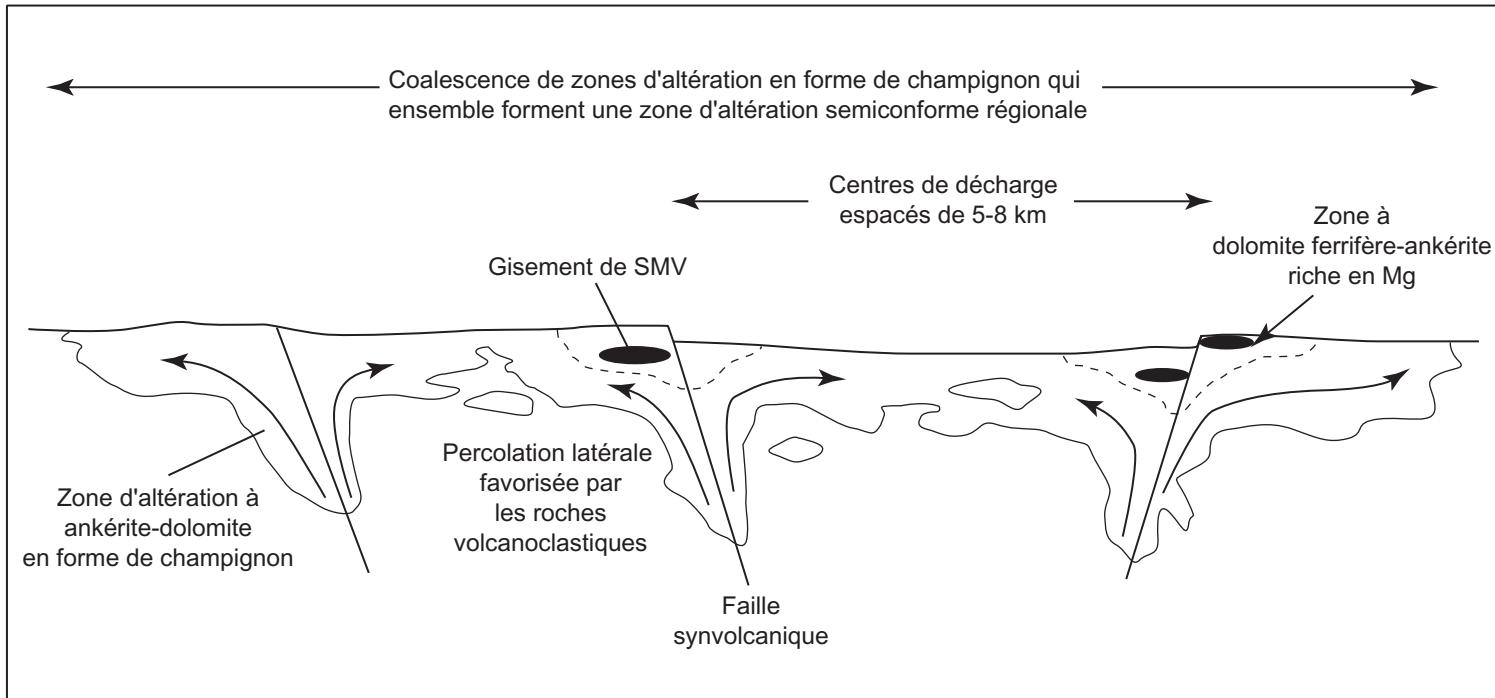


Figure 60. Représentation schématique du modèle de champignons coalescents. Ce modèle est proposé pour décrire les systèmes d'altération hydrothermale associés aux séquences perméables qui inclus une proportion significative de roches volcanoclastiques.

CHAPITRE 7

MODÉLISATION ET DISCUSSION

Les observations volcanologiques, géochimiques et structurales permet d'atteindre le principal objectif de cette étude qui est la reconstruction de paléoenvironnements volcaniques et de systèmes hydrothermaux en contexte déformé. Cependant, l'importance des observations volcanologiques, géochimiques et structurales prisent individuellement est suffisament pertinente pour en discuter tout d'abord afin de caractériser le contexte géodynamique du Complexe volcanique de Normétal. Ce chapitre synthèse est divisé en quatre parties.

La première partie du chapitre présente les interprétations basées sur la volcanologie et la géochimie qui permettent d'établir le contexte géodynamique du CVN. Plus précisément, il est question du type d'édifice volcanique et du type d'arc volcanique qui sont interprétés pour le CVN. Tous ces éléments, en plus des observations structurales, sont également intégrés dans le modèle d'évolution géodynamique global proposé pour l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992; Mueller *et al.*, 1996), caractérisant ainsi l'histoire complète d'un volcan qui appartient à la Zone volcanique Nord de l'Abitibi.

La deuxième partie du chapitre aborde la problématique du contrôle de l'héritage géologique sur le développement hétérogène de l'anisotropie et de la signature de la déformation. Cette section de chapitre comprend tout d'abord la description de la signature

hétérogène de la déformation au sein du Complexe volcanique de Normétal. L'influence des faciès volcaniques et de l'altération hydrothermale sur le développement de l'anisotropie sont par la suite présentés dans le but d'expliquer cette signature hétérogène. Enfin, il est question de l'utilisation de la signature de la déformation dans le but d'identifier les caractéristiques primaires de l'édifice volcanique comme les différents faciès volcaniques, les failles synvolcaniques et la géométrie des zones d'altération hydrothermale.

Le modèle d'évolution tectonique du Complexe volcanique de Normétal est présenté dans la troisième partie du chapitre. Ce modèle est construit à partir du recouplement entre toutes les observations volcanologiques, géochimiques et structurales et de la signature hétérogène de la déformation.

La dernière section du chapitre présente les caractéristiques des zones de remontée de fluides hydrothermaux fertiles en métaux de bases qui sont associés au gisement de sulfures massifs volcanogènes de Normétal. Ces caractéristiques intègrent toutes les observations effectuées afin de décrire les zones d'altération proximale et distale au gisement et de définir des outils utiles à l'exploration minérale dans un contexte similaire.

7.1 LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE INTERPRÉTÉ DE LA VOLCANOLOGIE, DE LA GÉOCHIMIE ET DU TYPE DE SMV

Les observations et résultats décrits dans les chapitres précédents permettent d'interpréter le type d'édifice volcanique et le contexte géodynamique qui sont associés au

Complexe volcanique de Normétal. Les implications de ces interprétations par rapport à l'évolution tectonique de l'Abitibi sont par la suite discutées.

7.1.1 Modèle d'évolution volcanique

Les relations chronologiques et stratigraphiques en plus de la géochimie permettent de diviser le Complexe volcanique de Normétal en six phases d'évolution volcanique. La description en phases d'évolution volcanique (essentiellement des âges relatifs) plutôt que lithostratigraphique (empilement d'unités) est faite dans le but de rendre compte du caractère dynamique du volcanisme qui se manifeste souvent par des produits extrusifs et hypovolcaniques synchrones. Ces produits extrusifs et hypovolcaniques synchrones sont situés dans des niveaux stratigraphiques différents que des descriptions de superposition ne suffisent donc pas à caractériser. L'évolution complète se divise en cinq phases de construction volcanique et une phase de sédimentation qui est intercalée entre les phases volcaniques 4 et 6 (Tableau 3). Le terme phase volcanique fait référence ici à une période distincte de construction volcanique à l'échelle de l'édifice, par opposition à cycle volcanique qui fait référence à l'évolution du volcanisme à l'échelle d'une ceinture volcanique (Chown *et al.*, 1992).

Les six différentes phases du modèle d'évolution proposé sont identifiées sur la figure 61. La première phase volcanique (phase I) regroupe les unités stratigraphiques 1 (laves intermédiaires de Normétal) et 2.1 (andésite-dacite de Normétal). Cette phase volcanique est caractérisée par l'effusion d'andésite basaltique, d'andésite et de dacite d'affinité géochimique transitionnelle qui représentent la construction d'un volcan bouclier (la base

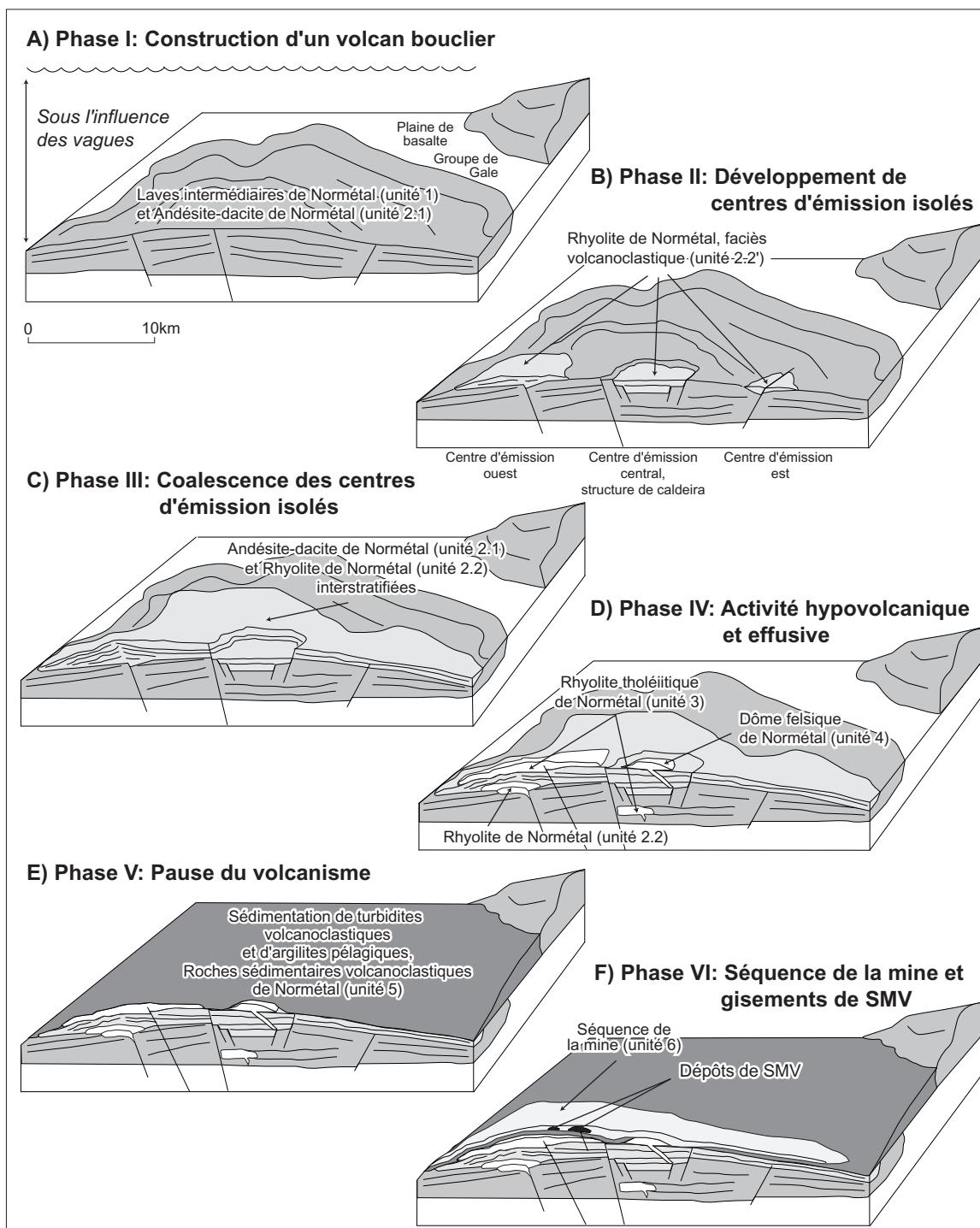


Figure 61. Modèle d'évolution et de construction volcanique du CVN. Chaque phase individuelle est expliquée dans le texte. Notez le changement du style de construction volcanique à partir d'un volcan bouclier à dominance intermédiaire (A) à un volcan composite à dominance felsique qui possède trois centres d'émission principaux (B, C, D). La pause du volcanisme est illustrée en (E) alors que la reprise de l'activité volcanique de la phase VI et la formation subséquente des gisements de SMV sont illustrés en (F).

du Complexe volcanique de Normétal) sur une plaine de basalte préexistante (le Groupe de Gale; Fig. 61a).

Le passage d'un édifice initial de type bouclier à un volcan composite comprenant plusieurs centres d'émission est souligné par les dépôts volcanoclastiques de l'unité stratigraphique 2.2' (rhyolite de Normétal, faciès volcanoclastique; Fig. 61b). Ces roches d'origine hydroclastique ou autoclastique forment un niveau stratigraphique discontinu qui est composé de dépôts d'étendue latérale limitée qui marquent la localisation de trois centres d'émission isolés. La formation de plusieurs failles synvolcaniques est interprétée lors de cette phase permettant entre autre la formation de la caldeira par un processus de subsidence.

La phase d'évolution volcanique III, qui est caractérisée par des rhyolites massives, lobées et bréchiques (unité 2.2, rhyolite de Normétal) interstratifiées avec des dacites et des andésites massives et coussinées (unité 2.1, andésite-dacite de Normétal) indique un événement majeur d'effusion dans le secteur central et dans les centres d'émission ouest et est (Fig. 61c). L'important volume de laves émises dans le secteur central est responsable du recouvrement des unités des secteurs ouest et est et a favorisé la coalescence des centres individuels, formant ainsi une bande de roches intermédiaires/felsiques continue sur tout le complexe volcanique. Cette phase représente la période de construction felsique du volcan la plus importante en volume et est caractérisée par du volcanisme d'affinité géochimique transitionnelle.

La phase d'évolution volcanique IV regroupe des produits de volcanisme effusif ou hypovolcanique faisant partie de l'unité stratigraphique 2.2 (rhyolite de Normétal), de

l'unité stratigraphique 3 (rhyolite tholéitique de Normétal) et de l'unité stratigraphique 4 (dôme felsique de Normétal). Cette phase représente les derniers produits volcaniques mis en place avant la sédimentation (Fig. 61d). L'activité extrusive est limitée à l'unité stratigraphique 3, qui est caractérisée par une affinité géochimique tholéitique à faiblement transitionnelle différente des autres unités. Ces laves sont interprétées comme étant issu de la remontée de magma le long de failles synvolcaniques qui avaient accès à une autre source magmatique (Fig. 61d). Les faciès extrusifs de l'unité 3 incluent des coulées de rhyolites massives et de lobes et brèches. L'unité 3 est également caractérisée par un dôme endogène qui est localisé dans la caldeira centrale (Fig. 61d). De façon synchrone ou tardive avec l'unité 3, les produits volcaniques d'affinité géochimique transitionnelle de l'unité stratigraphique 4 se mettent en place dans le secteur central sous forme d'intrusions de dykes et d'un dôme. Des laves et dômes endogènes de l'unité stratigraphique 2.2 se mettent également en place dans le secteur ouest pendant ce stade d'intrusion de dômes (Fig. 61d). Toutes ces intrusions de dômes ont pour effet de gonfler la séquence préexistante et peut-être de créer un certain relief propice à la sédimentation. La phase d'évolution volcanique IV représente la phase de construction de dôme qui marque la fin du premier épisode volcanique, juste avant la sédimentation.

La phase d'évolution V marque la pause du volcanisme et le début de la sédimentation des roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal (unité stratigraphique 5; Fig. 61). Cette phase est marquée par la sédimentation de turbidites volcanoclastiques et de sédiments pélagiques à une profondeur excédant la base des vagues de tempête (Fig. 61e). Cette pause du volcanisme favorise une nouvelle accumulation de pression dans la chambre

magmatique qui incessamment, conduira à la reprise des émissions volcaniques sous forme de produits volcanoclastiques dominants.

La reprise du volcanisme d'affinité géochimique transitionnelle (phase d'évolution VI) est caractérisée par l'activité hydroclastique et de façon mineure effusive de l'unité stratigraphique 6 (séquence de la mine Normétal; Fig. 61f). Il est difficile de rattacher la séquence de la mine à un centre d'émission en particulier. Cependant, le volume important et la continuité latérale des produits volcanoclastiques suggèrent que ceux-ci aient été émis à partir de plusieurs centres d'émissions coalescents. Suivant cette dernière phase d'activité volcanique, le système hydrothermal responsable du dépôt de sulfures massifs volcanogènes se développe sur la marge ouest de la caldeira en utilisant les failles synvolcaniques préexistantes comme conduits préférentiels de circulation des fluides (Fig. 61f).

La répétition de deux épisodes de volcanisme (phases I, II, III et IV suivi par la phase VI) et la présence de deux affinités géochimique, les unités stratigraphiques transitionnelles 1, 2, 4 et 6 et l'unité tholéïtique 3, montrent bien la complexité volcanologique et géochimique qui existe à l'échelle d'un édifice volcanique construit dans un contexte d'arc. Ces particularités sont discutées dans les prochains paragraphes.

7.1.2 Comparaison du CVN avec les volcans d'arc actuels

Les environnements d'arcs volcaniques modernes sont le contexte géodynamique où l'on observe le plus de diversité au niveau du type de constructions ou d'édifices volcaniques. Le premier type d'édifice inclut les stratovolcans à pente forte ou les volcans composites de

composition andésitique à rhyolitique comme le Tongariro ou le Ruapehu de la zone volcanique de Taupo (Wilson *et al.*, 1995), l'île Épi, Vanuatu (MacFarlane *et al.*, 1988) et le Mont Etna, Italie (Kieffer, 1995). Des volcans boucliers à faible pente comme l'Ambrym (Robin *et al.*, 1993) ou l'Aoba, Vanuatu (MacFarlane *et al.*, 1988) sont aussi rencontrés dans les contextes d'arc. Enfin, les caldeiras ignimbritiques de grandes dimensions comme le Mangankino et le Taupo (Wilson *et al.*, 1995) ou le Kuwae, Vanuatu (Monzier *et al.*, 1994) sont aussi associés aux arcs modernes. L'édifice volcanique de Normétal est donc susceptible d'appartenir à l'un de ces types de construction volcanique.

L'absence de dépôt d'ignimbrite au sein du CVN suggère de rejeter le modèle de construction de caldeiras ignimbritiques pour le CVN. L'édifice volcanique du CVN est plutôt en accord avec un modèle de volcan composite développé sur un volcan bouclier. Le CVN est semblable aux volcans boucliers en terme du volcanisme effusif dominant alors que d'un autre côté, la base andésitique, le large volume de roches felsiques et la large structure de caldeira centrale sont similaires aux volcans composites. Le style effusif dominant des roches felsiques du CVN peut être expliqué par une haute température d'émission, une haute capacité de rétention de chaleur, un taux d'émission élevé, un faible contenu en eau magmatique ou par un environnement sous-marin profond (Cas et Wright, 1987; Dadd, 1992; Manley, 1992, 1996).

Malgré le fait que le Mont Etna soit un volcan subaérien, ses caractéristiques morphologiques sont similaires avec le modèle proposé pour le CVN. Le Mont Etna est constitué d'un volcan bouclier basal de 38 par 47 km qui est dérivé de volcanisme mafique effusif et explosif, sur lequel s'est construit un complexe de stratovolcans pyroclastiques ou

effusifs felsiques à l'intérieur d'une caldeira centrale de 6 km de diamètre. La construction de stratovolcans subaériens comme le Nevado de Colima (Mexico) et le Mont Etna (Italie) qui se fait en trois stades chronologiques principaux : 1) volcanisme effusif initial de composition d'andésite basaltique; 2) volcanisme explosif et effusif felsique et 3) phase finale de construction de dômes (Kieffer, 1995; Robin, 1995) est également cohérente avec le modèle proposé pour le CVN.

Le complexe mafique-felsique de la zone de rift de Sumisu (Smith *et al.*, 1990) et la caldera de Myojin Knoll (Iizasa *et al.*, 1999) tous les deux de l'arc d'Izu-Bonin ainsi que les volcans Rumbles et Brothers situés dans une zone de rift de l'arc des Kermadec (Wright *et al.*, 1996, 1998) représentent des équivalents sous-marin actuels. Cette analogie s'étend également aux minéralisations de SMV présentes sur les marges faillées de la caldera de Myojin Knoll (Sunrise deposit, Iizasa *et al.*, 1999) et de la caldera du volcan Rumble IV (Wright *et al.*, 1998). La présence de ces gisements sur la marge des structures de caldera est en accord avec le modèle de gisement sur la marge de la caldeira proposé pour le gisement de Normétal. Un modèle similaire de formation de gisement localisés aux marges d'une structure d'effondrement a également été proposé pour les gisements associés au chaudron de Noranda (Gibson et Watkinson, 1990).

7.1.3 Contexte géodynamique interprété de la géochimie

Les caractéristiques géochimiques sont souvent employées pour interpréter l'environnement géodynamique qui est associé à une séquence de roches (Sun et McDonough, 1989; Wilson, 1989; Jenner, 1996; Barrett et MacLean, 1999). Dans cette

étude, le diagramme de discrimination tectonique de Wood (1980) et le diagramme multi-éléments de Sun et McDonough (1989) ont été utilisés pour caractériser les roches volcaniques et plutoniques de composition mafique à felsique.

Les analyses reportées sur le diagramme de Wood (Fig. 36) permettent de dire que les unités 1, 2, 4 et 6 de la Formation de Normétal sont associées à un contexte de marges de plaques destructives (contexte d'arc tholéïtique ou calco-alcalin), alors que les échantillons de l'unité 3 sont intermédiaires à un contexte d'arc calco-alcalin et de roches alcalines intraplaques. Ces caractéristiques suggèrent que les unités 1, 2, 4 et 6 sont associées à la construction de l'arc (fusion de la plaque subductée) alors que les rhyolites de l'unité 3 peuvent être associées au rifting de l'arc et qu'elles sont le résultat d'un mélange entre un magma tholéïtique et un produit de fusion de l'arc lui-même (contamination *in-situ*). Les échantillons de rhyolites sodiques du bloc de Beaupré se classifient pour leur part sur la marge du champ des basaltes et roches différencierées enrichies (E-MORB), soulignant leur nature primitive et leur association à un stade de rifting plus mature que les roches de l'unité 3.

Sur le diagramme multi-éléments, les unités 1, 2, 4 et 6 de la Formation de Normétal montrent toutes des anomalies négatives en Ta, P et Ti (Fig. 37). Ces anomalies sont typiquement associées à des processus de subduction (Wilson, 1989; Kelemen *et al.*, 1993; Brenan *et al.*, 1994; Jenner, 1996) bien qu'elles puissent aussi être le résultat de contamination crustale (Wilson, 1989; Kerrich et Wyman, 1997). Cependant, l'étude géochimique et isotopique récente des roches du Groupe de Hunter Mine (Dostal et Mueller, 1996; 1997), ainsi que l'étude de suites plutoniques de l'Abitibi (Bédard et

Ludden, 1997) ont démontré l'absence significative de l'implication d'une croûte continentale ancienne dans la genèse des roches plutoniques et volcaniques de l'Abitibi. Les diagrammes multi-éléments supportent donc un environnement géodynamique d'arc pour les unités 1, 2, 4 et 6. Par contre, les rhyolites tholéïtiques de l'unité 3 ne possèdent pas d'anomalie négative en Ta mais tout de même des anomalies négatives en P et Ti et un enrichissement en Th montrant une pétrogenèse différente et l'influence moins marquée d'un processus de subduction. L'absence d'anomalie négative en Ta caractérise aussi le profil de la rhyolite sodique de Beaupré (Fig. 37), alors que le profil presque plat et faiblement appauvri en Th du basalte de Beaupré est proche des caractéristiques des E-MORB ou des tholéïites d'arc (Sun et McDonough, 1989; Wilson, 1989; Jenner, 1996; Kerrich et Wyman, 1997).

L'analyse du diagramme de Wood (1980) et des diagrammes multi-éléments suggère de façon cohérente que les unités 1, 2, 4 et 6 de la Formation de Normétal soient reliées à du volcanisme d'arc immature ou naissant d'affinité géochimique transitionnelle. D'un autre côté, les caractéristiques de l'unité 3 et des roches du bloc de Beaupré suggèrent que ces roches soient dérivées d'une source plus primitive ou l'implication de métasomatisme associé à un phénomène de subduction (fusion de la plaque subductée) est moindre ou inexistant (Wilson, 1989; Barrett et MacLean, 1999; Kerrich et Wyman, 1997). La comparaison entre les rhyolites de l'unité 3 et les rhyolites sodiques de Beaupré montre qu'il s'agit de roches associées au rifting de l'arc dans les deux cas mais que les rhyolites de l'unité 3 ont une signature moins primitive, donc encore influencée par le volcanisme d'arc. Ceci implique que les rhyolites tholéïtiques de l'unité 3 soient associées à l'initiation du

rifting où il y a fusion partielle des roches de l'arc, alors que la rhyolite de Beaupré est associée à un stade de rifting plus mature où il y a moins ou pas de remobilisation des roches de l'arc.

La similitude des profils de terres-rares et des diagrammes multi-éléments des roches plutoniques et volcaniques a déjà été employée pour suggérer des liens de comagmatisme (Paradis *et al.*, 1988; Galley, 1996; Vearncombe et Kerrich, 1999). La similitude des profils des rhyolites de Normétal (unité 2.2) et des plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal suggère qu'il existe un lien de comagmatisme et que ces plutons soient synvolcaniques (Fig. 44). Ceci implique que ces plutons sont également associés à un contexte d'arc immature ou naissant d'affinité géochimique transitionnelle.

Par contre, les diagrammes multi-éléments du pluton de Patten et des dykes porphyriques felsiques sont caractérisés par une anomalie négative bien marquée en Ta, des anomalies négatives faibles en Ti et P ainsi que par un profil fortement penté du côté des éléments des terres-rares (Fig. 44). Ces caractéristiques montrent la nature clairement calco-alcaline de ces roches plutoniques, ce qui suggère que le pluton de Patten et les dykes porphyriques felsiques soient de nature syntectonique. La nature syntectonique de ces roches est également appuyée par l'absence de roches volcaniques similaires au sein du complexe volcanique.

7.1.4 Complexité de la signature géochimique associée aux environnements d'arc

La signature géochimique associée aux arcs est rendue complexe par le jeu à différents degrés de la nature des plaques subductées et supérieures, de la déshydratation de la plaque

subductée, de la fusion partielle du manteau ou de la plaque subductée ainsi que de la contamination crustale ou de l'arc. La présence de sources multiples et de générations multiples de magma dans cet environnement est généralement reconnue (Wilson, 1989). De plus, le développement de rifts sur l'arc et subséquemment la création de bassins arrière-arc ou intra-arc matures (avec création de croûte océanique; par exemple, North Lau et North Fiji basins) favorisent le passage d'une signature d'arc à une signature de N-MORB avec tous les intermédiaires possibles (Hochstaedter *et al.*, 1990; Parson et Wright, 1996; Wright *et al.*, 1996; Barrett et MacLean, 1999). La présence du volcanisme transitionnel des unités 1, 2, 4 et 6, du volcanisme tholéïtique à faiblement transitionnel de l'unité 3 et du volcanisme tholéïtique du bloc de Beaupré suggère l'influence d'une source transitionnelle associée à la construction de l'arc et d'une source tholéïtique associée au rifting de cet arc. Les affinités géochimiques tholéïtique et transitionnelle observées ensemble dans les unités étudiées sont compatibles avec un environnement complexe d'arc.

Généralement les signatures de tholéïites d'arc bimodales, basalte-rhyolite, sont associées aux arcs immatures en contexte de subduction océan-océan (e.g. Mariannes, Tonga) alors que les signatures calco-alcalines de type andésite-dacite-rhyolite sont associées aux arcs matures en contexte de subduction océan-continent (Kurile, Taupo; Best, 1982; Franklin, 1998). La signature géochimique transitionnelle du CVN suggère un environnement dans une zone de transition entre une subduction océan-océan et océan-continent. La partie nord de l'arc Izu-Bonin (près du Japon; Hochstaedter *et al.*, 1990) et la partie sud de l'arc des Kermadec (fosse de Havre, près de la Nouvelle-Zélande; Parson et Wright, 1996) représentent deux exemples actuels de zones de rifting d'arc dans un

contexte de transition de subduction océanique où une influence de croûte continentale est tout de même observée.

Il faut tout de même garder en tête que ces généralisations sont cependant très peu homogènes à l'échelle locale. Par exemple, du volcanisme tholéïtique et transitionnel peut être contemporain et géographiquement rapproché sur le même arc volcanique. Cette situation est observée par exemple dans la partie centrale de l'arc de Vanuatu (Nouvelles-Hébrides) où une ancienne ride océanique est subductée. Ceci a pour effet de favoriser la remontée du manteau dans cette zone de faiblesse et d'ainsi produire des volcans boucliers tholéïtiques (Aoba, Ambrym) sur une portion de 150 km de l'arc. À l'extérieur de cette zone, la situation de subduction normale favorise la création de stratovolcans d'affinité d'arc (MacFarlane *et al.*, 1988). Wright *et al.* (1996) ont également documenté l'existence de magmatisme d'arc et de magmatisme de rift de type MORB qui sont associés spatialement et chronologiquement dans la zone de rift d'arrière-arc du système des Kermadec au nord-est de la Nouvelle-Zélande. L'environnement d'arc océanique immature ou naissant, la morphologie de volcan composite et l'affinité géochimique transitionnelle interprétés pour le Complexe volcanique de Normétal sont donc similaires à ces environnements d'arcs actifs.

7.1.5 Comparaison des observations géochimiques avec d'autres volcans et plutons de l'Abitibi

La compilation du contenu différent en éléments traces de rhyolites provenant de cinq complexes volcaniques felsiques et mafique/felsiques (localisés sur la figure 1) associés à

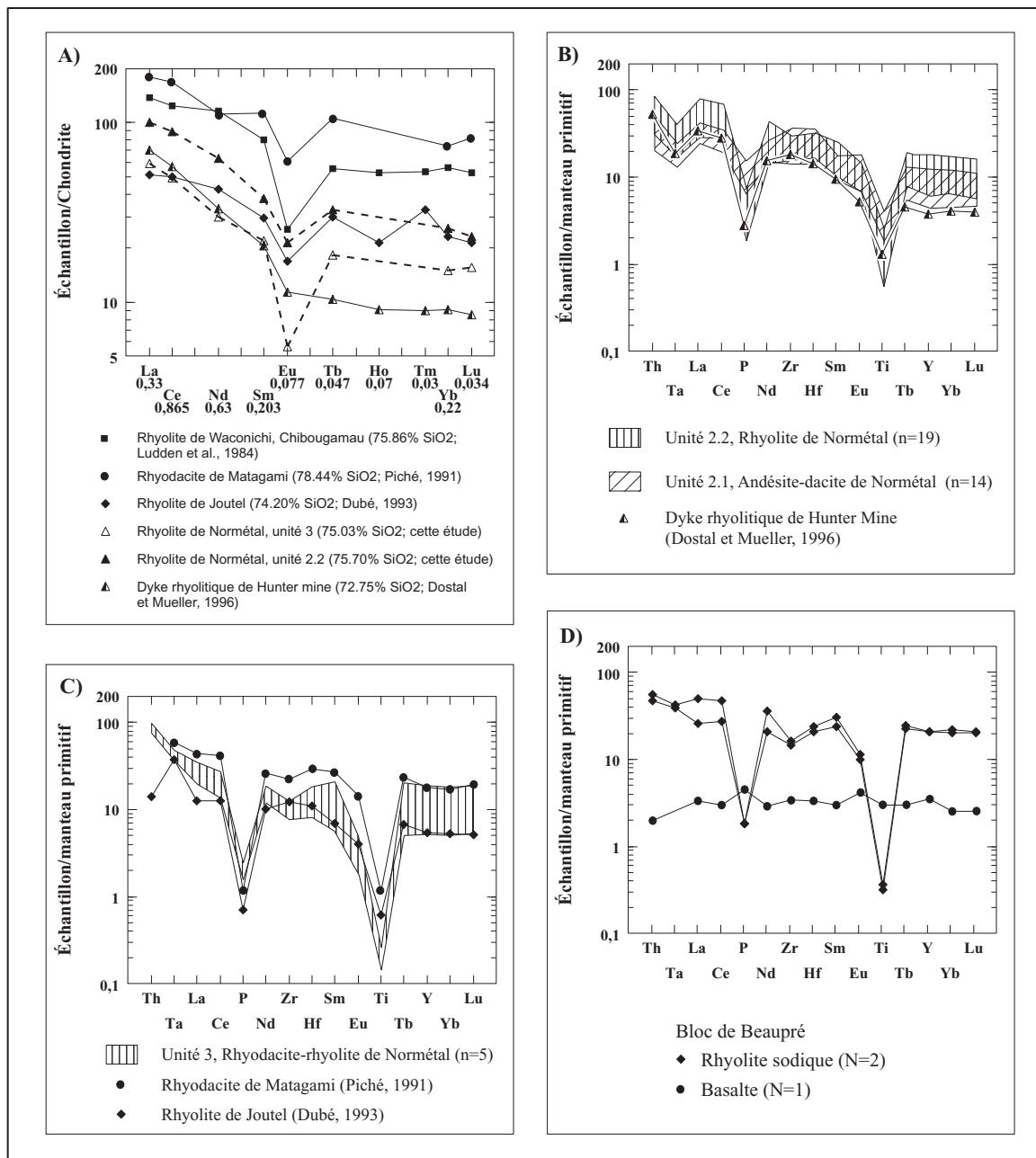


Figure 62. Diagrammes multi-éléments et diagramme des terres-rares comparatif. A) Diagramme des terres-rares normalisé sur chondrite (Nakamura, 1974) pour six complexes volcaniques d'âge similaire de l'Abitibi. Les complexes sont localisés sur la figure 1. B) Diagramme multi-éléments pour les roches volcaniques de l'unité 2 du CVN et un dyke rhyolitique de Hunter Mine qui montrent tous les deux une anomalie négative en Ta. C) Diagramme multi-éléments pour les roches volcaniques de l'unité 3 du CVN, de la rhyodacite de Matagami et de la rhyolite de Joutel. Les profils pour ces roches ne montrent pas d'apauvrissement en Ta et possèdent une anomalie négative en Ti plus grande que pour les profils précédents. D) Diagramme multi-éléments pour les roches volcaniques du bloc de Beaupré dont les rhyolites sont caractérisées par l'absence d'apauvrissement en Ta, un profil plat et une anomalie négative en Ti et P et le basalte par un profil relativement plat. Seul les éléments immobiles ont été utilisés pour les diagrammes multi-éléments. Normalisation sur le manteau primitif selon Sun et McDonough (1989).

des dépôts de SMV économiques ou non-économiques de l'Abitibi est en accord avec la présence de sources magmatiques multiples dans un environnement d'arc. Les profils de terres-rares montrent la nature tholéïitique de la rhyodacite de Matagami (Piché, 1991), de la rhyolite de Waconichi, Chibougamau (Ludden *et al.*, 1984) et de la rhyolite de Joutel (Dubé, 1993) tel que souligné par leurs profils plus ou moins plats (Fig. 62a). Sur ce même diagramme, le profil enrichi en terres-rares légères et plat en terres-rares lourdes des rhyolites de Normétal souligne leur nature transitionnelle alors que le profil fractionné de la rhyolite du Groupe de Hunter Mine (Dostal et Mueller, 1996) montre une affinité calco-alcaline. Ce diagramme montre également que le contenu en terres-rares, principalement en terres-rares lourdes varie d'élevé au nord (Matagami, Chibougamau, Joutel) à intermédiaire (Normétal) à faible au sud (Hunter Mine).

Les diagrammes multi-éléments font également ressortir les différences entre les roches du sud qui possèdent une anomalie négative en Ta (rhyolite de Normétal, Groupe de Hunter Mine; Fig. 62b) et les séquences du nord qui ne possèdent pas d'anomalie négative en Ta (Matagami, Joutel, rhyolite tholéïitique de Normétal; Fig. 62c).

Ces différences en contenu de terres-rares et d'éléments traces sont cohérentes avec la présence d'une source transitionnelle à calco-alcaline associée à un processus de subduction (rhyolite de Normétal et groupe de Hunter Mine) et d'une source tholéïitique à transitionnelle plus primitive où un processus de subduction n'est pas ou peu impliqué (Matagami, Chibougamau, Joutel, rhyolite tholéïitique de Normétal). Les roches volcaniques du bloc de Beaupré présentent également les mêmes caractéristiques reliées à une source primitive tholéïitique (Fig. 62d). La présence de deux sources différentes dans

le secteur de Normétal (tholéïites du bloc de Beaupré et Complexe volcanique transitionnel de Normétal) suggère que le CVN se soit construit dans un environnement de transition entre un arc frontal au sud (Groupe de Hunter Mine) et un bassin arrière-arc mature au nord (Mattagami et Chibougamau) lors du premier cycle volcanique de l’Abitibi (2730-2725 Ma.).

Les résultats d’analyses pétrographiques et géochimiques des roches plutoniques ont permis de les diviser en deux groupes qui s’intègrent aux classifications de Rive *et al.* (1990) et de Feng et Kerrich (1992) pour les roches plutoniques des Sous-provinces de l’Abitibi et du Pontiac. Les plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal sont similaires à ceux de la suite D de Rive *et al.* (1990) qui représente les plutons syn à tardi-volcaniques de l’Abitibi. Les similitudes inclus : 1) la composition de diorite à quartz, tonalite, granodiorite (Fig. 7); 2) les textures hypidiomorphiques et granophyriques; 3) la présence de biotite et hornblende comme phases mafiques (Annexe 1); 4) les contacts concordants et discordants avec l’encaissant et avec peu de métamorphisme; 5) l’histoire structurale similaire de ces plutons avec les roches volcaniques encaissantes; 6) les minéralisations sub-économiques de type porphyrique en Cu-Mo (indice 1450W, Fig. 4); 7) l’affinité géochimique transitionnelle (Figs. 41, 42, 44). Les caractéristiques des plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal sont également similaires à la suite TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) synvolcanique calcique de la classification de de Feng et Kerrich (1992; Fig. 41) ou à la suite TTD de Drummond et Defant (1990). À l’échelle de l’Abitibi, la suite D ou TTG regroupe les plutons synvolcaniques au volcanisme d’arc (Rive *et al.*, 1990; Feng et Kerrich, 1992).

Le pluton de Patten et les dykes porphyriques sont similaires à la suite syntectonique E de Rive *et al.* (1990) en termes de : 1) la composition de granodiorite à biotite-hornblende; 2) les textures porphyriques (Annexe 1); 3) la localisation près des failles importantes (Fig. 5); 4) les contacts discordants avec auréole métamorphique décamétrique; 5) l'affinité géochimique calco-alcaline avec la portion La-Eu convexe sur le profil des terres-rares (Figs. 41, 42, 44). Ces caractéristiques sont en accord avec la classification du pluton de Patten et des dykes porphyriques felsiques dans la suite TGGM (tonalite-granodiorite-granite-monzonite à quartz) calco-alcaline selon Feng et Kerrich (1992). À l'échelle de l'Abitibi, la suite E ou TGGM regroupe les plutons syntectoniques riches en Al de type arc volcanique (Rive *et al.*, 1990; Feng et Kerrich, 1992).

7.1.6 Affinité géochimique et types de sulfures massifs volcanogènes

Les roches volcaniques felsiques et mafiques de l'Abitibi ont été caractérisées en utilisant leur contenu en éléments traces afin de déterminer quelles affinités géochimiques sont associées aux gisements de SMV (Lesher *et al.*, 1986; Barrie *et al.*, 1993). Ces travaux ont permis de documenter un lien spatial et génétique entre les roches felsiques tholéïtiques et transitionnelles et les gisements de SMV alors que la plupart des séquences calco-alcalines ne sont pas favorables à la formation de gisements de sulfures massifs volcanogènes.

Le contenu en éléments traces des rhyodacites-rhyolites des unités 2, 4 et 6 du Complexe volcanique de Normétal (Annexe 4 et Figs. 34, 35, 37) ressemblent le plus au groupe II de Barrie *et al.* (1993) ou au groupe FII de Lesher *et al.* (1986). Ces groupes contiennent des

séquences d'affinité géochimique transitionnelle comme la séquence de Sturgeon Lake. Les rhyolites tholéïtiques de l'unité 3 (Annexe 4 et Figs. 34, 35, 37) et la rhyolite sodique du bloc de Beaupré (Annexe 5 et Figs. 37, 43) sont similaires au groupe I de Barrie *et al.* (1993) et au groupe FIIIb de Lesher *et al.* (1986), ce qui correspond à des séquences tholéïtiques comme les roches de la séquence de Kamiskotia qui sont associées au gisement de Kidd Creek. La présence de SMV à Normétal en association directe avec des roches felsiques d'affinités transitionnelles (séquence de la mine, unité 6) ainsi que la présence de roches tholéïtiques ailleurs dans la séquence est en accord avec les conclusions de ces études.

La composition ainsi que le contenu en éléments majeurs et traces des roches plutoniques ont aussi été utilisé par Galley (1996) pour caractériser géochimiquement les intrusions qui sont associées aux roches volcaniques porteuses de SMV. Les compositions de diorite à quartz, tonalite et granodiorite, le faible contenu en Al_2O_3 (plutons océaniques; Fig. 40), les profils des éléments du groupe des terres-rares (Fig. 42) ainsi que les diagrammes multi-éléments (Fig. 44) des plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal sont caractéristiques des plutons associés aux SMV et ressemblent aux groupes FII et FIII (Galley, 1996; Galley *et al.*, 2000). D'un autre côté, les caractéristiques du pluton de Patten et des dykes porphyriques felsiques suggèrent que ces intrusions ne sont pas génétiquement associés aux roches volcaniques porteuses de SMV. Leurs caractéristiques correspondent aux plutons syn à tardi-tectoniques de Rive *et al.* (1990) et Feng et Kerrich (1992).

Plusieurs caractéristiques du gisement de Normétal et de son environnement s'apparentent à celles des gisements de SMV archéen à Cu-Zn de type Mattabi tel que défini par Morton et Franklin (1987). Ces caractéristiques au sens large sont : 1) un empilement volcanique où les roches felsiques dominent (dont une bonne proportion sont des faciès fragmentaires); 2) une altération concordante caractérisée par le carbonate, la séricite et le chloritoïde; 3) le contenu important en zinc et argent plutôt qu'en cuivre de la minéralisation. Les gisements de type Mattabi sont classifiés selon Franklin (1998) dans les environnements de rift d'arc ou de naissance de bassin arrière-arc dans un contexte de subduction épi-continentale. Ces caractéristiques sont donc compatibles avec les interprétations géodynamiques établies précédemment à partir de la volcanologie et de la géochimie.

7.1.7 Intégration des observations dans le modèle d'évolution tectonique de l'Abitibi

Plusieurs des éléments de l'évolution tectonique de la Zone volcanique Nord (ZVN) de l'Abitibi ont été reconnus dans le secteur de Normétal. La figure 63 présente l'intégration des éléments de l'évolution tectonique du Complexe volcanique de Normétal (CVN) dans le schéma proposé pour la ZVN de l'Abitibi par Chown *et al.* (1992). Les éléments de l'évolution tectonique du CVN sont divisés selon une chronologie absolue (datations U-Pb) ou relative (voir la légende de la figure 63).

L'évolution tectonique du CVN débute par le volcanisme d'arc immature d'affinité géochimique transitionnelle qui mena à la construction du volcan composite de Normétal (Formation de Normétal, cycle volcanique 1 de l'Abitibi). La base du volcan (volcan

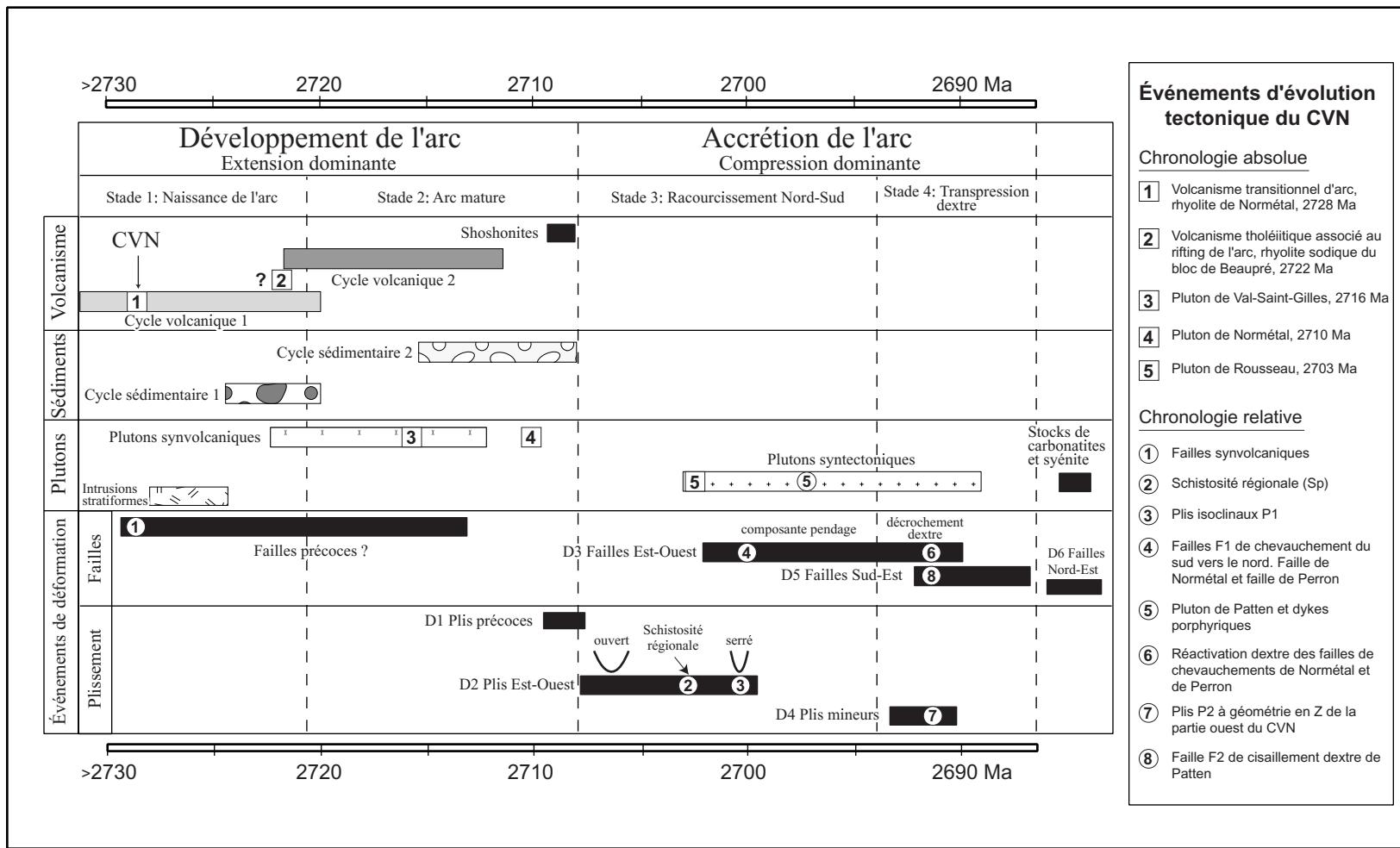


Figure 63. Intégration des événements de l'évolution tectonique du CVN dans le schéma proposé pour la Zone volcanique Nord de l'Abitibi.
Les événements sont placés selon une chronologie absolue ou une chronologie relative. Modifié de Chown et al. (1992).

bouclier, unités 1 et 2.1) est associée à la construction de l'arc alors que le sommet composite du volcan est associé à la fois à la construction de l'arc (unités 2.1, 2.2', 2.2, 4 et 6) et à l'initialisation du rifting de l'arc (unité 3). L'édification du volcan se termine par la séquence de la mine Normétal (unité 6) qui est datée à $2727,7 +2,6/-2,1$ Ma (Mortensen, 1993b).

Le volcanisme transitionnel de la Formation de Normétal est suivi par le volcanisme bimodale tholéïtique et plus jeune de 5 Ma du bloc de Beaupré. Les unités géochimiquement plus primitives du bloc de Beaupré sont interprétées comme étant associées à un stade plus avancé du rifting de l'arc construit pendant le cycle volcanique 1. L'appartenance au cycle volcanique 1 des roches du bloc de Beaupré est cependant problématique puisque l'âge de $2722 +/- 3$ Ma (Zhang *et al.*, 1993) de la rhyolite sodique du bloc de Beaupré correspond à la superposition reconnue pour les deux cycles volcaniques de la Zone volcanique Nord de l'Abitibi (Fig. 63). Cependant, la nature effusive plutôt qu'intrusive, de ces roches les rattache davantage aux roches du cycle 1, et plus précisément aux roches du camp minier de Matagami qui possèdent des âges similaires qui varient de 2725 à 2720 Ma (Chown *et al.*, 1992).

Il semble donc que le contexte géodynamique du secteur de Normétal évolua de construction de l'arc vers 2728 Ma (Formation de Normétal d'affinité transitionnelle) à rifting de cet arc vers 2722 Ma. Le premier incrément de rifting est représenté par l'unité 3 alors que les basaltes et rhyolites tholéïtiques de Beaupré représentent un stade plus avancé de rifting. Les roches du bloc de Beaupré représentent un équivalent plus au sud (petit bassin intra-arc) des roches du bassin d'arrière-arc mature de Mattagami (Barrett et

MacLean, 1999). La maturité du bassin de Matagami est supporté par les affinités géochimiques primitives de ces roches (Fig. 60) et la présence de complexes d'intrusions stratiformes qui se mettent en place seulement dans les zones de rift mature (ride océanique ou rift continentaux).

L'absence de complexes d'intrusions stratiformes et d'un volume important de roches géochimiquement primitives dans le secteur de Normétal montre que le rifting, bien qu'il soit présent, ne se soit jamais développé de façon aussi importante qu'au nord. Ceci montre donc qu'il existait une composante de rift intra-arc dans le secteur de Normétal à la même époque qu'il existait un large bassin arrière-arc au nord (Mattagami) et que débutait la création d'un bassin avant-arc important au sud (Stoughton-Roquemaure/Hunter Mine). La migration de l'activité de rifting du nord (2725-2720 Ma) vers le sud est documentée par les roches ultramafiques d'affinité géochimique primitives du Groupe de Stoughton-Roquemaure (2713 Ma) qui reposent sur les roches d'arc calco-alcalines du Groupe de Hunter Mine (2730 Ma; Dostal et Mueller, 1997).

La division des roches platoniques du secteur de Normétal en une famille synvolcanique et une famille syntectonique est en accord avec le modèle de Chown *et al.* (1992). Les âges de 2716 +/- 3 Ma (Vaillancourt and Machado, 1995) du pluton de Val-Saint-Gilles et de 2710 +/- 2 Ma (Zhang *et al.*, 1993) du pluton de Normétal sont compatibles avec les âges des plutons synvolcaniques reconnus pour l'Abitibi bien que le pluton de Normétal soit plus jeune que ces derniers (Fig. 63). La nature synvolcanique des plutons de Val-Saint-Gilles et de Normétal avec les roches volcaniques du CVN est cependant problématique au niveau de leurs âges puisque que la rhyolite de Normétal de la séquence de la mine a été

datée à $2727,7 +2,6/-2,1$ Ma (Mortensen, 1993a). Il existe donc une différence d'âge de 10-15 Ma qui pourrait s'expliquer soit par le temps nécessaire à la cristallisation des plutons ou bien par l'absence ou la non préservation de roches volcaniques du même âge que ces plutons. La partie du pluton de Mistaouac qui est situé environ à 30 km au nord du CVN et qui a été datée à 2726 $+/-2$ Ma (Davis *et al.*, 2000) pourrait dans ce cas représenter le pluton synvolcanique qui est associé aux roches volcaniques de la Formation de Normétal. Le pluton de Rousseau (2703 $+/-2$ Ma, Davis *et al.*, 2000) se place sur la limite inférieure des plutons syntectoniques de la ZVN (Fig. 63). Les dykes porphyriques du couloir de déformation de Normétal présentent de nombreuses similitudes avec les dykes syntectoniques des camps minier de Timmins et de Val-d'or dont les âges varient de 2680 à 2670. Dans les camps miniers de Timmins et de Val-d'Or, les dykes sont associés respectivement à la faille de Destor-Porcupine et à la faille de Cadillac et ils sont associés à des minéralisations aurifères importantes (Burrows et Spooner, 1989).

Les éléments de chronologie relative concernent surtout les caractéristiques associées à la déformation du Complexe volcanique de Normétal (Fig. 63). Le premier événement de déformation enregistré dans le CVN est le développement de la schistosité régionale et des plis présents dans les roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal et le bloc de Normétal Sud qui sont corrélés avec l'événement D2 de Chown *et al.* (1992). Les failles de chevauchement de la famille E-O de Normétal et de Perron se forment ensuite lorsque le raccourcissement N-S ne peut plus être accommodé par plissement (événement D3; Fig. 63). Les plutons syntectoniques de Patten et de Rousseau ainsi que les dykes porphyriques

sont interprétés comme s'étant mis en place de façon tardive à la phase de raccouissement N-S.

Par la suite, le stade de transpression dextre est marqué par le développement de la faille de cisaillement dextre de Patten, la réactivation dextre des failles E-O de Normétal et de Perron et les plis du domaine structural 3 (Fig. 15). La faille de Patten, qui recoupe le pluton de Patten, fait partie de la famille des failles SE à linéation subhorizontale qui sont associées à l'événement D5 de Chown *et al.* (Fig. 63). Les plis du domaine structural 3 (Fig. 15) sont corrélés avec la phase de plissement nord-est D4 de Chown *et al.* (1992) qui est caractérisée par des plis possédant une asymétrie en Z et un clivage de crénulation de plan axial.

La région de Normétal a donc enregistrée la plupart des événements reliés à l'évolution tectonique de la Zone volcanique Nord de l'Abitibi. Les résultats de cette étude documentent cependant le développement du rifting de l'arc dans un secteur précédemment non reconnu de la Zone volcanique Nord de l'Abitibi.

7.2 MODIFICATIONS STRUCTURALES DE L'ÉDIFICE VOLCANIQUE ET DES ZONES D'ALTÉRATION HYDROTHERMALE

Il a été établi dans les chapitres précédents que le Complexe volcanique de Normétal est interprété comme un volcan composite constitué de plusieurs centres d'émission sur lequel s'est développé un système minéralisateur. Ces volcans composites associés aux arcs, sont caractérisés par plusieurs éléments géométriques que l'on peut positionner par rapport à la

localisation proximale de la minéralisation. Ces éléments géométriques inclus l'arrangement spatial (étendu et pente) des différents faciès de coulées volcaniques et produits volcanoclastiques, la localisation des failles synvolcaniques et le développement des zones d'altération hydrothermale. Tous ces éléments sont significatifs pour localiser les gisements de SMV. Malheureusement, en environnement déformé, comme pour le cas du Complexe volcanique de Normétal, ces éléments sont souvent masqués ou oblitérés par la déformation. L'utilisation de la signature de la déformation dans le but de reconnaître ces éléments sera donc discutée dans cette section de chapitre qui est divisé en trois parties.

Les observations décrites dans les chapitres précédents servent dans un premier temps à faire ressortir la signature hétérogène de la déformation au sein du Complexe volcanique de Normétal qui est caractérisée par des zones de forte et de faible anisotropie ainsi que par des secteurs structuralement perturbés.

La notion d'héritage géologique est plus approfondie dans la deuxième partie de cette section où il est question du contrôle des faciès volcaniques et de l'altération hydrothermale sur le développement de l'anisotropie lors de la déformation. Ceci est effectué dans le but de déterminer les corrélations positives ou négatives qui existent entre ces facteurs primaires et l'intensité de l'anisotropie secondaire.

Les interprétations qui expliquent la nature hétérogène de la déformation à Normétal sont exposées dans la troisième partie. Il est notamment question des facteurs préexistants qui ont influencé le développement des principales failles, des plis et des zones de faible et de forte anisotropie au sein du Complexe volcanique de Normétal.

7.2.1 Héritage géologique et développement de la déformation

La localisation de la déformation est tributaire d'un certain héritage géologique hétérogène (lithologies et altération) qui caractérise le milieu avant même qu'il soit déformé. La signature finale de l'anisotropie secondaire sera donc fortement influencée par cet héritage géologique et pourra donc révéler la présence des caractéristiques primaires. Il est proposé que le développement hétérogène de la déformation (*strain partitioning*), repose essentiellement sur des contrôles lithologiques ou des contrôles environnementaux (Knipe, 1989). Nous pouvons supposer que les contrôles environnementaux, comme la température et la pression, sont approximativement les mêmes pour un même degré de métamorphisme. Les contrôles environnementaux ne seront donc pas très significatifs pour déterminer l'apparition d'anisotropies secondaires à l'intérieur d'un secteur homogène au point de vue du métamorphisme.

Par contre, les contrôles lithologiques sont beaucoup plus importants puisqu'il existe des variations de lithologie, de faciès volcaniques ou sédimentaires et d'intensité de l'altération à l'intérieur d'un même secteur. Les principaux contrôles lithologiques sur le développement de l'anisotropie secondaire sont la minéralogie, la porosité et la perméabilité des lithologies (Knipe 1989). Tous ces éléments sont rattachés soit à la minéralogie, soit aux faciès lithologiques ou bien à l'altération hydrothermale. C'est donc les contrôles lithologiques qui en majeure partie déterminent la signature et le développement de l'anisotropie secondaire. L'influence des lithologies et de l'altération sur l'anisotropie secondaire est discutée dans les prochaines sections.

7.2.1.1 La signature hétérogène de la déformation au sein du CVN

La signature hétérogène de la déformation à l'intérieur du Complexe volcanique de Normétal est caractérisée par des couloirs de failles, et un secteur où les strates sont plissées et des zones de forte et de faible anisotropie.

À l'échelle du complexe volcanique, il existe trois principaux couloirs de failles qui occupent des positions particulières. Le couloir de la faille de Normétal (domaine structural 2; Fig. 12) est principalement localisé dans l'unité 6 (la séquence de la mine Normétal) qui est située au sommet de la séquence stratigraphique. La faille de Patten est localisée seulement dans le secteur ouest du Complexe volcanique de Normétal, à l'intérieur de la Formation de Normétal (Fig. 12). La faille de Perron est localisée au contact entre les roches du bloc de Beaupré et les roches du bloc de Normétal Sud (Fig. 12).

Le seul endroit où il y a présence de plis significatifs à l'échelle du complexe volcanique correspond au domaine structural 3 qui est localisé dans la portion ouest de la région étudiée (Fig. 12). Le développement de ces plis uniquement dans ce secteur est particulier puisque la crénulation de plan axial associée à ces plis est également présente dans la portion centrale du complexe sans qu'il y ait plissement des strates (Fig. 13).

La carte d'indice d'anisotropie montre la variation des secteurs de forte et de faible anisotropie (Fig. 8). Les secteurs de forte anisotropie correspondent plus ou moins aux couloirs de la faille de Normétal et de la faille de Patten ainsi qu'à d'autres zones discordantes à la stratigraphie qui sont localisées plus bas dans l'empilement (identifiés 1-2-3 sur la figure 8). Ces zones 1-2-3 alternent latéralement avec des zones d'anisotropie modérée qui sont identifiées A-B-C-D sur la figure 8. Les zones où l'anisotropie est la plus

faible correspondent plus ou moins aux roches plutoniques et aux roches volcaniques du bloc de Normétal Nord (Groupe de Gale) qui sont stratigraphiquement sous le CVN (Fig. 8).

Tel que discuté précédemment, il est proposé que le développement hétérogène de la déformation au sein du CVN soit influencé principalement par la géométrie initiale de l'édifice volcanique (arrangement spatial des produits volcaniques et des failles synvolcaniques), et par deux facteurs lithologiques qui sont la perméabilité de certains faciès volcaniques et l'altération hydrothermale. La corrélation possible entre ces deux derniers facteurs lithologiques et le développement hétérogène de la déformation est discutée en détail dans la partie suivante.

7.2.2 Corrélations entre les caractéristiques lithologiques primaires et le développement de l'anisotropie secondaire

7.2.2.1 Relation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les faciès volcaniques

On observe souvent une signature différente de la déformation dans des unités lithologiques à fort contraste de compétence, comme par exemple des turbidites. Dans ce cas, la fabrique structurale est toujours plus pénétrante dans le faciès le plus fin dû à son anisotropie sédimentaire préexistante (litage mieux développé, phyllosilicates). Cette notion de facilité de développement de fabrique structurale dans un corps déjà anisotrope est également illustrée par le développement du clivage secondaire de crénulation qui est facilité dans les roches qui possèdent déjà une forte schistosité (Daigneault, 1991). Il

existe donc une relation directe entre la présence d'anisotropies préexistantes, qu'elles soient sédimentaires ou structurales, sur la facilité à développer une anisotropie structurale ultérieure. Il existe également une notion de récurrence dans la localisation des zones à forte anisotropie, puisque les zones à forte anisotropie primaire seront les zones ayant la plus forte anisotropie secondaire et ainsi de suite avec la superposition de plusieurs événements structuraux. Le degré d'anisotropie primaire de la roche influence donc directement le développement de la fabrique structurale planaire.

De la même façon, les contrastes rhéologiques entre les différents faciès d'une même coulée volcanique jouent un rôle très important dans le développement des fabriques structurales à l'échelle macroscopique de l'affleurement ou d'un groupe d'affleurements. Les faciès volcaniques anisotropes comme les coulées de lobes-hyaloclastites (Gibson *et al.*, 1999), les faciès à écoulements laminaires, les colonnades, les brèches, les tufs ou les laves coussinées possèdent une compétence moindre face à la déformation par rapport aux faciès massifs plus ou moins isotropes (coulées massives, dômes, dykes).

Il est donc réaliste de penser qu'il existe une corrélation positive entre l'hétérogénéité texturale des faciès et un degré d'anisotropie secondaire plus élevé. La figure 64, qui a été construite à partir des observations de terrain, illustre ce concept en montrant le lien qui existe entre l'hétérogénéité texturale des faciès volcaniques et le développement de la schistosité et de la crénulation. Par exemple, il est courant d'observer sur le même affleurement des lobes sans schistosité alors que les tufs à blocs qui les entourent possèdent

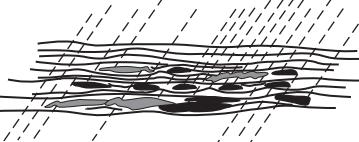
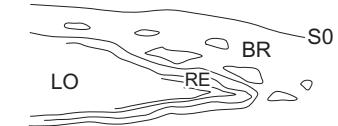
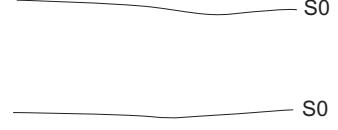
	Anisotropie primaire	Anisotropie planaire structurale de première phase: Schistosité	Anisotropie planaire structurale de seconde phase: Crénulation
Produits volcanoclastiques: tuf, tuf à lapilliis, tuf à blocs	 Litage volcano-sédimentaire S0	 Schistosité parallèle intense Plan composite S0/S1	 Crénulation forte et serrée
Coulée de type lobe et brèche ou lobe et hyaloclastites	 Lobe (LO) et brèche (BR) avec rubannement d'écoulement (RE)	 Schistosité parallèle forte dans la brèche et les structures de rubannement seulement	 Crénulation moyenne et espacée
Coulée massive	 Contact de coulée S0	 Schistosité anastomosée faible	 Crénulation faible

Figure 64. Contrôle de l'anisotropie primaire de différents faciès volcaniques felsiques sur le développement d'anisotropies structurales. Les faciès volcaniques sont regroupés selon trois niveaux d'anisotropie primaire: les faciès fortement anisotropes (tuf, tuf à lapilliis, tuf à blocs), les faciès moyennement anisotropes (lobe et brèche, lobe et hyaloclastite, colonnade, rubannement d'écoulement), les faciès peu isotrope (coulée massive, dôme, dyke). Le développement d'une anisotropie est facilité par la présence d'une ou plusieurs anisotropies préexistantes.

une forte schistosité (Figs. 24c). Ceci est en accord avec les observations de Labbé *et al.* (1992) qui ont déjà noté une différence de compétence entre la partie massive d'un lobe de rhyolite peu déformée et sa partie bréchique qui a enregistré à la fois une schistosité et un clivage de crénulation. Un exemple, à l'échelle de l'affleurement, du contrôle des faciès volcaniques sur la signature de l'anisotropie est présenté sur la figure 65. Sur cet affleurement, on observe une schistosité modérée dans les faciès qui présentaient une anisotropie primaire développée (tuf à blocs et faciès à rubanement d'écoulement; Figs. 65b, d), alors que le faciès massif est plutôt caractérisé par une schistosité anastomosée (Figs. 65c, e). À l'échelle de l'affleurement, la crénulation ne se développe que sur quelques centimètres de chaque côté des plans de schistosité anastomosée de la rhyolite massive (Fig. 65e). Le développement de la crénulation est cependant relié non seulement à la présence d'une schistosité antérieure mais aussi à la séricitisation de ces plans, ce qui peut expliquer l'absence de la crénulation ailleurs.

Afin de quantifier le lien qui existe entre le niveau d'hétérogénéité texturale et le degré d'anisotropie, les données qui ont servi au calcul de l'indice d'anisotropie calculée (IAC) ont été regroupées en trois groupes de faciès volcaniques. Les données sont regroupées selon un niveau d'hétérogénéité texturale faible (les faciès massifs), moyen (les lobes et brèches, les colonnades et le rubanement d'écoulement) et fort (tufs, tufs à lapillis, tuf à blocs; Annexe 3). La figure 66 montre la répartition spatiale relativement homogène à l'échelle du complexe de ces différents groupes de faciès volcaniques ce qui diminue la possibilité d'un contrôle stratigraphique ou spatial plutôt que textural qui pourrait influencer les résultats.

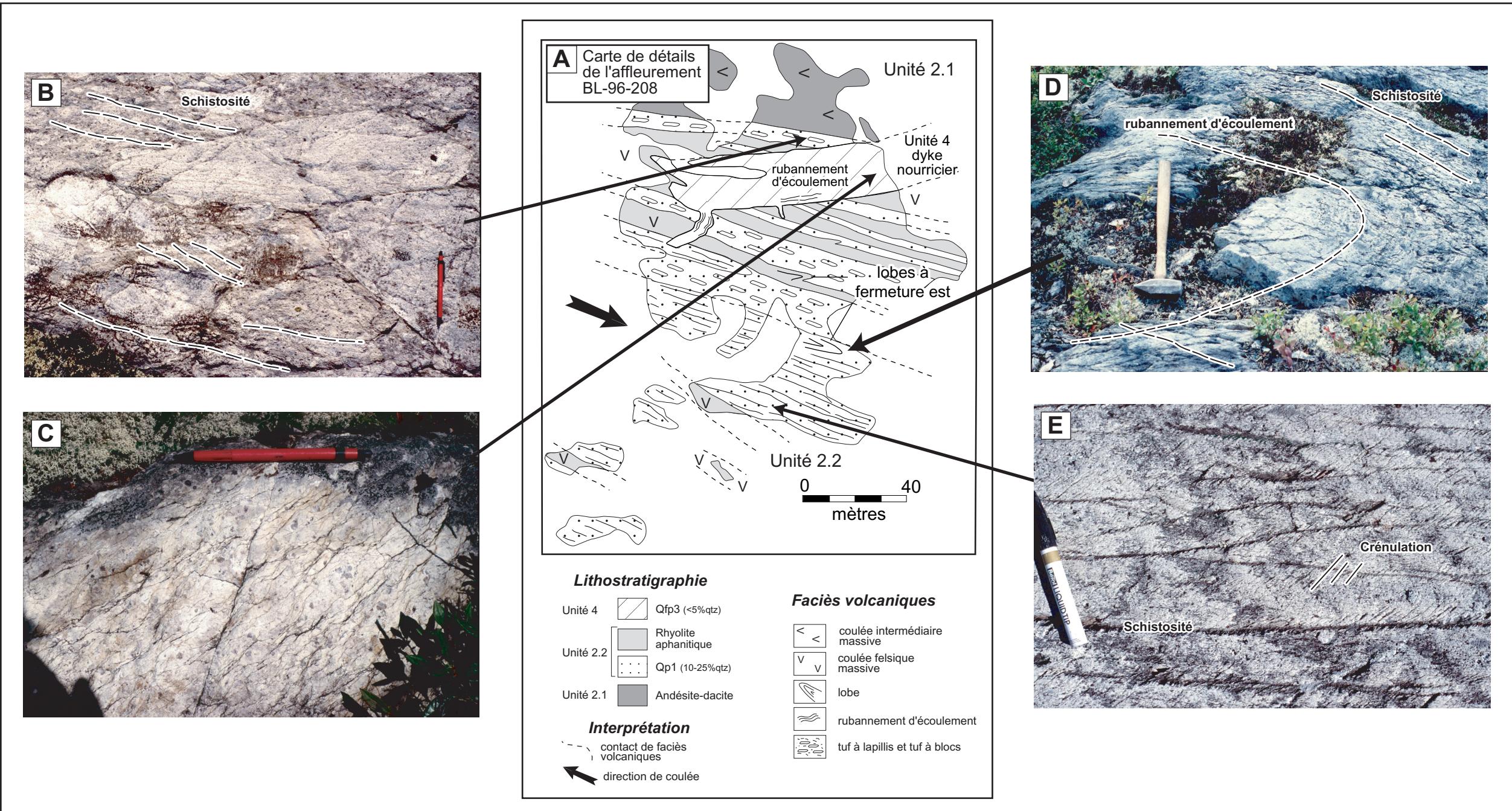


Figure 65. Corrélation entre l'anisotropie et différents faciès volcaniques de l'affleurement 96-208. Les différents exemples montrent le contrôle des différents faciès volcaniques sur le développement de l'anisotropie tel qu'observé sur le même affleurement. A) Carte géologique de détails de l'affleurement 96-208. B) Schistosité parallèle modérée qui est développée seulement dans la matrice d'un tuf à blocs. C) Schistosité anastomosée développée dans le faciès massif du dyke de rhyolite de type Qfp3 de l'unité 4. D) Schistosité parallèle modérée qui est développée seulement dans la portion à rubannement d'écoulement d'un lobe de rhyolite de type Qp1. La schistosité n'est pas ou peu développée dans le cœur plus massif du lobe. E) Crénulation faible qui est développée seulement sur quelques centimètres de chaque côté des plans de schistosité anastomosée et séricités qui affecte la portion à structures de rubannement d'écoulement de la coulée.

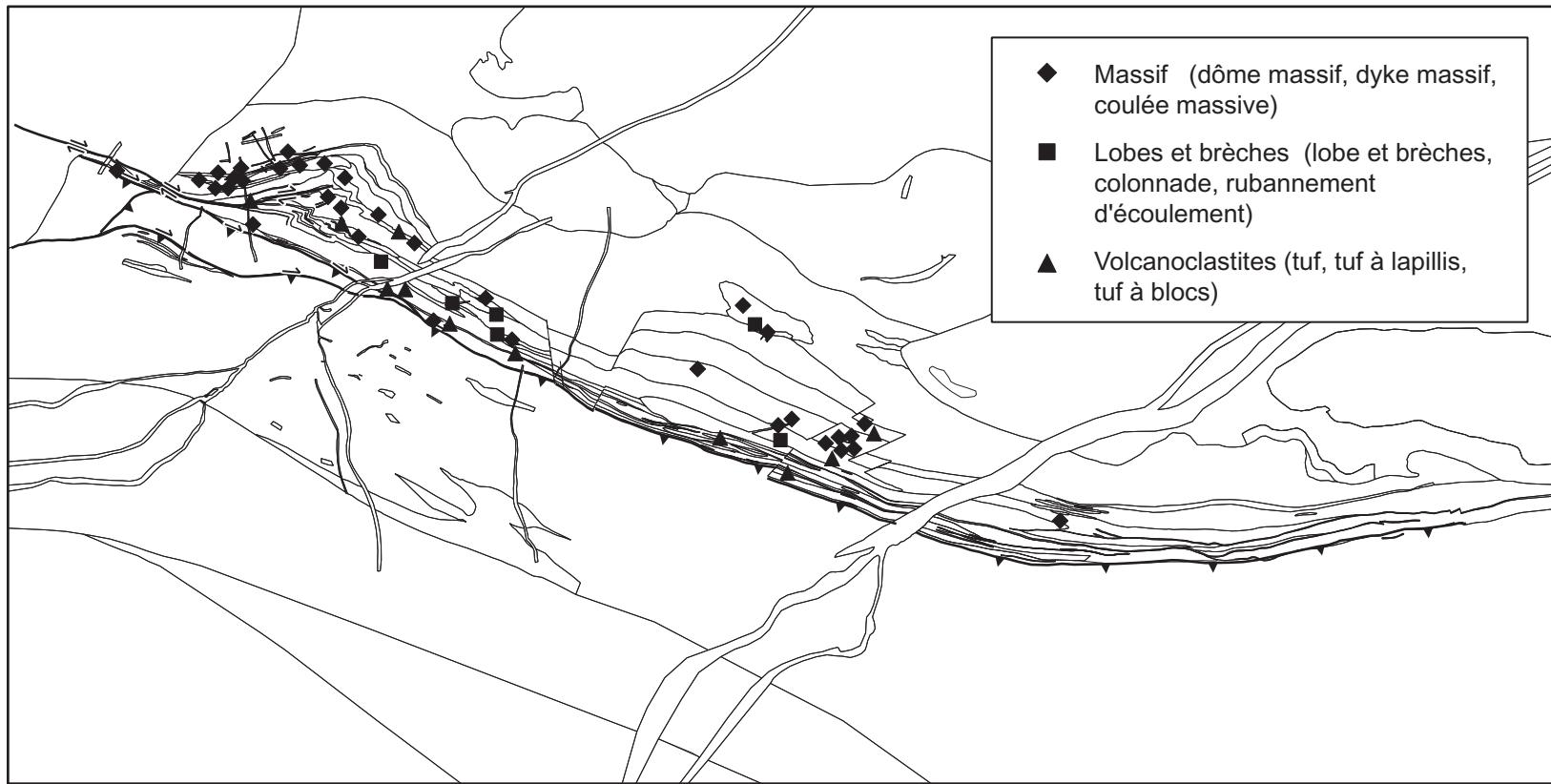


Figure 66. Distribution des différents faciès volcaniques des échantillons utilisés pour le calcul de l'indice d'anisotropie calculé (IAC). Les faciès sont regroupés selon un niveau d'hétérogénéité texturale initiale faible (faciès massif), moyenne (lobes et brèches) et forte (volcanoclastites).

La comparaison entre ces trois groupes de faciès volcaniques et l'IAC montre que généralement les groupes massifs et de lobes et brèches possèdent un IAC faible à modéré alors que le groupe des tufs possède un IAC qui vari de faible à intense (Fig. 67). Ces résultats suggèrent qu'il existe effectivement une certaine corrélation positive entre l'anisotropie calculée et l'hétérogénéité texturale des faciès volcaniques. La même relation existe également entre l'indice d'anisotropie de terrain (IAT) et les faciès volcaniques, quoique dans ce cas les données pour le faciès massif présentent un étalement beaucoup plus important. Cette dernière observation montre la limitation de l'utilisation de l'IAT qui ne donne pas des résultats aussi homogène que dans le cas de l'indice d'anisotropie calculé (IAC). Il semble donc réaliste qu'à l'échelle de l'affleurement la signature différente de l'anisotropie peut aider à distinguer les différentes structures de faciès volcaniques.

Les résultats montrent donc qu'en général, les faciès volcanoclastiques (tuf, tuf à lapillis et tuf à blocs) possèdent la plus forte anisotropie, alors que les faciès de lobes et brèches, à colonnades et à rubanement d'écoulement possèdent une anisotropie moyenne et que le faciès massif possède une anisotropie faible. Toutefois, ces conclusions pourraient être différentes dans le cas de roches fortement altérées, puisque le type d'altération hydrothermale (phyllosilicate vs silicification) peut modifier les propriété physiques des différents faciès.

7.2.2.2 Relation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et l'altération hydrothermale

Les minéraux tabulaires, et plus particulièrement les phyllosilicates, sont les minéraux qui matérialisent le mieux les plans d'anisotropie planaire secondaire. Des mécanismes de

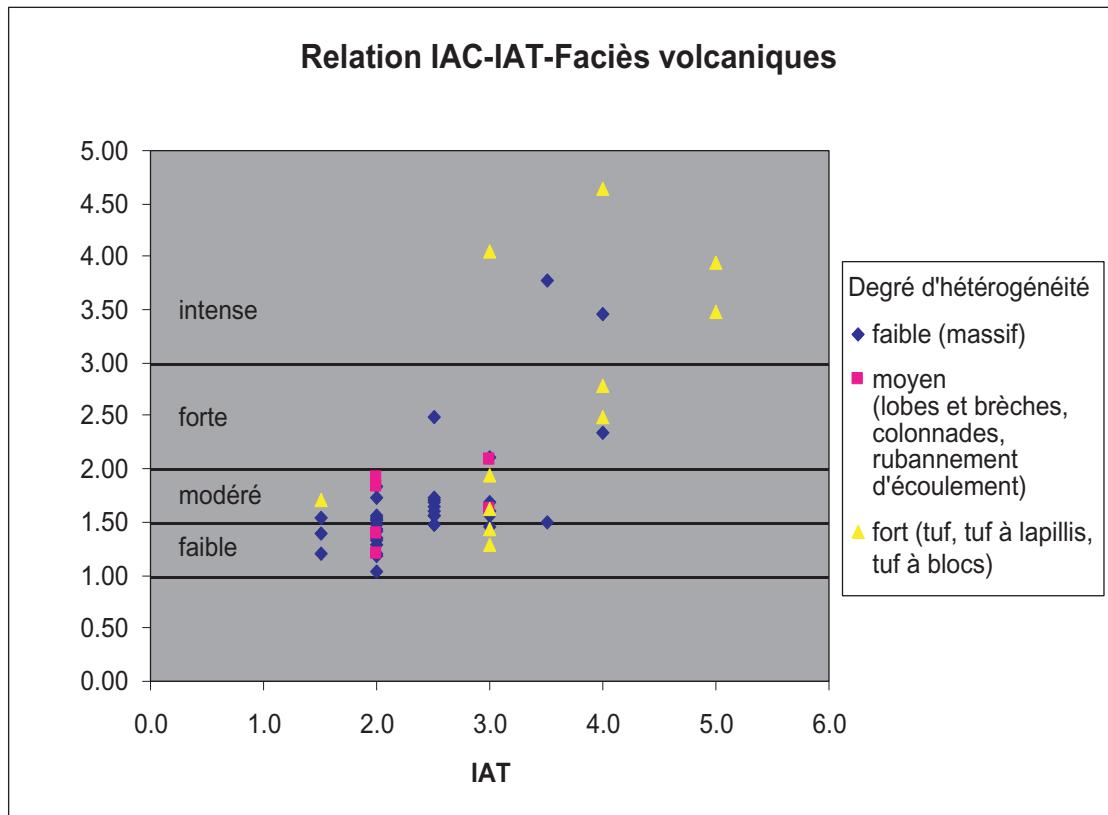


Figure 67. Graphique de corrélation entre les faciès volcaniques et les indices d'anisotropie de terrain (IAT) et d'anisotropie calculé (IAC).

rotations passives et de cristallisation dynamique des phyllosilicates sont invoqués pour le développement de forte anisotropie secondaire (Nicolas 1989). La présence de minéraux planaires ou de phyllosilicates dans une lithologie favorisera donc le développement de la fabrique par rapport à une autre unité qui n'en contient peu ou pas (Labbé *et al.*, 1992). Or, il est très bien documenté que l'altération hydrothermale associée aux gisements de SMV peut être caractérisée entre autres, sous des conditions de schiste vert, par des zones de séricitisation ou de chloritisation (Large, 1992; Barrett et MacLean, 1994; Franklin 1996). Ces zones d'altération riches en phyllosilicates devraient donc être fortement anisotropes et par le fait même être facilement déformées. Et ceci est vrai à travers tout le processus de métamorphisme puisque la séricite et la chlorite peuvent être dérivées de zones d'altération initialement argileuses, donc constituée également de phyllosilicates (kaolinite, pyrophyllite, talc, etc). Ceci a été observé entre autres pour les gisements de SMV australiens par Large (1992), qui décrit à l'échelle du gisement, que les lentilles de sulfures massifs se déforment de façon plastique, que les zones d'altération deviennent très schisteuses et que les roches volcaniques encaissantes non-altérées demeurent rigides et subissent moins de déformation.

D'un autre côté, l'altération hydrothermale associée aux SMV peut aussi être caractérisée par des zones silicifiées ou carbonatées (Large, 1992; Franklin 1996; Morton et Franklin, 1987). Ces zones à minéraux non tabulaires, ainsi que les roches non altérées, seront plus compétentes et seront moins propices au développement d'anisotropies planaires que les zones à phyllosilicates.

Il est décrit dans les chapitres précédents que l'altération du Complexe volcanique de Normétal est caractérisée par une sérichtisation, une silicification et une carbonatation semiconforme ou discordante ainsi que par une chloritisation hétérogène plus locale. La relation entre ces types d'altération et l'indice d'anisotropie calculé (IAC) est discutée avec l'aide de diagrammes qui comparent l'IAC avec différents paramètres de l'altération (Figs. 68, 69, 70, 71). Étant donné qu'il a été établi que le faciès volcanique a une influence sur l'anisotropie, les données utilisées ici pour comparer l'altération et l'anisotropie sont encore regroupées selon leur faciès volcanique de façon à isoler la variable de l'altération seulement. De cette façon, il est possible de voir à la fois si un type de faciès volcanique est plus altéré qu'un autre et le comportement de l'anisotropie.

La relation des indices d'altération Ishikawa (Ishikawa *et al.*, 1976) et Alkali (Saeki et Date, 1980) avec l'IAC montre de façon générale que pour les trois groupes de faciès volcaniques il existe une corrélation positive entre l'altération et une anisotropie planaire forte avec toutefois une pente faible pour les faciès massifs (Fig. 68). La courbe de régression linéaire pour les tufs est située à des valeurs de IAC plus élevées que les autres faciès. Ceci implique que les faciès tufacés sont plus facilement déformables et possèdent une anisotropie plus forte.

La sérichtisation qui affecte une séquence volcanique est généralement accompagnée par une perte de masse en Na, Ca, et totale et par un gain de K (Barrett et MacLean, 1994). La comparaison du changement de masse en Na₂O, CaO et K₂O avec l'IAC montre effectivement une corrélation négative, bien que faible, pour les deux premiers éléments alors que le résultat pour le K₂O n'est pas concluant ou montre une influence limitée du

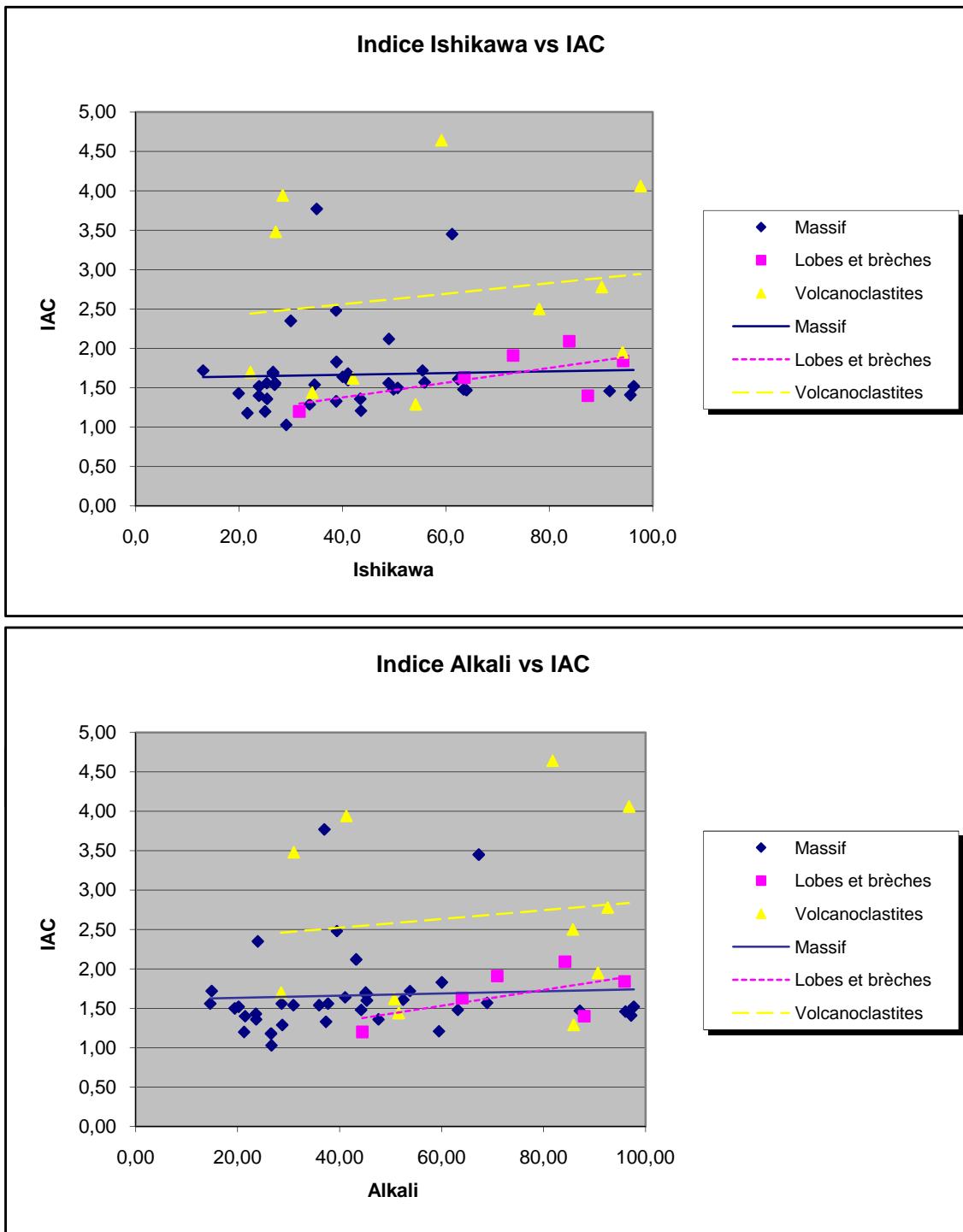


Figure 68. Graphiques de corrélation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les indices Ishikawa (Ishikawa et al., 1976) et Alkali (Saeki et Date, 1980).

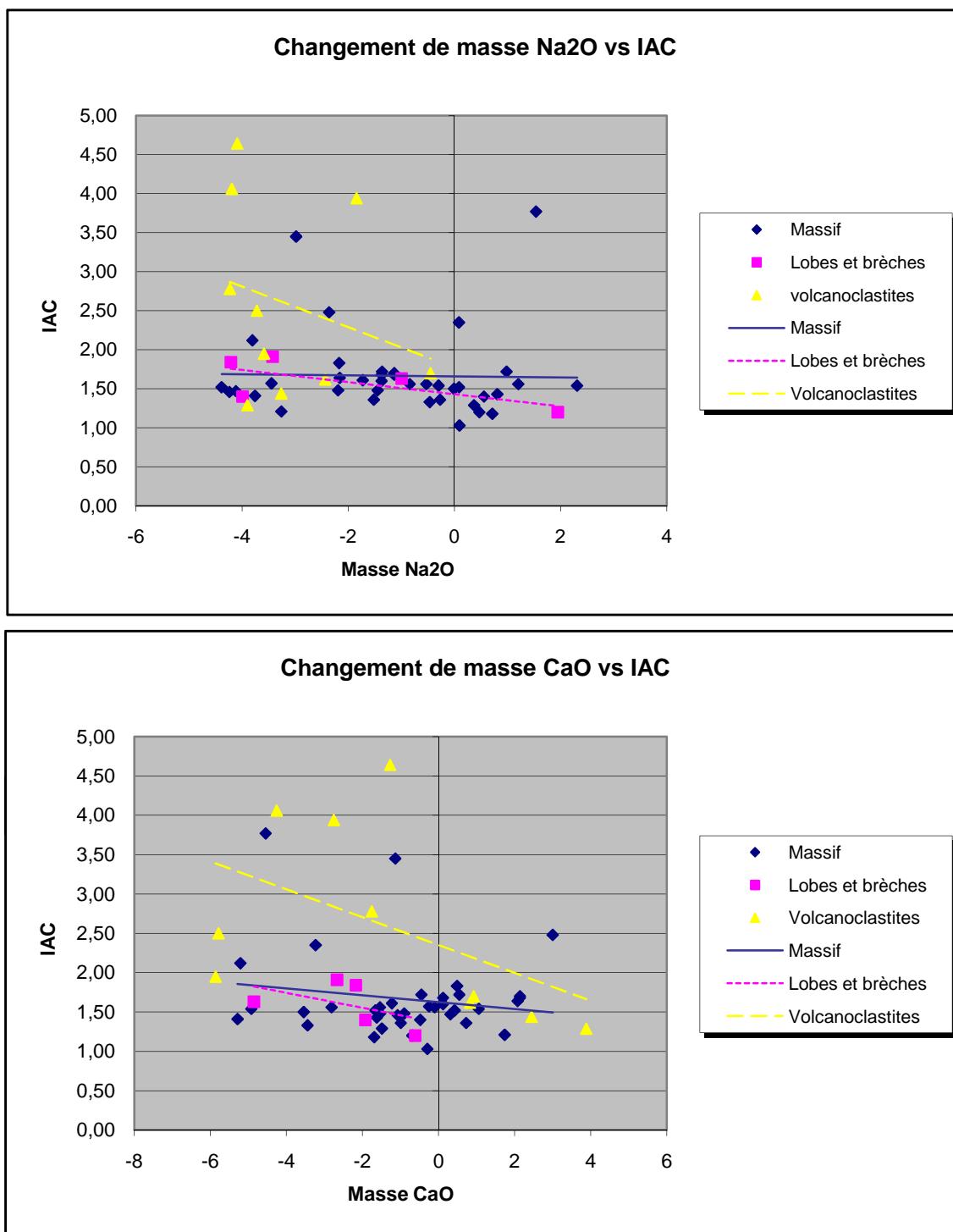


Figure 69. Graphique de corrélation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les changements de masse de Na₂O, CaO et K₂O.

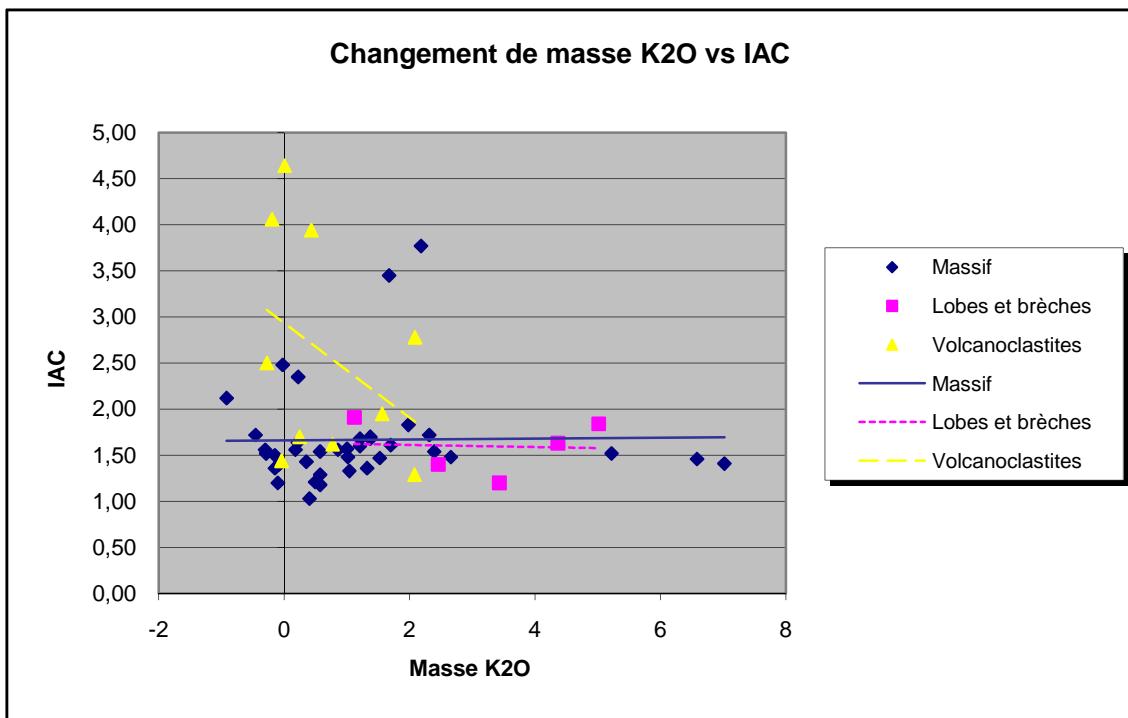


Figure 69. (suite).

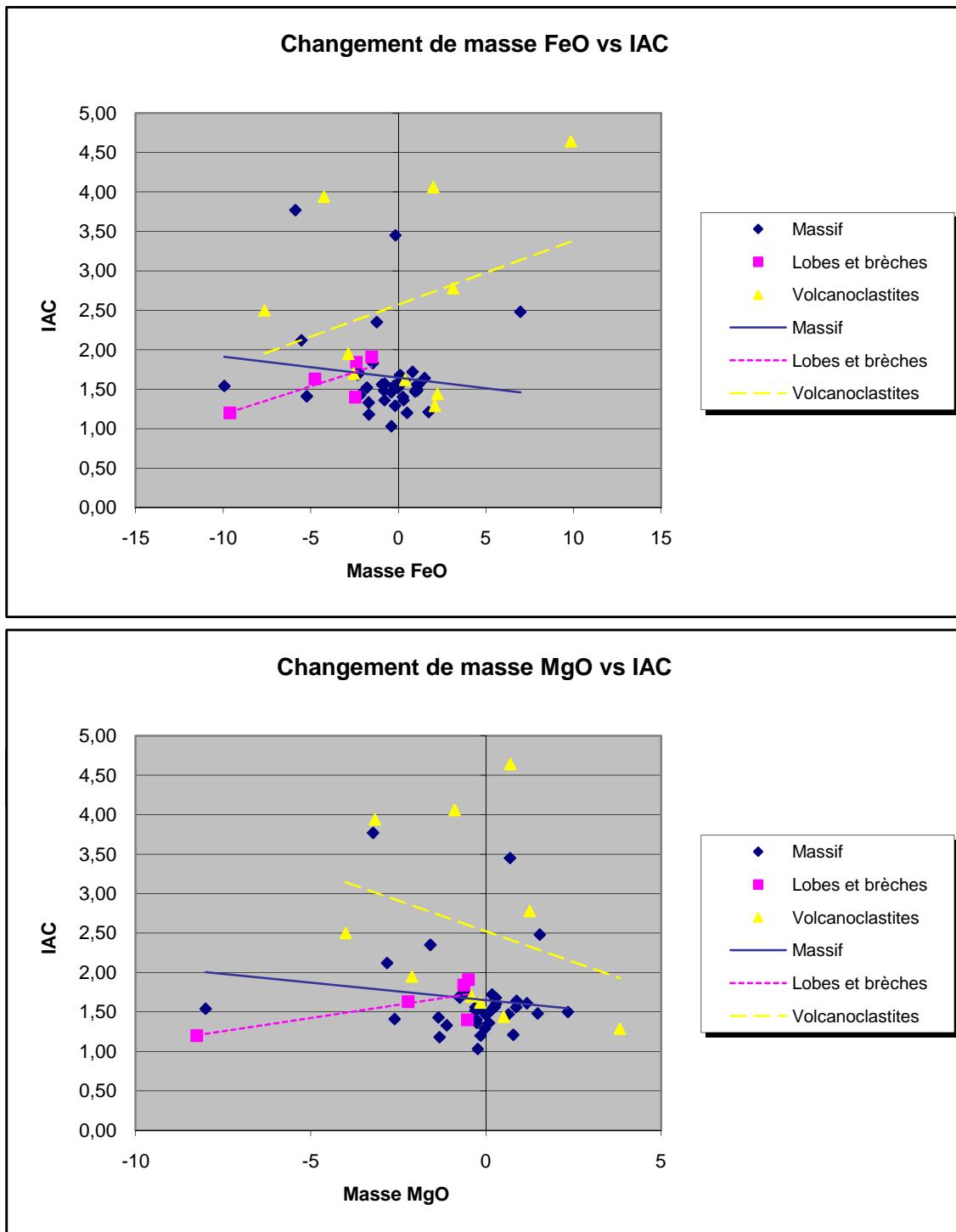


Figure 70. Graphiques de corrélation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les changements de masse de FeO et de MgO.

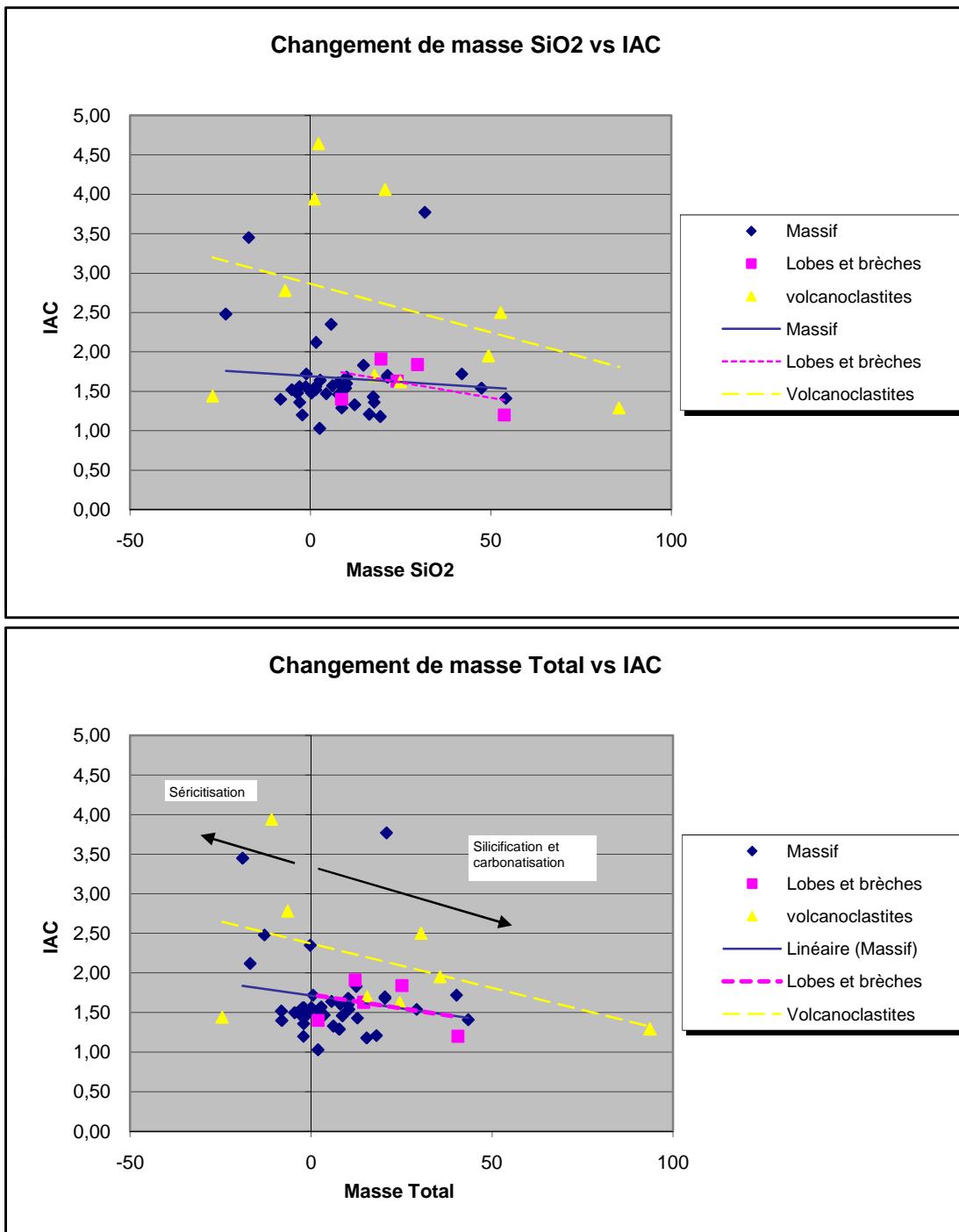


Figure 71. Graphiques de corrélation entre l'indice d'anisotropie calculé (IAC) et les changements de masse de SiO₂ et de masse totale. La séricitisation résulte en une perte de masse et un indice IAC élevé, alors qu'un gain de masse et un indice IAC faible sont favorisés par la silicification et la carbonatation.

K_2O sur le développement de l'IAC (Fig. 69). Ces résultats peu concluants peuvent être expliqués par le contrôle sur le comportement de ces éléments non seulement par la séricite, mais aussi par le plagioclase et le carbonate.

La chloritisation est généralement caractérisée par un gain de masse en FeO et MgO (Barrett et MacLean, 1994) et on devrait donc observer une corrélation positive entre le changement de masse de FeO et MgO et la valeur de l'IAC. Cependant, les résultats ne montrent pas des relations systématiques pour tous les groupes de faciès volcaniques (Fig. 70). Le manque d'homogénéité des résultats pourrait s'expliquer par la nature discontinue et peu importante de la chloritisation dans le Complexe volcanique de Normétal ainsi que par la carbonatation qui influence aussi fortement le comportement du FeO et du MgO .

La silicification a pour effet de rendre la roche plus compétente et donc plus résistante à la déformation, ce qui est en accord avec la corrélation inverse observée sur le diagramme du changement de masse de SiO_2 en fonction de l'IAC où la relation est bien définie pour chaque groupes de faciès volcaniques (Fig. 71).

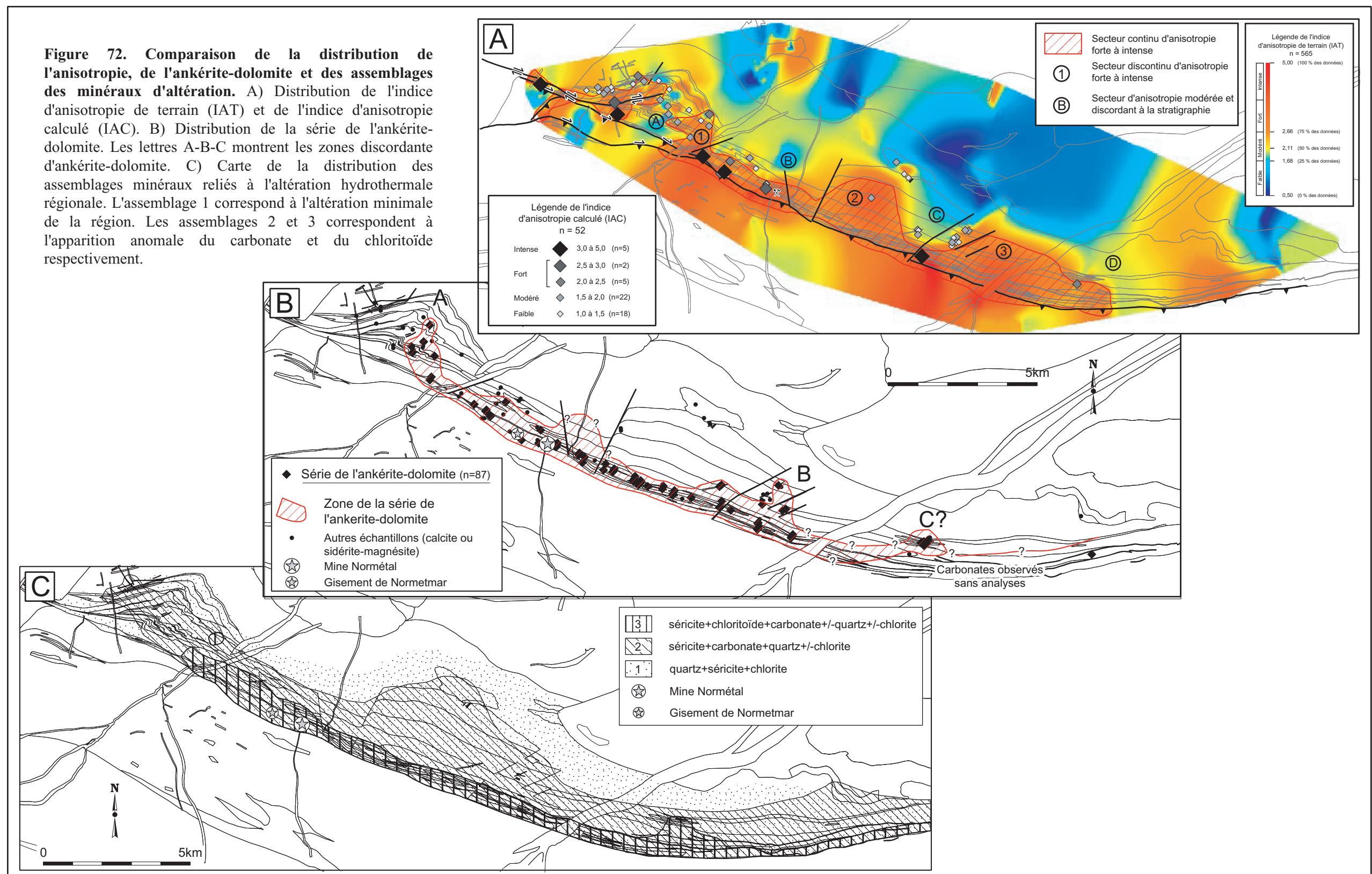
Il est reconnu qu'une perte de masse totale est caractéristique de la séricitisation et de la chloritisation d'une séquence alors qu'un gain de masse totale résulte de la silicification et de la carbonatation (Barrett et MacLean, 1994). Il en découle que les roches ayant subi une perte de masse totale contiennent généralement des phyllosilicates et seront plus déformées alors que les roches silicifiées et carbonatées (gain de masse) seront plus compétentes et moins déformées. Cet énoncé est supporté par les données présentées sur la figure 71 qui montre que les roches qui ont subi un gain de masse totale ont un IAC moins élevé que les roches qui ont, au contraire, subi une perte de masse. Ceci est en accord avec les

observations de Labbé *et al.* (1992) qui montrent que la présence de phyllosilicates (séricite, chlorite) dans la zone de déformation de Lyndhurst en Abitibi, réduit considérablement la compétence des roches et favorise ainsi la localisation préférentielle de la déformation.

Bien que la corrélation entre un élément en particulier (Na_2O , CaO , etc.) avec l'IAC ne semble pas observable, la corrélation entre le changement de masse total et l'IAC est observable. Il en découle que le développement de l'anisotropie secondaire est contrôlé non pas par un seul minéral, comme par exemple la séricite, mais bien par l'assemblage minéral complet qui constitue la roche. Ces observations permettent de dire que la signature hétérogène de l'anisotropie à l'échelle régionale, peut servir à interpréter l'intensité et les différents types d'altération qui font partie d'un système hydrothermal. Dans le cas de Normétal, la séricitisation est corrélative avec une anisotropie forte alors que la carbonatation et la silicification est associé à une anisotropie modérée. Les résultats montrent également que les faciès volcanoclastiques sont les plus sensibles à l'altération.

7.2.3 Contrôles du développement hétérogène de l'anisotropie au sein du CVN

La corrélation positive de l'anisotropie forte avec les roches volcanoclastiques et les zones à séricite ainsi que la corrélation de l'anisotropie modérée à faible avec les roches massives et les zones à carbonates ont été établies dans la section précédente. Ces résultats permettent de discuter du développement hétérogène de la déformation, soit la localisation des failles, des plis et des zones anisotropes à l'échelle du CVN. La figure 72 met en



parallèle la distribution de l'anisotropie secondaire, des lithologies et des minéraux reliés à l'altération hydrothermale (zones à séricite et à carbonate).

7.2.3.1 Contrôles de la localisation de la faille de Normétal

La localisation de ce couloir de faille au sommet de l'empilement stratigraphique (Fig. 72a) est interprétée comme étant le résultat de la présence dominante de roches volcanoclastiques fortement altérées en séricite à l'intérieur de l'unité 6 (séquence de la mine Normétal). L'altération intense de cette unité correspond à la distribution de l'assemblage concordant à séricite + carbonate \pm chloritoïde \pm quartz \pm chlorite (assemblage 3, Fig. 72c). La présence dominante de la séricite et du chloritoïde, une altération à tendance alumineuse, documente le fort lessivage qu'ont subi les roches de la séquence de la mine. L'important volume de roches volcanoclastiques et l'altération intense ont donc rendu les roches moins résistantes favorisant ainsi l'accompagnement de la déformation dans ce niveau particulier.

L'intensité de l'altération présente dans l'unité 6 suppose une forte circulation de fluides, soit le long de failles synvolcaniques, soit par percolation à l'intérieur de cellules de convection. Il est proposé que la faille de Normétal ait pu être une de ces failles synvolcaniques qui ont servi à la circulation des fluides hydrothermaux. Cependant, cette interprétation pourrait être mise en doute par la nature apparemment concordante de l'altération, et notamment la présence de carbonates, le long de la faille de Normétal qui peuvent être interprétée comme d'origine syndéformation. Toutefois, la zonalité de la composition chimique des carbonates de fer le long du tracé de la faille et la présence

asymétrique de zones de racine d'altération discordante sous les lentilles de SMV (Figs. 59, 72b) supportent une origine synvolcanique de l'altération.

La concentration des fluides hydrothermaux est marquée par les zones discordantes de racine d'altération qui sont situées à l'intersection entre la faille synvolcanique de Normétal, d'orientation plus ou moins est-ouest qui bordait le bassin intra-arc, et les failles synvolcaniques perpendiculaires qui bordent la caldeira de l'édifice volcanique (Fig. 73). Ce genre de situation où les centres d'émissions volcaniques et les zones de circulations hydrothermales sont situés à l'intersection des failles parallèles et perpendiculaires au bassin intra-arc est observée dans les contextes actuels comme l'arc de Nouvelle-Calédonie (Greene *et al.*, 1988) ou l'arc d'Izu-Bonin (Taylor *et al.*, 1990; Iizasa *et al.*, 1999). Par conséquent, il est proposé que la faille de Normétal ait été en premier lieu une faille synvolcanique importante située sur la marge d'un bassin intra-arc. La faille de Normétal et les failles perpendiculaires ont donc servi de conduits à la fois aux laves et aux fluides hydrothermaux.

7.2.3.2 Contrôles de la localisation de la faille de Patten et du secteur plissé

Les plis du secteur ouest sont caractérisés par une crénulation de plan axial orientée plus ou moins NE (Fig. 13). Cette crénulation est cependant également observée dans la portion centrale du complexe volcanique sans qu'il y ait toutefois plissement des strates même si ces strates possèdent la même orientation générale NO-SE (Fig. 13). Ces observations suggèrent que la présence des plis dans le secteur ouest est liée à un contrôle local.

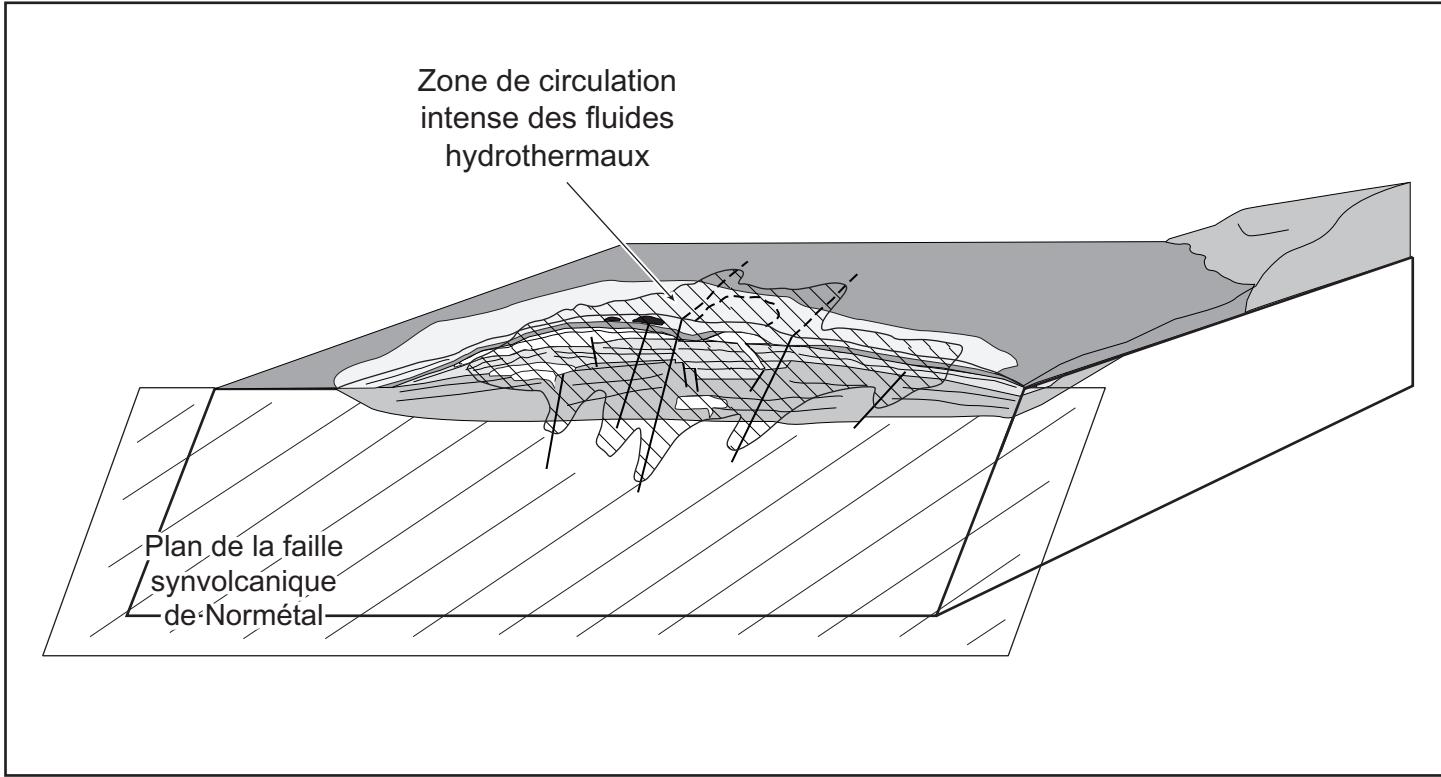


Figure 73. Zone de circulation intense des fluides hydrothermaux. La zone de circulation intense des fluides est localisée aux intersections entre la faille synvolcanique de Normétal et les autres failles synvolcaniques perpendiculaires.

Il n'y a pas d'altération particulière qui est associée à la faille de Patten, il semble donc que son développement soit plutôt contrôlé par la géométrie des unités lithologiques. La figure 74 illustre le modèle de développement de la faille de Patten et des plis du secteur ouest (domaine structural 3) qui sont reliés à l'événement de cisaillement dextre (phase de déformation D2 de cette étude). L'empilement stratigraphique de ce secteur est caractérisé par le contact paraconcordant entre la séquence stratigraphique ouest et la séquence stratigraphique centrale de l'édifice volcanique, tel que défini par les observations volcanologiques (Fig. 74). Ce contact paraconcordant entre les deux empilements possédait une orientation différente par rapport aux contacts internes des deux séquences formant ainsi une relation angulaire particulière par rapport au racourcissement (Fig. 74a). Ce contact est interprété comme le futur site du plan de décollement de la faille de Patten alors que les contacts internes aux séquences ont été plissés plutôt que faillés.

L'évolution de la phase de cisaillement dextre D2 du secteur débute après la phase de chevauchement D1 qui a provoqué la verticalisation des strates (Fig. 74a). La mise en place du pluton de Patten est également interprétée comme étant tardive à la phase de chevauchement D1 puisque ce dernier est lui-même recoupé par la faille de cisaillement dextre de Patten.

La phase de cisaillement dextre D2 débute par le développement du clivage de crénulation Cs sur l'ensemble du complexe volcanique. La présence toutefois du pluton de Patten et du contact paraconcordant entre les deux séquences stratigraphiques crée des conditions particulières dans le secteur ouest. La présence du pluton aurait agit comme un poinçon structural provoquant le développement d'une contrainte locale qui est orientée

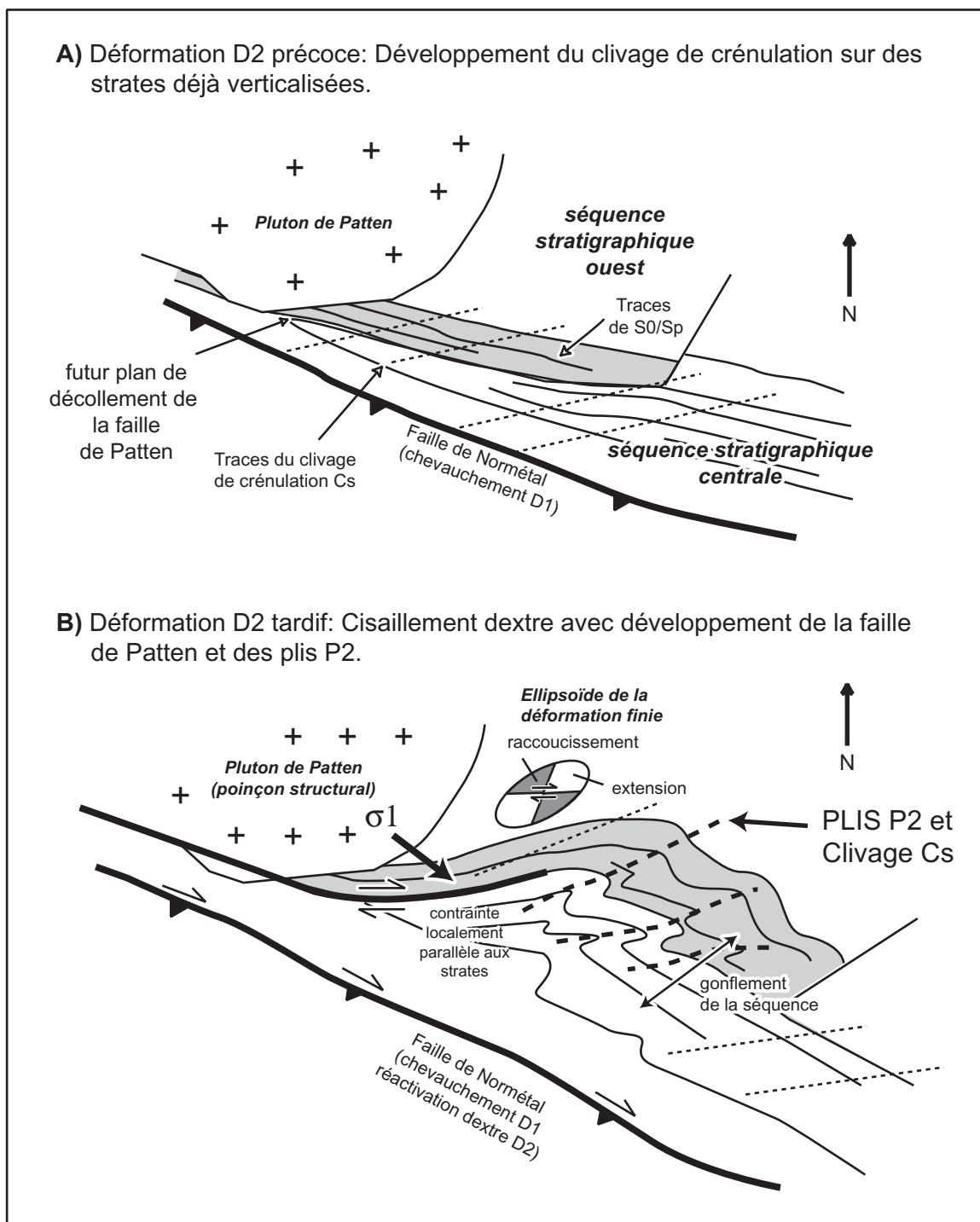


Figure 74. Modèle de développement de la faille de Patten et des plis du domaine structural 3. A) Début de la déformation en cisaillement dextre avec développement du clivage de crénulation sur des strates préalablement verticalisées. **B)** Intensification du cisaillement dextre avec développement de la faille de Patten à l'interface des deux séquences stratigraphiques et des plis P2. L'influence du cisaillement dextre diminu de l'ouest vers l'est.

non plus perpendiculairement aux strates, comme dans le régime de contrainte régionale, mais plutôt de façon plus ou moins parallèle aux strates localisées à l'est du platon (Fig. 74b). Cette orientation de contraintes locales aurait donc provoqué de façon synchrone le plissement des strates et le développement de la faille de Patten à l'interface des deux séquences stratigraphiques et sur la bordure sud du platon (Fig. 74b). La présence des plis dans ce secteur est donc directement reliée à la géométrie initiale de l'édifice volcanique (superposition des deux séquences stratigraphiques) et à la présence du platon de Patten alors que le développement de la faille de Patten est relié au contact paraconcordant entre les deux séquences stratigraphiques.

Vu globalement, ce secteur montre un raccourcissement NO-SE qui est orienté selon les quadrants en raccourcissement de l'ellipsoïde de la déformation finie et un gonflement NE-SO de la puissance de la séquence stratigraphique selon les quadrants en extension de l'ellipsoïde de la déformation finie (Fig. 74b). Le domaine structural 3 représente donc le secteur d'accommodation de volume relié aux cisaillement dextre qui se traduit par un gonflement structural de la puissance des séquences stratigraphiques. Le passage d'un secteur montrant seulement le clivage de crénulation Cs à l'est, à un secteur possédant le clivage Cs et les plis P2 au centre, au secteur de la faille de Patten à l'ouest montre que l'influence du cisaillement dextre diminu de l'ouest vers l'est (Fig. 74).

7.2.3.3 Contrôles de la localisation des zones de faible et de forte anisotropie

La figure 72 met en parallèle l'influence des différentes zones d'altération sur le développement hétérogène de l'anisotropie. Les zones d'anisotropies forte à intense

correspondent en partie aux couloirs de la faille de Normétal et de la faille de Patten pour les raisons discutées précédemment. Les autres zones d'anisotropie forte à intense identifiées 1-2-3 sur la figure 72a sont plutôt reliées directement à l'altération hydrothermale. On peut ainsi corrélérer les zones 1-2-3 avec les zones d'altération semiconformes à séricite + carbonate + quartz ± chlorite (assemblage 2, Fig. 72c) et particulièrement à la zone à séricite + carbonate ± chloritoïde ± quartz ± chlorite (assemblage 3, Fig. 72c).

Les zones discordantes d'anisotropie modérée identifiées A-B-C-D sur la figure 72a alternent latéralement avec les zones d'anisotropie forte à intense 1-2-3. Ces zones discordantes d'anisotropie modérée correspondent aux zones discordantes où est présent le carbonate de la série de l'ankérite-dolomite (Fig. 72b). La présence de carbonate de Fe-Mg semble donc rendre la roche plus résistante à la déformation. Ceci peut s'expliquer par la concentration du carbonate et la disparition de la chlorite (phyllosilicate anisotrope) au profit des carbonates de Fe-Mg dans ces zones lors de l'altération discordante. Ces zones d'anisotropie modérée marquent donc la localisation des zones de racine d'altération discordante qui peuvent être associées à la minéralisation.

Les zones de faible anisotropie correspondent aux roches plutoniques qui sont des corps géologiques plus compétents et aux roches sous-jacentes peu altérées du Groupe de Gales (Fig. 72a).

En résumé, au sein du Complexe volcanique de Normétal, les zones d'anisotropie forte à intense sont associées à une abondance de roches volcanoclastiques fortement altérées (faille de Normétal), aux contacts stratigraphiques importants (faille de Patten) et aux zones

enrichies en phyllosilicates et en chloritoïdes (altération régionale semiconforme). Les zones d'anisotropie modérée correspondent aux zones discordantes à carbonate de Fe-Mg de la série de l'ankérite-dolomite. Ces zones d'anisotropie modérée matérialisent les zones de racine d'altération discordante qui sont associées aux remontées de fluides riches en métaux. Les zones de faible anisotropie correspondent aux roches peu altérées et aux roches plutoniques.

7.3 MODÈLE D'ÉVOLUTION TECTONIQUE DU COMPLEXE VOLCANIQUE DE NORMÉTAL

La notion d'héritage géologique qui influence le développement de l'anisotropie secondaire est également présente à l'échelle du développement tectonique du CVN. La géométrie actuelle du CVN découle entre autre du type de volcan et de la géométrie des zones d'altération hydrothermale. Les résultats des études géochimique, stratigraphique et structurale ont montré que le CVN est un volcan composite sous-marin qui est situé dans un contexte de rifting d'arc volcanique immature (affinité géochimique transitionnelle). Les résultats montrent également que le CVN est caractérisé par une altération d'étendue régionale qui est particulièrement développée au sommet de l'empilement volcanique. Le modèle d'évolution tectonique est donc construit à partir de ces caractéristiques importantes.

Nous proposons que le système géodynamique de la Fosse de Havre et de l'arc des Kermadec Sud représente un contexte géodynamique actif qui est similaire au paléoenvironnement géodynamique de Normétal. Cette région, qui est situé au nord-est de

la Nouvelle-Zélande (région de White Island et des volcans sous-marins Rumbles et Brothers) possède certaines caractéristiques géométriques importantes. La région arrière-arc qui est associée à l'arc des Kermadec Sud représente le stade de rifting d'arc où il n'y a pas encore une ouverture suffisante pour qu'il y ait création de croûte océanique de type MORB (Parson et Wright, 1996). Ce contexte est donc caractérisé par une extension à laquelle est associée des produits volcaniques qui contiennent à la fois une influence de l'extension (affinité plus primitive) et de la subduction.

Des profils sismiques de cette région montrent que le système de rifting de la marge orientale du bassin est caractérisée par des structures de horsts et grabens. Ces structures de horsts et grabens sont caractérisées par des failles sub-verticales (jusqu'à 60-70 degrés) qui deviennent listriques en profondeur (jusqu'à 10 degrés) et qui découpent l'arc en différents blocs (Davey *et al.*, 1995; Wright *et al.*, 1996). Ces failles d'ordre kilométrique affectent à la fois les strates associées au volcanisme actif et les strates plus anciennes du plancher océanique sur lesquelles le volcan s'est développé. Ces profils montrent aussi que les strates des blocs en bordure des grabens possèdent généralement un pendage assez fort vers le coeur ou l'extérieur des bassins. Le pendage des strates est produit par les mouvements normaux le long des failles. Ceci fait en sorte que les strates des blocs de la marge des grabens possèdent déjà un pendage avant la déformation alors que les strates du coeur des grabens sont sub-horizontales. L'extension totale générée par le système de failles normales et listriques de l'arc des Kermadec est interprétée comme étant de l'ordre de 25-30 kilomètres. La propagation de l'extension s'effectue du centre du bassin vers la marge selon le modèle de "*tectonic ablation*" (Davey *et al.*, 1995). La faille la plus jeune est donc celle

qui est la plus près de l'arc. Il est proposé que le paléoenvironnement géodynamique associé au CVN ait été caractérisé par le même type de structures et de géométries des strates avant sa déformation. Le style de la déformation de ce système sera donc fortement dépendant de ces éléments géométriques initiaux.

Le modèle d'évolution tectonique proposé pour le CVN est présenté à la figure 75. Le modèle proposé fait appel à la notion de tectonique inversée ("*inversion tectonics*"; McClay, 1992) qui implique le passage d'un régime tectonique extensif à compressif. Ce changement de régime favorise la réactivation en chevauchement des structures en extension préexistantes. Cette réactivation est d'autant plus facilitée par l'altération hydrothermale qui a affecté toutes les failles synvolcaniques. La figure 75a présente la géométrie schématique pré-déformation qui est associée au rifting de l'arc de Normétal (bassin intra-arc ou arrière-arc). Le stade représenté sur cette figure est ultérieur à la construction du volcan de Normétal et à l'épisode de dépôt de SMV (Fig.60f) et synchrone à la mise en place des roches du bloc de Beaupré. Les roches du bloc de Beaupré sont directement associées à l'épisode de rifting de l'arc alors que les roches plus vieilles du CVN étaient plutôt associées à la construction de l'arc. La nature géochimique plus primitive des roches du bloc de Beaupré ainsi que leur âge plus jeune supporte cette interprétation. Il est proposé que les roches du bloc de Beaupré se seraient mises en place à la faveur des failles synvolcaniques à tendance listrique qui segmentaient le CVN et les unités sous-jacentes. Ces failles synvolcaniques auraient donc une histoire reliée à la fois à l'émission des roches de la Formation de Normétal, à la formation des lentilles de SMV (circulation hydrothermale) et à l'émission des roches du bloc de Beaupré. Plusieurs de ces

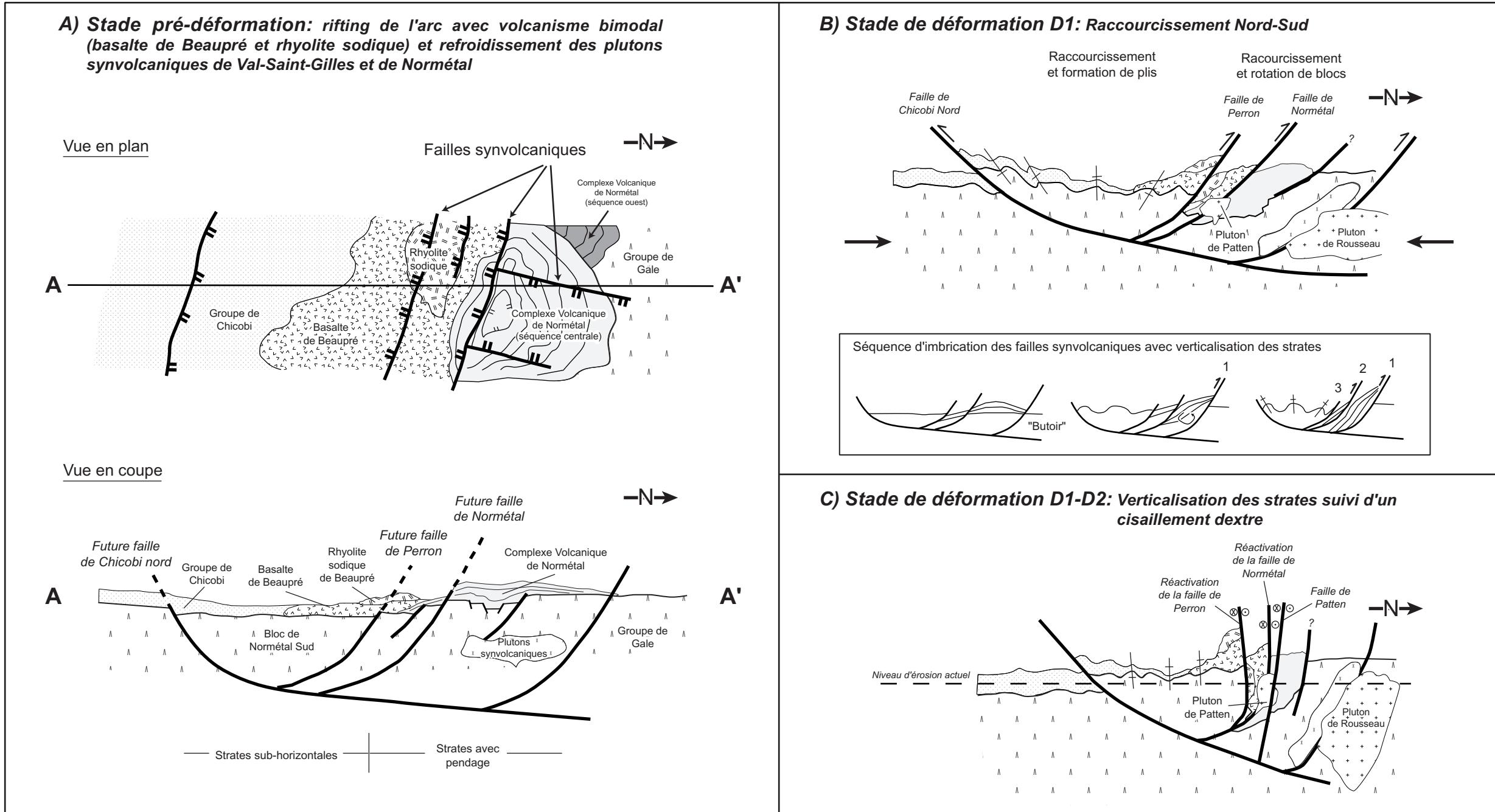


Figure 75. Modèle d'évolution tectonique du CVN et des unités adjacentes. A) Vues en plan et en section du stade pré-déformation. B) Vue en section du premier stade de déformation par raccourcissement et schéma de la séquence d'imbrication des failles synvolcaniques. C) Vue en section du deuxième stade de déformation en cisaillement dextre.

failles sont interprétées comme étant les protofailles qui seront réactivées lors de la compression (faille de Normétal, faille de Perron; Fig. 75a). Le système géodynamique est également caractérisé par des strates subhorizontales au centre des structures de graben et par des strates avec pendage sur les blocs qui bordent ce bassin.

Le système de failles normales à tendance listrique a été réactivé dans un premier temps en faille de chevauchement ou en failles inverses lors de l'épisode de déformation D1 qui est caractérisée par un raccourcissement N-S (Fig. 75b). Les failles synvolcaniques de Chicobi Nord, de Perron et de Normétal sont réactivées en chevauchement à ce stade. La faille de Chicobi nord est considérée comme le plan de décollement majeur auquel sont rattachées les autres failles (Fig. 75b). Cette interprétation est favorisée par la préservation d'une schistosité à pendage compris entre 40 et 50 degrés le long de la faille de Chicobi nord (Lacroix et Sawyer, 1995) alors que l'attitude des autres failles est plutôt sub-verticale. Les profils sismiques de la région montrent cependant que la faille de Boivin, qui est située au nord du pluton de Rousseau, donc au nord du CVN, pourrait aussi être le plan de décollement majeur (Lacroix et Sawyer, 1995).

Lors de la compression, la géométrie listrique des failles favorise la rotation des blocs structuraux de la bordure du bassin, ce qui a pour effet d'accentuer le pendage préexistant des strates. Pour arriver à accentuer la verticalisation des strates, l'ordre de la séquence d'imbrication en failles inverses doit se faire du nord vers le sud. L'imbrication des failles se fait donc de la marge du bassin vers le cœur du bassin (Fig. 75b). Cet ordre de réactivation, qui est l'inverse de celui proposée pour l'ouverture du rift, est favorisée par l'absence de faille dans le bloc au nord du volcan qui agit donc comme un butoir (Fig. 75b).

La première faille réactivée est donc celle en contact avec le volcan. Puis la réactivation est transférée à la faille suivante lorsque le mouvement n'est plus accommodé par la première faille et ainsi de suite. L'imbrication s'est donc effectuée tout d'abord par les failles au nord, puis par la faille de Normétal et enfin par la faille de Perron (Fig. 75b). Cette chronologie de propagation d'imbrication est similaire aux systèmes de failles imbriquées en éventail de type *leading imbricate fan* ou séquence *d'overstep* dans lesquels la propagation des failles se fait de l'avant-pays vers l'arrière-pays (Boyer et Elliott, 1982).

Dans la partie centrale du bassin, l'attitude sub-horizontale des strates favorise le développement de plis P1 plutôt que la rotation des strates en bloc (Fig. 75b). La poursuite et la fin du raccourcissement sont marqués par la verticalisation des strates, des failles et des plans axiaux des plis ainsi que par la mise en place des plutons syntectoniques de Patten et de Rousseau (Fig. 75c).

L'événement de raccourcissement est ensuite suivi de mouvements de décrochement dextre (déformation D2) sur des strates et structures préalablement verticalisées. Ce mouvement de décrochement dextre a pour effet de réactiver encore une fois certaines structures préexistantes comme les failles de Perron et de Normétal en plus de favoriser le développement de nouvelles failles à mouvement exclusivement en décrochement comme la faille de Patten (Fig. 75c).

L'histoire tectonique du CVN est donc marquée par la construction d'un volcan composite associé à un arc volcanique (Fig. 60) qui a par la suite subi un épisode de rifting (Fig. 75a). L'ensemble de ces lithologies ont par la suite subi une déformation dans un premier temps en raccourcissement (Fig. 75b) puis en décrochement dextre (Fig. 75c). Le

modèle de réactivation de failles synvolcaniques en failles inverses (tectonique inversée) pourrait expliquer la verticalisation des strates observée dans la majorité des secteurs de l'Abitibi et ce, sans qu'il y ait nécessairement l'implication de grande failles de chevauchement hors-séquence.

7.4 LOCALISATION DES ZONES DE REMONTÉE HYDROTHERMALE DU CVN

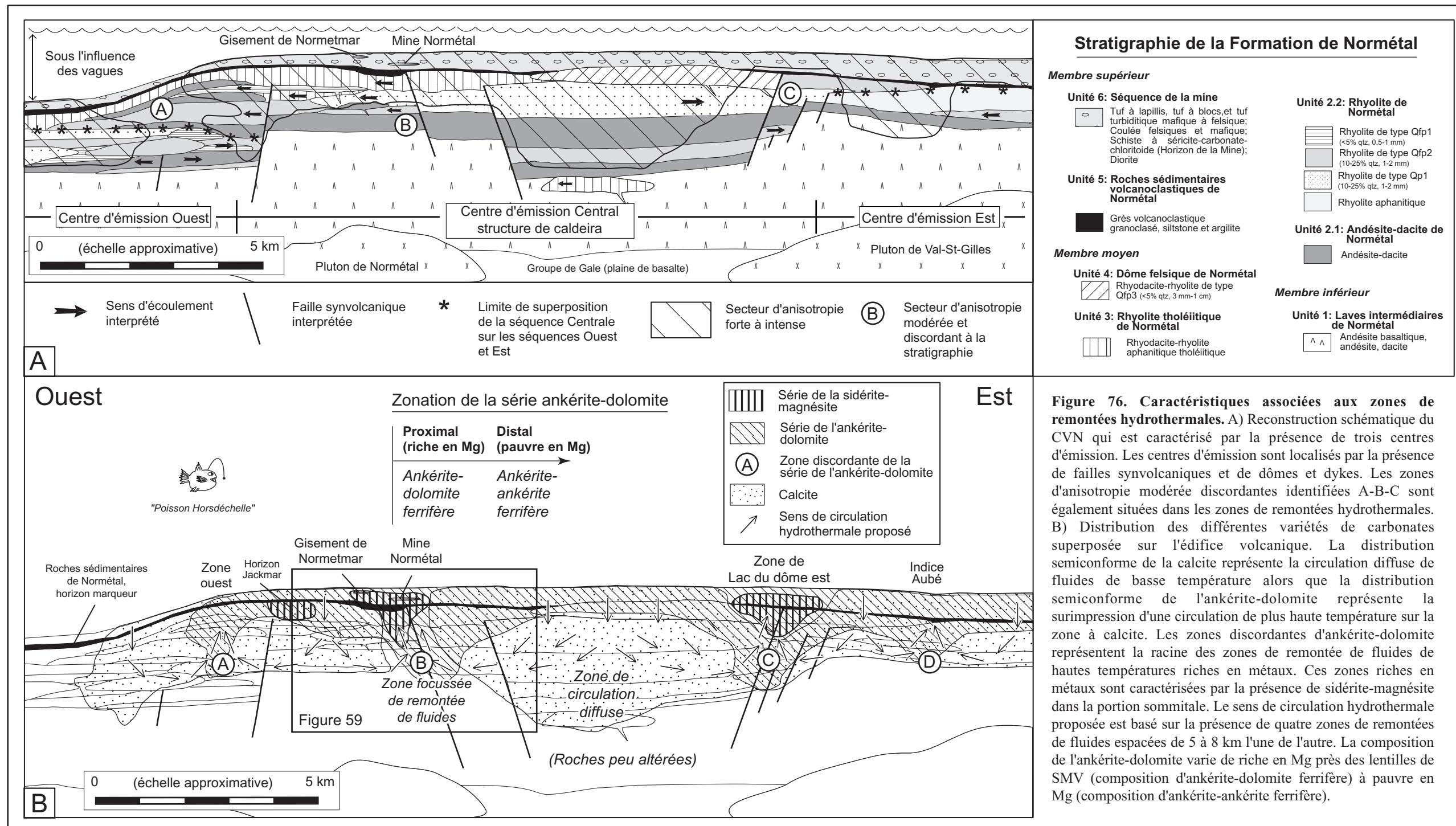
Les fluides hydrothermaux fertiles en métaux sont associés aux zones de circulation hydrothermale qui sont centrées le long de structures synvolcaniques (Franklin *et al.*, 1981; Large, 1992). La reconnaissance de ces zones de remontée hydrothermale (failles synvolcaniques) est donc fondamentale puisqu'elles représentent les zones racines des gisements de SMV. Les résultats des études volcanologique, d'anisotropie et d'altération de la présente recherche permettent de caractériser les zones de remontée de fluides minéralisateurs du Complexe volcanique de Normétal.

7.4.1 Caractérisation volcanologique des zones de remontée hydrothermale

Il est reconnu que généralement, les zones de remontée hydrothermale correspondent également aux secteurs proximaux des centres d'émission volcanique (Gibson et Watkinson, 1990; Vearncombe *et al.*, 1998). Les centres d'émission sont caractérisés par des systèmes de failles synvolcaniques qui, une fois le volcanisme terminé, servent à la remontée des solutions hydrothermales fertiles. La reconstruction de l'édifice volcanique de Normétal basée sur la cartographie des différentes coulées, la variation latérale des

faciès volcaniques et les fermetures de lobes felsiques a permis de documenter la présence de trois centres d'émission (Fig. 32).

Pour le Complexe volcanique de Normétal, la partie proximale des centres d'émission Ouest et Est ainsi que les deux marges de la caldeira sont reconnues par la présence de plusieurs failles synvolcaniques, de dômes endogènes et de dykes et filon-couches (Fig. 76a). Les failles synvolcaniques ont pu être cartographiées (Fig. 23) ou interprétées par la variation de l'épaisseur et de la distribution des unités, le changement de faciès volcanique de chaque côté des dykes protérozoïques et la discontinuité de conducteurs géophysiques. La localisation des trois centres d'émission est également identifiée par la géométrie des coulées et par l'opposition des sens d'écoulement interprétés pour les laves et les produits volcanoclastiques (Fig. 76a). L'interprétation des différents sens d'écoulement des laves du CVN (par exemple, la rhyolite de l'unité 3 sur la figure 19) et particulièrement les sens opposés de fermeture des lobes felsiques (Figs. 19, 20, 27) ont permis de situer les trois centres d'émission. La Mine Normétal est située stratigraphiquement au-dessus d'un secteur de sens d'écoulement opposés (écoulement vers l'ouest, à l'ouest de la mine, et écoulement vers l'est, à l'est de la mine) et sur la marge de la caldeira (Fig. 76a). La présence des gisements de Normétal et de Normetmar sur la marge faillée de la caldeira est en accord avec les interprétations de Gibson et Watkinson (1990) pour le chaudron de Noranda et les observations de Iizasa *et al.* (1999) pour le gisement actif *Sunrise Deposit*, qui est associé à la caldeira de Myojin Knoll de l'arc Izu-Bonin.



7.4.2 Caractérisation de l'anisotropie secondaire associée aux zones de remontée hydrothermale

L'hétérogénéité de l'anisotropie secondaire permet également de localiser les zones de remontée de fluides minéralisateurs du Complexe volcanique de Normétal. Le sommet du Complexe volcanique de Normétal est caractérisé par une anisotropie secondaire forte à intense qui est recoupée par des zones discordantes d'anisotropie modérée (Fig. 76a). Les zones d'anisotropie forte à intense correspondent à l'altération où domine les phyllosilicates (séricite-chloritoïde) et aux roches volcanoclastiques de l'unité 6 (Fig. 72c). L'anisotropie secondaire forte à intense est cependant distribuée sur la majorité de l'étendue latérale du CVN et est donc peu utile à la localisation des gisements. A l'opposée, les zones discordantes d'anisotropie secondaire modérée marquent les zones de remontée de fluides qui sont associées aux minéralisations. Les zones discordantes d'anisotropie modérée sont caractérisées par la présence des carbonates de la série de l'ankérite-dolomite (Fig. 72b). Les zones de remontée de fluides ne sont donc pas marquées par les secteurs où l'anisotropie secondaire est forte ou intense mais plutôt par les zones discordantes d'anisotropie secondaire modérée (Fig. 76a).

7.4.3 Distribution du carbonate et localisation des zones de remontée hydrothermale

La distribution des différents types de carbonate ainsi que les variations internes de la composition chimique de chaque type permet également de localiser les zones de remontée de fluides minéralisateurs. La représentation schématique de la distribution des différents carbonates et de leur zonation chimique superposée sur l'édifice volcanique

montre la géométrie semiconforme de la calcite et de la série de l'ankérite-dolomite ainsi que la nature discordante de certaines zones de la série de l'ankérite-dolomite (identifiées par les lettres A-B-C-D) et de la série de la sidérite-magnésite (Fig. 76b).

Les zones discordantes d'ankérite-dolomite et de sidérite-magnésite marquent la localisation des zones de remontée de fluides (Fig. 76b). Ces zones discordantes riches en Fe-Mg-Mn sont généralement interprétées comme représentant des zones focussées de remontée et de décharge de fluides hydrothermaux de hautes températures riches en métaux de bases (Morton et Nebel, 1984; Osterberg *et al.*, 1987; Barrett et MacLean, 1994).

Dans le Complexe volcanique de Normétal, quatre zones de décharge de fluides espacées de 5-8 km et qui correspondent aux zones discordantes d'ankérite-dolomite qui possèdent des dimensions de 2 à 4 km sont reconnues (zones ouest, Normétal, Lac du dôme est et Aubé; Fig. 76b). Ces observations géométriques sont en accord avec les zones de décharges de fluides espacées aux 5 km qui sont reconnues dans le district de Panorama qui s'étend latéralement sur un peu plus de 25 km en Australie de l'Ouest (Brauhart *et al.*, 1998).

Des quatre zones reconnues, les deux zones qui sont situées sur les marges ouest et est de la caldeira de l'édifice volcanique (zones de Normétal et de Lac du dôme est) sont les zones racines de zones à sidérite-magnésite qui marquent la présence des sulfures (Fig. 76b). La zone de sidérite-magnésite centrale englobe les cheminées d'altération des gisements de Normétal et de Normetmar alors que la petite zone à l'ouest de celle-ci est associée avec l'horizon non-économique à pyrite-sphalerite de Jackmar (Tessier, 1991). La zone à sidérite-magnésite de Lac du dôme est contient localement de la chalcopyrite et de la

pyrite qui ont été interceptées en forage (Tessier, 1991). L'association de sidérite avec les sulfures est en accord avec sa présence dans les cheminées d'altération des gisements abitibiens de Mattabi (Franklin *et al.*, 1975) et de South Bay (Urabe et Scott, 1983) et les mines australiennes Teutonic Bore (Hallberg et Thompson, 1985) et Prince Lyell (Hendry, 1981) alors que la sidérite elle-même forme le minerai à la Mine Helen en Abitibi (Morton et Nebel, 1984).

À un niveau d'observation plus avancé, les zonations chimiques de la série de l'ankérite-dolomite dans la zone d'altération semiconforme régionale peuvent également fournir un vecteur de proximité des gisements de SMV. Les résultats de l'étude à la microsonde du rapport Fe/Fe+Mg pour la série de l'ankérite-dolomite ont permis d'observer la présence de dolomite ferrifère-ankérite (membres riches en Mg de la série) près des lentilles de sulfures et la présence d'ankérite ferrifère-ankérite (membres riches en Fe de la série) en s'éloignant des sulfures (Figs. 59, 76b). L'enrichissement en Mg et l'appauvrissement en Fe-Mn de la série de l'ankérite-dolomite forment des zones de 2-4 km localisées sur les deux marges de la caldeira du CVN, soit dans les zones de Normétal et de Lac du dôme est (Fig. 54).

Ces résultats sont en accord avec les observations de Urabe et Scott (1983) à la Mine South Bay qui ont documenté une augmentation du contenu en Mg et une diminution du contenu en Fe de l'ankérite-dolomite à une distance de 500 m à 1 km du gisement. La dimension latérale de la zone d'ankérite-dolomite riche en Mg à la Mine South Bay qui contenait 1,45 Mt de minerais est de 1 à 2 km alors que la dimension de la même zone qui est associée à la Mine Normétal qui contenait 10,1 Mt de minerais est de 2 à 4 km (Fig. 59). L'existence d'un lien entre les dimensions de la zonation et le tonnage des gisements n'est

pas connu, cependant la dimension de cette zone pourrait représenter l'intensité et la persistance du système hydrothermal et donc sa capacité à transporter et précipiter des métaux de façon significative et économique.

La proximité des sulfures est donc marquée par des zones discordantes de 1 à 2 km de sidérite-magnésite qui sont entourées par des zones semiconformes de 2 à 4 km d'ankérite-dolomite riche en Mg et par des zones racines discordantes d'ankérite-dolomite (Figs. 59, 76b).

CHAPITRE 8

CONCLUSION

La méthode employée dans cette étude, une approche multidisciplinaire à l'échelle régionale, a montré qu'il est possible de reconstruire le paléoenvironnement volcanique et géodynamique des contextes de SMV déformés. L'obscurcissement des caractéristiques primaires par la déformation a été compensé par l'observation des liens d'interdépendances qui existent entre le volcanisme, l'hydrothermalisme et la déformation. La notion d'interdépendance, soit l'influence des éléments existants (l'héritage géologique) sur le développement des éléments ultérieurs, a permis de reconstruire l'évolution complète du Complexe volcanique de Normétal, de son édification, à sa minéralisation, à sa déformation.

La contribution significative de cette étude se divise en quatre points. Tout d'abord, cette recherche a permis de développer une méthode de caractérisation de la déformation par traitement d'images (IAC). Cette méthode demande toutefois à être appuyée dans d'autres études et son utilisation possible pour des assemblages minéraux autres que ceux du schiste vert reste à être étudiée. La variation du contenu en phyllosilicates des roches pourrait notamment modifier les résultats.

Cette étude permet également de positionner le CVN par rapport à l'évolution tectonique globale de l'Abitibi. Le Complexe volcanique de Normétal est maintenant reconnu comme

un volcan composite d'affinité géochimique transitionnelle qui est associé à un arc volcanique. Les caractéristiques volcaniques, géochimiques et tectoniques décrites, situent le CVN dans une zone intermédiaire entre le volcanisme d'arc calco-alcalin du Groupe d'Hunter Mine au sud et le volcanisme tholéïtique primitif de la région arrière-arc de Joutel et de Matagami au nord. Cette étude permet aussi de documenter la période de rifting de l'arc qui marque la fin du premier cycle volcanique de la Zone volcanique Nord de l'Abitibi. Les résultats nous permettent de proposer que le Complexe volcanique de Normétal est un équivalent ancien des volcans sous-marins associés aux arcs océaniques qui sont situés dans la zone de transition entre une subduction océan-océan et une subduction océan-continent comme la caldera de Myojin Knoll de l'arc d'Izu-Bonin ou les volcans Brothers et Rumbles de l'arc de Kermadec.

Le troisième impact de cette étude concerne la compréhension des processus de formation des gisements de SMV de type Mattabi, qui sont caractérisés par une altération à carbonates-séricite-aluminosilicates. Cette étude a permis de localiser le gisement de Normétal sur la marge faillée de la caldeira du complexe volcanique. Cette zone faillée, est une des zones de remontée hydrothermale discordantes qui recoupent l'altération régionale semiconforme et qui sont caractérisées par les carbonates de fer. Ces zones à carbonates de fer qui sont plus résistantes à la déformation sont caractérisées par une anisotropie modérée qui se démarque des zones à phyllosilicates d'anisotropie forte à intense. Il a été démontré que les zones discordantes et concordantes sont aussi caractérisées par une zonation de la chimie interne des carbonates. Sur ce point, l'utilisation des zonations de la chimie interne des carbonates dans d'autres complexes volcaniques afin de localiser les zones proximales

aux gisements demande à être testée. La présence d'assemblages minéralogiques différents pourrait peut être changer les échanges chimiques avec le carbonate, provoquant ainsi des zonalités différentes.

Dans un dernier temps, les résultats ont permis de documenter et de développer des métallotectes utiles à l'exploration minérale dans des contextes géologiques similaires. Les métallotectes d'échelle kilométrique développées dans cette étude incluent :

- 1) La présence centrée des gisements dans la zone de divergence des sens majeurs d'écoulement volcanique (centres d'émission volcanique).
- 2) La localisation des gisements dans la portion sommitale des failles synvolcaniques qui bordent la caldeira.
- 3) L'association spatiale des gisements avec les unités volcanoclastiques de la partie sommitale du CVN.
- 4) La présence de zones discordantes de 2 à 4 km d'ankérite-dolomite, qui sont les zones racines de zones à sidérite-magnésite de moins de 2 km qui sont associées aux gisements ou à la présence de sulfures.
- 5) La zonation latérale interne de la chimie de l'ankérite-dolomite qui passe de riche en Mg et pauvre en Fe-Mn près des gisements à riches en Fe-Mn et pauvre en Mg en s'éloignant des minéralisations, documentant ainsi un vecteur proximal-distal d'ordre kilométrique dans la zone semiconforme de 30 km.
- 6) L'anisotropie secondaire forte est reliée aux zones de séricitisation alors que l'anisotropie secondaire faible est reliée aux zones de silicification ou de carbonatation.

- 7) Les zones discordantes d'anisotropie secondaire modérée qui recoupent les zones régionales d'anisotropie secondaire forte marquent les secteurs de remontée de fluides riches en métaux.

L'approche multidisciplinaire et à l'échelle régionale qui est utilisée dans cette recherche, pourra donc servir à positionner d'autres complexes volcaniques de la zone volcanique nord à l'intérieur du modèle d'évolution tectonique globale de l'Abitibi. Si le contexte géologique de ces autres complexes est similaire à celui du Complexe volcanique de Normétal, le potentiel de découverte pourra être augmenté en utilisant les résultats de cette recherche. Les métallotectes décrits servent donc à trouver d'autres gisements de SMV dans des complexes d'arc caractérisés par une altération à carbonate-séricite-aluminosilicates et une déformation, qui localement peut être intense.

RÉFÉRENCES

- Allen, R.L. 1992. Reconstruction of the tectonic, volcanic, and sedimentary setting of strongly deformed Zn-Cu massive sulfide deposits at Benambra, Victoria. *Economic Geology*, **87**, 825-854.
- Alt, J.C. 1999. Hydrothermal Alteration and Mineralization of Oceanic Crust: Mineralogy, Geochemistry, and Processes. Dans : Barrie, C.T., Hannington, M.D. (Éditeurs), *Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. *Reviews in Economic Geology*, **8**, 133-155.
- Antonuk, C.N., Mareschal, J.C. 1992. Preliminary gravity modelling along LITHOPROBE seismic reflection profiles 28 and 29, Northern Abitibi Subprovince. Dans : *Lithoprobe Abitibi-Grenville project, rapport 33*, 145-146.
- Arth, J.G. 1979. Some trace elements in trondhjemites – their implications to magmas genesis and paleotectonic setting. Dans : Barker, F. (Éditeur), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier Scientific Publishing Co., New York, 123-132.
- Ashley, P.M., Dudley, R.J., Lesh, R.H., Marr, J.M., Ryall, A.W. 1988. The Scuddles Cu-Zn prospect, an Archean volcanogenic massive sulphide deposit, Golden Grove district, Western Australia. *Economic Geology*, **83**, 918-951.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H. 1999. Volcanic sequences, Lithogeochemistry, and Hydrothermal Alteration in Some Bimodal Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems. Dans: Barrie, C.T., Hannington, M.D. (Éditeurs), *Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. *Reviews in Economic Geology*, **8**, 101-131.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H. 1994. Gisements de sulfures massifs de la région de Rouyn-Noranda. Ministère Énergie et Ressources du Québec, ET 93-01, 115 p.
- Barrie, C.T., Hannington, M.D. 1999. Classification of Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits Based on Host-Rock Composition. Dans: Barrie, C.T., Hannington, M.D. (Éditeurs), *Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. *Reviews in Economic Geology*, **8**, 1-11.
- Barrie, C.T., Ludden, J.N., Green, T.H. 1993. Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, **88**, 1341-1358.
- Bédard, L.P., Ludden, J.N. 1997. Nd-isotope evolution of Archaean plutonic rocks in southeastern Superior Province. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **34**, 286-298.
- Bédard, L.P., Barnes, S.-J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, **14**, 479-484.
- Bertrand, C., Hutchinson, R.W. 1973. Metamorphism at the Normétal mine, northwestern Quebec. *CIM Bulletin*, 68-76.
- Best, M. G. 1982. Igneous and metamorphic petrology. W. H. Freeman and Company, New York, 630 p.
- Bickle, M. J., Powell, R. 1977. Calcite-dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates. The Glockner area of the Tauern window, Austria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **59**, 281-292.

- Binns, R.A., Scott, S.D. 1993. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the Eastern Manus back-arc basin, Papua New Guinea. *Economic Geology*, **88**, 2226-2236.
- Bogoch, R. 1971. Moitié sud du Canton de Perron, comté d'Abitibi-Ouest. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, RG-143, 16 p.
- Bons, P., Jessell, M.W. 1996. Image analysis of microstructures in natural and experimental samples. Dans : D. G. De Paor (éditeur), *Structural geology and personal computers, Computer methods in the geosciences*, volume 15, Pergamon, Elsevier Science, Londre, 135-166.
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Boyer, S.E., Elliott, D. 1982. Thrust Systems. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**, no 9, 1196-1230.
- Brauhart, C.W., Groves, D.I., Morant, P. 1998. Regional alteration systems associated with volcanogenic massive sulphide mineralization at Panorama, Pilbara, Western Australia. *Economic Geology*, **93**, 292-302.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., Ryerson, F.J. 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th : implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**, 327-339.
- Brown, W.L. 1948. Normetal mine: Structural geology and Canadian ore deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Symposium de la division géologique, 683-692.
- Burrows, D.R., Spooner, E.T.C. 1989. Relationships between Archean Gold Quartz Veins-Shear Zone Mineralization and Igneous Intrusions in the Val d'Or and Timmins Areas, Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology*, Monograph 6, 424-444.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F. 1987. Types of mineralization related to fluorine-rich silicic lava flows and domes. *Geological Society of America Special Paper* 212, 103-109.
- Cas, R.A.F. 1992. Submarine volcanism : Eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock succession to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **87**, 511-541.
- Cas, R.A.F., Allen, R.L., Bull, S.W., Clifford, B.A., Wright, J.V. 1990. Subaqueous, rhyolitic dome-top tuff cones : a model based on the Devonian Bunga Beds, southeastern Australia and modern analogue. *Bulletin of Volcanology*, **52**, 159-174.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V. 1987. *Volcanic successions-Modern and ancient*. Allen Unwin, Londre, 529 p.
- Chartrand, F., Cattalani, S. 1990. Massive sulfide deposits in northwestern Quebec. Dans: M. Rive, P Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin and A. Simard (Éditeurs), *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois*, Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume spécial 43, 77-91.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., Mortensen, J.K. 1992. Tectonic evolution of the northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **29**, 2211-2225.

- Cousineau, P., Dimroth, E. 1982. Interpretation of the relation between massive, pillow and brecciated facies in an Archean submarine andesite volcano-Amulet andesite, Rouyn-Noranda, Canada. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **13**, 83-102.
- Dadd, K. A. 1992. Structures within large volume rhyolite lava flows of the Devonian Comerong Volcanics, southeastern Australia, and the Pleistocene Ngongotaha lava dome, New Zealand. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **54**, 33-51.
- Daigneault, R. 1995. Structural investigation of the Normétal properties. *Rapport interne, Falconbridge Limitée*, 26 p.
- Daigneault, R. 1991. Déformation et cisaillement concept et applications. Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines), Québec, DV 89-16, 49 p.
- Daigneault, R., Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. Dans : M. Rive, P Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin et A. Simard (Éditeurs), La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois, Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume spécial 43, 43-64.
- Dallaire, K. 1998. Caractérisation de la déformation de l'indice Perron, Abitibi, Québec. Projet de fin d'études, Université du Québec à Chicoutimi, 55 p.
- Darrozes, J., Gaillot, P., de Saint-Bланquat, M., Bouchez, J-L. 1997. Software for multi-scale image analysis : The normalized optimized anisotropic wavelet coefficient method. *Computers and Geosciences*, **23**, numéro 8, 889-895.
- Davey, F. J., Henrys, S. A., Lodolo, E. 1995. Asymmetric rifting in a continental back-arc environment, North Island, New Zealand. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **68**, 209-238.
- Davis, W.J., Lacroix, S., Gariépy, C., Machado, N. 2000. Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince : significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **37**, 117-133.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1967. Rock-Forming minerals. Longmans, Green and co ltd, Londre, v. 5 non-silicates, cinquième impression, p. 227-301.
- de Rosen-Spence, A.F., Provost, G., Dimroth, E., Gochnauer, K., Owen, V. 1980. Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary equivalents. *Precambrian Research*, **12**, 43-77.
- Dimroth, E., Yamagishi, H. 1987. Criteria for the recognition of ancient subaqueous pyroclastic rocks. *Report of the Geological Survey of Hokkaido*, **58**, 55-88.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part 1: stratigraphic and paleogeographic model. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **19**, 1729-1758.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M., Sanchagrin, Y. 1978. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **15**, 902-918.

- Dong, P. 1997. Implementation of mathematical morphological operations for spatial data processing. *Computers and Geosciences*, **23**, numéro 1, 103-107.
- Dostal, J., Mueller, W.U. 1997. Komatiitic flooding of a rifted Archean rhyolitic arc complex: Geochemical signature and tectonic significance of the Stoughton-Roquemaure Group, Abitibi greenstone belt, Canada. *Journal of Geology*, **105**, 545-563.
- Dostal, J., Mueller, W.U. 1996. An Archean oceanic felsic dyke swarm in a nascent arc: the Hunter Mine Group, Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **72**, 37-57.
- Doucet, P., Mueller, W., Chartrand, F. 1998. Alteration and ore mineral characteristics of the Archean Coniagas massive sulfide deposit, Abitibi belt, Quebec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **35**, 620-636.
- Drummond, M.S., Defant, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 21503-21521.
- Dubé, L.-M. 1993. Géologie de la région de Joutel (Abitibi). Ministère Énergie et Ressources du Québec, ET 90-12, 47 p.
- Eastoe, C.J., Solomon, M., Walshe, J.L. 1987. District-scale alteration associated with massive sulfide deposits in the Mount Read Volcanics, Western Tasmania. *Economic Geology*, **82**, 1239-1258.
- Fabbri, A.G. 1984. Image processing of geological data. Dans : D. F. Merriam (éditeur), Computer methods in the geosciences, volume 3, Van Nostrand Reinhold Company, New York, 244 p.
- Feng, R., Kerrich, R. 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada : Implications for tectonic history and source regions. *Chemical Geology*, **98**, 23-70.
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Sciences Reviews*, **1**, 287-298.
- Fisher, R.V. 1961. Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **72**, 1409-1414.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U. 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, New-York, 472 p.
- Fitton, N.C., Cox, S.J.D. 1998. Optimising the application of the Hough transform for automatic feature extraction from geoscientific images. *Computers and Geosciences*, **24**, numéro 10, 933-951.
- Fouquet, Y., von Stackelberg, U., Charlou, J.-L., Erzinger, J., Herzig, P.M., Muhe, R., Wiedicke, M. 1993. Metallogenesis in back-arc environments : The Lau Basin example. *Economic Geology*, **88**, 2154-2181.
- Franklin, J.M. 1998. Jim Franklin symposium : The direction of VMS Research into the 21st Century. The Gangue, Association Géologique du Canada, Division des Gîtes Minéraux, 58, p. 4.
- Franklin, J.M. 1996. Gîtes de sulfures massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques. Dans : O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair and R.I. Thorpe (Éditeurs), *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada* : Association Géologique du Canada, *Geology du Canada*, No. 8, 174-202.

- Franklin, J. M. 1990. Volcanic-associated massive sulphide deposits. Dans : S.E. Ho, F. Robert, D.I. Groves (Éditeurs), Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment, Notes de cours, Key Centre, University of Western Australia, publication no. 24, 211-241.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W., Sangster, D.F. 1981. Volcanic associated massive sulphide deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 485-627.
- Franklin, J.M., Kasarda, J., Poulsen, K.H. 1975. Petrology and chemistry of the alteration zone of the Mattabi massive sulfide deposit. *Economic Geology*, **70**, 63-79.
- Galley, A.G. 1993. Characteristics of semi-conformable alteration zones associated with volcanogenic massive sulphide districts. *Journal of Geochemical Exploration*, **48**, 175-200.
- Galley, A.G. 1996. Geochemical characteristics of subvolcanic intrusions associated with Precambrian massive sulphide districts. Dans : Wyman, D., A. (Éditeur), Trace element geochemistry of volcanic rocks : applications for massive sulphide exploration. Association Géologique du Canada, Division des gîtes minéraux, notes de cours, Winnipeg, volume **12**, 239-278.
- Galley, A.G., Breemen, O., Franklin, J.M. 2000. The relationship between intrusion-hosted Cu-Mo mineralization and the VMS deposits of the Archean Sturgeon Lake mining camp, northwestern Ontario. *Economic Geology*, **95**, 1543-1550.
- Gagnon, Y. 1983. Étude pétrographique et géochimique des roches volcaniques acides du canton Clermont, Abitibi-ouest, Québec. Mémoire de maîtrise, École Polytechnique, Montréal, 228 p.
- Gibson, H.L., Gamble, A.P.D. 2000. A reconstruction of the volcanic environment hosting Archean seafloor and subseafloor VMS mineralization at the Potter mine, Munro township, Ontario, Canada. Dans : Gemmel, B.J.P., *Volcanic Environments and Massive Sulfide Deposits*, University of Tasmania/CODES, 65-66.
- Gibson, H.L., Morton, R., Hudak, G. 1999. Submarine Volcanic Processes, and Environments Favorable for the Location of Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits. Dans : Barrie, C.T., Hannington, M.D. (Éditeurs), *Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits : Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. *Reviews in Economic Geology*, **8**, 13-51.
- Gibson, H.L., Watkinson, D.H., Watkins, J.J., Labrie, M., Doiron, G. 1993. Volcanological reconstruction of the Corbet breccia pile and Cu-Zn massive sulphide deposit, Noranda, Quebec. *Exploration and Mining Geology*, **2**, 1-16.
- Gibson, H.L., Watkinson, D.H. 1990. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Québec. Dans : M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin and A. Simard (Éditeurs), *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois*, Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume spécial 43, 119-132.
- Gilman, W.F. 1961. Rapport préliminaire sur le canton DesMeloizes, comté d'Abitibi-Ouest, Québec. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RR-462, 15 p.
- Goodchild, J.S., Fueten, F. 1998. Edge detection in petrographic image using the rotating polarizer stage. *Computers and Geosciences*, **24**, numéro 8, 745-751.

- Goodwin, A.M., Ridler, R.H. 1970. The Abitibi orogenic belt. Dans : Baer, A., J. (Éditeur), Basin and Geosynclines of the Canadian Shield. Commission Géologique du Canada, papier 70-40, 1-30.
- Goutier, J., Lacroix, S. 1992. Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 92-06.
- Greene, H.G., Macfarlane, A., Johnson, D.P., Crawford, A.J. 1988. Structure and tectonics of the Central New Hebrides arc. Dans : Greene, H.G., Wong, F.L. (Éditeurs), Geology and offshore resources of Pacific island arcs-Vanuatu region, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, Houston, Texas, **8**, 377-412.
- Gunning, H.C. 1937. Région de Cadillac, Québec. Commission Géologique du Canada, mémoire 206, 86 p.
- Gunning, H.C. 1941. Région de Bousquet-Joannès, Québec. Commission Géologique du Canada, mémoire 231, 127 p.
- Halbach, P., Pracejus, B., Märten, A. 1993. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the Central Okinawa trough, Japan. *Economic Geology*, **88**, 2210-2225.
- Hallberg, J.A., Thompson, J.F.H. 1985. Geologic setting of the Teutonic Bore massive sulfide deposit, Archean Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*, **80**, 1953-1964.
- Hanmer, S., Passchier, C. 1991. Shear-sense indicators: a review. Commission géologique du Canada, papier 90-17, 72 p.
- Hannington, M.D., Barrie, C.T., Bleeker, W. 1999. The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada : Preface and Introduction. Dans : Hannington, M.D., Barrie, C.T. (Éditeurs), The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology Monograph* **10**, 1-30.
- Hendry, D.A.F. 1981. Chlorites, phengites, and siderites from the Prince Lyell ore deposit, Tasmania, and the origin of the deposit. *Economic Geology*, **76**, 285-303.
- Herzig, P.M., Hannington, M.D. 1995. Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor, A review. *Ore Geology Reviews*, **10**, 95-115.
- Hey, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *The Mineralogical Magazine and Journal of the mineralogical Society*, **30**, no. 224, 277-292.
- Hochstaedter, A.G., Gill, J.B., Morris, J.D. 1990. Volcanism in the Sumisu Rift II. Subduction and non-subduction related components. *Earth and Planetary Science Letters*, **100**, 195-209.
- Hudak, G.J. 1996. The physical volcanology and hydrothermal alteration associated with late caldera and volcaniclastic rocks and volcanogenic massive sulfide deposits in the Sturgeon Lake region of northwestern Ontario, Canada. Thèse de doctorat, Université du Minnesota, 457 p.
- Iizasa, K., Fiske, R.S., Ishizuka, O., Yuasa, M., Hashimoto, J., Ishibashi, J., Naka, J., Horii, Y., Fujiwara, Y., Imai, A., Koyama, S. 1999. A Kuroko-type polymetallic sulfide deposit in a submarine silicic caldera. *Science*, **283**, 975-977.

- Ishibashi, J.I., Urabe, T. 1995. Hydrothermal activity related to arc-backarc magmatism in the western Pacific. Dans : Taylor, B. (Éditeur), Backarc basins : Tectonics and magmatism, Plenum Press, New York, 451-495.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. et Horiuchi, M. 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite alteration haloes. *Mining Geology*, **26**, 105-117.
- Jenner, G.A. 1996. Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. Dans : Wyman, D.A. (Éditeur), Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration : Association Géologique du Canada, notes de cours, Winnipeg, volume 12, 51-77.
- Kano, K., Takeuchi, K., Yamamoto, T., Hoshizumi, H. 1991. Subaqueous rhyolite block lavas in the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **46**, 241-253.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Dunn, T. 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, 111-134.
- Kerrich, R., Wyman, D.A. 1997. Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**, 465-487.
- Kieffer, G. 1995. Les grands types de structures volcaniques, exemple de l'Etna. Dans : Bourdier, J.-L. (Éditeur), Le Volcanisme, Manuels et méthodes No. 25, BRGM, Orleans, France, 206-211.
- Knipe, R.J. 1989. Deformation mechanism - Recognition from natural tectonites. *Journal of structural geology*, **11**, 127-146.
- Labbé, J-Y., Daigneault, R., Cousineau, P. A. 1992. Déformation coaxiale en bordure de la discontinuité structurale de Lyndhurst, sous-province de l'Abitibi. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **29**, 783-792.
- Lacroix, S., Sawyer, E.W., Chown, E.H. 1998. Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting : an example from the late Archean Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology*, **20**, 43-59.
- Lacroix, S., Sawyer, E.H. 1995. An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt : structural and seismic evidence. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **32**, 97-112.
- Lafrance, B., Mueller, W.U., Daigneault, R., Dupras, N. 2000. Evolution of a submerged composite arc volcano : volcanology and geochemistry of the Normétal volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Precambrian Research*, **101**, 277-311.
- Lafrance, B., Moorhead, J., Davis, D.W. 2003. Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Ministère des Ressources naturelles, ET 2002-07.
- Large, R.R. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits : Features, styles, and genetic models. *Economic Geology*, **87**, 471 - 510.

- Latulippe, M. 1976. Excursion géologique, Val d'Or, Malartic. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-367, 124 p.
- LeMaitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., LeBas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R., Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications Oxford, England, 193 p.
- Lesher, C.M., Goodwin, A.M., Campbell, I.H., Gorton, M.P. 1986. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province. Revue Canadienne des Sciences de la Terre, **23**, 222-237.
- Lessard, P. 1995. Rapport général 1994 sur la propriété Normétal-Cominco-Aubé, projet 08-733, N.T.S. 32D/14, 32E/03. Rapport interne, Falconbridge Limitée, 36 p.
- Lister, G.S., Williams, P.F. 1983. The partitioning of deformation in flowing rock masses. Tectonophysics, **92**, 1-33.
- Lowe, D.R. 1982. Sedimentary gravity flows : II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentology and Petrology, **52**, 279-297.
- Ludden, J., Francis, D., Allard, G. 1984. The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. Dans : Chown, E.H., Guha, J. (Éditeurs), Chibougamau-Stratigraphy and mineralization, Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, volume spécial 34, 20-34.
- Ludden, J., Hubert, C., Gariépy, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. Géological Magazine, **123**, 153-166.
- MacFarlane, A., Carney, J.N., Crawford, A.J., Greene, H.G. 1988. Vanuatu-A review of the onshore geology. Dans : Greene, H.G., Wong, F.L. (Éditeurs), Geology and offshore resources of Pacific island arcs-Vanuatu region, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, Houston, Texas, 8, 45-91.
- MacLean, W.H. 1990. Mass change calculations in altered rock series. Mineralium Deposita, **25**, 44-49.
- MacLean, W.H., Hoy, L.D. 1991. Geochemistry of hydrothermally altered rocks at the Horne mine, Noranda, Quebec. Economic Geology, **86**, 506-528.
- Manley, C.R. 1996. Physical volcanology of a voluminous rhyolite lava flow : The Badlands lava, Owyhee Plateau, southwestern Idaho. Journal of Volcanological and Geothermal Research, **71**, 129-153.
- Manley, C.R. 1992. Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas : implications of numerical modeling results. Journal of Volcanological and Geothermal Research, **53**, 27-46.
- Mawdsley, J.B. 1930. Desmeloizes Area, Abitibi district, Quebec. Dans : Summary Report, 1928, Part C, Geological Survey, Canada, Department of Mines, 28c-82c.
- McClay, K.R. 1992. Glossary of thrust tectonics terms. Dans : McClay, K. R. (Éditeur), Thrust Tectonics, Chapman et Hall, 419-433.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. 1993. Volcanic textures : a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for ore deposit and Exploration Studies University of Tasmania, Hobart, Tasmania, 196 p.

- Monzier, M., Robin, C., Eissen, J-P. 1994. Kuwae (1425 A.D.) : the forgotten caldera. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **59**, 207-218.
- Moorhead, J., Tremblay, A., Pelz, P. 1996. Résultats préliminaires d'une étude structurale à la mine Louvicourt. Programme et résumés, MRNQ, DV 96-02.
- Mortensen, J.K. 1993a. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1 : Chibougamau-Matagami-Joutel. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **30**, 11-28.
- Mortensen, J.K. 1993b. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2 : Noranda-Kirkland Lake area. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **30**, 29 - 41.
- Morton, R.L., Franklin, J.M. 1987. Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **82**, 1057-1063.
- Morton, R.L., Nebel, M.L. 1984. Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks at the Helen siderite deposit, Wawa, Ontario. *Economic Geology*, **79**, 1319-1333.
- MRN, 1976. Industrie Minière du Québec – 1975. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, V 003, p. 34.
- Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K., Chown, E.H. 1996. Archean terrane docking : upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, **265**, 127-150.
- Mueller, W., Donaldson, J.A. 1992. Development of sedimentary basins in the Abitibi belt : an overview. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **29**, 2249-2265.
- Mueller, W., White, J.D.L. 1992. Felsic fire-fountaining beneath Archean seas: pyroclastic deposits of the 2730 Ma Hunter Mine Group, Quebec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **54**, 117-134.
- NACSN, 1986. Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'énergie et des Ressources du Québec, DV 86-02. Traduit de : North American Stratigraphic Code. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, **67**, 841-875 (1983).
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **38**, 757-773.
- Nicolas, A. 1989. Principes de tectonique. Masson éditeur, Paris, 223 p.
- Offler, R., Whitford, D.J. 1992. Wall-rock alteration and metamorphism of a volcanic-hosted massive sulfide deposit at the Que River, Tasmania : Petrology and mineralogy. *Economic Geology*, **87**, 686-705.
- Osterberg, S.A., Morton, R.L., Franklin, J.M. 1987. Hydrothermal alteration and physical volcanology of Archean rocks in the vicinity of the Headway-Coulee massive sulfide occurrence, Onaman area, Northwestern Ontario. *Economic Geology*, **82**, 1505-1520.
- Paradis, S., Ludden, J., Gélinas, L. 1988. Evidence for contrasting spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the la te Archean Blake River group, Abitibi, Québec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **25**, 134-144.

- Parson, L. M., Wright, I. C., 1996. The Lau-Havre-Taupo back-arc basin : A southward-propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading. *Tectonophysics*, **263**, 1-22.
- Péloquin, S. 1994. Summary report of the 1994 geological mapping on the Normétal properties. NTS: 32D/14, 32E/3. Rapport interne, Falconbridge Limitée, 68 p.
- Peter, J.M., Goodfellow, W.D. 1996. Mineralogy, bulk and rare earth element geochemistry of massive sulfide-associated hydrothermal sediments of the Brunswick Horizon, Bathurst Mining Camp, New Brunswick. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*, **33**, 252-283.
- Picard, C., Piboule., M. 1986a. Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec) 1. Le Groupe basal de Roy. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **23**, 561-578.
- Picard, C., Piboule., M. 1986b. Pétrologie des roches volcanique du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec) 1. Le Groupe hautement potassique d'Opémisca. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **23**, 1169-1189.
- Piché, M. 1991. Synthèse géologique et métallogéniques du camp minier de Matagami, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi. 250 P.
- Pilote, P., Moorhead, J., Mueller, W. 2000. Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, ceinture de l'Abitibi : volcanologie physique et évolution métallogénique. Dans : Pilote, P. (Éditeur), *Géologie de la région de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi – volcanologie physique et évolution métallogénique*, Ministère des Ressources Naturelles, MB 2000-09, 1-20.
- Ramsay, J.J., Huber, M.I. 1993. *The techniques of modern structural geology, volume 1 : strain analysis*. Academic Press Limited, London, Grande Bretagne, 5e édition, 307 p.
- Riopel, J., Hubert, C., Cattalani, S., Barret, S., Hoy, L. 1995. Gîtologie, structure et géochimie du gisement de sulfures massifs de Mobrun, Noranda, Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec, MB 91-05, 172 p.
- Rive, M., Pintson, H., Ludden, J.N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. Dans : M. Rive, P Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin and A. Simard (Éditeurs), *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois, Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie*, volume spécial 43, 47-61.
- Robin, C. 1995. Les grands types de structures volcaniques, les strato-volcans andésitiques. Dans : Bourdier, J.-L. (Éditeur), *Le Volcanisme, Manuels et méthodes No. 25*, BRGM, Orleans, France, 211-221.
- Robin, C., Eissen, J.-P., Monzier, M. 1993. Giant tuff cone and 12-km-wide associated caldera at Ambrym volcano (Vanautu, New Hebrides arc). *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **55**, 225-238.
- Rona, P.A. 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. *Canadian Mineralogist*, **26**, 431-465.
- Saeki, Y., Date, J. 1980. Computer Application to the Alteration Data of the Footwall Dacite lava at the Ezuri Kuroko deposits, Akita Prefecture. *Society of Resources Geologists of Japan*, **30**, no. 4, 241-250.

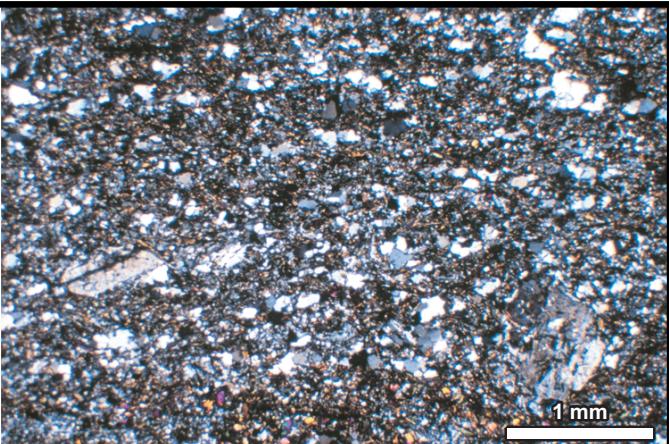
- Sangster, D.F., Scott, S.D. 1976. Precambrian strata-bound, massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America. Dans : Wolf, K. A. (Éditeur), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Elsevier, Amsterdam, 129-222.
- Sakai, H., Gamo, T., Kim, E-S., Tsutsumi, M., Tanaka, T., Ishibashi, J., Wakita, H., Yamano, M., Oomori, T. 1990. Venting of carbon dioxide-rich fluid and hydrate formation in mid-Okinawa trough back-arc basin. *Science*, **248**, 1093-1096.
- Sawkins, F.J. 1976. Massive sulphide deposits in relation to geotectonics. Association Géologique du Canada, papier 14, 221-240.
- Schandl, E.S., Wicks, F.J. 1993. Carbonate and associated alteration of ultramafic and rhyolitic rocks at the Hemingway property, Kidd Creek volcanic complex, Timmins, Ontario. *Economic Geology*, **88**, 1615-1635.
- Smith, J.R., Taylor, B., Malahoff, A., Petersen, L. 1990. Submarine volcanism in the Sumisu Rift, Izu-Bonin arc: submersible and deep-tow camera results. *Earth and Planetary Science Letters*, **100**, 148-160.
- Solomon, M. 1976. "Volcanic" massive sulphide deposits and their host rocks – a review and an explanation. Dans : Wolf, K. A. (Éditeur), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, II, regional studies and specifics deposits, Elsevier, Amsterdam, 21-50.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Review*, **12**, 1-33.
- Sun, S.S., McDonough, F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implication for mantle composition and processes. Dans : Saunders, A.D., Norry, M.J. (Éditeurs), Magmatism in the ocean basins, Geological Society Special Publication 42, 313-345.
- Taylor, B., Brown, G., Fryer, P., Gill, J.B., Hochstaedter, A.G., Hotta, H., Langmuir, C.H., Leinen, M., Nishimura, A., Urabe, T. 1990. Alvin-Seabeam studies of the Sumisu rift, Izu-Bonin arc. *Earth and Planetary Science Letters*, **100**, 127-147.
- Teasdale, N. 1993. Regional study of geochemical alteration associated with the Normétal deposit Abitibi greenstone belt, Québec. Mémoire de maîtrise, École Polytechnique, Montréal, 160 p.
- Tessier, A.C. 1991. The Norcom/Normétal Projects, May 1990 to May 1991 progress report, NTS : 32D/14, 32E/3. Rapport interne, Cominco, 47 p.
- Thibault, C. 1970. Canton de Clermont, comté d'Abitibi-Ouest. Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG-138, 46 p.
- Tolman, C. 1951. Normétal mine area Abitibi-west county. Department of Mine, Mineral deposits branch, Province of Québec, Rapport géologique 34, 32 p.
- Urabe, T., Scott, D. 1983. Geology and footwall alteration of the South Bay massive sulphide deposit, Northwestern Ontario , Canada. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **20**, 1862-1879.
- Vaillancourt, D., Machado, N. 1995. Résultats sur la datation U-Pb du platon de Val-St-Gilles. Rapport interne, Géotop-Ministère des Ressources Naturelles du Québec- Falconbridge Limiteé, 6 p.
- Valiquette, G., Mellinger, M., Gagnon, Y. 1980. Lithogeochemistry of volcanic rocks of the region of Normétal. Ministère de l'énergie et des Ressources du Québec, DPV-710, 62 p.

- Van Staal, C.R., Fyffe, L.R., Langton, J.P., McCutcheon, S.R. 1992. The Ordovician Tetagouche Group, Bathurst Camp, northern New Brunswick, Canada : history, tectonic setting, and distribution of massive-sulphide deposits. *Exploration and Mining Geology*, **1**, 93-103.
- Vearncombe, S., Kerrich, R. 1999. Geochemistry and geodynamic setting of volcanic and plutonic rocks associated with Early Archean volcanogenic massive sulphide mineralization, Pilbara Craton. *Precambrian Research*, **98**, 243-270.
- Vearncombe, S., Vearncombe, J.R., Barley, M.E. 1998. Fault and stratigraphic controls on volcanogenic massive sulphide deposits in the Strelley Belt, Pilbara craton, Western Australia. *Precambrian Research*, **88**, 67-82.
- Wilson, M.E. 1941, Noranda district, Quebec. Commission Géologique du Canada, Departement des Mines et des Ressources, mémoire 229, 70-79.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. Chapman and Hall, Londre, 466 p.
- Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., McWilliams, M.O., Lanphere, M.A., Weaver, S.D., Briggs, R.M. 1995. Volcanic and structural evolution of Taupo Volcanic Zone, New Zealand: a review. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **68**, 1-28.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325-343.
- Wood, D. A. 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**, 11-30.
- Wright, I.C., de Ronde, C.E.J., Faure, K., Gamble, J.A. 1998. Discovery of hydrothermal sulfide mineralization from southern Kermadec arc volcanoes (SW Pacific). *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 335-343.
- Wright, I.C., Parson, L.M., Gamble, J.A. 1996. Evolution and interaction of migrating cross-arc volcanism and backarc rifting: An example from the southern Havre trough ($35^{\circ}20' - 37S$). *Journal of Geophysical Research* **101**, 22071-22086.
- Yamagishi, H., Dimroth, E. 1985. A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastite: Evidence for a hot and fluid rhyolite lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **23**, 337-355.
- Yang, K., Scott, S. D. 1996. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system. *Nature*, **383**, 420-423.
- Zhang, Q., Machado, N., Ludden, J.N., Moore, D. 1993. Geotectonic constraints from U-Pb ages for the Blake River Group, the Kinojevis Group and the Normetal mine area, Abitibi, Quebec. *Programmes et résumés, Réunion annuelle conjointe MAC/AMC*, Edmonton, p. A-114.

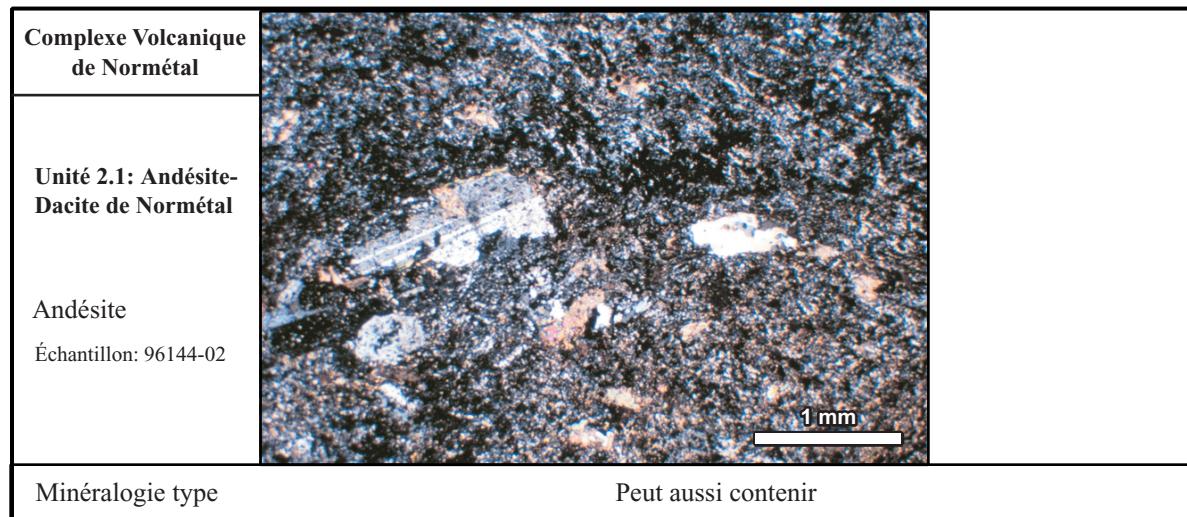
ANNEXE 1.

**Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques,
sédimentaires et plutoniques.**

Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.

Complexe Volcanique de Normétal Unité 1: Laves intermédiaires de Normétal Andésite Échantillon : 96-196	 Minéralogie type <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>15-65</td> <td>Feldspath</td> </tr> <tr> <td>15-50</td> <td>Chlorite</td> </tr> <tr> <td>10-40</td> <td>Quartz</td> </tr> <tr> <td>5-10</td> <td>Épidote</td> </tr> </tbody> </table> Peut aussi contenir <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>5-10</td> <td>Phénocristaux de feldspath (0.5-1 mm)</td> </tr> <tr> <td>20</td> <td>Biotite</td> </tr> <tr> <td>20</td> <td>Amphibole</td> </tr> <tr> <td>10</td> <td>Leucoxène</td> </tr> <tr> <td>5-10</td> <td>Opaques</td> </tr> </tbody> </table> Textures: microlitique, amygdalaire	%	Minéral	15-65	Feldspath	15-50	Chlorite	10-40	Quartz	5-10	Épidote	%	Minéral	5-10	Phénocristaux de feldspath (0.5-1 mm)	20	Biotite	20	Amphibole	10	Leucoxène	5-10	Opaques
%	Minéral																						
15-65	Feldspath																						
15-50	Chlorite																						
10-40	Quartz																						
5-10	Épidote																						
%	Minéral																						
5-10	Phénocristaux de feldspath (0.5-1 mm)																						
20	Biotite																						
20	Amphibole																						
10	Leucoxène																						
5-10	Opaques																						

Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.



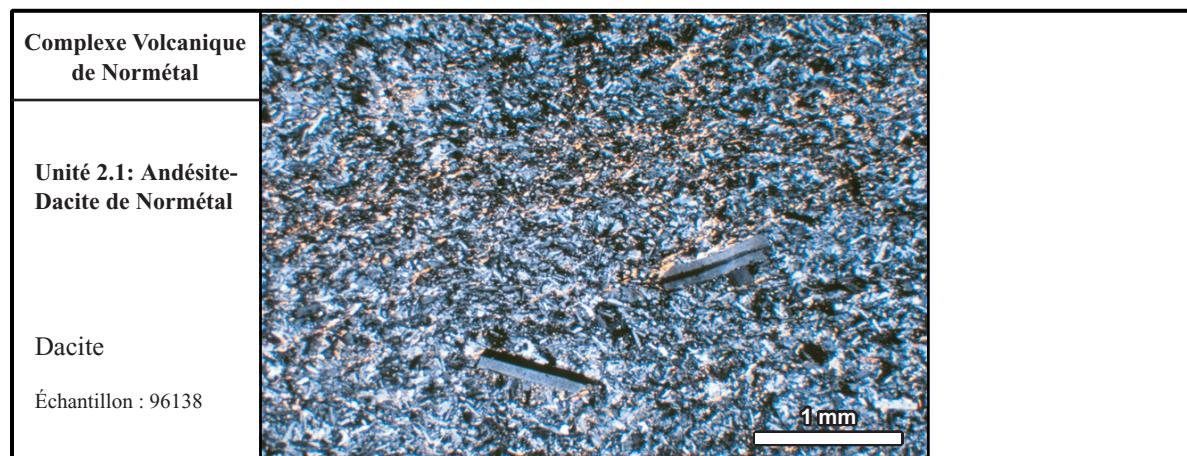
Minéralogie type

%	Minéral
20-50	Feldspath
10-35	Séricite
10-30	Carbonate
10-20	Chlorite
10-20	Quartz

Peut aussi contenir

%	Minéral
10	Phénocristaux de carbonate (1-2 mm)
3-15	Phénocristaux de Feldspath (1-3 mm)
10	Biotite
2-5	Épidote
2-5	Opaques

Textures: microlitique, amygdalaire, porphyrique



Minéralogie type

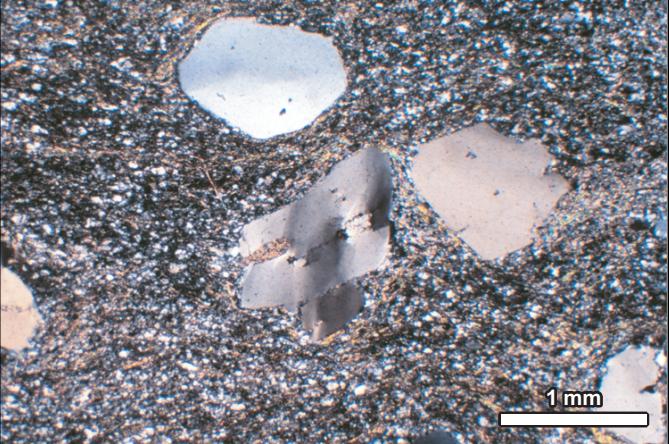
%	Minéral
< 5	Phénocristaux de Feldspath (0.2-1 mm)
25-65	Feldspath
10-25	Carbonate
10-25	Chlorite
10-20	Quartz
5-20	Séricite

Peut aussi contenir

%	Minéral
5	Phénocristaux de quartz (0.1 mm)
10	Phénocristaux de carbonate (0.5-2 mm)
2-5	Opaques
2	Chloritoïde

Textures: trachytique, amygdalaire, microlitique, microporphyrlique, hyaloclastique

Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.

Complexe Volcanique de Normétal		
Unité 2.2: Rhyolite de Normétal		
Rhyolite de type Qp1 Échantillon: 95256-04		

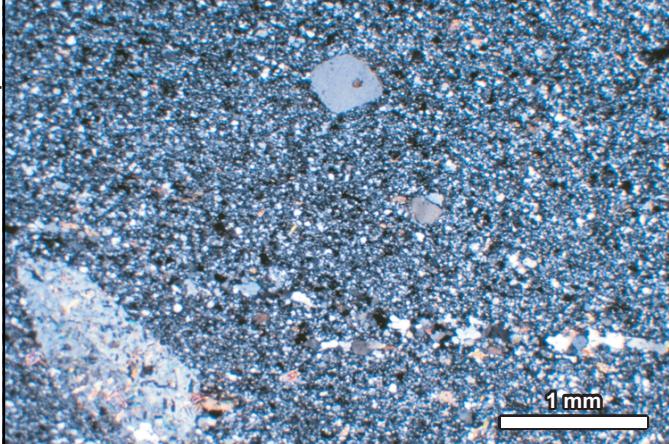
Minéralogie type

%	Minéral
10-25	Phénocristaux de Quartz (1-2 mm)
25-45	Quartz
15-30	Feldspath
10-40	Séricite
10-20	Carbonate

Peut aussi contenir

%	Minéral
20	Chloritoïde
10	Chlorite
Tr	Tourmaline

Textures: porphyrique, sphérolitique, couronne sphérolitique, quartz résorbé, micropoécilitique

Complexe Volcanique de Normétal		
Unité 2.2: Rhyolite de Normétal		
Rhyolite de type Qfp1 Échantillon :		

Minéralogie type

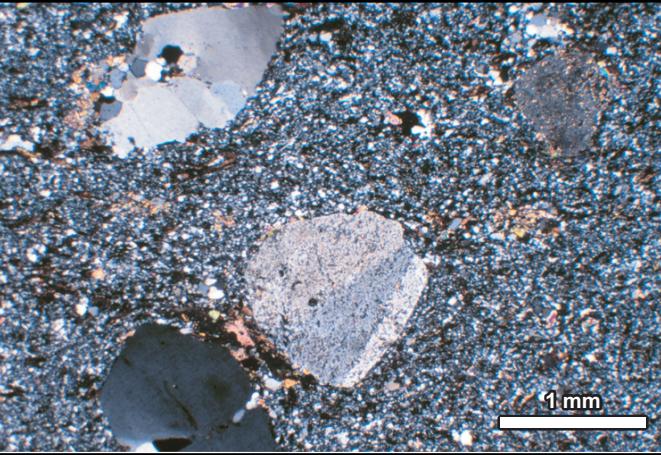
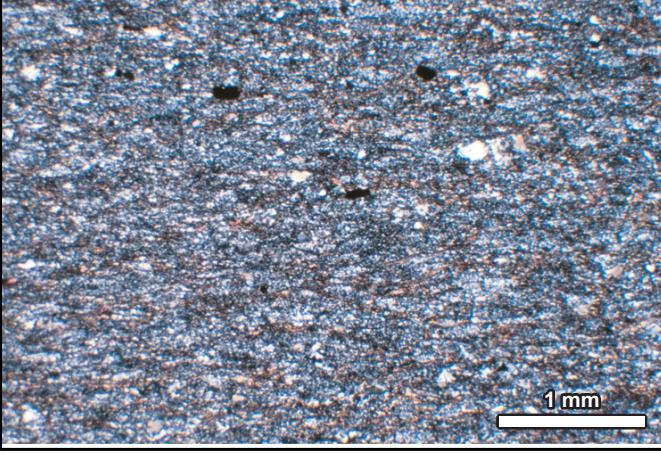
%	Minéral
< 5	Phénocristaux de Quartz (0.5-1 mm)
< 5	Phénocristaux de Feldspath (0.5-1 mm)
20-60	Quartz
20-40	Feldspath
15-25	Séricite
3-10	Carbonate

Peut aussi contenir

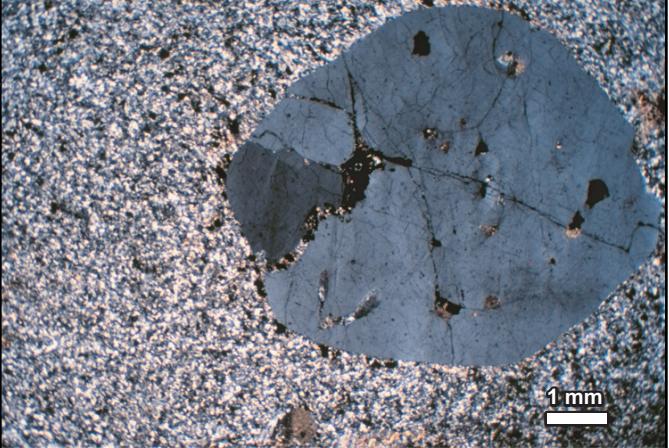
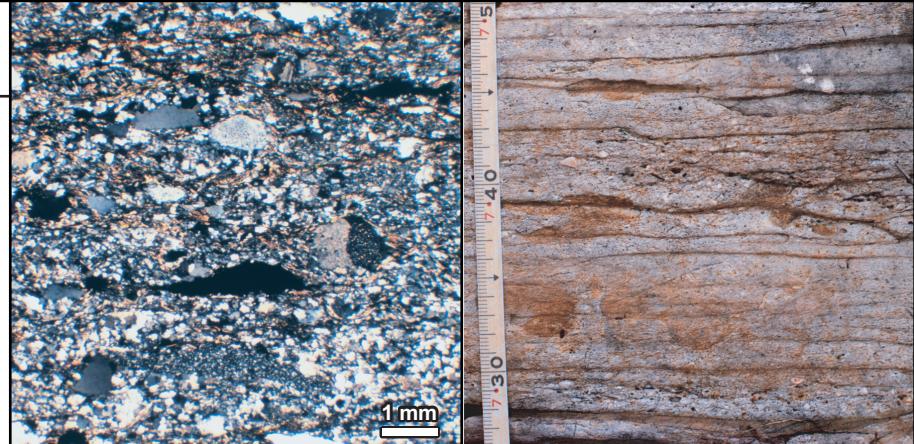
%	Minéral
5	Phénocristaux de carbonate (0.5-2 mm)
10-15	Chlorite
2-10	Biotite
2	Opaque

Textures: quartz résorbé, porphyrique, gloméroporphyrique

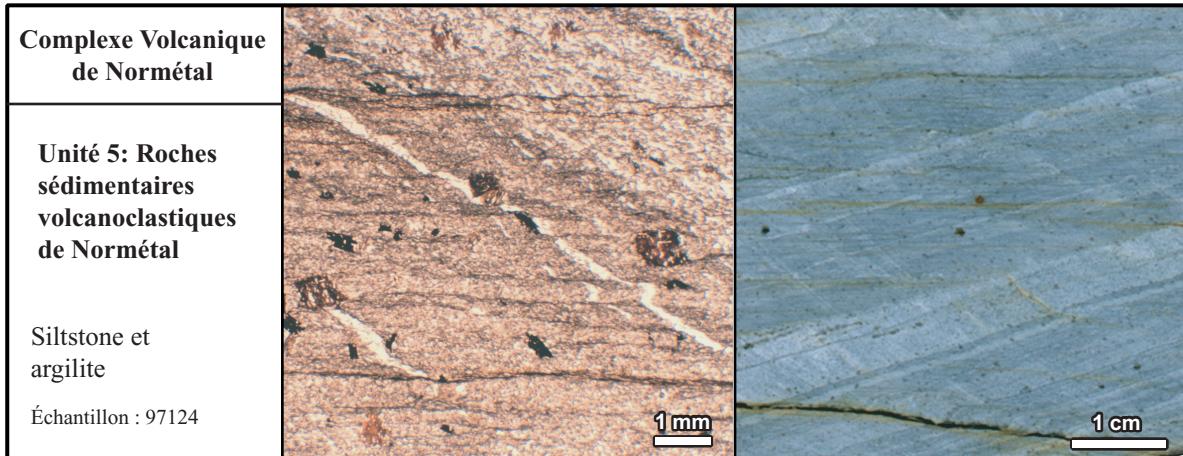
Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.

Complexe Volcanique de Normétal			1 mm																										
Unité 2.2: Rhyolite de Normétal	Rhyolite de type Qfp2																												
	Échantillon: 96102																												
Minéralogie type		Peut aussi contenir																											
<table border="1"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>10-25</td> <td>Phénocristaux de Quartz (1-2 mm)</td> </tr> <tr> <td>5-10</td> <td>Phénocristaux de Feldspath (1-4 mm)</td> </tr> <tr> <td>25-40</td> <td>Quartz</td> </tr> <tr> <td>15-30</td> <td>Séricite</td> </tr> <tr> <td>10-25</td> <td>Feldspath</td> </tr> <tr> <td>3-10</td> <td>Carbonate</td> </tr> </tbody> </table>		%	Minéral	10-25	Phénocristaux de Quartz (1-2 mm)	5-10	Phénocristaux de Feldspath (1-4 mm)	25-40	Quartz	15-30	Séricite	10-25	Feldspath	3-10	Carbonate	<table border="1"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>< 5</td> <td>Biotite</td> </tr> <tr> <td>< 5</td> <td>Chlorite</td> </tr> <tr> <td>2-5</td> <td>Opaques</td> </tr> <tr> <td>Tr</td> <td>Zircon</td> </tr> <tr> <td>Tr</td> <td>Tourmaline</td> </tr> </tbody> </table>	%	Minéral	< 5	Biotite	< 5	Chlorite	2-5	Opaques	Tr	Zircon	Tr	Tourmaline	
%	Minéral																												
10-25	Phénocristaux de Quartz (1-2 mm)																												
5-10	Phénocristaux de Feldspath (1-4 mm)																												
25-40	Quartz																												
15-30	Séricite																												
10-25	Feldspath																												
3-10	Carbonate																												
%	Minéral																												
< 5	Biotite																												
< 5	Chlorite																												
2-5	Opaques																												
Tr	Zircon																												
Tr	Tourmaline																												
Textures: gloméroporphyrque, porphyrique, sphérulitique, couronne sphérulitique, quartz résorbé																													
Complexe Volcanique de Normétal			1 mm																										
Unité 3: Rhyolite tholéïtique de Normétal	Rhyolite aphanitique																												
	Échantillon: 9580																												
Minéralogie type		Peut aussi contenir																											
<table border="1"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>30-70</td> <td>Feldspath</td> </tr> <tr> <td>10-50</td> <td>Quartz</td> </tr> <tr> <td>10-40</td> <td>Séricite</td> </tr> </tbody> </table>		%	Minéral	30-70	Feldspath	10-50	Quartz	10-40	Séricite	<table border="1"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>10</td> <td>Microphénocristaux de feldspath (0.1-0.5 mm)</td> </tr> <tr> <td>5-40</td> <td>Chloritoïde</td> </tr> <tr> <td>5-20</td> <td>Carbonate</td> </tr> </tbody> </table>	%	Minéral	10	Microphénocristaux de feldspath (0.1-0.5 mm)	5-40	Chloritoïde	5-20	Carbonate											
%	Minéral																												
30-70	Feldspath																												
10-50	Quartz																												
10-40	Séricite																												
%	Minéral																												
10	Microphénocristaux de feldspath (0.1-0.5 mm)																												
5-40	Chloritoïde																												
5-20	Carbonate																												
Textures: micropécilitique, sphérulitique, microporphyrque																													

Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.

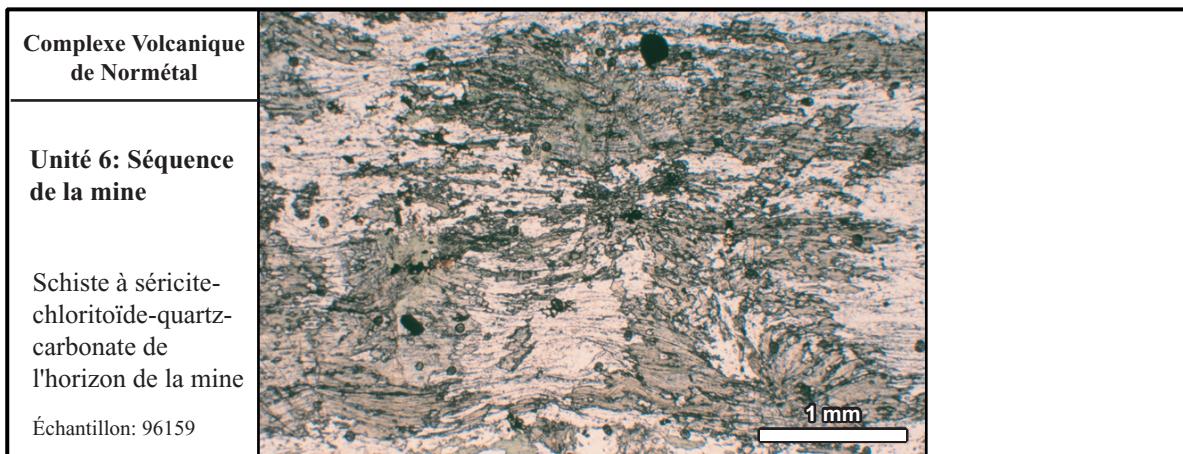
Complexe Volcanique de Normétal Unité 4: Dôme felsique de Normétal Rhyolite de type Qfp3 Échantillon: 96208-15		Minéralogie type <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">%</th> <th style="text-align: left;">Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>< 5</td><td>Phénocristaux de Quartz (0.3 mm-1 cm)</td></tr> <tr><td>2-15</td><td>Phénocristaux de Feldspath (0.5-4 mm)</td></tr> <tr><td>25-45</td><td>Quartz</td></tr> <tr><td>15-40</td><td>Feldspath</td></tr> <tr><td>15-30</td><td>Séricite</td></tr> <tr><td>5-15</td><td>Carbonate</td></tr> </tbody> </table> Peut aussi contenir <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">%</th> <th style="text-align: left;">Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>2-5</td><td>Chlorite</td></tr> <tr><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td></tr> </tbody> </table> Textures: quartz résorbé, porphyrique, micropoécilitique	%	Minéral	< 5	Phénocristaux de Quartz (0.3 mm-1 cm)	2-15	Phénocristaux de Feldspath (0.5-4 mm)	25-45	Quartz	15-40	Feldspath	15-30	Séricite	5-15	Carbonate	%	Minéral	2-5	Chlorite								
%	Minéral																											
< 5	Phénocristaux de Quartz (0.3 mm-1 cm)																											
2-15	Phénocristaux de Feldspath (0.5-4 mm)																											
25-45	Quartz																											
15-40	Feldspath																											
15-30	Séricite																											
5-15	Carbonate																											
%	Minéral																											
2-5	Chlorite																											
Complexe Volcanique de Normétal Unité 5: Roches sédimentaires volcanoclastiques de Normétal Grès volcanoclastique Échantillon: 95260		Minéralogie type <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">%</th> <th style="text-align: left;">Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>10-25</td><td>Phénocristaux de Quartz (1-2 mm)</td></tr> <tr><td>5-10</td><td>Phénocristaux de feldspath (1-2 mm)</td></tr> <tr><td>3-5</td><td>"Fragments lithiques"</td></tr> <tr><td>20-35</td><td>Quartz</td></tr> <tr><td>10-20</td><td>Séricite</td></tr> <tr><td>10-15</td><td>Feldspath</td></tr> </tbody> </table> Peut aussi contenir <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">%</th> <th style="text-align: left;">Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>2</td><td>Chlorite</td></tr> <tr><td>Tr</td><td>Zircon</td></tr> <tr><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td></tr> <tr><td> </td><td> </td></tr> </tbody> </table> Textures: détritique	%	Minéral	10-25	Phénocristaux de Quartz (1-2 mm)	5-10	Phénocristaux de feldspath (1-2 mm)	3-5	"Fragments lithiques"	20-35	Quartz	10-20	Séricite	10-15	Feldspath	%	Minéral	2	Chlorite	Tr	Zircon						
%	Minéral																											
10-25	Phénocristaux de Quartz (1-2 mm)																											
5-10	Phénocristaux de feldspath (1-2 mm)																											
3-5	"Fragments lithiques"																											
20-35	Quartz																											
10-20	Séricite																											
10-15	Feldspath																											
%	Minéral																											
2	Chlorite																											
Tr	Zircon																											

Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.



Minéralogie type		Peut aussi contenir	
%	Minéral	%	Minéral
30-55	Quartz		
25-40	Séricite		
< 5	Biotite		
< 5	Opaques		

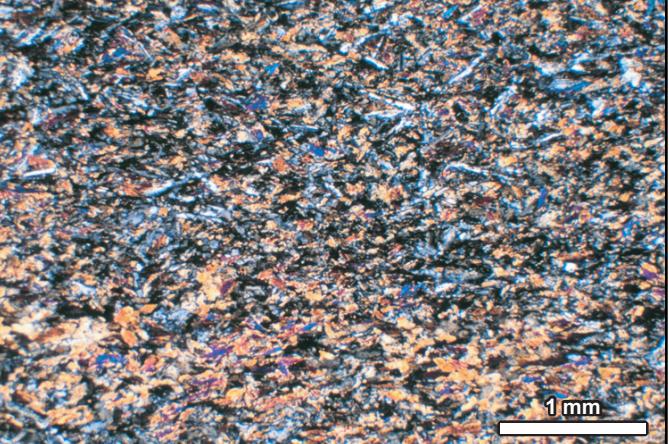
Textures: laminée, porphyroblastique

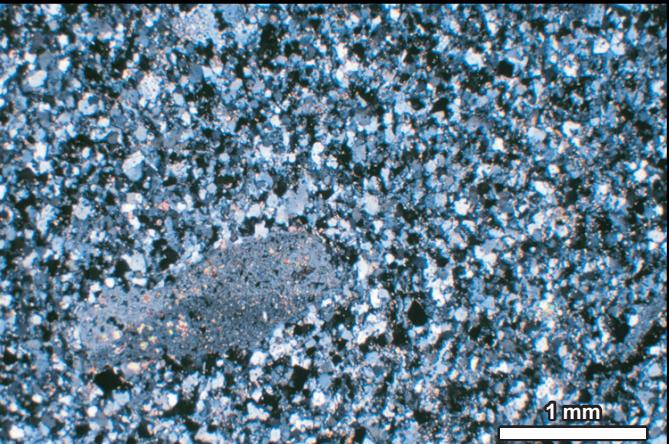


Minéralogie type		Peut aussi contenir	
%	Minéral	%	Minéral
20-45	Quartz	10	Phénocristaux de feldspath (0.5-1 mm)
10-50	Séricite	15	Phénocristaux de quartz (0.5-1 mm)
10-35	Chloritoïde		
5-15	Carbonate		
5-15	Feldspath		

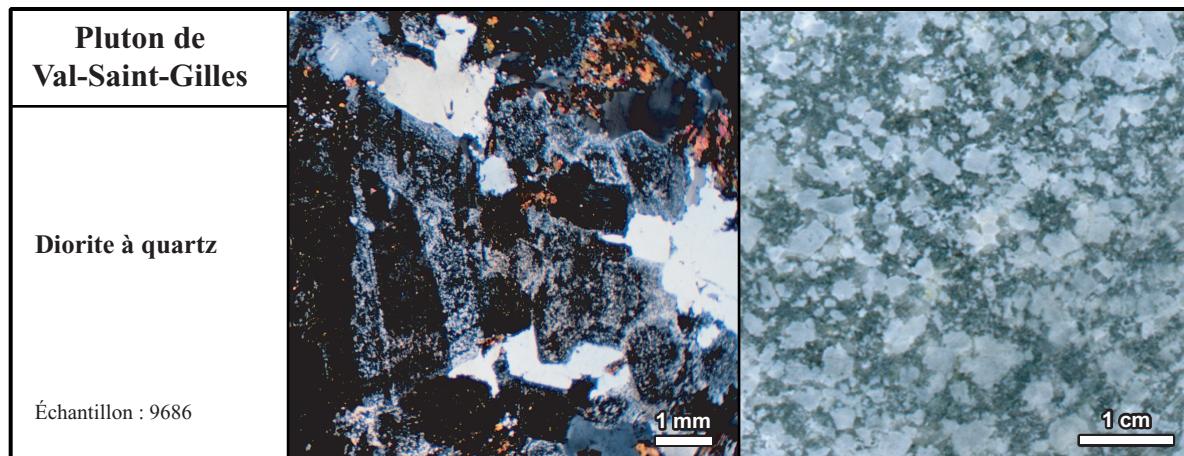
Textures: schisteuse, porphyroblastique

Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.

Bloc de Beaupré																												
Basalte de Beaupré																												
Échantillon : 9788																												
Minéralogie type		Peut aussi contenir																										
<table border="1"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>60</td> <td>Hornblende</td> </tr> <tr> <td>35</td> <td>Plagioclase</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>Quartz (amygdules)</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>		%	Minéral	60	Hornblende	35	Plagioclase	5	Quartz (amygdules)							<table border="1"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td> <td>Épidote</td> </tr> <tr> <td>1</td> <td>Carbonate</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	%	Minéral	1	Épidote	1	Carbonate						
%	Minéral																											
60	Hornblende																											
35	Plagioclase																											
5	Quartz (amygdules)																											
%	Minéral																											
1	Épidote																											
1	Carbonate																											
Textures: intersertale, microlithique																												

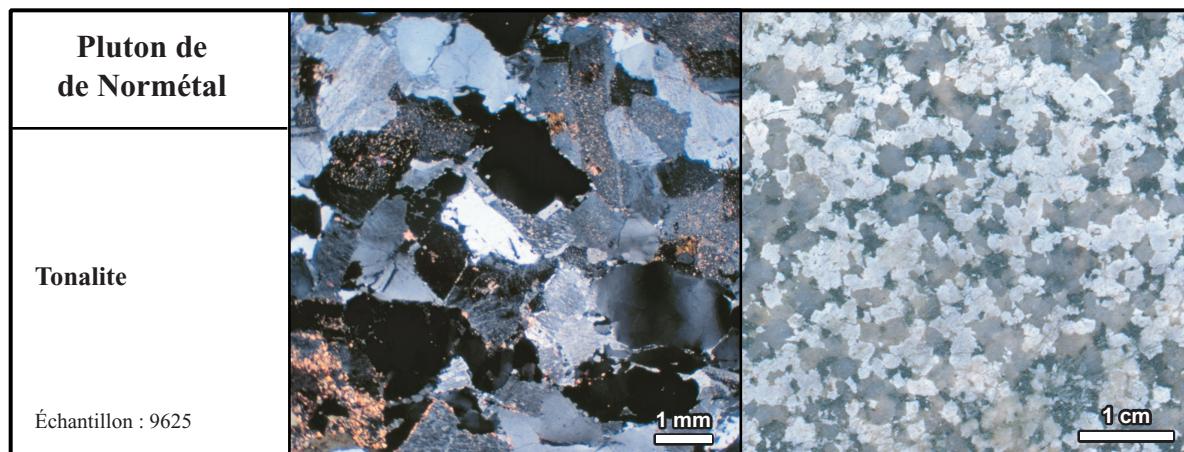
Bloc de Beaupré																																				
Rhyolite sodique de Beaupré																																				
Échantillon : soda1																																				
Minéralogie type		Peut aussi contenir																																		
<table border="1"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>3-5</td> <td>Phénocristaux de feldspath (0,5-2 mm)</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>Phénocristaux de quartz (0,5-2 mm)</td> </tr> <tr> <td>40-48</td> <td>Quartz</td> </tr> <tr> <td>30-40</td> <td>Feldspath</td> </tr> <tr> <td>5-10</td> <td>Séricite</td> </tr> <tr> <td>4-5</td> <td>Magnétite</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>		%	Minéral	3-5	Phénocristaux de feldspath (0,5-2 mm)	2	Phénocristaux de quartz (0,5-2 mm)	40-48	Quartz	30-40	Feldspath	5-10	Séricite	4-5	Magnétite							<table border="1"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>2-3</td> <td>Chlorite</td> </tr> <tr> <td>2-3</td> <td>Carbonate</td> </tr> <tr> <td>Tr</td> <td>Biotite</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	%	Minéral	2-3	Chlorite	2-3	Carbonate	Tr	Biotite						
%	Minéral																																			
3-5	Phénocristaux de feldspath (0,5-2 mm)																																			
2	Phénocristaux de quartz (0,5-2 mm)																																			
40-48	Quartz																																			
30-40	Feldspath																																			
5-10	Séricite																																			
4-5	Magnétite																																			
%	Minéral																																			
2-3	Chlorite																																			
2-3	Carbonate																																			
Tr	Biotite																																			
Textures: porphyrique																																				

Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.



Minéralogie type		Peut aussi contenir	
%	Minéral	%	Minéral
55	Plagioclase		
15	Quartz		
20	Biotite brune		
5	Chlorite		
5	Insolubles		

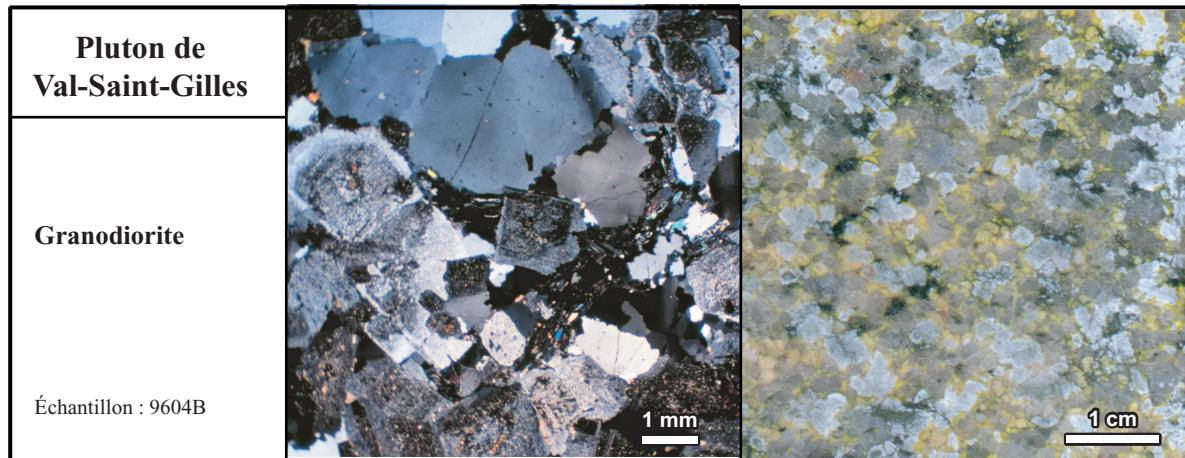
Textures: granitique



Minéralogie type		Peut aussi contenir	
%	Minéral	%	Minéral
45-60	Plagioclase	2-10	Feldspath potassique
25-40	Quartz	2-10	Carbonate
6-15	Biotite verte ou brune	1-10	Chlorite, hornblende
		2-3	Séricite
		1-3	Épidote
		Tr	Zircon, sphène

Textures: granitique

Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.



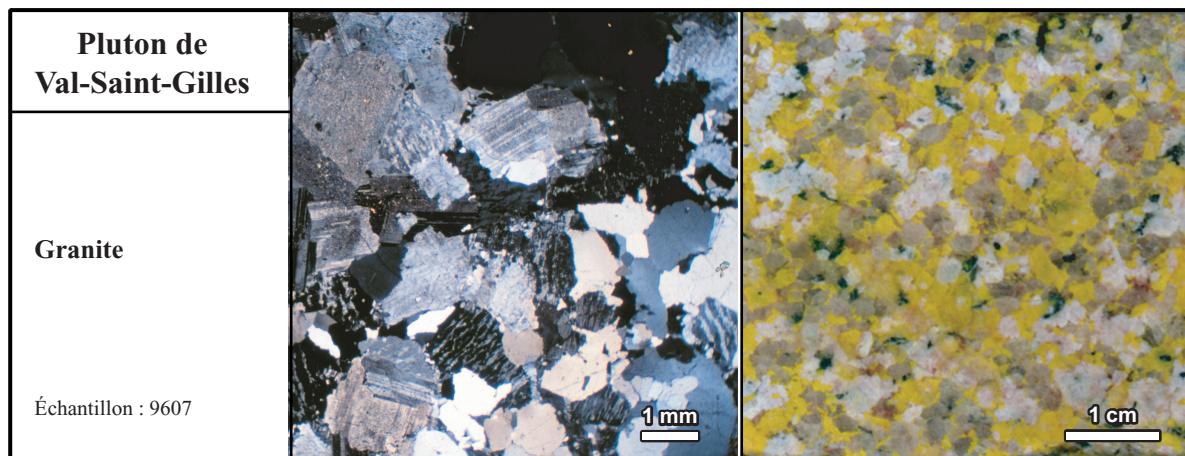
Minéralogie type

%	Minéral
30-40	Plagioclase
33-45	Quartz
15-25	Feldspath potassique
3-15	Chlorite, biotite, hornblende

Peut aussi contenir

%	Minéral
10	Séricite
7	Carbonate
Tr	Sphène
Tr	Épidote

Textures: perthitique, granitique



Minéralogie type

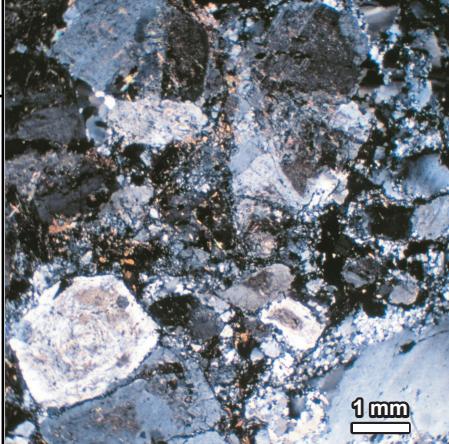
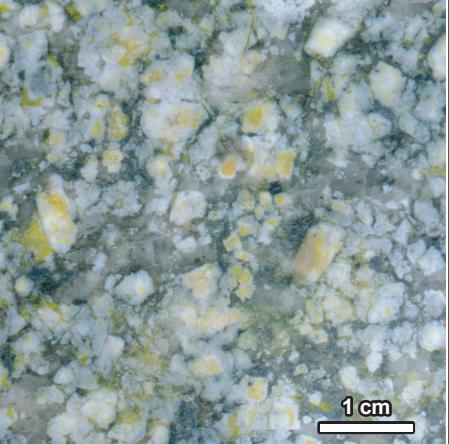
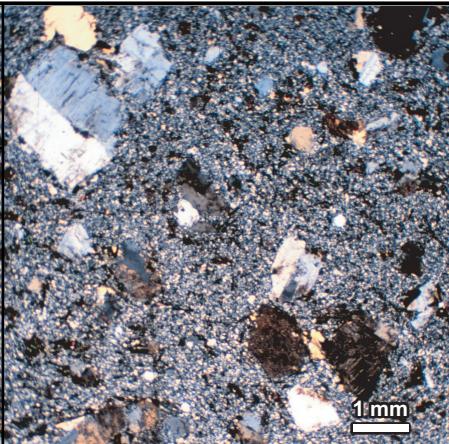
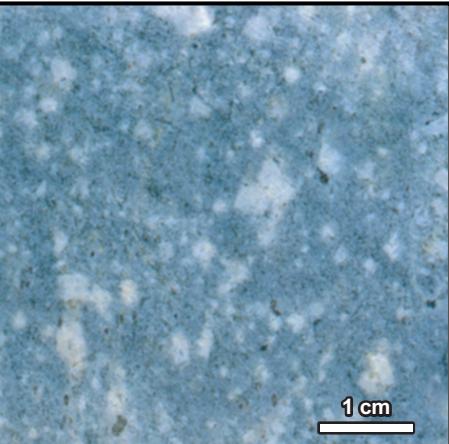
%	Minéral
30-40	Feldspath potassique (perthite)
30-35	Plagioclase
25-40	Quartz

Peut aussi contenir

%	Minéral
3	Biotite verte
1	Épidote
1	Séricite
Tr	Zircon

Textures: perthitique, granitique

Annexe 1. Descriptions pétrographiques et planches photos des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques.

<p>Pluton de Patten</p> <p>Granodiorite</p> <p>Échantillon : 9768</p>	 <p>1 mm</p>	 <p>1 cm</p>																										
<p>Minéralogie type</p> <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>40-50</td> <td>Plagioclase</td> </tr> <tr> <td>30-40</td> <td>Quartz</td> </tr> <tr> <td>5-10</td> <td>Feldspath potassique</td> </tr> <tr> <td>3-5</td> <td>Chlorite, biotite</td> </tr> </tbody> </table>	%	Minéral	40-50	Plagioclase	30-40	Quartz	5-10	Feldspath potassique	3-5	Chlorite, biotite	<p>Peut aussi contenir</p> <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>2-5</td> <td>Épidote</td> </tr> <tr> <td>Tr</td> <td>Sphène</td> </tr> </tbody> </table>	%	Minéral	2-5	Épidote	Tr	Sphène											
%	Minéral																											
40-50	Plagioclase																											
30-40	Quartz																											
5-10	Feldspath potassique																											
3-5	Chlorite, biotite																											
%	Minéral																											
2-5	Épidote																											
Tr	Sphène																											
<p>Textures: porphyrique, feldspath zoné</p>																												
<p>Dykes porphyriques felsiques</p> <p>Dyke dacitique</p> <p>Échantillon : 96168</p>	 <p>1 mm</p>	 <p>1 cm</p>																										
<p>Minéralogie type</p> <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>15-25</td> <td>Phénocristaux de feldspath (0.5-2 mm)</td> </tr> <tr> <td>15-40</td> <td>Plagioclase</td> </tr> <tr> <td>15-35</td> <td>Quartz</td> </tr> <tr> <td>10</td> <td>Sérécite</td> </tr> <tr> <td>5-20</td> <td>Épidote</td> </tr> <tr> <td>3-10</td> <td>Chlorite, biotite</td> </tr> </tbody> </table>	%	Minéral	15-25	Phénocristaux de feldspath (0.5-2 mm)	15-40	Plagioclase	15-35	Quartz	10	Sérécite	5-20	Épidote	3-10	Chlorite, biotite	<p>Peut aussi contenir</p> <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th>%</th> <th>Minéral</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>10</td> <td>Phénocristaux de chlorite (0.5-1 mm)</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>Phénocristaux de quartz (0.2-0.5 mm)</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>Phénocristaux de carbonate</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>Carbonate</td> </tr> <tr> <td>1-3</td> <td>Opaques</td> </tr> </tbody> </table>	%	Minéral	10	Phénocristaux de chlorite (0.5-1 mm)	5	Phénocristaux de quartz (0.2-0.5 mm)	5	Phénocristaux de carbonate	2	Carbonate	1-3	Opaques	
%	Minéral																											
15-25	Phénocristaux de feldspath (0.5-2 mm)																											
15-40	Plagioclase																											
15-35	Quartz																											
10	Sérécite																											
5-20	Épidote																											
3-10	Chlorite, biotite																											
%	Minéral																											
10	Phénocristaux de chlorite (0.5-1 mm)																											
5	Phénocristaux de quartz (0.2-0.5 mm)																											
5	Phénocristaux de carbonate																											
2	Carbonate																											
1-3	Opaques																											
<p>Textures: gloméroporphyrique, porphyrique</p>																												

ANNEXE 2.

Localisation UTM (NAD 27) des affleurements, données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT).

ANNEXE 2: Localisation UTM (NAD 27) des affleurements, données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT)

**LÉGENDE POUR LES TABLEAUX DE
DONNÉES STRUCTURALES DE
L'ANNEXE 2**

Lithologies

- And** : Andésite
- Apl** : Aplité
- Arg** : Argilite. Faciès à grain très fin, riche en phyllosilicates des sédiments de Normétal
- Dac** : Dacite. Souvent utilisé pour les compositions ambiguës
- Dio** : Diorite
- Exh** : Exhalite
- FoF** : Formation de fer
- Gab** : Gabbro
- Gra** : Granite
- Grd** : Granodiorite
- Qfp1** : Rhyolite contenant des phénocristaux de feldspath et moins de 5% de phénocristaux de quartz de 0.5-1 mm
- Qfp2** : Rhyolite contenant des phénocristaux de feldspath et entre 10 et 25% de phénocristaux de quartz de 1-2 mm
- Qfp3** : Rhyolite contenant des phénocristaux de feldspath et moins de 5% de phénocristaux de quartz de 3 mm-1 cm
- Qp1** : Rhyolite contenant de 10-25 % de phénocristaux de quartz de 1-2 mm
- Rhy** : Rhyolite. Terme de terrain employé pour les rhyolites aphyriques
- Sch** : Schiste. Terme général lorsque l'altération ou la déformation sont très importantes
- Silt** : Siltstone. Faciès à grains fins des sédiments de Normétal
- Sul** : Sulfure. Employé pour la présence de sulfures massifs ou semi-massifs
- Sye** : Syénite
- Ton** : Tonalite
- Tuf** : Tuf. Terme général pour les volcanoclastites

Textures et structures

- Amy** : Amugdale
- Aph** : Aphanitique
- Bloc** : Employé pour les tufs à blocs
- Bre** : Bréchique
- Cis** : Cisaillé
- Cou** : Coussiné
- Dyke** : Dyke
- Fes** : Felsique
- Hya** : Hyaloclastique
- Jc** : Joints columnaires
- Lap** : Lapillis
- Lité** : Employé pour les tufs
- Lob** : Lobé, employé pour les rhyolites
- Maf** : Mafique
- Mas** : Massif
- Myl** : Mylonitique
- Por** : Porphyrique
- Re** : Rubannement d'écoulement des laves
- Sod** : Sodique

Minéraux

- Am** : Amphibole
- Bt** : Biotite
- Cab** : Carbonate
- Chl** : Chlorite
- Cld** : Chloritoïde
- Cp** : Chalcopyrite
- Fel** : Feldspath
- Grt** : Grenat
- Hem** : Hématite
- Mag** : Magnétite
- Py** : Pyrite
- Ser** : Séricite
- Sil** : Silice
- Sul** : Sulfure
- Tur** : Tourmaline

Structures planaires

- BC** : Bandes de cisaillement (shear bands)
- CC** : Contact de coulée (S0 pour les laves)
- C** : Plan C de structures C/S
- Cis** : Cisaillement ductile
- Cs** : Clivage de crénulation secondaire
- Dy** : Contact de dyke
- Re** : Rubannement d'écoulement des laves
- F** : Plan de faille fragile
- JC** : Joint columnnaire
- K** : Plan de kink

PaCs : Plan axial de plis associé à Cs
S0 : Contact stratigraphique
Smag : Foliation magmatique des plutons
S : Plan S de structures C/S
Sp : Schistosité principale
Vq : Veine de quartz

Structures linéaires

Al : Axe long des joints columnnaires
ApCs : Axe de pli associé à Cs
ApK : Axe de pli associé aux kinks
Le : Linéation d'étirement
Li : Linéation d'intersection
Lm : Linéation minérale des plutons
St : Stries observées sur plan de faille fragile

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1a

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95126	615239,72	5433173,31	Qfp1 fel	Sp	249	83	-	-	-	-
95127	615077,07	5433262,54	Qfp1 chl	Sp	89	86	-	-	-	-
95128	615071,46	5433118,94	Qfp1	Sp	72	84	-	-	-	-
95151	614826,36	5433045,06	Qfp2	Sp	251	88	-	-	-	2,0
96161	614756,83	5433054,85	Qfp2	Sp	80	88	-	-	-	2,0
96162	614668,02	5433044,41	Qfp2	-	-	-	-	-	-	2,0
96163	614862,01	5433215,01	And cou amy	-	-	-	-	-	-	2,0
96164	614830,67	5433254,18	Rhy aph	Sp	238	84	-	-	-	2,5
96165	614831,26	5433266,47	And amy	-	-	-	-	-	-	2,0
96166	614831,89	5433284,19	Qfp2	Sp	247	83	-	-	-	2,0
96167	614822,55	5433303,25	And mag	-	-	-	-	-	-	2,0
96168	614747,32	5433246,11	Ton dyke fel por	Dy	260	82	-	-	-	1,0
96169	614794,27	5433236,31	Rhy aph	-	-	-	-	-	-	2,0
96170	614612,60	5433211,47	And, Qfp2	-	-	-	-	-	-	2,0
96171	614633,41	5433255,07	And amy	-	-	-	-	-	-	2,5
96172	614665,63	5433084,17	Qfp1	Sp	232	83	-	-	-	2,0
96176	614773,77	5433173,99	Qfp2	Sp	251	88	-	-	-	2,0
96177	614711,45	5433147,56	And tuf	S0	76	88	-	-	-	2,0
96177	614711,45	5433147,56	-	Sp	244	86	-	-	-	-
96178	614721,45	5433121,58	Dac	-	-	-	-	-	-	1,5
96179	614589,93	5433150,43	And, Qfp2	-	-	-	-	-	-	2,0
96180	614576,16	5433193,26	Rhy aph, And	-	-	-	-	-	-	2,0
96181	614438,45	5432977,35	Qfp2	Sp	260	84	-	-	-	2,0
96182	614468,20	5433063,23	Qfp2 bre	-	-	-	-	-	-	2,0
96183	614446,04	5433093,95	And amy	Sp	69	79	-	-	-	2,0
96183	614446,04	5433093,95	-	Sp	45	73	-	-	-	-
96184	614463,75	5433116,43	Qfp2	-	-	-	-	-	-	2,0
96185	614479,26	5433166,97	And	-	-	-	-	-	-	2,0
96186	614430,86	5433263,89	And, Qfp2	CC	276	82	-	-	-	2,5
96186	614430,86	5433263,89	-	Sp	253	84	-	-	-	-
96187	614216,66	5432788,08	And	Sp	240	82	-	-	-	2,0
96187	614216,66	5432788,08	-	Cis	55	75	-	-	-	-
96188	614253,12	5432794,67	Dac chl ch?	-	-	-	-	-	-	1,5
96189	614246,80	5432867,48	Qfp2	Sp	65	79	-	-	-	2,0
96190	614237,00	5432936,29	Qfp2	Sp	83	82	-	-	-	2,0
96191	614244,96	5433014,92	Qfp2	Sp	259	86	-	-	-	2,0
96192	614246,63	5433068,03	Qfp2	Sp	68	88	-	-	-	2,0

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1a

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
96193	614243,59	5433088,74	And, Rhy	Sp	72	80	-	-	-	1,0
96194	614245,13	5433126,29	And	Sp	50	69	-	-	-	2,0
96195	614049,72	5433204,03	And cou	Sp	240	78	-	-	-	2,5
96196	614019,39	5433128,03	And, Qfp2, Dio	CC	242	85	-	-	-	2,0
96196	614019,39	5433128,03	-	Sp	242	85	-	-	-	-
96197	613977,04	5433222,92	And	Sp	75	82	-	-	-	2,0
96198	613953,76	5433204,21	And	Sp	250	82	-	-	-	2,0
96199	613894,23	5433130,93	And cou	-	-	-	-	-	-	2,0
96200	613842,68	5433104,66	And	Sp	65	80	-	-	-	2,0
96201	613834,56	5433163,23	And bre cou	-	-	-	-	-	-	2,0
96202	613816,73	5433032,23	And	Sp	240	78	-	-	-	2,0
96203	613842,96	5432931,63	Qfp2, And, Dio	Sp	235	85	-	-	-	2,0
96204	613837,14	5432885,40	Qfp2	-	-	-	-	-	-	2,0
96205	614019,38	5432828,05	Qfp2	Sp	58	81	-	-	-	2,0
96206	614058,22	5432776,40	Rhy aph	Sp	257	83	-	-	-	2,0
9722	613490,65	5432680,67	Qfp2	Sp	250	87	-	-	-	2,5
9723	613361,97	5432810,39	Qfp2, And, Gab	Sp	80	76	Le	104	57	2,0
9724	613426,77	5432776,90	And, Qfp1	Sp	262	77	-	-	-	3,0
9725	613394,45	5432698,46	Qfp2	-	-	-	-	-	-	1,5
9733	613235,93	5432596,20	And	Sp	265	82	-	-	-	3,0
9734	613379,66	5432669,19	Qfp2	Sp	94	87	-	-	-	-
9734	613379,66	5432669,19	-	EI	100	85	-	-	-	-
9735	613240,57	5432729,35	Qfp1 tuf lap	Sp	260	76	-	-	-	3,0
9736	613209,71	5432726,18	Qfp1 tuf lap	Sp	263	79	Le	55	66	3,0
9737	613199,32	5432712,43	Qfp2	Sp	257	85	-	-	-	2,5
9738	613018,90	5432534,18	Qp1	Sp	257	86	-	-	-	2,5
9739	613069,59	5432555,32	Qfp1cou	-	-	-	-	-	-	2,5
9740	613046,15	5432620,44	Qfp1	-	-	-	-	-	-	3,0
9741	613052,98	5432728,96	Qfp1 tuf lap	-	-	-	-	-	-	3,0
9742	613052,03	5432711,71	Qfp2	Sp	272	85	-	-	-	3,0
9743	612873,25	5432630,33	Qfp1	-	-	-	-	-	-	2,0
9744	612824,30	5432614,77	Qfp1 cou	-	-	-	-	-	-	2,0
9745	612831,45	5432806,38	Qfp2	Sp	93	72	-	-	-	2,5
9746	612642,11	5432597,38	Qfp1	-	-	-	-	-	-	-
9747	612574,73	5432655,73	Rhy aph	Sp	72	74	-	-	-	2,0
9748	612539,58	5432652,86	Rhy aph	-	-	-	-	-	-	2,0
9749	612504,67	5432651,95	Rhy aph	Sp	85	83	-	-	-	2,5

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1a

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9750	612422,67	5432681,83	Rhy aph	Sp	271	81	-	-	-	-
9751	612394,79	5432675,71	Gra	-	-	-	-	-	-	-
9752	612379,47	5432682,28	Qp1	S0	285	85	-	-	-	3,0
9752	612379,47	5432682,28	-	Sp	282	88	-	-	-	-
9752	612379,47	5432682,28	-	Cs	79	77	-	-	-	-
9752A	612290,11	5432621,05	Qp1, Gra	-	-	-	-	-	-	-
9755	612384,95	5432516,01	Qp1	Sp	86	75	-	-	-	2,5
9756	612426,42	5432604,82	Qp1	-	-	-	-	-	-	2,0

Note : IAT = indice d'anisotropie de terrain

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1b

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95224	618855,98	5429954,86	Qfp2 chl cab	Sp	105	80	-	-	-	3,0
95225	618944,31	5429913,71	Qfp2	Sp	103	75	-	-	-	2,0
95226	618994,53	5429896,99	Qfp2	-	-	-	-	-	-	-
95227	618899,71	5429996,37	Qfp2 tuf	S0	121	81	-	-	-	-
95227	618899,71	5429996,37	-	Sp	94	86	-	-	-	-
95228	618727,63	5429968,52	Qfp2	Sp	96	88	-	-	-	-
95229	618736,70	5430078,20	And	Sp	131	87	-	-	-	-
95230	618705,37	5430033,49	Qfp2	EI	308	85	-	-	-	-
95230	618705,37	5430033,49	-	Sp	284	86	-	-	-	-
95231	618657,27	5429982,66	Dac cab	Sp	121	84	Le	194	74	-
95232	618633,92	5429910,38	And	Sp	119	76	-	-	-	-
95233	618595,81	5429910,15	Dac And	Sp	122	76	-	-	-	2,0
95234	618656,17	5429846,88	And cab	Sp	105	82	-	-	-	-
95235	618625,00	5429837,94	And	-	-	-	-	-	-	-
9687	618888,56	5429992,32	Qfp Dac ch	CC	298	86	-	-	-	2,5
9687	618888,56	5429992,32	-	Sp	278	77	-	-	-	-
9691	628060,43	5429493,69	And bre	Sp	79	84	-	-	-	1,5
9692	628051,15	5429158,19	Tuf maf sil	Sp	307	76	-	-	-	1,5
9693	628093,15	5429126,83	Qfp1 chl sil	Sp	285	78	-	-	-	1,5
9694	628087,87	5429096,31	Tuf bre hya	S0	77	85	-	-	-	1,0
9695	628095,69	5429052,90	Qfp1 chl	-	-	-	-	-	-	1,5
9696	628108,84	5428748,51	Dio	Sp	94	84	-	-	-	0,5
9696	628108,84	5428748,51	-	Vq	203	71	-	-	-	-
9697	628149,80	5428552,13	Dio	-	-	-	-	-	-	0,5
9698	626989,79	5430094,10	And	-	-	-	-	-	-	0,5
9699	625063,67	5429517,15	Rhy aph	Sp	285	88	-	-	-	3,0
96100	625039,77	5429352,70	Rhy aph	Sp	135	64	-	-	-	2,0
96101	625021,90	5429301,85	Rhy aph	CC	192	80	-	-	-	2,0
96101	625021,90	5429301,85	-	Sp	105	82	-	-	-	-
96102	625210,14	5429203,15	Qfp2, And	Sp	100	60	-	-	-	2,0
96103	625304,84	5429151,43	And	-	-	-	-	-	-	2,0
96104	625354,51	5429130,27	And, Gab dyke	Dy	48	70	-	-	-	2,0
96105	623306,32	5430717,86	And	-	-	-	-	-	-	2,0
96106	623336,70	5430743,64	Dio	-	-	-	-	-	-	2,0
96107	623411,23	5430736,17	And	Sp	332	62	-	-	-	2,0
96108	623530,49	5430724,45	And mas cou	Sp	186	74	-	-	-	2,0
96109	623577,13	5430811,08	And mas	Sp	166	34	-	-	-	2,5

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1b

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
96109	623577,13	5430811,08	-	Sp	154	34	-	-	-	-
96110	623519,48	5430593,58	And	-	-	-	-	-	-	1,5
96111	623563,29	5430621,33	And cou	Sp	225	34	-	-	-	2,5
96112	623810,88	5428377,30	And amy	Sp	291	82	-	-	-	4,0
96113	623728,94	5428401,61	Dyke? Fes, And	Sp	114	74	-	-	-	3,5
96113	623728,94	5428401,61	-	Cs	138	82	-	-	-	-
96113	623728,94	5428401,61	-	K	59	80	-	-	-	-
96113	623728,94	5428401,61	-	K	218	81	-	-	-	-
96118	622213,18	5429006,27	Qfp1 bre cab	Sp	296	79	Le	348	75	2,5
96119	622251,51	5429027,31	Qfp1	-	-	-	-	-	-	2,5
96120	622242,85	5428959,88	And amy	Sp	125	88	-	-	-	2,5
96121	624674,32	5429778,56	Rhy aph	EI	291	74	-	-	-	1,0
96122	624639,08	5429838,71	Rhy aph	Sp	289	84	-	-	-	2,0
96123	624666,98	5429865,60	Rhy aph	Sp	298	76	-	-	-	2,0
96123	624666,98	5429865,60	-	Cs	334	80	-	-	-	-
96124	624725,46	5429824,14	Rhy aph	Sp	311	84	-	-	-	1,5
96125	624657,57	5429808,05	Ton por fel	-	-	-	-	-	-	1,0
96131	627864,91	5426869,07	Qfp1 cab	EI	139	80	-	-	-	3,0
96131	627864,91	5426869,07	-	Sp	108	75	-	-	-	-
96132	627852,10	5426951,05	Qfp1 cab bre	Sp	114	75	-	-	-	3,0
96133	626931,98	5426478,06	Qfp 1 cab	Sp	92	76	-	-	-	3,0
96134	627088,90	5426647,58	And fel	Sp	280	85	-	-	-	3,0
96135	627079,37	5426681,76	Qfp1 cab bre	Sp	105	85	-	-	-	3,0
96136	627119,56	5426840,35	And, Dac? fel	Sp	300	88	-	-	-	2,0
96136	627119,56	5426840,35	-	Cs	254	76	-	-	-	-
96137	627126,71	5426752,61	Dac bre	Sp	113	84	-	-	-	2,5
96138	627111,55	5426732,88	Dac amy cab sul	-	-	-	-	-	-	1,5
96139	627079,35	5426728,48	Dac bre	-	-	-	-	-	-	2,0
96140	627017,99	5426897,34	Dac cab	Sp	91	86	-	-	-	2,5
96141	627067,59	5426879,93	Dac chl	Sp	114	73	-	-	-	2,0
96142	627113,35	5426874,31	Dac chl	Sp	291	86	-	-	-	2,5
96143	627134,41	5426793,35	Dac fel	-	-	-	-	-	-	2,0
96144	627027,36	5426750,52	Dac bre	Sp	97	76	-	-	-	2,0
96144	627027,36	5426750,52	-	Cs	68	85	-	-	-	-
96144-01	627021,57	5426771,91	Qfp3 dyke	Dy	86	79	-	-	-	2,0
96144-02	627009,82	5426812,60	And mas	-	-	-	-	-	-	2,0
96144-03	626977,82	5426805,68	And por dyke	-	-	-	-	-	-	1,0

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1b

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
96144-04	626945,66	5426793,29	And cou	-	-	-	-	-	-	2,0
96144-05	626926,52	5426806,97	And bre cou	-	-	-	-	-	-	2,0
96145	627113,97	5426621,60	And (amy)	Sp	106	80	-	-	-	2,5
96146	627182,19	5426665,77	And cab	Sp	280	84	-	-	-	2,5
96147	627216,83	5426637,98	Qfp2 cab, And	Sp	113	83	-	-	-	2,5
96149	627640,71	5427528,07	And cou	Sp	110	66	-	-	-	1,5
96150	627660,00	5427478,45	And cou	-	-	-	-	-	-	1,5
96151	627734,43	5427486,88	And cou	-	-	-	-	-	-	1,5
96152	627607,32	5426275,92	Dac cab	Sp	290	76	-	-	-	3,0
96152	627607,32	5426275,92	-	Cs	264	80	-	-	-	-
96153	627717,51	5426326,65	And fel por	Sp	295	88	-	-	-	3,0
96153	627717,51	5426326,65	-	Cs	246	73	-	-	-	-
96154-01	627462,13	5427143,69	Bre cou	-	-	-	-	-	-	-
96154-02	627504,71	5427152,39	Bre cou	-	-	-	-	-	-	-
96154-03	627544,21	5427118,52	Qfp3 tuf lap	-	-	-	-	-	-	3,0
96154-04	627605,84	5427097,13	And dyke	-	-	-	-	-	-	-
96154-05	627604,66	5427084,42	Qfp3	-	-	-	-	-	-	3,0
96154-06	627472,72	5427113,12	Qfp2	-	-	-	-	-	-	-
96207-01	624764,68	5429558,53	Rhy aph	EI	200	64	-	-	-	2,0
96207-01	624764,68	5429558,53	-	Sp	98	80	-	-	-	-
96208-01	625574,78	5427129,92	And	Sp	296	80	-	-	-	-
96208-02	625613,83	5427148,07	And	Cs	253	76	-	-	-	-
96208-05	625606,73	5427103,50	Qfp3	-	-	-	-	-	-	-
96208-08	625507,34	5427073,91	Dac por fel	-	-	-	-	-	-	-
96208-13	625585,43	5426933,11	Qfp2	EI	290	81	-	-	-	2,0
96208-13	625585,43	5426933,11	-	Sp	310	81	-	-	-	-
96208-13	625585,43	5426933,11	-	Cs	253	80	-	-	-	-
96208-14	625664,70	5427082,20	Dac por fel	-	-	-	-	-	-	-
96208-15	625500,24	5426976,89	Sye dyke por fel	-	-	-	-	-	-	-
96208-16	625555,24	5426947,26	Qfp2 bre	-	-	-	-	-	-	-
96208-17	625586,94	5426995,94	Qfp2 mas	-	-	-	-	-	-	-
96209	626946,80	5426629,42	And, Qfp2	Sp	102	85	-	-	-	-
96209	626946,80	5426629,42	-	Cs	260	86	-	-	-	-
96209	626946,80	5426629,42	-	Dy	118	81	-	-	-	-
9709	620497,99	5431174,01	And mas	Sp	25	86	-	-	-	2,0
9709	620497,99	5431174,01	-	BC	290	65	-	-	-	-
9757	620046,56	5430177,01	And cou mas	Sp	122	82	-	-	-	2,0

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1b

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9758	620172,79	5430190,97	And cou mas	S0	132	80	-	-	-	1,5
9758	620172,79	5430190,97	-	Sp	135	80	-	-	-	-

Note: IAT = indice d'anisotropie de terrain

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1c

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95163-01	632322,84	5425242,82	Rhy aph hem	Sp	102	57	-	-	-	3,0
95163-01	632322,84	5425242,82	-	Cs	85	71	Li	206	67	-
95163-02	632322,15	5425240,05	Qfp1 hem car	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-03	632323,81	5425239,49	-	Vq	105	63	-	-	-	-
95163-04	632322,15	5425236,03	Rhy aph chl	Sp	106	69	-	-	-	3,0
95163-05	632325,61	5425233,53	Rhy aph?	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-06	632323,39	5425232,56	Tuf maf amy car	S0	93	69	-	-	-	3,0
95163-06	632323,39	5425232,56	-	Sp	103	61	-	-	-	-
95163-06	632323,39	5425232,56	-	Cs	244	84	-	-	-	-
95163-07	632322,84	5425230,07	Rhy aph?	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-08	632325,20	5425225,35	Tuf fes ch> car	Sp	106	82	-	-	-	3,0
95163-08	632325,20	5425225,35	-	Cs	231	84	-	-	-	-
95163-09	632326,87	5425219,68	Qfp1? hem	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-10	632324,51	5425212,61	Qfp1? py car	Sp	102	58	-	-	-	3,0
95163-10	632324,51	5425212,61	-	Cs	239	88	-	-	-	-
95163-11	632323,12	5425207,75	Rhy aph chl	Sp	110	65	-	-	-	3,0
95163-12	632323,12	5425205,12	Rhy aph? car	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-13	632327,00	5425202,62	Rhy aph chl	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-14	632322,84	5425197,91	Rhy aph? car	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-15	632327,56	5425195,41	Dio dyke car	Dy	84	37	-	-	-	2,0
95163-16	632325,47	5425193,33	Rhy aph chl py	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-17	632322,01	5425182,38	Qfp1 car tou	Sp	108	71	Le	192	71	3,0
95163-18	632343,36	5425179,61	Tuf maf	Sp	112	71	-	-	-	3,0
95163-19	632337,95	5425189,45	Qfp1 car py	S0	106	74	-	-	-	3,0
95163-19	632337,95	5425189,45	-	Sp	112	63	-	-	-	-
95163-20	632343,91	5425191,25	Tuf fes lap car py	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-21	632355,55	5425185,71	Qfp2 chl cab	Sp	96	71	-	-	-	3,0
95163-22	632357,50	5425185,29	Rhy aph hem	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-23	632379,81	5425185,57	Qfp1? car	Sp	101	74	-	-	-	3,0
95163-23	632379,81	5425185,57	-	Cs	234	86	Li	224	61	-
95163-24	632404,21	5425180,02	Qfp1 car	Sp	106	71	-	-	-	3,0
95163-25	632412,53	5425178,22	Tuf maf car	Sp	101	60	-	-	-	3,0
95163-26	632430,13	5425170,88	Sul mas	-	-	-	-	-	-	-
95163-27	632419,73	5425173,51	Dio dyke maf	Sp	95	61	-	-	-	3,0
95163-28	632423,90	5425167,42	Dio dyke maf	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-29	632407,54	5425168,94	Tuf maf fel	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-30	632318,41	5425179,89	Tuf maf car chl	Sp	112	69	-	-	-	3,0

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1c

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95163-31	632304,40	5425186,40	Tuf fes lap car py	Sp	106	60	Le	192	60	3,0
95163-32	632301,35	5425186,40	Tuf fes lap car py	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-33	632318,55	5425166,59	Dio dyke car	Sp	104	76	-	-	-	2,0
95163-34	632324,37	5425158,27	Tuf maf	Sp	105	82	-	-	-	3,0
95163-34	632324,37	5425158,27	-	Cs	64	76	-	-	-	-
95163-35	632322,84	5425138,44	Tuf maf	Sp	106	62	-	-	-	3,0
95163-36	632327,83	5425122,23	Tuf fes lap chl	Sp	104	61	-	-	-	3,0
95163-37	632323,53	5425119,04	Tuf fes hem	Sp	106	75	-	-	-	3,0
95163-38	632322,70	5425110,17	Rhy aph?	Sp	98	76	-	-	-	3,0
95163-39	632324,09	5425107,95	Tuf fes lap hem	-	-	-	-	-	-	3,0
95163-40	632325,89	5425096,86	Tuf maf	Sp	106	76	-	-	-	3,0
95164-01	632243,56	5425137,47	Tuf fes hem	Sp	93	71	-	-	-	3,0
95164-01	632243,56	5425137,47	-	Sp	109	60	-	-	-	-
95164-01	632243,56	5425137,47	-	Cs	242	84	-	-	-	-
95164-02	632245,63	5425135,81	Tuf fes?	-	-	-	-	-	-	3,0
95164-03	632256,16	5425133,59	Tuf fes hem	Sp	115	78	-	-	-	3,0
95165-01	632224,14	5425178,36	Dio dyke	-	-	-	-	-	-	2,5
95165-02	632224,28	5425186,54	Dio dyke	Sp	275	71	-	-	-	2,0
95165-03	632224,98	5425194,44	Tuf fes lap	Sp	104	70	-	-	-	2,5
95165-03	632224,98	5425194,44	-	Cs	76	78	-	-	-	-
95165-04	632228,31	5425196,38	Tuf fes lap?	Sp	105	79	-	-	-	2,5
95165-05	632225,95	5425202,62	Rhy aph hem	-	-	-	-	-	-	3,0
95165-06	632225,53	5425208,86	Rhy aph hem	-	-	-	-	-	-	3,0
95165-07	632229,69	5425215,24	Rhy aph car py	-	-	-	-	-	-	3,0
95165-08	632226,78	5425217,04	Rhy aph hem py	-	-	-	-	-	-	3,0
95165-09	632227,34	5425221,75	Tuf maf	-	-	-	-	-	-	3,0
95165-10	632229,83	5425227,43	Tuf fes	-	-	-	-	-	-	3,0
95165-11	632229,41	5425230,07	Tuf maf chl car	Sp	94	79	-	-	-	3,0
95165-11	632229,41	5425230,07	-	Cs	50	89	-	-	-	-
95166-01	632429,85	5425265,42	Rhy aph	-	-	-	-	-	-	2,5
95166-02	632432,21	5425270,12	And chl car py	Sp	96	71	-	-	-	2,5
95166-03	632434,43	5425270,54	Dio dyke car py	Sp	92	68	-	-	-	2,5
95166-04	632445,93	5425280,52	And cou	Sp	104	68	-	-	-	2,5
95166-04	632445,93	5425280,52	-	Cs	228	76	-	-	-	-
95166-05	632445,24	5425282,74	Sul mas	-	-	-	-	-	-	2,5
95166-06	632449,26	5425287,18	Rhy aph hem car	Sp	99	64	Le	195	55	3,0
95194	632642,45	5425320,60	Rhy aph, And	Sp	103	72	-	-	-	2,0

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1c

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95195	632592,32	5425377,27	And cou	Sp	95	78	-	-	-	2,5
95195	632592,32	5425377,27	-	Cs	257	88	-	-	-	-
95196	632525,95	5425381,61	And cou	Sp	94	64	-	-	-	2,5
9677	639752,37	5425697,95	And, Dio dyke	Sp	112	75	-	-	-	2,5
9677	639752,37	5425697,95	-	Sp	109	70	-	-	-	-
9677	639752,37	5425697,95	-	Sp	39	56	-	-	-	-
9677	639752,37	5425697,95	-	Sp	95	74	-	-	-	-
9677	639752,37	5425697,95	-	Cs	126	81	ApCs	138	62	-
9677	639752,37	5425697,95	-	Cs	113	88	-	-	-	-
9677	639752,37	5425697,95	-	Dy	97	75	-	-	-	-
9678	639728,64	5425841,91	And sil	-	-	-	-	-	-	1,0
9679	639869,12	5425749,94	And sil	-	-	-	-	-	-	1,0
9680	639958,19	5425856,85	And sil	-	-	-	-	-	-	1,0
9681	639944,28	5425896,23	And, Dio dyke	-	-	-	-	-	-	1,0
9682	640010,65	5425759,84	And cou	-	-	-	-	-	-	1,0
9683	640126,68	5425781,54	Tuf maf, And	S0	84	74	-	-	-	2,0
9683	640126,68	5425781,54	-	Sp	83	64	-	-	-	-
9689	637584,67	5426105,63	Gra	-	-	-	-	-	-	2,0
96126-01	638280,67	5425844,45	Rhy aph	Sp	108	69	Lm	198	69	2,5
96126-01	638280,67	5425844,45	-	Sp	98	82	Lm	225	80	-
96126-01	638280,67	5425844,45	-	Sp	106	78	Lm	210	78	-
96126-02	638279,69	5425847,95	Rhy, Ton	Sp	89	71	Lm	179	71	2,0
96126-03	638279,83	5425851,30	Qfp1 tuf lap	S0	126	80	-	-	-	2,5
96126-03	638279,83	5425851,30	-	Sp	98	70	-	-	-	-
96126-03	638279,83	5425851,30	-	Sp	90	81	Li	110	2	-
96126-03	638279,83	5425851,30	-	Cis	120	81	Li	110	2	-
96126-03	638279,83	5425851,30	-	Cis	114	76	-	-	-	-
96126-04	638281,50	5425854,23	Ton	-	-	-	-	-	-	-
96126-05	638276,06	5425856,19	Rhy aph	EI	128	88	-	-	-	2,5
96126-05	638276,06	5425856,19	-	Sp	101	79	Li	119	14	-
96126-05	638276,06	5425856,19	-	Cis	114	76	-	-	-	-
96126-06	638273,41	5425860,52	Ton cis	Sp	84	56	-	-	-	2,0
96126-06	638273,41	5425860,52	-	Cis	94	83	-	-	-	-
96126-06	638273,41	5425860,52	-	Vq	195	70	-	-	-	-
96126-06	638273,41	5425860,52	-	Vq	200	59	-	-	-	-
96126-07	638275,50	5425867,23	Rhy aph	Sp	84	73	-	-	-	2,5
96126-08	638267,68	5425870,86	Dac?	Sp	94	74	-	-	-	2,5

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1c

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
96126-09	638269,64	5425875,19	Ton cis	Sp	99	70	-	-	-	2,0
96126-10	638273,83	5425879,94	Ton, Apl	Sp	94	56	Lm	178	84	2,0
96126-10	638273,83	5425879,94	-	Cis	105	64	-	-	-	-
96126-11	638266,14	5425884,40	Ton cis	Sp	94	75	-	-	-	2,0
96126-11	638266,14	5425884,40	-	Cis	117	82	-	-	-	-
96126-12	638266,84	5425886,78	Ton cis	Cis	109	66	-	-	-	2,0
96126-13	638263,07	5425897,81	Ton cis	Cis	100	77	-	-	-	2,0
96126-14	638263,07	5425901,59	Ton cis	Sp	84	51	-	-	-	2,0
96126-14	638263,07	5425901,59	-	Cis	101	69	-	-	-	-
96126-15	638305,95	5425865,41	Rhy aph	Sp	94	78	-	-	-	2,5
96126-16	638307,63	5425871,14	Ton, Apl dyke	Sp	74	69	Lm	164	69	2,0
96126-16	638307,63	5425871,14	-	Dy	112	58	-	-	-	-
96126-16	638307,63	5425871,14	-	Vq	18	86	-	-	-	-
96126-17	638299,39	5425879,38	Ton, Apl dyke	Dy	132	75	-	-	-	2,0
96126-17	638299,39	5425879,38	-	Dy	139	62	-	-	-	-
96126-18	638306,37	5425883,00	Ton cis	Sp	102	70	-	-	-	-
96126-18	638306,37	5425883,00	-	Cis	110	68	Lm	232	64	-
96126-18	638306,37	5425883,00	-	Dy	150	81	-	-	-	-
96126-19	638304,28	5425888,45	Ton cis	Sp	81	68	-	-	-	2,0
96126-19	638304,28	5425888,45	-	Dy	118	67	-	-	-	-
96126-19	638304,28	5425888,45	-	Vq	224	82	-	-	-	-
96126-20	638303,86	5425891,81	Ton cis, Apl dyke	Sp	100	67	-	-	-	2,0
96126-20	638303,86	5425891,81	-	Dy	154	53	-	-	-	-
96126-20	638303,86	5425891,81	-	Dy	214	61	-	-	-	-
96126-21	638300,64	5425898,51	Ton cis	Sp	79	66	-	-	-	2,0
96126-21	638300,64	5425898,51	-	Cis	274	88	-	-	-	-
96126-21	638300,64	5425898,51	-	F	173	67	St	349	10	-
96126-22	638299,25	5425903,68	Ton cis	Sp	96	66	-	-	-	2,0
96126-22	638299,25	5425903,68	-	F	153	66	St	156	6	-
96126-23	638296,87	5425908,85	Rhy aph	Sp	84	86	-	-	-	2,5
96126-24	638323,27	5425878,26	Ton cis, Apl	Sp	102	87	Lm	278	69	2,0
96126-25	638332,35	5425879,94	Rhy aph	Sp	120	48	-	-	-	2,0
96126-26	638326,63	5425898,93	Ton cisai	Sp	89	53	-	-	-	2,0
96126-27	638347,86	5425889,99	Rhy, Ton	Sp	100	79	-	-	-	2,5
96126-27	638347,86	5425889,99	-	Vq	23	87	-	-	-	-
96126-28	638348,55	5425876,17	Ton cis	-	-	-	-	-	-	2,0
96126-29	638339,47	5425861,22	Rhy ton	Sp	60	80	-	-	-	2,0

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 1c

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
96126-30	638359,87	5425856,19	Ton cis	Sp	84	86	-	-	-	2,0
96126-30	638359,87	5425856,19	-	Cis	278	82	-	-	-	-
96126-31	638369,23	5425884,26	Rhy aph, Ton	Cis	261	88	Lm	279	84	2,5
96126-32	638371,46	5425873,65	Ton	-	-	-	-	-	-	1,0
96126-33	638316,15	5425875,05	Ton	-	-	-	-	-	-	-
96126-34	638311,26	5425878,40	Ton cis cp	Cis	276	84	Lm	294	54	2,0
96126-35	638329,45	5425863,55	Ton por dyke	-	-	-	-	-	-	-
97139	632529,58	5425375,57	And cou	Sp	98	72	-	-	-	2,0
97140	632320,41	5425172,16	Gab dyke	Sp	108	82	-	-	-	2,0
97147	632033,70	5425132,80	Tuf maf	-	-	-	-	-	-	3,0
97148	632072,08	5425133,10	Rhy aph, Gab	Sp	101	77	-	-	-	2,5
97148	632072,08	5425133,10	-	Cs	250	85	-	-	-	-
97149	632155,56	5425106,74	Rhy tuf lap	-	-	-	-	-	-	3,0
97150	632209,02	5425379,25	Gab dyke	Sp	90	75	-	-	-	2,0
97151	632228,93	5425325,91	Rhy aph, And	Sp	94	67	-	-	-	-
97152	632263,54	5425283,62	Tuf	-	-	-	-	-	-	3,0
9804	637573,73	5426077,23	Gra	Sp	85	55	Le	181	36	3,0

Note: IAT = indice d'anisotropie de terrain

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 2

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9507	617465,33	5430042,14	Rhy aph ch	Sp	270	72	-	-	-	3,0
9507	617465,33	5430042,14	-	BC	298	75	-	-	-	-
9507	617465,33	5430042,14	-	Sp	295	83	Le	110	22	-
9508	617417,12	5429951,62	Rhy aph	Sp	290	81	-	-	-	3,0
9508	617417,12	5429951,62	-	BC	316	80	-	-	-	-
9509	617380,71	5429893,56	Rhy aph hem	Sp	290	74	Le	91	50	3,0
9509	617380,71	5429893,56	-	K	220	68	-	-	-	-
9509	617380,71	5429893,56	-	K	225	46	-	-	-	-
9510	617352,17	5429901,44	Rhy aph	Sp	292	71	Le	92	58	3,0
9511	617365,95	5429929,97	Rhy aph sul	Sp	280	81	-	-	-	-
9511	617365,95	5429929,97	-	BC	295	80	-	-	-	3,0
9513	617272,47	5430100,19	Rhy aph	Sp	280	85	-	-	-	2,5
9513	617272,47	5430100,19	-	BC	298	88	-	-	-	-
9514	617356,11	5429989,99	Rhy aph (ch)	Sp	288	73	-	-	-	3,5
9515	617237,05	5429940,79	Rhy aph ch	Sp	105	80	-	-	-	3,0
9516	617181,94	5429960,47	Rhy aph	Sp	282	72	Le	115	16	3,5
9516	617181,94	5429960,47	-	K	215	76	-	-	-	-
9516	617181,94	5429960,47	-	K	25	89	-	-	-	-
9516	617181,94	5429960,47	-	Sp	278	88	Le	80	52	-
9516	617181,94	5429960,47	-	Sp	274	76	-	-	-	-
9516	617181,94	5429960,47	-	BC	301	74	-	-	-	-
9517	617185,89	5429977,20	Rhy aph (ch)	Sp	276	81	-	-	-	-
9517	617185,89	5429977,20	-	Sp	76	57	-	-	-	-
9517	617185,89	5429977,20	-	Sp	32	36	-	-	-	-
9517	617185,89	5429977,20	-	Cs	300	62	ApCs	116	37	-
9518	617192,77	5430003,76	Rhy aph hem	Sp	289	86	-	-	-	-
9518	617192,77	5430003,76	-	BC	301	85	-	-	-	-
9519	617218,35	5430026,39	Rhy aph sul	Sp	283	85	-	-	-	4,0
9519	617218,35	5430026,39	-	BC	295	85	-	-	-	-
9520	617241,97	5430053,94	Rhy aph py	Sp	285	88	-	-	-	3,0
9520	617241,97	5430053,94	-	BC	304	81	Le	116	2	-
9521	617267,56	5430085,43	Sch ser	Sp	284	82	-	-	-	-
9521	617267,56	5430085,43	-	BC	301	84	Le	301	0	-
9521	617267,56	5430085,43	-	K	330	76	ApK	340	62	-
9521	617267,56	5430085,43	-	K	220	80	-	-	-	-
9522	617240,01	5430123,81	Rhy aph ch	Sp	284	84	-	-	-	3,0
9522	617240,01	5430123,81	-	BC	294	85	Le	114	8	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 2

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9523	617053,05	5430017,54	Rhy aph ch	Sp	285	65	-	-	-	-
9523	617053,05	5430017,54	-	BC	295	73	Le	290	2	-
9524	617064,86	5430037,22	Rhy aph ch	Sp	278	72	-	-	-	-
9524	617064,86	5430037,22	-	BC	116	86	-	-	-	-
9525	617083,55	5430079,53	Rhy aph	Sp	270	84	-	-	-	-
9525	617083,55	5430079,53	-	BC	290	87	-	-	-	-
9526	617134,72	5430098,22	Rhy aph	Sp	282	74	-	-	-	-
9526	617134,72	5430098,22	-	BC	300	87	-	-	-	-
9526	617134,72	5430098,22	-	K	344	85	ApK	346	76	-
9527	617018,61	5430050,99	Rhy aph ch	Sp	292	78	-	-	-	3,0
9527	617018,61	5430050,99	-	BC	298	77	Le	298	0	-
9528	617036,32	5430085,43	Rhy aph	Sp	273	81	-	-	-	-
9528	617036,32	5430085,43	-	BC	310	80	-	-	-	-
9528	617036,32	5430085,43	-	K	340	82	-	-	-	-
9528	617036,32	5430085,43	-	K	355	88	-	-	-	-
9529	617001,88	5430067,72	Rhy aph ch	Sp	278	85	-	-	-	-
9529	617001,88	5430067,72	-	BC	292	82	Le	28	82	-
9530	617221,30	5430105,11	Rhy aph	Sp	288	86	-	-	-	3,5
9530	617221,30	5430105,11	-	BC	303	85	-	-	-	-
9530	617221,30	5430105,11	-	K	330	82	-	-	-	-
9530	617221,30	5430105,11	-	K	216	86	-	-	-	-
9530	617221,30	5430105,11	-	K	335	87	-	-	-	-
9530	617221,30	5430105,11	-	K	340	82	-	-	-	-
9530	617221,30	5430105,11	-	K	208	87	-	-	-	-
9530	617221,30	5430105,11	-	K	196	87	-	-	-	-
9531	617184,90	5430060,83	Rhy aph chl	Sp	286	83	-	-	-	3,0
9531	617184,90	5430060,83	-	BC	296	85	-	-	-	-
9532	617156,37	5430022,46	Rhy aph ch	Sp	284	80	-	-	-	-
9532	617156,37	5430022,46	-	BC	293	78	-	-	-	-
9532	617156,37	5430022,46	-	Cs	332	82	ApCs	342	79	-
9533	616934,33	5430213,06	Rhy aph ch py	Sp	282	78	-	-	-	-
9533	616934,33	5430213,06	-	BC	295	86	-	-	-	-
9534	616837,27	5430147,71	Rhy aph	Sp	280	74	-	-	-	4,0
9534	616837,27	5430147,71	-	BC	308	85	-	-	-	-
9534	616837,27	5430147,71	-	Cs	345	85	-	-	-	-
9555	619463,47	5428741,24	Grès, Silt	So	305	88	-	-	-	-
9555	619463,47	5428741,24	-	Sp?	290	89	-	-	-	3,5

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 2

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9556	619446,42	5428756,34	Silt, Grès	SO	300	87	-	-	-	3,5
9556	619446,42	5428756,34	-	Cs	275	80	-	-	-	-
9556	619446,42	5428756,34	-	PaCs	302	88	-	-	-	-
9557	619338,54	5428801,06	Silt, Arg	SO	300	78	-	-	-	3,5
9557	619338,54	5428801,06	-	Cs	102	90	ApCs	108	74	-
9558	619251,57	5428906,69	Rhy sil	Sp	282	72	-	-	-	3,5
9559	619439,31	5428691,49	Tuf lap	Sp	300	70	Le	30	70	4,0
9560	619365,96	5428609,88	And mag	Sp	310	85	-	-	-	4,0
9561	619333,29	5428563,43	Tuf lap?	Sp	293	80	Le	68	76	4,5
95197	632657,65	5424623,35	Rhy ch tuf	Sp	104	74	Li?	271	44	-
95238	617690,91	5429297,43	Qfp2 bre	Sp	97	89	-	-	-	-
95238	617690,91	5429297,43	-	Cs	114	88	-	-	-	-
95239	617695,88	5429368,64	Dac	Sp	295	76	-	-	-	4,0
95240	617812,09	5429355,70	Rhy aph ch chl	Sp	315	75	Le	46	63	4,5
95241	617873,78	5429436,96	Rhy aph ch cab	Sp	317	80	Le	101	61	5,0
95242	617867,48	5429423,21	Sch fel cab mag	Sp	298	72	-	-	-	5,0
95243	617859,05	5429410,53	Rhy aph	Sp	88	89	-	-	-	3,5
95244	617918,65	5429367,87	Sch cab ch	SO	308	85	-	-	-	4,5
95244	617918,65	5429367,87	-	Sp	296	78	-	-	-	-
95245	618012,93	5429395,63	And chlo cab	Sp	294	84	-	-	-	3,0
95246	618006,08	5429498,33	Rhy aph tuf lité	SO	271	84	-	-	-	2,5
95246	618006,08	5429498,33	-	Sp	279	85	-	-	-	-
95246	618006,08	5429498,33	-	BC	305	89	-	-	-	-
95247	617975,11	5429542,25	Rhy aph	SO	305	77	-	-	-	-
95247	617975,11	5429542,25	-	SO	84	73	-	-	-	-
95247	617975,11	5429542,25	-	SO	308	70	-	-	-	-
95247	617975,11	5429542,25	-	SO	302	84	-	-	-	-
95247	617975,11	5429542,25	-	SO	80	77	-	-	-	-
95247	617975,11	5429542,25	-	Sp	282	84	-	-	-	3,5
95248	618131,11	5429302,91	And	Sp	295	86	-	-	-	4,0
95249-01	618509,68	5429401,91	Rhy aph cab ch	Sp	302	85	-	-	-	3,0
95249-02	618387,52	5429444,77	Rhy aph cab ch	Sp	300	88	-	-	-	2,0
95249-04	618371,80	5429487,63	Rhy aph cab ch	EI	305	84	-	-	-	2,5
95249-04	618371,80	5429487,63	-	Sp	272	79	-	-	-	-
95249-06	618319,64	5429539,07	Rhy aph cab ch	Sp	295	78	-	-	-	3,5
95250	618277,65	5429386,52	Rhy sil	Sp	300	81	-	-	-	2,0
95251	619181,97	5428931,45	Rhy sil	Sp	279	82	-	-	-	3,0

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 2

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95251	619181,97	5428931,45	-	Cs	296	78	-	-	-	-
95252	619363,73	5428861,43	Rhy aph sil tuf	Sp	289	85	-	-	-	3,5
95252	619363,73	5428861,43	-	BC	307	84	Le	40	80	-
95253	619441,85	5428940,87	Qfp1 cab	Sp	279	86	Le	127	75	3,0
95253	619441,85	5428940,87	-	BC	115	89	-	-	-	-
95254	619473,61	5429042,65	Rhy aph cab ch	Sp	282	89	-	-	-	3,5
95254	619473,61	5429042,65	-	BC	304	89	-	-	-	-
95255	619494,47	5429065,44	Rhy aph ch	Sp	104	83	-	-	-	2,5
95255	619494,47	5429065,44	-	BC	123	84	-	-	-	-
95256-01	619503,81	5429005,40	Qfp2	Sp	292	79	-	-	-	2,0
95256-02	619508,70	5428986,40	Qfp2 hya	-	-	-	-	-	-	3,0
95256-03	619525,53	5428971,20	Rhy aph lob	Sp	96	84	-	-	-	2,0
95256-04	619545,61	5428953,29	Qfp2 lob	-	-	-	-	-	-	2,0
95256-05	619553,75	5428956,01	Qfp2 aph	EI	282	81	-	-	-	2,0
95256-06	619548,87	5428961,43	Rhy aph	-	-	-	-	-	-	2,0
95256-07	619565,16	5428971,20	Rhy aph	Sp	290	76	-	-	-	2,0
95256-08	619538,01	5428963,05	Rhy aph	EI	288	79	-	-	-	2,0
95256-09	619561,90	5428952,21	Qfp2 hya	-	-	-	-	-	-	3,0
95256-10	619514,67	5428975,54	Qfp2 hya	Sp	297	80	Lm	90	72	3,0
95256-11	619507,62	5428958,18	Qfp2 hya	Sp	283	84	-	-	-	3,0
95256-11	619507,62	5428958,18	-	BC	308	88	-	-	-	-
95257	619520,10	5428764,61	Rhy aph	Sp	288	80	-	-	-	4,0
95257	619520,10	5428764,61	-	BC	315	85	-	-	-	-
95257	619520,10	5428764,61	-	K	156	71	-	-	-	-
95257	619520,10	5428764,61	-	K	237	84	-	-	-	-
95257	619520,10	5428764,61	-	K	345	88	-	-	-	-
95257	619520,10	5428764,61	-	K	36	78	-	-	-	-
95257	619520,10	5428764,61	-	K	164	86	-	-	-	-
95257	619520,10	5428764,61	-	K	43	87	-	-	-	-
95257	619520,10	5428764,61	-	K	344	86	-	-	-	-
95258	619564,60	5428774,77	Rhy aph	-	-	-	-	-	-	4,0
95259	619520,19	5428746,52	FoF cab chl	-	-	-	-	-	-	4,0
95260	619508,61	5428731,74	Grès, Silt	S0	305	82	-	-	-	-
95260	619508,61	5428731,74	-	Sp	295	82	-	-	-	2,5
95261	619483,30	5428692,66	Rhy aph ch cab	Sp	302	81	-	-	-	3,5
95262	619412,93	5428657,76	Tuf fes	Sp	288	80	Le	28	70	3,5
95262	619412,93	5428657,76	-	BC	305	78	-	-	-	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 2

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95263	619357,54	5428596,14	Qfp1, Dio	Sp	288	75	-	-	-	3,0
95264	619316,42	5428541,27	And cab	Sp	301	81	Le	112	78	3,5
95265	619255,31	5428457,88	And, Grd dyke	Sp	297	83	Le	111	62	4,0
95266	618906,05	5428623,23	Tuf fes, Grd	Sp	299	80	Le	35	75	5,0
95267	619476,70	5428520,45	Rhy aph fel cab	Sp	300	76	Le	62	74	4,5
95268	619499,93	5428543,60	Dio dyke	-	-	-	-	-	-	3,0
95269	619568,34	5428543,42	Tuf fes	Sp	293	82	-	-	-	4,0
95269	619568,34	5428543,42	-	BC	310	79	-	-	-	-
9688	637916,98	5424815,72	Qfp1 cab ch	Sp	81	79	-	-	-	3,5
9688	637916,98	5424815,72	-	Sp	89	74	-	-	-	-
9688	637916,98	5424815,72	-	Cs	193	78	Li	205	72	-
9688	637916,98	5424815,72	-	Cs	225	81	-	-	-	-
96148	633636,50	54244490,76	Rhy sil	Sp	88	77	-	-	-	2,0
96155	626826,00	5425444,46	And amy	Sp	108	77	-	-	-	3,5
96156	627147,03	5425352,28	Dio ou And	Sp	109	82	Le	115	85	3,5
96157	625798,88	5426104,71	Dio chl	Sp	115	88	-	-	-	3,0
96158	625745,20	5426073,87	Sch ch ser	Sp	290	87	-	-	-	4,0
96158	625745,20	5426073,87	-	Cs	256	88	-	-	-	-
96159	625991,23	5425843,93	Sch ch ser	Sp	280	81	-	-	-	5,0
96160	625988,66	5425974,12	And	Sp	117	81	-	-	-	4,0
96160	625988,66	5425974,12	-	Cs	245	88	-	-	-	-
96210	618908,32	5428622,71	Dac	-	-	-	-	-	-	4,0
97109	613614,54	5431724,38	Rhy aph	Sp	295	86	Le	113	23	3,5
97110	613613,17	5431812,40	Rhy aph	Sp	283	79	-	-	-	3,5
97111	613436,68	5431721,74	Rhy aph	Sp	278	84	Le	95	26	3,0
97112	613437,17	5431784,90	Rhy sil	Sp	288	83	-	-	-	2,0
97113	613559,44	5431636,54	Grès, Silt	So	290	78	-	-	-	2,5
97113	613559,44	5431636,54	-	Sp	90	86	-	-	-	-
97113	613559,44	5431636,54	-	K	218	77	-	-	-	-
97114	613529,27	5431598,23	Silt, Arg	Sp	283	87	-	-	-	3,5
97115	613359,45	5431763,52	Rhy aph	Sp	270	82	-	-	-	2,5
97116	613347,63	5431714,59	Rhy aph	Sp	272	83	-	-	-	3,0
97116	613347,63	5431714,59	-	Cs	85	71	-	-	-	-
97117	613312,45	5431661,06	Grès, Silt	-	-	-	-	-	-	-
97118	613260,48	5431676,22	Grès, Arg	So	282	80	-	-	-	2,0
97119	613261,49	5431711,79	Grès, Arg	-	-	-	-	-	-	3,5
97120	613249,94	5431836,01	Rhy sil	Sp	275	77	-	-	-	2,0

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 2

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
97121	613239,61	5431796,59	Rhy aph	-	-	-	-	-	-	3,0
97122	613147,34	5431668,89	Grès, Arg	S0	293	72	-	-	-	3,5
97122	613147,34	5431668,89	-	K	255	87	-	-	-	-
97123	613149,06	5431586,27	Grès, Arg	S0	325	75	-	-	-	3,0
97123	613149,06	5431586,27	-	Cs	95	89	-	-	-	-
97124	613193,76	5431567,68	Grès, Arg	S0	318	69	Le	96	59	4,0
97124	613193,76	5431567,68	-	Cs	272	89	ApCs	94	58	-
97125	613265,95	5431408,24	Rhy sod	-	-	-	-	-	-	2,5
97131	617504,45	5429808,63	Rhy aph	EI	310	80	-	-	-	2,5
97131	617504,45	5429808,63	-	Sp	112	87	-	-	-	-
97132	618837,21	5428709,52	Tuf	Sp	311	86	-	-	-	3,0
97133	618735,97	5428696,85	Sch maf	Sp	304	88	-	-	-	4,0
97134	618751,31	5428707,79	And	-	-	-	-	-	-	3,0
97135	618893,98	5428706,79	Sch maf	Sp	302	85	-	-	-	3,0
97136	618757,32	5428845,44	Tuf lap fel	Sp	305	75	Le	35	75	3,5
97136	618757,32	5428845,44	-	Sp	290	86	Le	98	72	-
97137	619364,97	5429094,86	Rhy sil	Sp	305	70	-	-	-	2,0
97138	619386,79	5429114,86	Rhy aph	Sp	292	81	-	-	-	3,0
97141	631926,00	5424967,68	Rhy aph ch	Sp	105	79	-	-	-	3,0
97142	631910,47	5424896,55	Rhy aph ch	Sp	108	86	-	-	-	3,5
97142	631910,47	5424896,55	-	Cs	221	76	-	-	-	-
97143	631866,59	5424843,25	And mas	Sp	102	72	-	-	-	2,0
97144	631826,46	5424821,94	And mas	-	-	-	-	-	-	2,5
97145	631852,62	5424895,99	Qfp1 ch	-	-	-	-	-	-	3,0
97146	631781,06	5424992,14	Rhy aph	Sp	108	85	Le	279	62	3,0
97153	632660,25	5424626,24	Rhy aph	Sp	112	56	-	-	-	3,0
97154	632667,92	5424575,81	Rhy aph	-	-	-	-	-	-	3,0
97155	632741,82	5424597,32	Rhy aph	Sp	104	77	-	-	-	3,0
97156	632857,91	5424601,67	Qfp1	-	-	-	-	-	-	3,5
97157	632920,21	5424666,80	Tuf lap fel	Sp	104	82	-	-	-	3,5
97158	632915,73	5424689,25	Qfp1	-	-	-	-	-	-	3,0
97159	632922,59	5424737,11	Rhy aph, Tuf fes	-	-	-	-	-	-	3,0
97160	633012,26	5424701,79	Rhy	-	-	-	-	-	-	3,0
97161	628677,61	5424729,12	And, Gab dyke	Sp	311	88	-	-	-	4,0
97162	628566,81	5424604,41	And myl	Sp	112	88	Le	285	75	4,0
97163	628263,64	5424391,84	Tuf lap fes	S0	298	88	Le	103	74	4,0
97163	628263,64	5424391,84	-	Sp	290	86	-	-	-	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 2

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
97164	628076,60	5424308,62	Tuf maf, And	Sp	158	76	-	-	-	4,5
97164	628076,60	5424308,62	-	K	174	78	-	-	-	-
97164	628076,60	5424308,62	-	K	80	80	-	-	-	-
97169	618583,71	5429259,95	Rhy sil	EI	312	76	-	-	-	2,5
97169	618583,71	5429259,95	-	EI	282	85	-	-	-	-
97169	618583,71	5429259,95	-	EI	275	82	-	-	-	-
97169	618583,71	5429259,95	-	Sp	287	87	-	-	-	-
97169	618583,71	5429259,95	-	Sp	294	79	-	-	-	-
97169	618583,71	5429259,95	-	Sp	291	85	-	-	-	-
9809	617972,42	5429214,01	And por	Sp	288	79	Le	105	78	4,0
9809	617972,42	5429214,01	-	Vq	112	78	-	-	-	-
9809	617972,42	5429214,01	-	Vq	118	87	-	-	-	-

Note : IAT = indice d'anisotropie de terrain

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 3

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9501	617594,22	5430179,89	Rhy aph	Sp	278	85	Le	74	82	1,5
9502	617581,44	5430142,49	Rhy aph bre	Sp	274	76	-	-	-	3,0
9502	617581,44	5430142,49	-	EI	292	85	-	-	-	-
9503	617595,21	5430088,39	Rhy aph lob bre	Sp	264	82	-	-	-	3,0
9504	617506,65	5430189,72	Rhy aph ch	Sp	284	84	-	-	-	1,5
9505	617458,44	5430166,11	Qfp	Sp	285	80	Le	106	42	3,0
9506	617460,41	5430072,64	Rhy aph bre sul	Sp	88	82	Le	94	76	3,0
9512	617343,32	5430139,55	Rhy aph hem	Sp	284	86	Le	112	16	3,0
9535	616205,80	5430921,11	Rhy aph jc	Sp	269	82	-	-	-	2,0
9535	616205,80	5430921,11	-	JC	271	86	AI	90	20	-
9536	616390,77	5430977,53	Rhy aph	Sp	282	85	-	-	-	-
9537	615165,25	5431288,90	Rhy aph jc	Sp	284	56	-	-	-	-
9537	615165,25	5431288,90	-	Sp	273	75	-	-	-	-
9537	615165,25	5431288,90	-	JC	264	82	AI	82	13	2,0
9537	615165,25	5431288,90	-	JC	261	79	AI	79	10	-
9537	615165,25	5431288,90	-	K	220	79	-	-	-	-
9537	615165,25	5431288,90	-	K	32	88	-	-	-	-
9537-02	615362,85	5431244,27	Rhy aph	Sp	97	85	-	-	-	-
9537-02	615362,85	5431244,27	-	K	237	84	-	-	-	-
9538	615217,97	5431323,03	And cou bre	Sp	264	87	-	-	-	1,5
9539	615226,31	5431445,17	Rhy aph	Sp	79	83	-	-	-	1,5
9540	615278,46	5431546,66	Qfp1 cab	Sp	268	71	Le	74	61	2,5
9541	615288,21	5431578,71	Qfp1 cab chl	Sp	282	64	-	-	-	1,5
9542	615354,69	5431690,78	And mag	Sp	354	64	-	-	-	2,5
9542	615354,69	5431690,78	-	Sp	284	76	-	-	-	-
9542	615354,69	5431690,78	-	Cs	280	74	-	-	-	-
9543	615122,39	5431889,20	Qfp1 bre	Sp	62	80	-	-	-	-
9543	615122,39	5431889,20	-	BC	262	85	-	-	-	2,5
9544	615260,45	5432154,01	Qfp2 Rhy aph	Sp	74	85	Le	78	40	2,5
9545	615198,35	5432124,99	Rhy aph jc	Sp	270	78	-	-	-	2,0
9545	615198,35	5432124,99	-	JC	66	85	-	-	-	-
9545	615198,35	5432124,99	-	K	226	71	-	-	-	-
9546	615281,43	5432197,67	Qfp2	-	-	-	-	-	-	2,0
9547	615289,57	5432265,59	Qfp2	Sp	252	89	-	-	-	2,0
9548	615322,47	5432308,04	Qfp2 fel bio chl	-	-	-	-	-	-	2,0
9549	615479,44	5432654,16	Qfp1	Sp	258	88	-	-	-	-
9549	615479,44	5432654,16	-	JC?	48	80	-	-	-	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 3

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9550	615681,13	5432723,51	Qfp? chl py	Sp	355	75	-	-	-	-
9550	615681,13	5432723,51	-	Sp	335	71	-	-	-	-
9550	615681,13	5432723,51	-	Cs	265	89	-	-	-	-
9550	615681,13	5432723,51	-	Sp	360	59	-	-	-	-
9550	615681,13	5432723,51	-	Cs	253	68	-	-	-	-
9551	615819,43	5432538,68	Qfp1 cab	Sp	345	50	-	-	-	-
9551	615819,43	5432538,68	-	Cs	243	85	-	-	-	-
9552	615895,86	5432648,05	Qfp2 fel	Sp	300	85	-	-	-	-
9553	615689,47	5432419,08	And	Sp	316	60	-	-	-	2,0
9562	615971,20	5431350,29	And chl	-	-	-	-	-	-	-
9563	616010,17	5431424,70	And cab chl	Sp	288	84	-	-	-	2,5
9563	616010,17	5431424,70	-	Sp	260	81	Le	65	59	-
9563	616010,17	5431424,70	-	Cs	285	88	-	-	-	-
9564	616061,89	5431453,96	Qfp2 And	Sp	312	79	Le	102	69	2,5
9564	616061,89	5431453,96	-	Cs	284	79	-	-	-	-
9565	615992,54	5431463,24	And	-	-	-	-	-	-	2,0
9566	615955,52	5431425,88	And	Sp	270	87	-	-	-	-
9567	616040,00	5431503,86	And cab mag	Sp	284	74	-	-	-	2,0
9568	615967,63	5431584,61	Qfp2	Sp	267	82	-	-	-	3,0
9568	615967,63	5431584,61	-	Cs	285	74	-	-	-	-
9569	615855,45	5431587,33	And mag	Sp	288	75	-	-	-	1,5
9570	615847,74	5431553,31	And cab	-	-	-	-	-	-	1,5
9571	615795,03	5431511,02	And	Sp	276	74	-	-	-	2,0
9572	615788,37	5431488,74	Rhy aph And	Sp	289	71	-	-	-	2,0
9572	615788,37	5431488,74	-	Cs	279	78	-	-	-	2,5
9573	615722,72	5431334,54	Qfp1 amy cab	Sp	266	74	-	-	-	3,0
9574	616115,18	5431179,93	Qfp1 lap cab	Sp	276	88	-	-	-	3,5
9574	616115,18	5431179,93	-	BC	293	85	-	-	-	-
9575	616025,07	5431180,36	And cab	Sp	259	84	-	-	-	-
9576	616376,79	5431242,76	And bio cab	Cs?	285	88	-	-	-	3,0
9577	616366,66	5431284,14	Rhy aph	Cs?	293	75	-	-	-	3,0
9578	616424,61	5431073,76	Qfp1 fel cab	Sp	279	84	-	-	-	2,5
9579	616518,99	5431039,56	Qfp1	Sp	272	72	-	-	-	-
9579	616518,99	5431039,56	-	BC	286	85	-	-	-	-
9580	616513,08	5430811,48	Rhy aph jc	Sp	114	85	-	-	-	-
9580	616513,08	5430811,48	-	JC	280	75	AI	63	66	-
9580-01	616421,70	5430862,01	Rhy aph jc	JC	283	85	AI	96	55	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 3

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9580-02	616355,72	5430869,51	Rhy aph jc	JC	80	88	Al	81	30	-
9580-02	616355,72	5430869,51	-	Sp	275	84	-	-	-	-
9581	615187,81	5431585,10	Qfp2 cab lob bre	EI	334	58	-	-	-	2,0
9581	615187,81	5431585,10	-	Sp	266	85	-	-	-	2,0
9582	615209,38	5431651,79	Rhy aph	Sp	67	40	-	-	-	1,5
9582	615209,38	5431651,79	-	Sp	2	28	-	-	-	-
9582	615209,38	5431651,79	-	Sp	52	51	-	-	-	-
9582	615209,38	5431651,79	-	Cs	101	87	ApCs	86	30	2,0
9583	615255,50	5431703,24	And sil	Sp	338	52	Le	81	62	2,0
9583	615255,50	5431703,24	-	Cs	47	71	-	-	-	-
9584	615235,93	5431748,00	And cab mag	Sp	312	44	Le	68	50	2,0
9584	615235,93	5431748,00	-	Cs	41	69	-	-	-	-
9585	615295,70	5431815,18	Qfp2 And	S0	307	47	-	-	-	2,0
9585	615295,70	5431815,18	-	Sp	58	79	-	-	-	-
9586	615335,05	5431911,43	Qfp2 fel tou cab	Sp	245	76	Le	62	48	2,5
9587	615365,85	5431938,11	Qfp2	Sp	85	89	-	-	-	2,5
9588	615412,46	5431900,22	Qfp2	Sp	274	83	-	-	-	-
9588	615412,46	5431900,22	-	Cs	220	89	-	-	-	-
9589	615514,62	5431805,56	Qfp1 lap chl	Sp	279	80	-	-	-	2,5
9590	615537,76	5431738,80	And Rhy	-	-	-	-	-	-	2,0
9591	615588,79	5431705,83	And cab mag bio	-	-	-	-	-	-	1,0
9592	615649,66	5431739,67	Qfp2 tuf lité	EI	300	64	-	-	-	1,5
9592	615649,66	5431739,67	-	Sp	273	67	-	-	-	-
9593	615704,57	5431701,17	Qfp2 mas bre	Sp	264	73	-	-	-	1,5
9594	615475,11	5431720,35	Rhy aph	Sp	336	52	-	-	-	2,5
9594	615475,11	5431720,35	-	Cs	108	76	-	-	-	-
9595	615431,60	5431624,44	And tou	Sp	63	84	Le	120	75	1,0
9596	617119,60	5431403,48	And chl cab	Sp	290	81	-	-	-	3,0
9596	617119,60	5431403,48	-	Cs	268	82	-	-	-	-
9597	617136,71	5431232,94	And	Sp	96	78	-	-	-	-
9598	617265,18	5431263,15	Qfp2 cab	Sp	104	86	-	-	-	3,0
9598	617265,18	5431263,15	-	Cs	303	85	-	-	-	-
9599	617302,35	5431306,62	Rhy aph chl	Sp	112	88	-	-	-	2,0
95100	617253,38	5431202,26	Qfp? cab	Sp	299	89	-	-	-	3,0
95100	617253,38	5431202,26	-	Cs	310	86	-	-	-	-
95101	617225,39	5431181,07	Qfp2 cab py tou	Sp	265	81	-	-	-	2,5
95101	617225,39	5431181,07	-	Cs	305	86	-	-	-	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 3

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95102	616839,63	5431385,52	Qfp2 cab chl	Sp	274	88	-	-	-	3,0
95102	616839,63	5431385,52	-	Cs	298	82	-	-	-	-
95103	616711,20	5431451,10	Qfp2 cab	Sp	281	87	-	-	-	-
95104	616942,71	5431479,57	And	Sp	99	88	-	-	-	3,0
95106	614989,16	5432371,07	Qfp1 fel chl	Sp	241	81	-	-	-	3,0
95106	614989,16	5432371,07	-	Cs	84	82	-	-	-	-
95106-01	615039,16	5432321,29	Qfp1 fel py	Sp	334	58	-	-	-	-
95106-01	615039,16	5432321,29	-	Cs	83	88	-	-	-	-
95106-02	615018,85	5432341,60	Qfp1 fel py	Sp	325	49	-	-	-	3,0
95106-02	615018,85	5432341,60	-	Sp	301	56	-	-	-	-
95106-02	615018,85	5432341,60	-	Sp	309	54	-	-	-	-
95106-02	615018,85	5432341,60	-	Cs	73	88	-	-	-	-
95106-02	615018,85	5432341,60	-	Cs	242	88	-	-	-	-
95106-03	614997,81	5432344,60	Qfp1 fel	Cs	72	79	Li	72	56	3,0
95107	614914,49	5432425,75	Qfp1, And	Sp	259	78	-	-	-	1,5
95107	614914,49	5432425,75	-	JC	244	90	Al	62	24	-
95111	614992,38	5432545,63	Qfp2	Sp	278	62	-	-	-	3,0
95111	614992,38	5432545,63	-	Cs	71	89	Le	71	3	-
95112	614993,61	5432611,23	Qfp2	Sp	260	87	-	-	-	3,0
95113	615009,02	5432650,62	Qfp2	Sp	73	85	Le	75	50	3,5
95114	614889,33	5432675,90	Qfp2 cab	Sp	65	89	-	-	-	-
95115	614923,49	5432691,48	Qfp2 cab	Sp	268	76	Le	265	42	3,0
95116	615091,15	5432699,16	Qfp2 cab	Sp	250	88	-	-	-	3,0
95117	615194,68	5432635,00	Qfp2 chl tou	Sp	227	74	Le	27	50	3,0
95117	615194,68	5432635,00	-	Cs	254	88	-	-	-	-
95118	615054,32	5432308,76	Qfp1 fel tou	Sp	337	49	-	-	-	3,0
95118	615054,32	5432308,76	-	Cs	70	88	-	-	-	-
95119	615129,78	5432567,44	Qfp2 chl fel	Sp	269	71	Le	70	43	2,5
95120	615278,36	5432805,03	Qfp2 chl	Sp	253	76	Le	7	75	-
95121	615304,42	5432887,20	Qfp1 bre py	Sp	64	65	Le	201	56	2,0
95122	615247,89	5432874,86	Qfp1 bre chl py	-	-	-	-	-	-	-
95123	615254,16	5432920,23	Qfp1 chl py	Sp	261	84	-	-	-	3,5
95123	615254,16	5432920,23	-	Cs	65	89	Le	66	52	-
95124	615290,85	5433009,82	Qfp1 chl py	Sp	62	84	-	-	-	-
95125	615254,73	5433066,97	Qfp1 fel	Sp	65	76	-	-	-	1,5
95129	615108,09	5433034,43	Qfp1	Sp	76	89	-	-	-	-
95130	615098,38	5432982,85	Qfp1	Sp	252	80	-	-	-	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 3

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95131	615009,03	5432948,57	Qfp1	Sp	253	78	-	-	-	2,5
95131	615009,03	5432948,57	-	JC	246	75	-	-	-	-
95132	614993,35	5432845,61	Qfp1 chl	Sp	260	78	-	-	-	-
95133	615618,92	5432056,80	Qfp2 hem	Sp	267	82	Le	66	47	-
95133	615618,92	5432056,80	-	Cs	87	84	-	-	-	-
95134	615686,23	5432190,64	Qfp2 fel chl cab	Sp	226	78	-	-	-	-
95134	615686,23	5432190,64	-	Cs	262	71	-	-	-	-
95135	615795,93	5432288,16	And mag	-	-	-	-	-	-	-
95136	615807,38	5432338,80	And	Sp	4	56	-	-	-	-
95136	615807,38	5432338,80	-	Cs	288	82	-	-	-	-
95137	615846,04	5432449,95	Qfp1	Sp	76	40	Le	97	16	1,5
95137	615846,04	5432449,95	-	Cs	79	83	-	-	-	-
95138	615824,46	5432384,66	And	Sp	310	75	-	-	-	-
95139	615851,21	5432512,49	Qfp1	Sp	48	64	Le	63	28	1,5
95139	615851,21	5432512,49	-	Cs	251	81	-	-	-	-
95140	616097,62	5432522,03	Qfp2 fel chl	-	-	-	-	-	-	-
95141	616125,04	5432480,05	Qfp2 fel chl	Cs	268	77	-	-	-	-
95142	616058,61	5432541,11	Qfp2 fel chl	Sp	22	76	-	-	-	-
95142	616058,61	5432541,11	-	Cs	258	78	-	-	-	-
95143	616054,95	5432441,86	Qfp2 fel chl	Sp	42	66	-	-	-	-
95144	616017,62	5432446,52	Qfp2 fel chl	Sp	48	82	-	-	-	-
95145	615977,05	5432451,60	Qfp1 chl	Sp	118	78	-	-	-	-
95146	616465,60	5431901,32	Qfp2 fel lob bre	Sp	330	86	-	-	-	2,0
95146	616465,60	5431901,32	-	Cs	290	84	-	-	-	-
95146	616465,60	5431901,32	-	JC	356	80	Al	103	80	-
95147	616115,34	5431661,70	Qfp2 chl	Sp	284	80	Le	95	73	2,0
95148	615964,89	5431933,15	Qfp1 fel chl cab	Sp	40	87	-	-	-	3,0
95148	615964,89	5431933,15	-	Cs	259	86	-	-	-	-
95148-01	615956,17	5431939,52	Qfp1 fel chl cab	Sp	42	82	-	-	-	-
95148-01	615956,17	5431939,52	-	Cs	286	86	-	-	-	-
95149	615895,98	5431908,95	Qfp1 fel chl cab	Sp	52	76	-	-	-	-
95149	615895,98	5431908,95	-	Cs	101	81	-	-	-	-
95150	615910,76	5431827,03	Qfp1 sil lob py	Sp	239	88	-	-	-	2,5
95152	615269,25	5431308,05	And bre	Sp	268	85	-	-	-	1,5
95153	615478,39	5431471,62	Qfp1 cab chl	Sp	12	57	-	-	-	1,5
95153	615478,39	5431471,62	-	Cs	294	74	Le	54	72	-
95154	615559,63	5431610,55	And chl cab	-	-	-	-	-	-	1,5

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 3

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95155	615660,74	5431786,93	Rhy aph	Sp	306	82	-	-	-	-
95155	615660,74	5431786,93	-	Cs	66	72	-	-	-	-
95156	615643,28	5431899,73	Qfp2 cab chl	Sp	19	76	-	-	-	2,5
95156	615643,28	5431899,73	-	Cs	266	85	-	-	-	-
95157	615646,64	5431875,24	Qfp1 hem	Sp	40	79	-	-	-	3,0
95157	615646,64	5431875,24	-	Cs	275	76	-	-	-	-
95158	615739,78	5431875,53	Qfp2 el	Cs	279	87	-	-	-	2,0
95159	615770,49	5431812,20	Qfp2 lob bre	Sp	271	89	-	-	-	2,0
95159	615770,49	5431812,20	-	Cs	294	78	-	-	-	-
95159	615770,49	5431812,20	-	EI	126	89	-	-	-	-
95160	615558,35	5432050,90	Qfp2	Sp	253	72	-	-	-	-
95160	615558,35	5432050,90	-	Cs	294	84	-	-	-	-
95161	615520,46	5432031,84	Qfp1	Sp	64	79	-	-	-	-
95161	615520,46	5432031,84	-	Sp	340	52	-	-	-	-
95161	615520,46	5432031,84	-	Cs	288	85	-	-	-	-
95162	615560,04	5431996,21	Qfp1 jc lob	Sp	261	82	-	-	-	1,5
95162	615560,04	5431996,21	-	JC	28	88	-	-	-	-
95168	616569,45	5433133,61	Qfp2 fel py	Sp	335	82	Li	98	75	2,5
95169	616565,85	5433026,12	Qfp2 chl	Sp	342	89	-	-	-	2,5
95170	616550,61	5433013,64	And fel cab bio	-	-	-	-	-	-	2,0
95171	616530,89	5433000,90	And amy	Sp	324	74	-	-	-	-
95171	616530,89	5433000,90	-	Cs	265	79	-	-	-	-
95172	616375,92	5433036,64	And amy cab	Sp	10	74	-	-	-	2,5
95172	616375,92	5433036,64	-	Cs	252	77	-	-	-	-
95173	616333,62	5433083,67	And	Sp	298	80	-	-	-	-
95173	616333,62	5433083,67	-	Sp	44	74	-	-	-	-
95173	616333,62	5433083,67	-	Sp	342	88	-	-	-	-
95173	616333,62	5433083,67	-	Sp	16	83	-	-	-	-
95173	616333,62	5433083,67	-	Cs	262	82	-	-	-	-
95174	616361,09	5433163,16	And amy cab bio	Sp	-	-	-	-	-	2,5
95175	616357,76	5433215,53	And ou Dac?	Sp	360	74	-	-	-	2,0
95176	616328,81	5432998,60	And amy chl bio	Sp	310	76	-	-	-	-
95176	616328,81	5432998,60	-	Cs	265	81	-	-	-	-
95177	616217,09	5432920,66	Qfp2 lob, And	Sp	21	62	-	-	-	3,0
95177	616217,09	5432920,66	And amy bio	Cs	275	75	Li?	95	18	-
95178	616408,25	5432731,17	Tuf fes lap bloc	Sp	359	81	-	-	-	3,0
95178	616408,25	5432731,17	-	Cs	280	71	-	-	-	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 3

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95179	616526,93	5432520,67	And sil chl cab	Sp	342	84	-	-	-	2,5
95180	616671,40	5432750,03	And bre amy cab	Sp	338	62	-	-	-	2,0
95181	616709,49	5432749,33	Qfp1 sil	Sp	344	77	-	-	-	2,0
95182	616952,19	5432192,45	And cou, Rhy bre	S0	355	76	-	-	-	3,0
95182	616952,19	5432192,45	-	Sp	35	72	-	-	-	-
95182	616952,19	5432192,45	-	Sp	22	78	-	-	-	-
95182	616952,19	5432192,45	-	Sp	308	74	-	-	-	-
95182	616952,19	5432192,45	-	Cs	265	79	-	-	-	-
95183	617202,04	5431875,96	And chl amy	Sp	345	72	-	-	-	-
95184	617313,78	5431818,41	And cou	Sp	328	85	-	-	-	-
95185	617365,21	5431818,30	Qfp1, And, Exh	S0	135	85	-	-	-	2,0
95185	617365,21	5431818,30	-	Sp	142	81	-	-	-	-
95185	617365,21	5431818,30	-	Cs	276	87	-	-	-	-
95186	617280,05	5431733,80	And cou	Sp	140	69	-	-	-	1,5
95187	617361,38	5431676,08	And cou	Sp	295	77	-	-	-	-
95188	617448,54	5431608,39	And cou amy	Sp	299	82	-	-	-	-
95189	617788,95	5432009,75	And cou	Sp	323	82	-	-	-	-
95190	617532,02	5432204,95	And cou	Sp	179	75	-	-	-	2,0
95191	617547,11	5432252,12	Sch gre bio	-	-	-	-	-	-	-
95192	617571,23	5432259,52	And	Sp	24	73	-	-	-	-
95193	617637,29	5432327,32	And	Sp	182	76	-	-	-	-
95198	617778,21	5430398,72	Qfp2 cab	Sp?	101	82	Le	221	76	2,0
95198	617778,21	5430398,72	-	Cs	116	86	-	-	-	-
95199	617935,59	5430445,40	And cou amy	Sp	284	82	-	-	-	1,5
95200	617984,16	5430467,26	And cou	Sp	284	86	-	-	-	2,0
95201	617981,61	5430501,11	Dac tuf cab ch	Sp	88	87	Le	178	87	2,0
95202	618103,03	5430495,62	And	Sp	106	79	-	-	-	2,0
95203	618234,27	5430375,82	Dac amy py	-	-	-	-	-	-	2,5
95204	618188,57	5430321,47	And, Tuf fes lap	Sp	273	78	-	-	-	-
95205	618187,03	5430265,61	Qfp2 cab sil	Sp	158	69	-	-	-	2,0
95206	618167,94	5430173,33	Qfp2 fel cab	Sp	95	72	Le	151	68	2,5
95207	618139,43	5429870,20	Qfp1 ser cab	Sp	266	78	-	-	-	2,0
95207	618139,43	5429870,20	-	Cs	108	88	-	-	-	-
95208	618328,44	5429799,44	Qfp1 ch	Sp	80	80	-	-	-	2,5
95208	618328,44	5429799,44	-	Cs	99	81	-	-	-	-
95209	618333,77	5429832,72	Qfp2 bre	Sp	279	84	-	-	-	-
95210	618298,17	5429891,20	Qfp1 bre hya	Sp	278	86	-	-	-	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 3

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95210	618298,17	5429891,20	-	BC	294	83	-	-	-	-
95211	618380,15	5429889,69	Qfp2	Sp	284	88	-	-	-	3,0
95211	618380,15	5429889,69	-	Cs	291	85	-	-	-	-
95212	618384,46	5429989,59	And mag	Sp	310	79	-	-	-	1,5
95212	618384,46	5429989,59	-	Cs	262	84	-	-	-	-
95213	618473,11	5430058,67	Dac	Sp	125	85	Le	130	71	2,0
95214	618484,99	5430096,66	And sil	Sp	134	84	-	-	-	-
95214	618484,99	5430096,66	-	Cs	265	89	-	-	-	-
95215	618566,97	5430145,75	Qfp2 cab ser	Sp	101	75	-	-	-	2,0
95216	618545,44	5430135,68	Qfp2 bre	Sp	345	85	-	-	-	-
95216	618545,44	5430135,68	-	Cs	282	81	-	-	-	-
95217	618540,86	5430179,23	And	Sp	314	85	-	-	-	2,0
95218	618514,48	5430217,91	Dac, Rhy	Sp	102	85	Le	112	58	2,0
95219	618490,15	5430203,63	Qfp2 el	EI	305	86	-	-	-	2,5
95219	618490,15	5430203,63	-	Sp	281	88	-	-	-	-
95220	618400,38	5430285,52	And ser ch	Sp	284	84	-	-	-	2,0
95221	618396,69	5430306,12	Qfp1 cab ser	Sp	99	85	-	-	-	2,0
95222	618351,54	5430286,25	Qfp2 lob tuf	EI	310	84	-	-	-	1,5
95222	618351,54	5430286,25	-	Sp	275	88	-	-	-	-
95223	618408,09	5430177,81	Qfp2 tuf	Sp	111	76	-	-	-	2,0
95236	619132,11	5429573,42	Qfp2 lob ser	-	-	-	-	-	-	2,0
95237	619129,50	5429596,97	Qfp2 bre hya	Sp	86	80	Le	120	73	3,0
95237	619129,50	5429596,97	-	Cs	105	85	-	-	-	-
95238-01	619042,92	5429622,10	Rhy aph sil ch	Sp	292	80	Le	88	66	4,0
96173	614738,96	5432915,40	Rhy aph	Sp	64	81	-	-	-	2,0
96173	614738,96	5432915,40	-	Cs	46	80	-	-	-	-
96174	614679,35	5431746,89	Rhy aph ou And?	Sp	56	79	-	-	-	2,0
96175	614664,17	5431708,47	And	-	-	-	-	-	-	2,5
9776	614505,09	5431712,86	And sil	Sp	6	25	-	-	-	3,0
9776	614505,09	5431712,86	-	Cs	252	85	-	-	-	-
9777	614572,60	5431776,87	And	-	-	-	-	-	-	1,5
9778	614655,06	5431777,30	Qfp1 tuf lap	Sp	65	87	-	-	-	-
97126	617617,10	5430105,41	Rhy aph	S0	285	84	-	-	-	2,5
97126	617617,10	5430105,41	-	Sp	278	86	-	-	-	-
97127	617554,54	5430099,68	Tuf lap aph	-	-	-	-	-	-	3,5
97129	618083,97	5429846,02	Rhy aph	S0	314	85	-	-	-	3,0
97129	618083,97	5429846,02	-	Sp	104	84	-	-	-	-

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 3

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
97130	618101,75	5429858,90	Rhy aph, Qfp1	Sp	110	87	-	-	-	3,0

Note : IAT = indice d'anisotropie de terrain

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 4

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
95105	614839,97	5432285,90	Qfp1 fel chl	Sp	248	76	Le	64	16	3,0
95105	614839,97	5432285,90	-	Cs	88	84	-	-	-	-
95108	614857,20	5432428,52	And	Sp	258	80	-	-	-	2,0
95109	614891,50	5432459,80	Qfp2	Sp	277	78	-	-	-	2,5
95109	614891,50	5432459,80	-	Cs	64	89	-	-	-	-
95110	614904,10	5432475,69	Qfp2 chl py tou	Sp	255	81	Le	75	2	3,5
9710	614292,12	5432618,00	Qfp2	Sp	252	86	-	-	-	3,5
9711	614259,84	5432517,51	And	Sp	64	79	-	-	-	2,0
9712	614253,24	5432551,18	Qfp2	Sp	78	77	-	-	-	3,5
9713	614224,28	5432594,67	Qfp2	-	-	-	-	-	-	3,0
9714	614179,33	5432586,02	Qfp2	Sp	258	86	-	-	-	3,0
9715	614077,44	5432495,36	And	Sp	60	83	-	-	-	2,5
9716	614098,59	5432519,35	Qfp2	Sp	79	85	Le	80	5	4,0
9716	614098,59	5432519,35	-	K	2	78	-	-	-	-
9716	614098,59	5432519,35	-	K	300	88	-	-	-	-
9717	614071,53	5432580,56	Qfp2	Sp	71	74	Le	80	27	3,0
9717	614071,53	5432580,56	-	K	182	84	-	-	-	-
9718	613930,54	5432533,00	Qfp2	Sp	246	83	Le	65	5	4,0
9718	613930,54	5432533,00	-	K	167	80	-	-	-	-
9719	613857,77	5432543,35	Qfp2	Sp	248	86	Le	66	26	2,5
9720	613644,43	5432529,51	Qfp2	Sp	245	86	-	-	-	3,0
9720	613644,43	5432529,51	-	EI	252	72	-	-	-	-
9721	613635,94	5432488,06	Qfp2	Sp	254	85	Le	74	2	2,5
9726	613500,86	5432202,95	Qp1	Sp	85	86	Le	86	10	4,0
9727	613457,74	5432264,89	Gab	-	-	-	-	-	-	-
9728	613447,25	5432444,41	Qfp2, Gab	Sp	269	87	Le	88	12	3,0
9729	613455,01	5432514,47	And	-	-	-	-	-	-	-
9730	613470,66	5432583,51	Rhy aph	Sp	88	88	Le	89	3	4,0
9730	613470,66	5432583,51	-	K	14	79	-	-	-	-
9731	613251,72	5432308,75	And	Sp	270	86	-	-	-	2,5
9732	613253,15	5432328,17	Qfp2	Sp	260	87	Le	79	5	3,5
9753	612114,58	5432467,84	Qp1	Sp	101	84	Le	102	2	2,5
9754	612044,95	5432457,62	Qp1	-	-	-	-	-	-	-
9759	611670,40	5432530,79	Qp1	Sp	286	64	-	-	-	3,0
9760	611744,12	5432510,76	Qp1, Gra	Sp	284	74	Le	94	26	3,5
9760	611744,12	5432510,76	-	Cs	260	78	ApCs	67	70	-
9761	611516,15	5432577,50	Qp1, Gra	Sp	285	82	-	-	-	4,0

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 4

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9762	611485,33	5432602,71	Qp1, Gra	S	325	76	-	-	-	4,5
9762	611485,33	5432602,71	-	C	298	78	-	-	-	-
9763	611445,65	5432621,65	Gra myl	Sp	305	88	-	-	-	5,0
9764	611428,44	5432670,15	Gra	Sp	280	79	-	-	-	2,5
9765	611432,99	5432643,68	Qp1	-	-	-	-	-	-	4,0
9766	611335,49	5432711,24	Gra	-	-	-	-	-	-	0,5
9767	611327,79	5432669,23	Qfp1 tuf lap	Sp	270	70	-	-	-	3,5
9768	611230,36	5432700,26	Grd	Sp	103	64	-	-	-	2,0
9769	611229,02	5432740,55	Grd	Sp	92	60	-	-	-	2,0
9770	611205,71	5432762,88	Grd	-	-	-	-	-	-	2,0
9771	611140,66	5432908,95	Grd	Sp	275	82	-	-	-	2,0
9771	611140,66	5432908,95	-	Cis	238	68	-	-	-	-
9772	611014,16	5432958,86	Grd	Smag	252	64	-	-	-	3,0
9772	611014,16	5432958,86	-	Cis	102	70	-	-	-	-
9773	611021,55	5432784,53	Grd	Sp	279	84	-	-	-	2,0
9773	611021,55	5432784,53	-	Cs	140	77	-	-	-	-
9774	611146,60	5432745,14	Gra	Sp	273	80	-	-	-	2,5
9775	610860,13	5433072,01	Grd	Smag	260	88	-	-	-	2,0
9775	610860,13	5433072,01	-	Cs	255	84	-	-	-	-
9792	610613,30	5432666,32	And amp	Sp	334	76	-	-	-	1,5
9793	610610,37	5432696,68	And amp	Sp	326	71	-	-	-	2,5
9794	610595,48	5432739,86	And, Grès, Arg	S0	306	66	-	-	-	3,0
9794	610595,48	5432739,86	-	Sp	301	69	Le	98	47	-
9795	610607,69	5432865,82	Grès, Qfp2	Sp	115	88	-	-	-	3,5
9796	610581,75	5432911,61	Qfp2	Sp	307	87	Le	308	2	-
9797	610544,83	5432917,24	Qfp2, Grès	Sp	313	66	Le	314	5	4,0
9797	610544,83	5432917,24	-	Cs	270	78	-	-	-	-
9798	610490,91	5432856,84	And, Qfp1	Sp	323	62	-	-	-	3,0
9799	610496,13	5432928,52	Qfp2	Sp	288	82	-	-	-	3,5
9799	610496,13	5432928,52	-	BC	129	80	-	-	-	-
97100	610556,83	5432921,54	Arg, Silt, Qfp2	Sp	137	77	-	-	-	3,5
97100	610556,83	5432921,54	-	BC	162	92	-	-	-	-
97100	610556,83	5432921,54	-	Cs	92	85	-	-	-	-
97101	610513,62	5433093,32	Gra myl, Qfp1	Sp	290	86	-	-	-	4,0
97102	610464,06	5433101,21	Qfp1	Sp	95	69	-	-	-	4,5
97103	610476,02	5433057,85	Qfp2	Sp	295	80	-	-	-	4,5
97104	610489,40	5433027,89	Qfp2	Sp	100	90	-	-	-	4,5

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 4

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
97105	610378,21	5433092,99	Qfp2	Sp	285	82	-	-	-	4,0
97106	610399,05	5433136,06	Qfp2	-	-	-	-	-	-	4,5
97107	610420,32	5433171,16	Gra	Sp	119	85	Le	120	2	3,0
97108	610406,54	5433198,35	Gra	-	-	-	-	-	-	2,5

Note : IAT = indice d'anisotropie de terrain

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 5

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
9779	610530,67	5432293,96	And, Gab	Sp	55	59	-	-	-	1,5
9780	610536,70	5432401,35	And	Sp	32	56	Le	103	51	3,0
9781	610547,70	5432455,88	And cou	Sp	48	61	-	-	-	1,5
9782	610530,12	5432533,75	And mas cou	Sp	40	63	-	-	-	1,5
9783	610371,38	5432610,19	And cou	Sp	23	54	-	-	-	2,0
9784	610375,77	5432753,23	And amp	Sp	356	67	-	-	-	2,0
9785	610320,33	5432864,51	And cou amp	Sp	342	62	-	-	-	2,0
9786	610212,36	5432784,33	Sye dyke	-	-	-	-	-	-	-
9787	610324,20	5432571,47	And	Sp	44	52	-	-	-	1,5
9788	610509,37	5432568,27	And cou	-	-	-	-	-	-	1,5
9789	610545,59	5432678,42	And cou	Sp	45	59	-	-	-	1,5
9790	610545,73	5432706,31	And amp	Sp	329	68	-	-	-	-
9791	610533,54	5432742,97	And	Sp	33	72	-	-	-	1,5

Note : IAT = indice d'anisotropie de terrain

Annexe 2 (suite) : Données structurales et indice d'anisotropie de terrain (IAT) du domaine 6

Affleurement	UTME	UTMN	Lithologie	Type	Direction	Pendage	Type	Direction	Plongée	IAT
96127	627107,55	5423915,02	Tuf myl	Sp	296	88	Le	116	78	3,5
96128	618390,59	5427919,01	And tuf?	Sp	288	78	Le	23	78	3,0
96129	618448,39	5427775,65	And fel por	Sp	295	80	Le	76	74	3,0
96129-02	618354,09	5427781,57	And cou	Sp	305	75	-	-	-	2,0
96130	617962,36	5428185,87	And cou	Sp	290	80	Le	78	65	3,0
97165	628188,13	5423408,29	And cou mas	Sp	298	80	-	-	-	2,5
97166	629795,61	5423422,02	And cou	Sp	290	83	-	-	-	2,0
97167	629675,79	5423416,25	And mas	Sp	285	88	Le	99	72	2,5
97168	620649,23	5425646,09	And cou	Sp	318	75	-	-	-	2,0
97168	620649,23	5425646,09	-	Cs	25	77	ApCs	50	58	-
97170	618409,45	5428057,30	And cou	Sp	300	84	-	-	-	3,0
97172	618983,02	5427502,08	And cou	Sp	306	64	-	-	-	2,0
9802	619033,89	5427819,46	Gab	Sp	293	76	-	-	-	3,0
9802	619033,89	5427819,46	-	Vq	120	74	-	-	-	-
9803	618804,22	5427489,20	And cou tuf	Sp	285	78	-	-	-	3,0

Note : IAT = indice d'anisotropie de terrain

ANNEXE 3.

Indices d'anisotropie calculé (IAC), indice d'anisotropie de terrain (IAT) et faciès volcaniques.

Annexe 3. Indice d'anisotropie calculé (IAC), indice d'anisotropie de terrain (IAT) et faciès volcaniques

Affleurement	IAT	IAC	Lithologie	Faciès volcanique	Affleurement	IAT	IAC	Lithologie	Faciès volcanique
96-162	2,0	1,52	Qfp2	Dome massif	96-136	2,0	1,54	And	Massif
96-190	2,0	1,36	Qfp2	Dome massif	96-154-05	3,0	1,56	Qfp2	Massif
95-125	1,5	1,20	Qfp2	Dome massif	95-63	2,5	1,56	And	Massif
97-25	1,5	1,40	Qfp2	Dome massif	97-39	2,5	1,64	Dac	Massif
97-37	2,5	1,72	Qfp2	Dome massif	97-43	2,0	1,48	Dac	Massif
97-52	3,0	1,46	Qp2	Dome massif	95-98	3,0	1,60	Qfp2	Massif
96-209b	2,5	1,70	Qfp2	Dyke massif	95-133	2,0	1,52	Qfp2	Massif
96-209b	2,5	1,68	Qfp2	Dyke massif	95-239	4,0	2,35	Dac	Massif
96-144-01	2,0	1,83	Qfp3	Dyke massif	95-48	2,0	1,72	Qfp2	Massif
96-147	2,5	1,47	Qfp2	Dyke massif	97-130	3,0	2,09	Rhy. aph.	Écoulement laminaire
95-256-06	2,0	1,41	Rhy. aph.	Dyke massif	96-208-13	2,0	1,91	Qfp2	Écoulement laminaire
96-208-05	2,0	1,33	Qfp3	Dyke massif	95-80	3,0	1,63	Rhy. aph.	Joints columnaires
97-23	2,0	1,29	Qfp2	Dyke massif	95-256-04	2,0	1,84	Qp2	Lobe et brèche
97-45	2,5	1,61	Qfp2	Dyke massif	96-100	2,0	1,20	Rhy. aph.	Lobe et brèche
97-109	3,5	3,77	Rhy. aph.	Massif	95-236	2,0	1,40	Qp2	Lobe et brèche
95-146	2,0	1,36	Qfp2	Massif	96-158	4,0	4,64	Sch	Tuf
96-145	2,5	1,48	Dac	Massif	97-128	3,0	1,95	Rhy. aph.	Tuf
96-186	2,5	2,48	And	Massif	95-241	5,0	3,48	Sch	Tuf
97-97	4,0	3,45	Grès	Massif	95-257-02A	4,0	2,50	Rhy. aph.	Tuf
96-102	2,0	1,43	Qfp2	Massif	97-174	5,0	3,94	Sch	Tuf
96-102b	2,0	1,18	Qfp2	Massif	96-133	3,0	1,29	Qfp1	Tuf
96-144-02	2,0	1,03	And	Massif	96-154-06	3,0	1,62	Qfp2	Tuf
96-208-01	2,0	1,56	Dac	Massif	97-26X	4,0	2,78	Qp2	Tuf
95-50	2,0	1,21	Qfp1	Massif	95-104	3,0	1,44	Dac	Tuf
95-98	3,0	1,68	Qfp2	Massif	95-27	3,0	4,06	Rhy. aph.	Tuf à lapilli
97-141	3,0	2,12	Rhy. aph.	Massif	95-92B	1,5	1,70	Qfp2	Tuf lité
96-87	2,5	1,57	Qfp2	Massif					
96-113C	3,5	1,50	And	Massif					
96-124	1,5	1,54	Rhy. aph.	Massif					

Notes: IAT = indice d'anisotropie de terrain; IAC = indice d'anisotropie calculé. Voir la légende de l'annexe 5 pour les lithologies

ANNEXE 4.

Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN.

Annexe 4: Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 1: Laves intermédiaires de Normétal									
Lithologie:	andésite	andésite	andésite	andésite	andésite	andésite	andésite	andésite	andésite	dacite
Affleurement:	96-46	96-77	96-78	96-96	96-98	96-102c	96-110	96-149	96-167	96-186
Échantillon:	7019	7024	7026	7032	7033	7037	7038	7059	7072	7076
SiO ₂ (%)	54,05	53,01	55,67	55,05	57,61	56,28	57,13	59,11	62,60	64,49
Al ₂ O ₃	15,84	16,35	16,18	16,17	14,93	14,16	15,22	14,75	14,98	12,38
Fe ₂ O ₃	8,24	10,31	6,79	9,40	10,25	7,39	9,89	8,05	8,21	10,79
FeOT	7,41	9,28	6,11	8,46	9,22	6,65	8,90	7,24	7,39	9,71
CaO	8,45	6,77	7,93	6,73	5,67	6,76	7,03	5,96	2,89	3,76
MgO	6,97	5,94	5,78	5,34	4,92	2,70	3,80	3,01	3,33	2,33
Na ₂ O	2,53	3,40	3,18	3,30	3,39	2,18	2,72	3,24	5,50	2,67
K ₂ O	0,16	0,06	0,56	0,24	0,36	1,96	0,30	0,46	0,52	1,74
TiO ₂	0,65	0,92	0,84	1,10	1,16	0,53	1,17	0,82	0,94	1,15
MnO	0,15	0,19	0,13	0,19	0,11	0,15	0,14	0,15	0,09	0,15
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,20	0,22	0,24	0,14	0,32	0,20	0,22	0,36
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	0,05	0,05	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,06
LOI	2,37	2,97	1,79	3,04	1,73	8,09	2,55	2,66	1,49	0,33
Total	99,57	100,08	99,07	100,77	100,36	100,34	100,26	98,40	100,77	100,15
Zr (ppm)	94	120	128	118	124	136	152	148	202	396
Y	12	20	20	22	24	22	28	24	30	34
Cu	30	5	10	5	30	45	30	10	35	40
Zn	45	95	55	105	95	85	315	40	55	140
Ni	100	70	95	45	20	30	30	40	30	15
V	140	24	145	215	170	85	165	130	125	85
As	-	-	0,66	-	0,09	0,46	0,34	-	-	-
Ba	-	-	166,63	-	95,23	518,66	94,78	103,96	60,51	315,04
Co	-	-	40,64	-	36,64	23,57	29,49	31,13	25,04	27,70
Cr	-	-	418,73	-	188,07	86,31	138,90	348,49	208,83	392,05
Cs	-	-	0,59	-	0,58	1,73	0,31	0,28	0,36	2,03
Hf	-	-	3,61	-	3,98	3,97	4,58	3,44	4,98	8,02
Rb	-	-	18,80	-	5,50	62,63	10,66	13,49	13,47	54,62
Sb	-	-	0,04	-	-	0,16	0,09	0,21	-	-
Sc	-	-	23,41	-	26,44	16,63	28,61	21,21	19,83	32,66
Ta	-	-	0,56	-	0,51	0,60	0,62	0,36	0,58	0,52
Th	-	-	1,33	-	1,23	3,16	1,70	1,09	2,01	1,68
U	-	-	0,35	-	0,32	0,77	0,44	-	-	1,16
W	-	-	5,31	-	5,03	4,20	6,96	-	-	44,44
La	-	-	18,22	-	12,37	18,90	16,03	13,58	16,34	15,93
Ce	-	-	34,75	-	17,80	29,40	27,83	26,29	33,19	31,80
Nd	-	-	22,36	-	15,23	19,36	21,44	17,81	21,26	23,71
Sm	-	-	5,01	-	4,32	3,55	5,53	3,83	4,49	5,40
Eu	-	-	1,42	-	1,44	1,07	1,60	1,05	1,32	1,87
Tb	-	-	0,72	-	0,75	0,50	0,94	0,59	0,72	0,96
Yb	-	-	2,47	-	2,75	2,39	3,17	2,38	2,69	3,75
Lu	-	-	0,37	-	0,41	0,36	0,50	0,36	0,44	0,58
La _N /Sm _N	-	-	2,24	-	1,76	3,27	1,78	2,18	2,24	1,81
Sm _N /Yb _N	-	-	2,20	-	1,70	1,61	1,89	1,75	1,81	1,56
La _N /Yb _N	-	-	4,91	-	3,00	5,27	3,37	3,81	4,05	2,83
Zr/Y	7,83	6,00	6,40	5,36	5,17	6,18	5,43	6,17	6,73	11,65
Th/Yb	-	-	0,54	-	0,45	1,32	0,54	0,46	0,75	0,45

Annexe 4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 1: Laves intermédiaires de Normétal (suite)						Unité 2.1: And.-dac de Normétal			
Lithologie:	andésite	andésite	andésite	dacite	andésite	andésite	dacite	andésite	andésite	dacite
Affleurement:	96-196	96-107	95-171	95-186	97-57	97-139	96-25	96-87b	96-87c	96-113c
Échantillon:	7079	7098	7105	7106	7128	7144	7016	7029	7030	7039
SiO ₂ (%)	61,06	57,50	61,31	64,70	56,41	55,00	65,84	59,20	62,92	63,40
Al ₂ O ₃	15,46	14,65	15,12	13,72	15,89	15,03	14,75	13,68	15,19	15,11
Fe ₂ O ₃	7,14	10,65	8,25	6,94	7,18	7,79	4,94	6,45	5,43	6,80
FeOT	6,42	9,58	7,42	6,24	6,46	7,01	4,45	5,80	4,89	6,12
CaO	4,88	6,90	0,72	3,74	6,17	7,00	5,59	5,57	3,80	1,18
MgO	3,77	3,44	4,95	2,06	5,24	3,62	1,84	2,29	1,98	4,54
Na ₂ O	4,46	4,03	4,03	4,62	3,31	4,76	3,67	1,45	1,95	4,23
K ₂ O	1,36	0,62	0,76	0,74	0,14	0,04	0,50	1,86	2,68	1,02
TiO ₂	0,75	1,25	0,98	0,87	0,87	1,05	0,46	0,79	0,79	0,68
MnO	0,11	0,16	0,13	0,10	0,05	0,13	0,10	0,10	0,08	0,07
P ₂ O ₅	0,18	0,30	0,38	0,34	0,22	0,26	0,16	0,18	0,18	0,26
Cr ₂ O ₃	0,09	0,04	0,02	0,14	0,05	0,02	0,08	0,02	0,04	0,03
LOI	0,99	1,49	3,10	1,76	4,27	4,86	2,68	6,96	5,75	3,49
Total	100,14	100,99	99,72	99,57	99,74	99,54	100,51	98,53	100,74	100,75
Zr (ppm)	140	142	229	207	99	149	158	178	192	192
Y	22	28	46	38	20	26	14	30	38	30
Cu	25	45	10	65	45	35	5	25	5	30
Zn	15	85	100	60	65	65	50	125	40	230
Ni	50	15	40	35	90	50	10	5	5	25
V	140	170	30	30	195	160	65	130	130	85
As	-	-	-	0,71	-	5,82	-	-	-	-
Ba	597,92	-	166,02	90,42	21,02	-	-	-	409,56	260,91
Co	41,06	-	12,55	17,75	26,56	22,81	-	-	18,66	21,75
Cr	681,83	-	138,99	505,90	349,55	173,60	-	-	255,06	162,62
Cs	0,61	-	0,32	1,43	0,36	0,14	-	-	1,21	0,89
Hf	3,76	-	6,72	6,06	2,78	4,23	-	-	5,48	5,20
Rb	41,89	-	19,63	29,99	5,43	-	-	-	68,04	28,34
Sb	-	-	-	0,08	0,07	0,13	-	-	0,11	0,15
Sc	19,10	-	14,03	15,10	25,06	23,27	-	-	14,24	15,17
Ta	0,59	-	0,91	0,76	0,30	0,39	-	-	0,92	0,76
Th	1,52	-	2,69	2,53	0,92	1,47	-	-	4,37	2,42
U	0,95	-	0,55	0,50	0,23	0,39	-	-	1,04	0,49
W	45,80	-	2,92	3,84	6,71	1,20	-	-	4,32	4,39
La	14,46	-	25,22	19,31	9,68	12,94	-	-	25,06	21,73
Ce	28,47	-	48,49	44,61	16,38	27,43	-	-	49,84	42,79
Nd	19,31	-	33,82	26,82	12,37	12,66	-	-	27,29	28,07
Sm	3,64	-	7,08	5,84	2,81	3,72	-	-	5,73	5,27
Eu	1,08	-	2,67	2,23	1,30	1,94	-	-	1,32	1,28
Tb	0,56	-	1,39	1,20	0,56	0,77	-	-	0,91	0,81
Yb	1,93	-	4,28	3,74	2,13	2,53	-	-	3,75	3,06
Lu	0,29	-	0,59	0,53	0,29	0,35	-	-	0,57	0,48
La _N /Sm _N	2,45	-	2,19	2,03	2,12	2,14	-	-	2,69	2,54
Sm _N /Yb _N	2,05	-	1,79	1,69	1,43	1,59	-	-	1,66	1,87
La _N /Yb _N	5,01	-	3,92	3,44	3,03	3,41	-	-	4,46	4,74
Zr/Y	6,36	5,07	4,98	5,45	4,95	5,73	11,29	5,93	5,05	6,40
Th/Yb	0,79	-	0,63	0,68	0,43	0,58	-	-	1,17	0,79

Annexe 4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 2.1: Andésite-dacite de Normétal (suite)									
Lithologie:	rhyodac.	andésite	dacite	andésite	andésite	dacite	andésite	andésite	dacite	andésite
Affleurement:	96-136	96-140	96-14402	96-14403	96-14404	96-145	96-153	96-15404	96-165	96-175
Échantillon:	7050	7051	7053	7054	7055	7056	7060	7061	7070	7075
SiO ₂ (%)	70,50	62,63	63,14	62,93	58,69	63,62	60,33	59,41	66,24	61,50
Al ₂ O ₃	13,36	14,61	13,95	15,00	14,62	13,96	12,77	11,85	12,91	15,93
Fe ₂ O ₃	4,61	5,57	5,14	6,72	8,13	5,82	6,88	6,59	8,10	5,74
FeOT	4,15	5,01	4,62	6,05	7,32	5,24	6,19	5,93	7,29	5,16
CaO	5,05	5,03	4,29	5,06	5,79	2,51	3,63	6,48	3,50	5,20
MgO	1,57	1,90	1,95	1,83	3,19	3,05	2,75	1,41	2,23	1,94
Na ₂ O	3,57	3,46	3,91	4,80	4,01	2,75	3,83	1,79	2,42	3,04
K ₂ O	1,60	1,38	1,42	0,40	0,70	2,18	1,24	2,82	1,74	2,92
TiO ₂	0,52	0,58	0,54	0,79	0,87	0,59	0,75	0,72	1,35	0,79
MnO	0,10	0,12	0,09	0,10	0,12	0,05	0,08	0,11	0,14	0,09
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,20	0,26	0,22	0,20	0,22	0,18	0,38	0,24
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03
LOI	5,64	4,96	3,69	2,89	4,40	4,05	8,17	9,48	0,99	3,35
Total	98,58	100,44	98,32	100,76	100,73	98,77	100,65	100,83	99,97	100,74
Zr (ppm)	174	176	172	218	160	212	188	166	436	224
Y	20	20	20	28	24	24	28	22	34	30
Cu	30	20	20	10	35	5	20	20	15	50
Zn	85	100	75	120	100	100	25	95	50	75
Ni	20	20	20	15	10	15	35	5	15	15
V	70	85	80	140	150	105	105	100	65	125
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	249,84	-	328,67	63,25	212,72	-	196,27	368,01	-	-
Co	15,98	-	19,12	21,71	33,30	-	22,08	22,39	-	-
Cr	158,20	-	250,47	204,29	209,89	-	283,60	237,33	-	-
Cs	1,18	-	1,08	0,48	0,75	-	0,73	2,09	-	-
Hf	4,92	-	4,81	5,54	4,38	-	5,20	4,46	-	-
Rb	45,60	-	39,00	13,57	23,21	-	36,02	70,42	-	-
Sb	-	-	0,12	0,10	-	-	0,13	-	-	-
Sc	11,11	-	12,48	14,50	20,60	-	12,02	12,58	-	-
Ta	0,58	-	0,72	0,74	0,59	-	0,83	0,65	-	-
Th	2,02	-	2,11	2,27	1,71	-	2,56	2,56	-	-
U	-	-	0,70	-	-	-	0,93	0,71	-	-
W	34,43	-	30,73	-	-	-	-	-	-	-
La	19,52	-	19,11	21,32	17,02	-	22,59	19,55	-	-
Ce	41,27	-	41,38	44,11	34,13	-	47,47	40,99	-	-
Nd	24,08	-	21,54	28,67	22,46	-	31,43	24,96	-	-
Sm	4,07	-	4,36	5,26	4,59	-	5,29	4,97	-	-
Eu	1,21	-	1,20	1,32	1,30	-	1,29	1,13	-	-
Tb	0,59	-	0,66	0,80	0,75	-	0,88	0,78	-	-
Yb	2,23	-	2,28	2,78	2,57	-	2,99	2,77	-	-
Lu	0,37	-	0,35	0,44	0,39	-	0,47	0,42	-	-
La _N /Sm _N	2,95	-	2,70	2,49	2,28	-	2,63	2,42	-	-
Sm _N /Yb _N	1,98	-	2,07	2,05	1,93	-	1,92	1,94	-	-
La _N /Yb _N	5,83	-	5,59	5,12	4,41	-	5,04	4,71	-	-
Zr/Y	8,70	8,80	8,60	7,79	6,67	8,83	6,71	7,55	12,82	7,47
Th/Yb	0,91	-	0,93	0,82	0,66	-	0,86	0,92	-	-

Annexe 4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 2.1: Andésite-dacite de Normétal (suite)							Unité 2.2: Rhy. aphanitique		
Lithologie:	dacite	rhyodac.	dacite	dacite	andésite	dacite	andésite	rhyolite	rhyolite	rhyolite
Affleurement:	96-20801	96-20814	96-209	95-63	95-84	95-104	97-143	96-145	96-164	96-188
Échantillon:	7084	7087	7089	7102	7104	7124	7147	7058	7069	7077
SiO ₂ (%)	65,15	69,65	64,66	64,22	62,47	63,35	59,47	78,46	78,16	78,13
Al ₂ O ₃	13,57	11,69	14,22	14,35	14,30	14,65	16,00	8,94	11,54	11,22
Fe ₂ O ₃	5,42	3,83	5,15	6,42	6,35	6,36	7,27	0,81	2,80	2,59
FeOT	4,88	3,45	4,63	5,78	5,71	5,72	6,54	0,73	2,52	2,33
CaO	2,13	2,13	3,98	1,69	2,13	4,55	2,13	0,28	2,16	2,36
MgO	1,63	0,94	1,75	2,77	2,89	1,44	3,89	0,25	1,00	0,89
Na ₂ O	5,37	4,99	5,29	3,27	2,11	1,69	6,18	0,22	1,24	3,95
K ₂ O	0,92	1,34	0,64	1,98	3,52	1,80	0,68	8,00	1,86	0,58
TiO ₂	0,60	0,40	0,61	0,89	0,74	0,74	0,77	0,15	0,26	0,18
MnO	0,08	0,07	0,10	0,06	0,05	0,13	0,08	0,01	0,05	0,13
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,20	0,20	0,18	0,34	0,24	0,04	0,08	0,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,02	0,03	0,06	0,04	0,01	0,05	0,02	0,05
LOI	3,71	3,69	4,25	4,04	4,72	4,37	3,18	0,52	1,34	0,65
Total	98,76	98,87	100,85	99,89	99,46	99,42	99,89	97,69	100,46	100,72
Zr (ppm)	224	232	204	193	184	413	185	228	290	346
Y	28	34	24	32	28	56	32	34	54	70
Cu	30	55	5	40	20	220	20	5	5	25
Zn	125	45	40	625	55	115	65	5	20	40
Ni	5	5	10	40	25	100	60	10	5	5
V	70	55	70	115	130	20	120	20	20	10
As	0,26	-	0,22	0,61	-	0,56	1,68	-	-	-
Ba	236,02	385,83	128,01	271,44	509,58	394,13	200,17	-	-	-
Co	15,11	9,41	16,12	14,54	18,49	7,03	19,46	-	-	-
Cr	143,49	186,12	164,21	179,56	361,74	285,98	111,36	-	-	-
Cs	0,60	1,16	0,59	0,47	2,18	0,75	0,74	-	-	-
Hf	6,30	6,18	4,89	5,55	5,04	11,21	5,51	-	-	-
Rb	22,28	25,54	4,71	31,47	67,36	33,18	16,43	-	-	-
Sb	0,18	0,12	0,11	0,04	-	0,05	0,10	-	-	-
Sc	10,69	7,31	10,03	12,52	12,58	15,90	17,05	-	-	-
Ta	0,54	1,00	0,61	0,89	0,66	0,96	0,73	-	-	-
Th	2,92	4,05	2,61	3,04	2,58	3,01	1,98	-	-	-
U	0,71	0,81	0,53	0,66	0,50	0,60	0,50	-	-	-
W	1,11	0,90	1,58	2,71	2,41	2,23	1,08	-	-	-
La	24,77	28,80	23,22	19,38	17,22	25,75	18,99	-	-	-
Ce	50,24	59,62	44,26	43,10	37,66	62,35	43,01	-	-	-
Nd	26,28	27,91	21,64	22,70	20,75	35,69	20,24	-	-	-
Sm	5,45	6,27	4,80	4,73	4,04	7,76	4,59	-	-	-
Eu	1,34	1,36	1,19	1,42	1,24	3,10	1,78	-	-	-
Tb	0,88	0,92	0,62	0,88	0,76	1,41	0,89	-	-	-
Yb	3,01	3,48	2,48	2,85	2,76	5,88	3,31	-	-	-
Lu	0,45	0,51	0,37	0,39	0,39	0,83	0,45	-	-	-
La _N /Sm _N	2,79	2,82	2,98	2,52	2,62	2,04	2,55	-	-	-
Sm _N /Yb _N	1,97	1,95	2,10	1,80	1,59	1,43	1,50	-	-	-
La _N /Yb _N	5,49	5,51	6,25	4,54	4,16	2,92	3,83	-	-	-
Zr/Y	8,00	6,82	8,50	6,03	6,57	7,38	5,78	6,71	5,37	4,94
Th/Yb	0,97	1,16	1,06	1,07	0,93	0,51	0,60	-	-	-

Annexe4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 2.2: Rhy. aphanitique			Unité 2.2: Rhyolite de type Qfp1					Unité 2.2: Qfp2	
Lithologie:	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyodac.
Affleurement:	97-49	97-141	95-249	95-50	97-24a	97-38	97-39	97-43	96-87	96-102
Échantillon:	7121	7146	7151	7101	7112	7117	7118	7119	7028	7035
SiO ₂ (%)	77,21	74,62	75,31	76,53	77,79	76,89	77,49	77,03	75,75	72,65
Al ₂ O ₃	10,42	18,05	15,19	9,65	10,75	10,93	9,87	11,68	11,38	12,13
Fe ₂ O ₃	2,66	1,62	3,55	3,78	2,49	2,13	3,6	2,04	2,21	2,35
FeOT	2,39	1,46	3,19	3,40	2,24	1,92	3,24	1,84	1,99	2,11
CaO	0,27	0,29	0,01	2,51	0,94	1,60	1,98	0,38	1,50	2,15
MgO	0,71	0,32	0,40	1,18	0,38	0,66	1,25	0,70	0,94	0,28
Na ₂ O	0,39	0,21	0,22	1,09	3,73	2,65	2,38	2,39	1,01	4,28
K ₂ O	7,10	0,16	2,78	1,60	2,30	2,86	1,66	4,10	2,24	1,32
TiO ₂	0,18	0,90	0,25	0,23	0,22	0,15	0,17	0,15	0,14	0,17
MnO	0,04	0,03	0,08	0,12	0,05	0,07	0,13	0,02	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,04	0,24	0,08	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,06	0,08
Cr ₂ O ₃	0,06	0,05	0,03	0,05	0,08	0,06	0,08	0,04	0,04	0,02
LOI	0,71	2,91	1,72	2,98	0,91	1,88	1,12	1,05	2,69	2,52
Total	99,74	99,32	99,60	99,72	99,62	99,84	99,69	99,58	97,97	97,96
Zr (ppm)	337	185	219	259	318	356	335	310	278	180
Y	42	36	48	58	66	84	82	46	56	28
Cu	10	10	5	15	5	10	5	5	65	10
Zn	60	10	60	3690	225	90	50	50	65	45
Ni	10	5	15	30	35	15	40	5	20	5
V	10	155	10	30	10	10	15	10	20	20
As	-	2,15	0,17	0,35	-	-	-	-	0,06	0,61
Ba	-	20,26	212,06	103,80	-	-	177,27	-	267,19	397,91
Co	-	3,66	6,06	4,14	-	-	8,04	-	10,20	3,36
Cr	-	378,28	229,10	357,36	-	-	577,99	-	349,93	183,43
Cs	-	0,30	0,71	0,54	-	-	0,90	-	1,08	0,88
Hf	-	5,17	6,41	7,77	-	-	10,05	-	9,01	6,16
Rb	-	-	71,46	43,24	-	-	39,87	-	60,47	44,08
Sb	-	0,29	0,16	0,03	-	-	-	-	0,06	0,14
Sc	-	8,31	5,93	3,56	-	-	5,87	-	5,24	5,09
Ta	-	0,68	0,99	1,16	-	-	1,18	-	1,49	1,20
Th	-	2,64	4,95	4,88	-	-	4,97	-	6,31	7,25
U	-	0,85	0,92	0,93	-	-	1,12	-	0,57	1,66
W	-	1,35	1,75	1,52	-	-	2,75	-	3,92	-
La	-	19,82	26,96	42,84	-	-	37,90	-	48,16	36,97
Ce	-	50,20	64,87	109,93	-	-	85,85	-	110,16	72,43
Nd	-	19,98	23,41	53,20	-	-	41,61	-	53,24	26,11
Sm	-	4,62	5,85	10,76	-	-	9,49	-	11,31	5,69
Eu	-	1,28	1,52	1,84	-	-	2,03	-	2,02	1,16
Tb	-	0,86	1,19	1,84	-	-	1,98	-	1,58	0,86
Yb	-	3,09	4,12	6,13	-	-	7,16	-	7,04	3,24
Lu	-	0,42	0,56	0,86	-	-	0,99	-	1,05	0,51
La _N /Sm _N	-	2,64	2,83	2,45	-	-	2,46	-	2,62	4,00
Sm _N /Yb _N	-	1,62	1,54	1,90	-	-	1,44	-	1,74	1,90
La _N /Yb _N	-	4,27	4,36	4,66	-	-	3,53	-	4,56	7,61
Zr/Y	8,02	5,14	4,56	4,47	4,82	4,24	4,09	6,74	4,96	6,43
Th/Yb	-	0,85	1,20	0,80	-	-	0,69	-	0,90	2,24

Annexe 4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 2.2: Rhyolite de Normétal de type Qfp2 (suite)									
Lithologie:	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite
Affleurement:	96-102b	96-15406	96-162	96-166	96-190	95-125	97-17	97-23	97-25	97-37
Échantillon:	7036	7063	7068	7071	7078	7103	7109	7110	7113	7116
SiO ₂ (%)	75,61	79,85	75,93	75,65	74,69	75,70	79,03	76,44	75,03	76,11
Al ₂ O ₃	11,94	8,58	11,09	11,73	11,18	11,68	9,59	11,35	12,04	11,17
Fe ₂ O ₃	2,49	2,29	2,65	2,72	2,92	3,32	2,64	2,81	3,10	3,43
FeOT	2,24	2,06	2,38	2,45	2,63	2,99	2,38	2,53	2,79	3,09
CaO	1,83	1,13	1,45	1,10	1,51	0,46	1,14	0,51	0,31	0,38
MgO	0,14	0,30	0,73	0,57	0,65	0,48	0,53	0,72	0,32	0,74
Na ₂ O	4,26	1,71	4,51	4,14	4,33	5,11	2,06	4,46	5,56	3,23
K ₂ O	1,54	1,76	1,14	1,28	1,34	1,38	2,60	1,80	1,52	3,76
TiO ₂	0,17	0,14	0,23	0,18	0,20	0,24	0,14	0,14	0,22	0,21
MnO	0,04	0,04	0,06	0,03	0,07	0,03	0,07	0,05	0,03	0,05
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,08	0,08
Cr ₂ O ₃	0,03	0,08	0,08	0,07	0,08	0,05	0,06	0,08	0,05	0,04
LOI	2,20	2,32	0,53	0,42	0,80	1,17	1,48	1,22	0,66	0,68
Total	100,28	98,15	98,38	97,87	97,74	99,63	99,30	99,55	98,86	99,83
Zr (ppm)	186	266	308	314	332	319	252	259	355	322
Y	28	42	74	56	72	58	58	60	58	62
Cu	25	10	10	35	15	10	15	105	5	10
Zn	5	5	70	70	45	55	60	75	60	60
Ni	5	5	15	5	10	15	15	10	10	10
V	20	35	20	5	50	10	15	20	15	10
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	141,99	-	-	424,35	307,34	255,51	-	-	-
Co	-	16,91	-	-	8,04	4,49	3,82	-	-	-
Cr	-	614,25	-	-	584,51	379,54	388,69	-	-	-
Cs	-	1,60	-	-	0,77	0,32	1,59	-	-	-
Hf	-	7,74	-	-	10,01	10,09	7,56	-	-	-
Rb	-	41,07	-	-	46,24	23,13	67,24	-	-	-
Sb	-	0,09	-	-	-	0,02	-	-	-	-
Sc	-	4,71	-	-	6,20	6,43	4,32	-	-	-
Ta	-	1,14	-	-	1,41	1,18	0,85	-	-	-
Th	-	3,84	-	-	5,10	4,52	4,45	-	-	-
U	-	1,20	-	-	1,26	0,90	0,85	-	-	-
W	-	-	-	-	16,85	0,88	2,20	-	-	-
La	-	32,30	-	-	41,26	33,33	37,49	-	-	-
Ce	-	74,52	-	-	94,65	77,07	85,20	-	-	-
Nd	-	43,23	-	-	58,34	40,02	45,42	-	-	-
Sm	-	8,43	-	-	10,83	7,66	8,19	-	-	-
Eu	-	1,36	-	-	1,89	1,65	1,93	-	-	-
Tb	-	1,37	-	-	1,94	1,55	1,54	-	-	-
Yb	-	5,00	-	-	7,87	5,70	5,60	-	-	-
Lu	-	0,77	-	-	1,19	0,79	0,77	-	-	-
La _N /Sm _N	-	2,36	-	-	2,34	2,67	2,82	-	-	-
Sm _N /Yb _N	-	1,83	-	-	1,49	1,46	1,59	-	-	-
La _N /Yb _N	-	4,31	-	-	3,50	3,90	4,46	-	-	-
Zr/Y	6,64	6,33	4,16	5,61	4,61	5,50	4,34	4,32	6,12	5,19
Th/Yb	-	0,77	-	-	0,65	0,79	0,80	-	-	-

Annexe 4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 2.2: Rhyolite de Normétal de type Qfp2 (suite)						Unité 2.2: Rhyolite de type Qp1			
Lithologie:	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyodac.	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite
Affleurement:	97-45	95-98	95-133	97-97	95-48	95-92	96-133	96-147	95-25601	95-25604
Échantillon:	7120	7123	7125	7134	7137	7138	7049	7057	7080	7081
SiO ₂ (%)	77,25	74,40	75,74	68,18	82,70	76,53	76,00	73,54	79,17	82,99
Al ₂ O ₃	10,80	10,88	13,06	15,71	8,50	10,83	6,12	11,07	10,26	10,10
Fe ₂ O ₃	2,98	2,94	1,41	4,20	0,55	0,88	2,68	3,68	0,64	0,81
FeOT	2,68	2,65	1,27	3,78	0,49	0,79	2,41	3,31	0,58	0,73
CaO	0,14	1,90	0,12	1,82	1,58	2,94	3,04	1,83	0,18	0,10
MgO	1,68	0,96	0,48	2,02	0,14	0,46	2,27	1,26	0,23	0,20
Na ₂ O	2,61	2,75	0,17	1,78	3,88	3,36	0,27	0,40	0,27	0,22
K ₂ O	2,88	2,28	7,12	3,66	0,68	1,34	1,64	2,70	5,88	5,10
TiO ₂	0,17	0,15	0,17	0,55	0,12	0,29	0,10	0,16	0,14	0,12
MnO	0,04	0,05	0,02	0,12	0,04	0,05	0,17	0,04	0,01	0,02
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,06	0,16	0,04	0,10	0,02	0,06	0,06	0,04
Cr ₂ O ₃	0,08	0,09	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,10	0,10
LOI	1,13	3,13	1,29	1,45	1,46	3,00	5,67	3,28	0,75	0,93
Total	99,69	99,50	99,62	99,63	99,70	99,77	97,98	98,00	97,57	100,64
Zr (ppm)	281	253	315	318	208	225	136	282	222	216
Y	42	60	58	48	30	42	48	54	62	38
Cu	5	10	5	40	15	10	10	40	10	10
Zn	70	80	40	215	15	40	530	30	5	5
Ni	25	35	5	30	35	5	5	5	10	5
V	10	20	15	50	15	20	5	30	15	25
As	-	1,19	-	-	0,96	0,95	-	-	-	-
Ba	-	266,44	645,72	355,05	145,38	191,35	-	-	-	-
Co	-	9,68	8,95	10,88	7,79	2,35	-	-	16,16	-
Cr	-	463,62	446,82	378,34	389,80	492,00	-	-	681,48	-
Cs	-	1,04	0,61	3,84	0,50	0,59	-	-	0,79	-
Hf	-	8,68	9,96	9,84	7,10	8,61	-	-	7,72	-
Rb	-	51,91	105,10	79,19	14,47	52,58	-	-	92,79	-
Sb	-	0,04	0,03	-	0,02	0,04	-	-	-	-
Sc	-	4,77	5,34	8,85	3,30	3,90	-	-	2,93	-
Ta	-	1,25	1,40	1,18	1,05	1,34	-	-	1,39	-
Th	-	5,49	6,29	5,67	4,69	5,86	-	-	6,41	-
U	-	1,15	1,11	1,26	0,87	1,20	-	-	1,13	-
W	-	3,23	2,79	1,79	2,05	0,97	-	-	13,06	-
La	-	38,03	36,79	37,24	29,55	36,46	-	-	41,60	-
Ce	-	91,40	89,79	84,68	83,63	104,64	-	-	91,96	-
Nd	-	43,55	41,86	40,27	25,94	32,64	-	-	47,01	-
Sm	-	9,20	8,93	8,42	6,73	8,64	-	-	9,57	-
Eu	-	2,03	1,91	1,89	2,17	2,28	-	-	1,67	-
Tb	-	1,71	1,60	1,43	1,21	1,45	-	-	2,02	-
Yb	-	6,09	5,96	4,62	3,66	4,67	-	-	4,74	-
Lu	-	0,83	0,81	0,63	0,49	0,62	-	-	0,69	-
La _N /Sm _N	-	2,54	2,53	2,72	2,70	2,60	-	-	2,67	-
Sm _N /Yb _N	-	1,64	1,63	1,98	1,99	2,00	-	-	2,19	-
La _N /Yb _N	-	4,16	4,12	5,38	5,38	5,20	-	-	5,85	-
Zr/Y	6,69	4,22	5,43	6,63	6,93	5,36	2,83	5,22	3,58	5,68
Th/Yb	-	0,90	1,06	1,23	1,28	1,25	-	-	1,35	-

Annexe 4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 2.2: Rhyolite de Normétal de type Qp1 (suite)							Unité 3: Rhy. tholéïitique			
Lithologie:	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyodac.	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyodac.	rhyolite	rhyodac.	
Affleurement:	96-20813	96-209b	96-209e	97-26	97-52	97-59	95-236		96-12	96-100	
Échantillon:	7086	7090	7092	7114	7122	7131	7140		6002	7009	7034
SiO ₂ (%)	79,82	75,23	78,75	70,26	76,38	74,27	80,77	72,22	77,32	71,11	
Al ₂ O ₃	11,28	10,65	11,24	12,90	10,86	12,23	11,93	13,37	11,40	11,70	
Fe ₂ O ₃	1,89	1,24	1,84	6,63	2,35	2,93	0,74	3,5	1,19	1,76	
FeOT	1,70	1,12	1,66	5,97	2,11	2,64	0,67	3,15	1,07	1,58	
CaO	0,08	4,11	1,24	0,34	0,42	1,19	0,06	0,68	0,49	4,00	
MgO	0,45	0,28	0,45	2,15	0,64	0,78	0,26	2,14	0,60	0,64	
Na ₂ O	0,87	2,63	1,54	0,29	0,30	0,51	0,51	0,34	5,24	3,60	
K ₂ O	2,12	2,16	3,12	3,60	7,28	6,20	3,72	3,14	0,64	2,88	
TiO ₂	0,13	0,17	0,15	0,37	0,14	0,40	0,15	0,09	0,07	0,06	
MnO	0,01	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,01	0,02	0,02	0,08	
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,04	0,10	0,04	0,12	0,06	0,06	0,04	0,06	
Cr ₂ O ₃	0,07	0,08	0,05	0,11	0,11	0,06	0,05	0,03	0,07	0,03	
LOI	1,71	4,04	2,26	2,50	1,15	1,05	1,48	2,42	0,77	4,30	
Total	98,40	100,60	100,65	99,20	99,60	99,71	99,70	98,05	97,79	100,18	
Zr (ppm)	226	204	282	297	274	265	276	152	94	64	
Y	60	46	60	80	72	56	52	64	26	26	
Cu	15	25	20	55	10	25	5	5	5	5	
Zn	15	5	5	55	45	50	50	100	5	20	
Ni	5	10	5	25	30	5	20	5	5	5	
V	15	15	10	30	20	30	15	-	15	5	
As	1,08	0,29	-	-	-	-	0,39	-	-	1,45	
Ba	178,15	422,12	-	-	824,43	-	577,38	-	-	696,20	
Co	15,08	8,88	-	-	11,25	-	0,75	-	-	3,51	
Cr	535,48	576,73	-	-	801,33	-	340,08	-	-	206,37	
Cs	0,84	1,44	-	-	0,74	-	0,63	-	-	0,84	
Hf	7,87	6,71	-	-	9,21	-	9,51	-	-	2,76	
Rb	39,85	49,26	-	-	108,96	-	48,47	-	-	80,69	
Sb	0,08	0,07	-	-	0,02	-	0,10	-	-	0,05	
Sc	4,41	4,02	-	-	4,75	-	4,11	-	-	2,17	
Ta	1,63	0,95	-	-	1,39	-	1,19	-	-	1,77	
Th	7,07	5,90	-	-	5,94	-	6,17	-	-	6,44	
U	1,73	1,36	-	-	1,06	-	1,09	-	-	1,89	
W	3,91	1,76	-	-	2,71	-	0,62	-	-	0,99	
La	54,50	36,43	-	-	47,49	-	42,89	34,78	-	13,90	
Ce	116,22	81,28	-	-	100,13	-	121,14	79,63	-	25,64	
Nd	44,85	37,03	-	-	51,33	-	40,97	37,66	-	-	
Sm	5,60	7,47	-	-	10,85	-	10,33	10,59	-	2,76	
Eu	1,79	1,25	-	-	1,77	-	2,44	1,16	-	0,35	
Tb	1,34	1,20	-	-	2,05	-	1,76	1,85	-	0,59	
Yb	6,65	5,13	-	-	6,62	-	5,27	6,32	-	2,73	
Lu	0,98	0,76	-	-	0,91	-	0,69	0,87	-	0,44	
La _N /Sm _N	5,98	3,00	-	-	2,69	-	2,55	2,02	-	3,09	
Sm _N /Yb _N	0,91	1,58	-	-	1,78	-	2,12	1,82	-	1,10	
La _N /Yb _N	5,46	4,73	-	-	4,78	-	5,43	3,67	-	3,39	
Zr/Y	3,77	4,43	4,70	3,71	3,81	4,73	5,31	2,38	3,62	2,46	
Th/Yb	1,06	1,15	-	-	0,90	-	1,17	-	-	2,36	

Annexe 4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 3: Rhyolite tholéitique de Normétal (suite)								Unité 4: Qfp3	
Lithologie:	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyodac.	rhyolite
Affleurement:	96-124	96-12607	96-12631	95-25606	95-80	97-109	97-128	97-169	96-14401	96-15405
Échantillon:	7041	7043	7044	7082	7083	7136	7143	7150	7052	7062
SiO ₂ (%)	75,33	78,46	75,03	79,07	75,42	76,05	78,80	85,46	72,93	75,98
Al ₂ O ₃	13,02	12,54	11,78	10,49	12,98	12,92	11,53	12,18	11,87	11,66
Fe ₂ O ₃	1,44	1,18	1,15	1,11	1,29	1,32	3,71	0,35	2,52	2,00
FeOT	1,30	1,06	1,03	1,00	1,16	1,19	3,34	0,31	2,27	1,80
CaO	1,18	0,73	2,53	0,10	0,23	0,94	0,01	0,09	3,52	1,39
MgO	0,48	0,43	0,45	0,30	0,31	0,29	1,39	0,10	0,63	0,39
Na ₂ O	4,34	5,81	3,41	0,16	2,62	4,46	0,19	0,09	1,85	3,94
K ₂ O	2,44	0,70	1,86	5,46	4,66	2,62	1,84	0,54	2,78	1,58
TiO ₂	0,16	0,07	0,04	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,24	0,36
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,08	0,01	0,04	0,04
P ₂ O ₅	0,10	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,08	0,10
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,03	0,10	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,09
LOI	1,80	1,02	2,99	1,00	1,02	1,11	1,84	0,36	4,18	1,93
Total	100,31	100,99	99,32	97,81	98,62	99,86	99,51	99,30	100,65	99,37
Zr (ppm)	72	120	92	108	146	119	100	103	198	298
Y	10	30	28	62	88	84	64	88	36	56
Cu	40	10	260	50	5	15	5	5	5	15
Zn	60	25	15	5	10	45	90	15	55	60
Ni	10	5	5	10	5	5	30	5	5	25
V	10	5	5	50	10	20	10	20	25	25
As	5,65	0,28	-	-	0,83	-	-	-	-	-
Ba	546,79	133,35	469,10	685,98	687,32	-	-	-	606,42	259,68
Co	6,26	3,19	1,77	17,44	11,42	-	-	-	10,85	15,78
Cr	136,08	230,58	209,10	713,40	454,69	-	-	-	341,16	618,93
Cs	0,97	0,25	0,41	1,18	1,16	-	-	-	1,61	1,36
Hf	3,35	4,37	3,86	4,73	5,85	-	-	-	6,22	9,26
Rb	73,58	13,49	38,25	111,17	102,38	-	-	-	84,17	40,40
Sb	0,26	0,08	-	0,07	0,08	-	-	-	-	-
Sc	4,44	3,25	2,97	3,74	3,40	-	-	-	5,07	6,96
Ta	1,83	1,58	1,74	1,71	1,94	-	-	-	1,14	1,33
Th	6,61	8,70	8,09	6,55	7,75	-	-	-	6,70	4,85
U	1,71	1,59	2,63	1,40	2,03	-	-	-	1,30	1,45
W	2,22	1,05	15,82	-	3,64	-	-	-	-	22,85
La	-	24,01	19,63	20,64	19,37	-	-	-	40,64	39,50
Ce	-	49,23	42,38	47,67	48,67	-	-	-	79,26	90,64
Nd	-	17,20	18,79	25,31	26,02	-	-	-	37,71	51,60
Sm	-	5,26	4,45	8,09	9,47	-	-	-	6,95	9,77
Eu	-	0,52	0,43	0,88	0,93	-	-	-	1,05	1,67
Tb	-	0,89	0,86	1,75	2,27	-	-	-	1,10	1,63
Yb	-	3,64	3,32	6,91	9,39	-	-	-	3,92	6,02
Lu	-	0,58	0,53	1,06	1,43	-	-	-	0,61	0,89
La _N /Sm _N	-	2,81	2,71	1,57	1,26	-	-	-	3,60	2,49
Sm _N /Yb _N	-	1,56	1,45	1,27	1,09	-	-	-	1,92	1,76
La _N /Yb _N	-	4,39	3,94	1,99	1,37	-	-	-	6,91	4,37
Zr/Y	7,20	4,00	3,29	1,74	1,66	1,42	1,56	1,17	5,50	5,32
Th/Yb	-	2,39	2,43	0,95	0,82	-	-	-	1,71	0,80

Annexe 4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 4: Qfp3		Unité 6: Séquence de la mine							
Lithologie:	rhyolite	rhyodac.	andésite	andésite	dacite	andésite	dacite	andésite	dacite	dacite
Affleurement:	96-20805	dome2								
Échantillon:	7085	7094	4238	4241	6003	6012	6029	6033	6054	6057
SiO ₂ (%)	76,12	72,54	58,18	60,57	67,57	58,42	66,98	59,22	64,19	65,28
Al ₂ O ₃	12,67	12,81	14,48	14,06	14,85	13,92	15,84	14,51	15,67	14,46
Fe ₂ O ₃	2,43	2,36	10,83	5,64	2,60	9,71	7,20	8,50	5,06	5,93
FeOT	2,19	2,12	9,74	5,07	2,34	8,74	6,48	7,65	4,55	5,34
CaO	0,10	2,62	4,56	4,78	2,98	3,81	0,74	4,70	3,94	3,76
MgO	0,20	1,28	4,05	2,71	1,08	2,50	2,00	2,07	1,57	1,27
Na ₂ O	3,56	2,06	2,16	1,82	3,47	3,09	1,18	1,57	2,64	3,03
K ₂ O	2,12	2,70	0,55	1,60	2,10	1,32	2,02	1,82	1,26	1,68
TiO ₂	0,26	0,25	1,10	0,62	0,51	0,95	0,67	0,87	0,52	0,49
MnO	0,03	0,05	0,18	0,10	0,06	0,12	0,03	0,13	0,09	0,09
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,36	0,16	0,20	0,36	0,18	0,32	0,16	0,16
Cr ₂ O ₃	0,04	0,06	0,03	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
LOI	1,27	3,44	6,06	8,31	3,14	5,37	3,73	6,87	5,53	4,57
Total	98,84	100,19	100,45	100,39	98,61	99,60	100,59	100,61	100,65	100,75
Zr (ppm)	212	180	278	164	170	292	168	318	142	160
Y	38	34	44	22	18	48	20	50	16	16
Cu	5	5	25	5	10	85	40	20	60	15
Zn	40	15	315	70	55	95	75	105	25	35
Ni	5	15	25	25	25	5	50	5	15	35
V	20	20	-	-	-	-	-	-	-	-
As	0,66	-	0,62	1,28	13,91	0,28	2,45	0,55	-	-
Ba	356,58	469,83	71,77	157,24	336,67	267,43	129,45	287,53	274,43	241,13
Co	9,61	13,45	16,37	11,45	22,59	14,12	23,87	10,26	10,66	12,03
Cr	259,24	458,80	217,18	145,63	367,57	192,66	128,78	152,82	136,75	188,37
Cs	0,64	2,06	0,68	1,13	1,88	0,85	1,11	1,29	0,91	0,95
Hf	6,26	5,79	6,66	4,66	4,69	6,86	4,03	7,72	3,80	3,54
Rb	53,55	93,79	3,72	32,83	57,93	23,84	43,63	35,37	33,22	36,73
Sb	0,07	0,04	0,20	0,48	0,09	0,30	0,68	0,13	0,14	0,07
Sc	4,98	5,41	18,68	12,57	6,15	18,35	15,29	17,40	11,34	10,38
Ta	1,01	1,21	0,77	0,61	0,59	0,76	0,50	0,99	0,46	0,47
Th	6,15	7,52	1,78	2,65	2,88	1,81	1,82	2,22	2,23	2,28
U	1,18	1,57	0,43	0,31	0,68	0,28	0,24	0,48	0,44	0,38
W	2,25	3,72	2,57	1,80	1,65	2,53	1,70	2,32	1,73	1,74
La	40,13	42,14	19,19	19,44	20,13	18,90	14,49	20,46	16,98	15,43
Ce	79,17	85,52	40,77	39,62	41,57	40,96	29,29	43,88	34,14	30,57
Nd	34,93	38,37	21,64	19,68	18,40	23,32	14,54	25,33	17,16	15,40
Sm	6,69	6,89	6,23	4,07	3,74	5,80	3,02	6,67	3,11	3,05
Eu	1,05	0,98	2,18	1,77	1,35	2,05	1,04	2,35	1,20	1,06
Tb	0,94	0,97	1,29	0,63	0,51	1,16	0,50	1,36	0,47	0,46
Yb	3,88	3,94	4,26	2,22	1,73	4,52	1,95	4,87	1,74	1,56
Lu	0,59	0,60	0,63	0,33	0,24	0,66	0,28	0,70	0,24	0,23
La _N /Sm _N	3,69	3,76	1,90	2,94	3,31	2,00	2,95	1,89	3,35	3,11
Sm _N /Yb _N	1,87	1,90	1,58	1,98	2,34	1,39	1,68	1,49	1,94	2,12
La _N /Yb _N	6,90	7,13	3,00	5,83	7,74	2,79	4,95	2,80	6,52	6,59
Zr/Y	5,58	5,29	6,32	7,45	9,44	6,08	8,40	6,36	8,88	10,00
Th/Yb	1,59	1,91	0,42	1,19	1,66	0,40	0,93	0,46	1,28	1,46

Annexe 4 (suite) : Analyses des éléments majeurs et traces des roches volcaniques du CVN

Unité:	Unité 6: Séquence de la mine (suite)								
Lithologie:	andésite	andésite	dacite	dacite	rhyolite	dacite	andésite	andésite	andésite
Affleurement:	96-156	96-160	95-239	95-267	97-173	97-174			
Échantillon:	7064	7067	7127	7142	7154	7155	9254	9256	9258
SiO ₂ (%)	56,67	53,55	67,32	62,53	76,00	65,23	55,42	56,92	55,30
Al ₂ O ₃	14,10	13,22	15,14	13,87	10,01	16,72	13,72	14,95	14,37
Fe ₂ O ₃	13,08	7,91	5,43	3,52	3,57	3,61	6,08	6,78	9,59
FeOT	11,77	7,12	4,89	3,17	3,21	3,25	5,47	6,10	8,63
CaO	8,01	8,19	2,11	5,87	1,42	3,17	6,41	5,63	5,63
MgO	3,43	3,56	1,36	1,64	0,92	0,60	2,77	2,32	2,46
Na ₂ O	0,64	2,52	4,00	4,05	0,67	2,16	2,47	3,47	1,80
K ₂ O	0,16	0,78	1,26	1,04	2,26	1,52	2,02	0,90	1,38
TiO ₂	1,18	1,13	0,64	0,52	0,23	0,58	0,67	0,74	1,01
MnO	0,19	0,12	0,07	0,07	0,11	0,07	0,09	0,10	0,14
P ₂ O ₅	0,24	0,18	0,20	0,16	0,06	0,16	0,16	0,16	0,36
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02
LOI	3,07	9,10	2,09	6,42	4,54	5,65	9,84	7,78	7,40
Total	100,78	100,27	99,64	99,68	99,76	99,47	99,65	99,74	99,43
Zr (ppm)	158	114	157	159	320	158	127	125	293
Y	34	20	20	20	48	24	20	20	50
Cu	25	5	25	20	10	5	25	25	20
Zn	135	5	75	75	90	55	40	60	105
Ni	35	60	35	20	20	5	40	10	5
V	170	195	100	80	15	90	115	125	55
As	-	-	1,56	0,60	0,44		0,67	0,56	
Ba	368,01	170,19	249,65	224,95	333,80	202,91	283,13	187,99	187,42
Co	22,39	32,30	18,55	15,83	1,92	10,73	11,57	14,42	10,45
Cr	237,33	257,98	197,59	364,38	347,34	274,53	19,70	21,42	7,42
Cs	2,09	0,43	0,95	0,56	1,09	0,76	1,39	0,68	1,28
Hf	4,46	3,64	4,84	5,11	9,93	4,45	3,32	3,26	7,70
Rb	70,42	26,29	35,12	24,80	46,37	45,56	50,64	18,88	24,51
Sb	-	-	0,06	0,15	0,02	0,25	0,30	0,36	0,18
Sc	12,58	23,48	13,01	10,67	7,39	11,24	13,38	14,03	18,97
Ta	0,65	0,45	0,61	0,61	1,17	0,63	0,43	0,45	0,87
Th	2,56	0,90	2,38	2,65	3,40	2,54	1,71	1,67	2,01
U	0,71	-	0,49	0,58	0,90	0,41	0,37	0,40	0,49
W	-	-	3,57	0,88	0,73	1,86	4,15	2,35	4,10
La	19,55	12,92	15,77	18,62	25,40	16,64	12,19	11,70	20,99
Ce	40,99	25,09	31,78	42,64	66,66	37,61	23,75	22,11	44,20
Nd	24,96	17,21	18,33	15,75	25,41	14,70	12,62	11,65	26,28
Sm	4,93	3,88	3,71	3,72	6,58	3,34	2,85	2,69	6,82
Eu	1,13	1,13	1,21	1,40	1,65	1,16	0,99	1,00	2,46
Tb	0,78	0,65	0,67	0,60	1,45	0,59	0,47	0,51	1,36
Yb	2,77	2,38	2,21	2,21	5,32	1,92	1,64	1,63	4,72
Lu	0,42	0,35	0,31	0,30	0,74	0,27	0,23	0,23	0,69
La _N /Sm _N	2,44	2,05	2,61	3,08	2,37	3,07	2,63	2,67	1,89
Sm _N /Yb _N	1,93	1,76	1,82	1,83	1,34	1,88	1,89	1,79	1,57
La _N /Yb _N	4,71	3,62	4,76	5,62	3,18	5,77	4,96	4,78	2,96
Zr/Y	4,65	5,70	7,85	7,95	6,67	6,58	6,35	6,25	5,86
Th/Yb	0,92	0,38	1,08	1,20	0,64	1,32	1,04	1,03	0,43

ANNEXE 5.

Analyses des éléments majeurs et traces des roches du bloc de Beaupré.

Annexe 5: Analyses des éléments majeurs et traces des roches du bloc de Beaupré

Lithologie	Basalte		Rhyolite sodique
	Basalte	Rhyolite	Rhyolite
Affleurement	97-88	96-30-13	96-30-24
Echantillon	7133	7095	7096
SiO ₂	48,25	75,45	75,97
Al ₂ O ₃	14,79	12,09	12,25
Fe ₂ O ₃	11,52	2,04	2,17
FeOT	10,37	1,84	1,95
CaO	12,55	1,36	1,58
MgO	8,49	0,10	0,01
Na ₂ O	1,80	6,40	5,50
K ₂ O	0,26	0,52	0,94
TiO ₂	0,65	0,07	0,08
MnO	0,18	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	0,07
LOI	1,10	0,87	1,71
Total	99,70	98,97	100,29
Zr	39	166	184
Y	16	94	94
Cu	90	35	15
Zn	50	20	10
Ni	145	10	5
V	225	45	5
As	1,41	-	1,11
Ba	32,23	225,49	536,93
Co	43,05	10,11	8,66
Cr	389,13	451,61	642,40
Cs	0,63	-	0,36
Hf	1,03	6,46	7,41
Rb	10,09	8,48	13,79
Sb	-	0,04	0,06
Sc	34,98	3,77	6,05
Ta	-	1,61	1,76
Th	0,17	4,03	4,74
U	-	1,05	1,20
W	5,22	3,65	2,07
La	2,34	17,69	33,95
Ce	5,37	48,37	83,04
Nd	3,93	28,52	48,57
Sm	1,34	10,51	13,53
Eu	0,70	1,66	1,90
Tb	0,32	2,42	2,62
Yb	1,28	10,75	10,04
Lu	0,19	1,56	1,48
LaN/YbN	1,22	1,10	2,25
Zr/Y	2,44	1,77	1,96

ANNEXE 6.

Analyses des éléments majeurs et traces des roches plutoniques.

Annexe 6: Analyses des éléments majeurs et traces des roches plutoniques

Lithologie	Pluton de Normétal						Pluton de Val-St-Gilles		
	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Granite	Granodiorite	Tonalite
Affleurement	96-21	96-25	96-43	96-48	96-50	96-72	96-04	96-04B	96-05B
Echantillon	7014	7015	7018	7020	7021	7023	7002	7003	7004
SiO ₂	73,92	74,44	72,35	72,97	74,65	71,66	77,07	77,70	75,37
Al ₂ O ₃	12,78	12,05	13,12	13,58	12,65	13,40	12,23	12,02	13,23
Fe ₂ O ₃	3,05	3,31	3,93	3,13	2,98	3,44	1,80	1,47	0,70
FeOT	2,74	2,98	3,54	2,82	2,68	3,10	1,62	1,32	0,63
CaO	2,52	2,60	3,24	2,56	3,48	2,40	1,01	1,02	2,51
MgO	0,58	0,70	0,89	0,61	0,73	0,61	0,19	0,11	0,87
Na ₂ O	4,09	3,95	4,04	4,42	3,82	4,58	4,17	4,11	5,43
K ₂ O	1,76	0,90	1,42	1,76	0,38	1,62	3,16	2,84	0,54
TiO ₂	0,31	0,36	0,42	0,28	0,29	0,29	0,12	0,10	0,25
MnO	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,06	0,04	0,10
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,07	0,10
LOI	1,02	2,68	0,74	1,16	1,38	1,43	0,55	1,08	1,35
Total	100,17	100,51	100,31	100,61	100,49	99,57	100,37	100,52	100,34
Zr	168	158	218	188	200	270	142	130	172
Y	28	14	30	36	28	44	32	34	38
Cu	5	5	10	5	5	5	5	25	10
Zn	45	50	55	45	35	40	5	5	110
Ni	20	10	15	15	10	5	5	10	5
V	65	65	30	20	25	45	15	10	25
As	0,38	0,67	0,27	-	-	0,34	-	-	-
Ba	553,77	346,38	421,96	-	-	394,43	-	-	-
Co	17,28	12,50	12,16	-	-	12,91	-	-	-
Cr	466,75	424,08	417,19	-	-	321,59	-	-	-
Cs	1,10	0,39	0,77	-	-	1,22	-	-	-
Hf	5,28	6,55	7,34	-	-	6,16	-	-	-
Rb	60,39	18,48	48,55	-	-	53,13	-	-	-
Sb	0,08	0,08	0,05	-	-	0,08	-	-	-
Sc	6,22	6,46	7,82	-	-	5,84	-	-	-
Ta	0,95	1,22	0,76	-	-	1,44	-	-	-
Th	6,38	7,44	4,92	-	-	7,02	-	-	-
U	1,08	1,23	0,64	-	-	1,40	-	-	-
W	2,64	1,18	2,86	-	-	3,49	-	-	-
La	36,95	37,78	32,30	-	-	31,58	-	-	-
Ce	71,77	74,51	65,75	-	-	64,84	-	-	-
Nd	30,10	32,14	28,01	-	-	22,23	-	-	-
Sm	6,18	6,60	6,27	-	-	6,75	-	-	-
Eu	1,17	1,07	1,48	-	-	1,08	-	-	-
Tb	0,91	1,02	0,95	-	-	1,12	-	-	-
Yb	3,63	4,02	3,71	-	-	4,61	-	-	-
Lu	0,55	0,62	0,56	-	-	0,70	-	-	-
LaN/YbN	6,79	6,27	5,80	-	-	4,57	-	-	-
Zr/Y	6,00	11,29	7,27	5,22	7,14	6,14	4,44	3,82	4,53

Annexe 6 (suite): Analyses des éléments majeurs et traces des roches plutoniques

Lithologie	Pluton de Val-St-Gilles (suite)								
	Granodiorite	Granite	Granodiorite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Granite	Dio. à qtz
Affleurement	96-06	96-07	96-10	96-12	96-14	96-15	96-16	96-19	96-86
Echantillon	7005	7006	7007	7008	7010	7011	7012	7013	7027
SiO ₂	69,75	77,37	75,57	68,51	73,53	68,70	76,09	78,06	65,61
Al ₂ O ₃	13,77	12,47	12,98	14,83	13,22	15,05	12,38	12,09	15,01
Fe ₂ O ₃	3,37	1,34	1,84	3,94	3,11	4,58	2,75	1,97	4,85
FeOT	3,03	1,21	1,66	3,55	2,80	4,12	2,47	1,77	4,36
CaO	3,34	0,61	1,13	3,51	2,41	3,28	2,30	1,24	5,46
MgO	1,24	0,11	0,07	1,95	0,64	1,50	0,44	0,16	2,00
Na ₂ O	3,82	4,27	4,73	4,51	4,64	4,47	4,31	4,71	3,37
K ₂ O	2,12	3,76	2,82	0,76	1,20	1,06	1,24	2,08	0,54
TiO ₂	0,35	0,09	0,09	0,44	0,32	0,54	0,28	0,13	0,51
MnO	0,06	0,02	0,03	0,06	0,04	0,06	0,04	0,03	0,06
P ₂ O ₅	0,12	0,04	0,04	0,12	0,10	0,16	0,08	0,04	0,14
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0,10	0,05	0,05	0,06	0,06	0,13	0,06
LOI	0,84	0,26	1,22	1,81	1,09	1,31	0,62	0,42	5,75
Total	98,79	100,34	100,52	100,45	100,28	100,69	100,53	100,93	100,74
Zr	166	142	144	148	184	162	210	136	192
Y	16	32	36	24	34	36	20	30	38
Cu	25	5	25	25	5	15	5	5	5
Zn	25	15	70	35	45	45	30	5	40
Ni	15	5	5	10	45	5	15	5	5
V	45	5	20	70	55	55	25	25	130
As	0,33	0,18	-	-	0,97	-	0,28	-	0,17
Ba	439,00	751,85	-	-	409,03	-	360,19	-	159,79
Co	18,63	8,54	-	-	15,36	-	12,09	-	21,61
Cr	387,64	533,27	-	-	395,75	-	534,45	-	442,84
Cs	1,35	1,23	-	-	1,66	-	0,79	-	0,29
Hf	3,91	3,55	-	-	6,10	-	6,61	-	5,81
Rb	57,96	115,97	-	-	39,32	-	39,62	-	15,41
Sb	0,05	0,04	-	-	0,16	-	0,09	-	0,10
Sc	6,40	2,52	-	-	6,99	-	5,61	-	12,90
Ta	1,05	1,31	-	-	1,06	-	0,37	-	0,73
Th	6,24	8,32	-	-	5,19	-	3,73	-	3,74
U	1,10	1,64	-	-	0,69	-	0,54	-	0,66
W	2,92	1,40	-	-	2,59	-	1,04	-	3,55
La	26,14	35,31	-	-	36,51	-	52,34	-	22,25
Ce	48,29	64,32	-	-	71,54	-	95,96	-	43,93
Nd	17,91	30,93	-	-	32,23	-	38,24	-	22,92
Sm	3,03	6,72	-	-	6,42	-	5,33	-	6,19
Eu	0,84	0,46	-	-	1,14	-	1,38	-	1,28
Tb	0,44	0,87	-	-	1,00	-	0,68	-	0,98
Yb	1,89	3,52	-	-	3,90	-	2,53	-	3,32
Lu	0,32	0,52	-	-	0,60	-	0,38	-	0,48
LaN/YbN	9,24	6,69	-	-	6,25	-	13,81	-	4,47
Zr/Y	10,38	4,44	4,00	6,17	5,41	4,50	10,50	4,53	5,05

Annexe 6 (suite): Analyses des éléments majeurs et traces des roches plutoniques

Lithologie	Pluton de Patten				Dykes porphyriques				
	Tonalite	Tonalite	Granodiorite	Granodiorite	Rhyodacite	Dacite	Rhyodacite	Rhyodacite	Dacite
Affleurement	96-126-33	96-126-35	97-68	97-71	96-125	96-168	96-208-15	96-209C	96-210
Echantillon	7045	7046	7129	7130	7042	7073	7088	7091	7097
SiO ₂	68,02	74,23	68,82	68,30	69,34	66,82	70,20	70,97	66,99
Al ₂ O ₃	14,60	12,89	15,78	16,20	14,68	16,11	15,46	14,84	15,77
Fe ₂ O ₃	4,22	2,18	2,27	2,43	3,62	2,98	1,94	1,69	2,14
FeOT	3,80	1,96	2,04	2,19	3,26	2,68	1,75	1,52	1,93
CaO	3,92	1,84	2,86	3,26	3,51	3,24	2,23	2,42	3,12
MgO	1,76	0,96	1,18	1,13	1,07	1,16	0,20	0,62	0,81
Na ₂ O	4,16	4,75	5,27	5,39	4,18	5,46	6,03	5,55	5,15
K ₂ O	0,68	1,02	1,80	1,64	1,90	0,64	1,66	1,88	1,56
TiO ₂	0,45	0,25	0,28	0,31	0,42	0,44	0,31	0,30	0,30
MnO	0,06	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,12	0,16	0,20	0,22	0,14	0,14	0,16
Cr ₂ O ₃	0,07	0,04	0,03	0,03	0,02	0,07	0,03	0,04	0,06
LOI	2,13	1,93	1,14	0,69	1,63	0,80	2,55	2,31	3,07
Total	100,13	100,16	99,56	99,54	100,61	97,91	100,74	100,75	99,09
Zr	142	132	88	96	148	136	134	136	92
Y	24	22	8	8	6	8	4	4	4
Cu	30	35	5	5	20	5	5	50	10
Zn	55	110	55	65	30	60	40	50	45
Ni	10	5	30	20	15	15	5	5	5
V	60	30	35	45	35	75	40	25	45
As	2,43	-	0,26	0,58	0,37	-	0,34	-	0,31
Ba	189,89	236,43	614,46	621,46	501,08	348,32	742,93	783,78	450,81
Co	26,13	12,97	8,59	6,26	11,18	18,37	10,19	12,12	16,14
Cr	593,98	326,16	232,78	285,98	141,17	519,99	198,98	280,72	384,69
Cs	0,18	0,33	1,69	1,41	1,86	0,72	1,12	1,79	1,10
Hf	5,17	4,58	3,03	3,45	4,28	4,09	3,43	3,32	2,71
Rb	16,80	22,18	46,96	48,74	52,73	21,33	50,21	63,99	43,79
Sb	0,28	0,07	-	0,03	0,23	-	0,07	0,05	0,15
Sc	10,81	4,99	3,80	3,96	5,67	3,49	2,79	2,73	2,46
Ta	0,84	0,93	0,29	0,31	0,62	0,27	-	-	0,53
Th	4,19	7,51	2,31	2,60	1,91	2,60	9,51	11,65	1,90
U	0,99	1,16	0,50	0,65	0,61	0,42	1,85	2,22	0,49
W	13,86	19,41	1,52	0,78	2,27	-	1,82	1,64	2,86
La	25,56	32,26	11,67	16,84	16,79	18,11	30,49	32,05	11,53
Ce	50,77	60,23	23,86	35,92	30,63	39,02	52,03	55,03	23,00
Nd	25,71	19,57	12,11	18,24	16,53	29,20	20,25	20,68	13,16
Sm	4,67	3,82	2,44	3,32	2,84	4,49	3,26	3,09	2,58
Eu	1,10	0,73	0,80	1,02	0,91	1,10	0,69	0,65	0,70
Tb	0,76	0,60	0,22	0,29	0,27	0,34	0,13	0,04	0,17
Yb	2,72	2,74	0,52	0,63	0,58	0,37	0,21	0,18	0,18
Lu	0,44	0,46	0,07	0,08	0,09	0,07	0,04	0,05	0,02
LaN/YbN	6,27	7,85	15,03	17,82	19,31	32,92	95,84	117,79	42,90
Zr/Y	5,92	6,00	11,00	12,00	24,67	17,00	33,50	34,00	23,00

Annexe 6 (suite): Analyses des éléments majeurs et traces des roches plutoniques

Lithologie	Dacite
Affleurement	97-175
Echantillon	7156
SiO ₂	63,64
Al ₂ O ₃	16,38
Fe ₂ O ₃	3,51
FeOT	3,16
CaO	3,71
MgO	1,45
Na ₂ O	5,28
K ₂ O	1,80
TiO ₂	0,53
MnO	0,04
P ₂ O ₅	0,26
Cr ₂ O ₃	0,05
LOI	3,24
Total	99,83
Zr	132
Y	10
Cu	5
Zn	95
Ni	5
V	70
As	2,79
Ba	618,81
Co	9,60
Cr	402,82
Cs	1,33
Hf	4,34
Rb	41,47
Sb	0,20
Sc	5,01
Ta	0,13
Th	3,37
U	0,89
W	1,11
La	21,96
Ce	53,01
Nd	24,75
Sm	4,67
Eu	1,64
Tb	0,37
Yb	0,72
Lu	0,09
LaN/YbN	20,43
Zr/Y	13,20

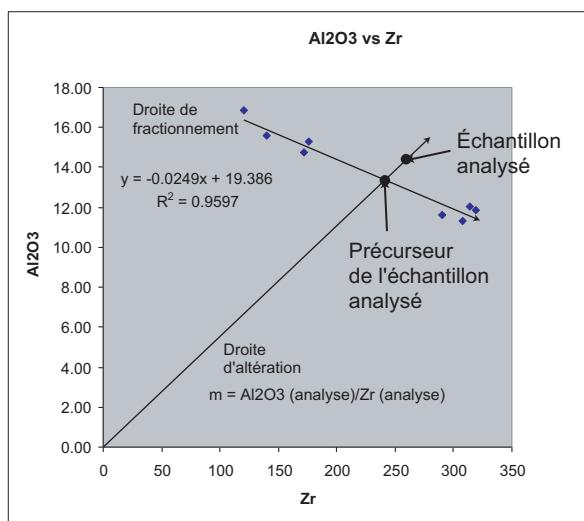
ANNEXE 7.

Méthode de calcul de changement de masse.

ANNEXE 7: Méthode de calcul de changement de masse.

Le calcul de changement de masse a été effectué avec la méthode des précurseurs multiples (MacLean, 1990; Barrett et MacLean, 1994). Les étapes de traitement des données sont résumées ci-dessous. Pour des explications plus complète et des exemples voir MacLean (1990), Barrett et MacLean (1994) et Barrett et MacLean (1997).

- 1) Huit échantillons non altérés (voir le tableau plus loin) ont été utilisés pour construire la courbe de différentiation magmatique sur un graphique Al2O3/Zr dans le logiciel Excel.



- 2) À partir des deux équations de droites il est possible de déterminer la valeur de Zr du précurseur de l'échantillon analysé.

$$\text{droite de fractionnement: } y = -0.0249 x + 19.386$$

$$\text{droite d'altération: } y = mx + 0 \text{ (où } m = \text{Al2O3 analyse/Zr analyse)}$$

$$\text{Zr précurseur} = 19.386 / (m + 0.0249)$$

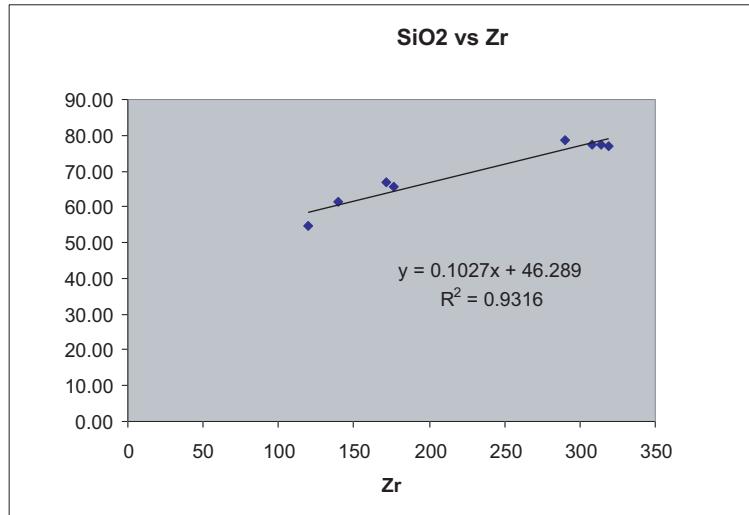
- 3) Remplacement de la valeur de Zr précurseur dans l'équation de la droite de fractionnement afin de déterminer la valeur de Al2O3 du précurseur.

$$\text{Al2O3 précurseur} = - (0.0249 * \text{Zr précurseur}) + 19.386$$

- 4) Détermination du facteur de correction du Zr

$$\text{Facteur de correction Zr} = \text{Zr précurseur} / \text{Zr analyse}$$

5) Détermination de l'équation de la droite de fractionnement pour chaque oxyde que l'on veut étudier en construisant les graphiques avec les huits échantillons non altérés. L'exemple pour SiO₂ est présenté.



6) Détermination de la valeur du précurseur pour chaque oxydes à partir des équations trouvées à l'Étape 5. Exemple du SiO₂:

$$\text{SiO}_2 \text{ précurseur} = (0.1027 * \text{Zr précurseur}) + 46.289$$

7) Recalculer le total des oxydes précurseur sur 100.

$$\text{SiO}_2 \text{ précurseur 100} = (\text{SiO}_2 \text{ précurseur} * 100) / \text{total de l'analyse}$$

8) Reconstruire les oxydes avec le facteur de correction Zr de façon à obtenir un échantillon virtuel du précurseur de notre échantillon analysé.

$$\text{SiO}_2 \text{ reconstitué} = \text{SiO}_2 \text{ analysé} * \text{facteur de correction Zr}$$

9) Calcul du changement de masse.

$$\text{Changement de masse SiO}_2 = \text{SiO}_2 \text{ reconstitué} - \text{SiO}_2 \text{ précurseur 100}$$

Annexe 7: Échantillons les moins altrs choisis pour le calcul de changement de masse

Unit strati.	1	1	2.1	2.1	2.2	2.2	2.2	2.2
Lithologie	andsite basaltique	andsite	andsite	dacite	rhyolite aphanitique	rhyolite type Qfp2	rhyolite type Qfp2	rhyolite type Qfp2
Affleurement	96-77	96-196	96-140	96-144-02	96-164	96-162	96-166	95-125
Échantillon	7024	7079	7051	7053	7069	7068	7071	7103
SiO ₂ (%)	53.01	61.06	62.63	63.14	78.16	75.93	75.65	75.70
Al ₂ O ₃	16.35	15.46	14.61	13.95	11.54	11.09	11.73	11.68
Fe ₂ O ₃	10.31	7.14	5.57	5.14	2.80	2.65	2.72	3.32
FeOT	9.28	6.42	5.01	4.62	2.52	2.38	2.45	2.99
CaO	6.77	4.88	5.03	4.29	2.16	1.45	1.10	0.46
MgO	5.94	3.77	1.90	1.95	1.00	0.73	0.57	0.48
Na ₂ O	3.40	4.46	3.46	3.91	1.24	4.51	4.14	5.11
K ₂ O	0.06	1.36	1.38	1.42	1.86	1.14	1.28	1.38
TiO ₂	0.92	0.75	0.58	0.54	0.26	0.23	0.18	0.24
MnO	0.19	0.11	0.12	0.09	0.05	0.06	0.03	0.03
P2O ₅	0.16	0.18	0.18	0.20	0.08	0.06	0.06	0.06
Cr ₂ O ₃	0.03	0.09	0.03	0.03	0.02	0.08	0.07	0.05
PAF	2.97	0.99	4.96	3.69	1.34	0.53	0.42	1.17
Total	100.08	100.14	100.44	98.32	100.46	98.38	97.87	99.63
Zr (ppm)	120	140	176	172	290	308	314	319
Y	20	22	20	20	54	74	56	58

ANNEXE 8.

Analyses à la microsonde des carbonates du Complexe volcanique de Normétal.

Annexe 8. Analyses à la microsonde des carbonates du Complexe Volcanique de Normétal.

# Analyse	1 9516335-3 And. Bas	2 97140-4 And. Bas	3 96153-3 And	4 9584-3 And	5 96152-3 And	6 9563a-3 Dac	7 9620801-1 Dac	8 95241-3 Dac	9 95241-8 Dac	10 95267b-1 Dac	11 9516304-1 Dac	12 9516304-8 Dac	13 9516324-1 Dac	14 9620808-1 Rhyd
FeO	13,59	7,72	8,91	11,62	11,66	11,35	17,11	16,21	7,75	6,08	11,31	9,56	7,55	14,98
MgO	12,32	16,33	16,15	13,52	14,34	13,43	10,36	10,50	15,83	17,19	14,93	15,29	17,15	12,26
MnO	0,68	1,01	0,41	0,71	0,25	0,72	0,64	0,55	0,11	0,14	0,23	0,32	0,33	
CaO	28,77	29,14	28,84	29,01	28,21	29,06	28,12	28,76	30,11	29,76	28,18	29,16	28,84	27,77
SrO	0,01	0,03	0,01	0,05	0,07	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,08
CO2	44,64	45,77	45,69	45,10	45,47	45,42	43,72	43,98	46,19	46,83	45,34	45,65	46,13	44,58
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Formule structurale basée sur 6 O														
Fe	0,372	0,206	0,238	0,316	0,315	0,307	0,477	0,450	0,206	0,160	0,305	0,257	0,200	0,411
Mg	0,602	0,777	0,770	0,655	0,690	0,648	0,515	0,520	0,751	0,807	0,718	0,731	0,811	0,600
Mn	0,019	0,027	0,011	0,019	0,007	0,020	0,018	0,015	0,003	0,004	0,006	0,009	0,009	0,009
Ca	1,011	0,997	0,989	1,010	0,976	1,008	1,005	1,024	1,027	1,004	0,974	1,003	0,981	0,978
Sr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Total	2,004	2,009	2,008	2,000	1,990	1,984	2,017	2,010	1,987	1,974	2,004	2,000	2,001	2,000
Mg/Fe Type	1,6 Ankerite	3,8 Ankerite	3,2 Ankerite	2,1 Ankerite	2,2 Ankerite	2,1 Ankerite	1,1 Ankerite	1,2 Ankerite	3,6 Ankerite	5,0 Fe-dolomite	2,4 Ankerite	2,9 Ankerite	4,1 Fe-dolomite	1,5 Ankerite
# Analyse	15 9516606-2 Rhy	16 9515406-4 Rhy	17 9688-4 Rhy	18 9516339-4 Rhy	19 9516339-7 Rhy	20 9516504-1 Rhy	21 9516504-7 Rhy	22 97173-1 Rhy	23 96210-1 Rhy	24 9540-1 Rhy	25 9516322-2 Rhy	26 96133-3 Rhy	27 95137b-2 Rhy	28 9525604-4 Rhy
FeO	10,39	22,73	18,81	10,30	16,02	12,46	9,26	16,59	10,77	10,69	12,50	9,03	18,90	7,41
MgO	13,20	6,45	9,41	15,04	11,16	13,30	15,03	10,26	14,24	13,29	13,22	15,63	7,45	16,52
MnO	1,01	0,85	0,41	0,18	0,77	1,07	1,00	0,87	0,37	1,18	1,65	0,79	2,54	0,54
CaO	30,21	26,94	27,72	28,94	27,95	28,21	29,05	27,77	29,17	29,91	27,84	28,09	27,80	28,86
SrO	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,03	0,01	0,04	0,02
CO2	45,19	43,00	43,63	45,54	44,11	44,95	45,67	44,46	45,42	44,93	44,76	46,45	43,27	46,66
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Formule structurale basée sur 6 O														
Fe	0,282	0,649	0,527	0,277	0,444	0,340	0,249	0,460	0,291	0,291	0,342	0,240	0,536	0,196
Mg	0,638	0,328	0,470	0,721	0,551	0,646	0,719	0,507	0,685	0,644	0,644	0,742	0,376	0,779
Mn	0,028	0,025	0,012	0,005	0,022	0,029	0,027	0,024	0,010	0,033	0,046	0,021	0,073	0,014
Ca	1,050	0,986	0,996	0,997	0,992	0,985	1,000	0,986	1,009	1,042	0,975	0,958	1,010	0,979
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Total	1,998	1,989	2,005	2,000	2,009	2,000	1,995	1,978	1,996	2,010	2,006	1,962	1,995	1,968
Mg/Fe Type	2,3 Ankerite	0,5 Fe-ankerite	0,9 Fe-ankerite	2,6 Ankerite	1,2 Ankerite	1,9 Ankerite	2,9 Ankerite	1,1 Ankerite	2,4 Ankerite	2,2 Ankerite	1,9 Ankerite	3,1 Ankerite	0,7 Fe-ankerite	4,0 Fe-dolomite

Notes: Éléments majeurs en pourcentage de poids. Type selon la nomenclature de Deer et al., 1967 (figure 51). Échantillons 84 à 89 compilés de Blanchet (données non publiées), gisement de Normetmar. Les analyses sont localisées sur la figure 52. And. Bas= andésite basaltique, And.= andésite, Dac.= dacite, Rhyd= rhodacite, Rhy.= rhyolite, Sul.= sulfure.

Annexe 8 (suite). Analyses à la microsonde des carbonates du Complexe Volcanique de Normétal.

# Analyse	29 95156-3 Rhy	30 95156-12 Rhy	31 95211-1 Rhy	32 9516325-3 Rhy	33 9516331-3 Sul	34 96102d-1 And. Bas	35 96102d-5 And. Bas	36 97139-4 And. Bas	37 97139-7 And. Bas	38 9614402-1 And	39 96175-4 And	40 9687a-2 And	41 95203-3 And	42 96195-1 And
FeO	16,72	16,37	14,54	10,65	18,67	0,44	0,94	0,84	0,21	0,35	2,16	3,03	2,51	1,49
MgO	9,73	9,34	11,57	15,16	9,29	0,26	0,28	0,31	0,08	0,09	0,91	0,96	0,81	0,88
MnO	0,96	1,39	0,71	0,59	0,82	0,36	0,41	0,60	0,39	0,42	0,77	0,59	0,72	0,57
CaO	28,45	28,42	27,98	28,25	27,71	54,28	54,18	54,29	54,78	55,01	52,32	51,98	52,07	53,11
SrO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00
CO2	44,13	44,47	45,19	45,33	43,47	44,62	44,17	43,93	44,53	44,13	43,84	43,44	43,88	43,95
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Formule structurale basée sur 6 O														
Fe	0,465	0,455	0,398	0,287	0,525	0,012	0,026	0,023	0,006	0,010	0,060	0,085	0,070	0,042
Mg	0,483	0,462	0,564	0,728	0,465	0,013	0,014	0,016	0,004	0,005	0,045	0,048	0,040	0,044
Mn	0,027	0,039	0,020	0,016	0,023	0,010	0,012	0,017	0,011	0,012	0,022	0,017	0,020	0,016
Ca	1,015	1,011	0,981	0,976	0,998	1,927	1,932	1,941	1,947	1,962	1,873	1,869	1,864	1,897
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	1,990	1,967	1,963	2,008	2,012	1,963	1,985	1,997	1,968	1,988	2,000	2,019	1,995	1,999
Mg/Fe Type	1,0 Fe-ankerite	1,0 Fe-ankerite	1,4 Ankerite	2,5 Ankerite	0,9 Fe-ankerite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite
# Analyse	43 97143-3 And	44 96120-4 And	45 97174-2 Dac	46 95239-1 Dac	47 95104-4 Dac	48 9620808-5 Rhyd	49 96100-1 Rhyd	50 dome1-3 Rhyd	51 9550a-1 Rhy	52 9550-8 Rhy	53 96190-3 Rhy	54 9689-3 Rhy	55 9615405-2 Rhy	56 9592b-1 Rhy
FeO	0,85	1,14	4,10	2,79	4,66	0,39	1,26	0,93	2,19	2,76	1,24	3,29	0,01	2,72
MgO	0,40	0,36	0,50	0,76	1,11	1,81	0,23	0,29	0,91	1,15	0,25	0,11	0,20	1,18
MnO	0,75	1,79	0,32	1,11	1,12	0,07	0,75	0,43	1,66	1,80	1,22	1,15	0,01	0,55
CaO	54,01	52,30	50,79	50,95	48,94	53,37	53,41	54,30	51,80	49,91	53,53	51,86	56,01	52,03
SrO	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,12	0,02	0,00
CO2	43,91	44,40	44,28	44,39	44,17	44,35	44,31	44,02	43,43	44,36	43,76	43,46	43,74	43,51
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Formule structurale basée sur 6 O														
Fe	0,024	0,032	0,115	0,078	0,130	0,011	0,035	0,026	0,061	0,077	0,035	0,093	0,000	0,076
Mg	0,020	0,018	0,025	0,038	0,055	0,089	0,011	0,014	0,046	0,057	0,012	0,006	0,010	0,059
Mn	0,021	0,051	0,009	0,031	0,032	0,002	0,021	0,012	0,047	0,051	0,035	0,033	0,000	0,016
Ca	1,931	1,865	1,816	1,817	1,752	1,892	1,905	1,940	1,864	1,781	1,919	1,871	2,003	1,868
Sr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Total	1,998	1,965	1,965	1,964	1,969	1,994	1,973	1,993	2,018	1,966	2,001	2,004	2,014	2,019
Mg/Fe Type	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite

Notes: Éléments majeurs en pourcentage de poids. Type selon la nomenclature de Deer et al., 1967 (figure 51). Échantillons 84 à 89 compilés de Blanchet (données non publiées), gisement de Normetmar. Les analyses sont localisées sur la figure 52. And. Bas= andésite basaltique, And.= andésite, Dac.= dacite, Rhyd= rhodacite, Rhy.= rhyolite, Sul.= sulfure.

Annexe 8 (suite). Analyses à la microsonde des carbonates du Complexe Volcanique de Normétal.

# Analyse	57 9592-6	58 9614401-3	59 95106bx-3	60 95106bx-6	61 96102-2	62 96136-4	63 95156-7	64 9548-2	65 9548-8	66 96119-2	67 96124-1	68 96210-8	69 96209b-1	70 96209c-3
Échantillon	Rhy	Rhyd	Rhy	Rhy	Rhyd	Rhyd	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy
FeO	2,17	1,07	2,39	0,32	1,32	1,69	3,70	3,56	0,05	2,79	0,53	2,43	1,17	0,51
MgO	0,89	0,19	1,21	0,25	0,14	0,48	0,74	0,84	0,36	0,06	0,07	1,24	0,32	0,25
MnO	0,71	0,41	2,01	0,83	0,55	0,68	0,48	1,13	1,14	0,65	0,71	0,20	0,56	0,40
CaO	52,35	54,52	50,96	54,65	54,02	53,29	51,25	50,95	54,47	52,71	54,60	51,30	54,26	54,15
SrO	0,01	0,05	0,01	0,00	0,03	0,06	0,04	0,06	0,00	0,03	0,03	0,08	0,05	0,01
CO2	43,87	43,76	43,43	43,95	43,94	43,81	43,78	43,47	43,99	43,76	44,07	44,75	43,64	44,68
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Formule structurale basée sur 6 O														
Fe	0,061	0,030	0,067	0,009	0,037	0,047	0,104	0,100	0,002	0,078	0,015	0,067	0,033	0,014
Mg	0,044	0,009	0,060	0,013	0,007	0,024	0,037	0,042	0,018	0,003	0,004	0,061	0,016	0,012
Mn	0,020	0,012	0,057	0,023	0,016	0,019	0,014	0,032	0,032	0,019	0,020	0,006	0,016	0,011
Ca	1,874	1,953	1,833	1,953	1,933	1,909	1,840	1,835	1,945	1,893	1,950	1,819	1,946	1,921
Sr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Total	1,999	2,005	2,018	1,998	1,993	2,000	1,995	2,010	1,996	1,994	1,989	1,955	2,011	1,959
Mg/Fe Type	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite
# Analyse	71 9687-2	72 97130-1	73 95148-1	74 96192-4	75 95236-4	76 9724x-1	77 9716x-4	78 9778-1	79 95206-1	80 96147-2	81 95254a-2	82 14-283	83 14-284	84 Normetmar Sul
Échantillon	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Sul	Dac	Dac	Sul
FeO	2,61	3,11	0,45	1,23	2,32	1,55	1,49	2,20	2,69	2,40	35,20	50,47	55,01	46,53
MgO	1,06	0,95	0,15	0,20	0,52	0,31	0,81	1,12	0,22	0,59	16,41	2,28	2,06	9,36
MnO	0,83	0,73	1,10	1,03	1,72	0,64	1,15	1,20	0,30	0,38	5,15	5,78	3,07	2,61
CaO	52,42	50,74	54,07	53,04	51,52	52,93	52,38	51,26	53,05	52,60	0,49	2,41	0,44	0,61
SrO	0,01	0,00	0,01	0,03	0,09	0,00	0,03	0,01	0,14	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00
CO2	43,08	44,47	44,23	44,48	43,84	44,57	44,13	44,21	43,59	43,98	42,74	39,07	39,43	40,89
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Formule structurale basée sur 6 O														
Fe	0,073	0,087	0,012	0,034	0,065	0,043	0,042	0,061	0,076	0,067	1,006	1,585	1,727	1,395
Mg	0,053	0,047	0,008	0,010	0,026	0,015	0,040	0,056	0,011	0,029	0,836	0,128	0,115	0,500
Mn	0,024	0,021	0,031	0,029	0,049	0,018	0,033	0,034	0,009	0,011	0,149	0,184	0,098	0,079
Ca	1,891	1,808	1,929	1,889	1,849	1,883	1,870	1,829	1,908	1,882	0,018	0,097	0,018	0,023
Sr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,041	1,962	1,980	1,963	1,990	1,959	1,985	1,980	2,006	1,990	2,010	1,994	1,958	1,997
Mg/Fe Type	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Pistomesite	0,8	Siderite	0,1
											Siderite	0,1	Siderite	0,4
											Sideroplesite			

Notes: Éléments majeurs en pourcentage de poids. Type selon la nomenclature de Deer et al., 1967 (figure 51). Échantillons 84 à 89 compilés de Blanchet (données non publiées), gisement de Normetmar. Les analyses sont localisées sur la figure 52. And. Bas= andésite basaltique, And.= andésite, Dac.= dacite, Rhyd= rhodacite, Rhy.= rhyolite, Sul.= sulfure.

Annexe 8 (suite). Analyses à la microsonde des carbonates du Complexe Volcanique de Normétal.

# Analyse	85 Normetmar Sul	86 Normetmar Sul	87 Normetmar Sul	88 Normetmar Sul	89 Normetmar Sul
FeO	47,71	60,51	47,87	35,80	53,69
MgO	10,17	1,02	7,36	17,36	4,99
MnO	1,11	0,08	3,89	3,98	1,49
CaO	0,45	0,21	0,72	0,55	0,80
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO ₂	40,56	38,18	40,16	42,30	39,03
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Formule structurale basée sur 6 O					
Fe	1,431	1,938	1,458	1,025	1,673
Mg	0,544	0,058	0,400	0,886	0,277
Mn	0,034	0,003	0,120	0,116	0,047
Ca	0,017	0,009	0,028	0,020	0,032
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	2,026	2,008	2,006	2,047	2,029
Mg/Fe	0,4	0,0	0,3	0,9	0,2
Type	Sideroplesite	Siderite	Sideroplesite	Pistomesite	Siderite

Notes: Éléments majeurs en pourcentage de poids. Type selon la nomenclature de Deer et al., 1967 (figure 51). Échantillons 84 à 89 compilés de Blanchet (données non publiées), gisement de Normétal. Les analyses sont localisées sur la figure 52. And. Bas= andésite basaltique, And.= andésite, Dac.= dacite, Rhyd= rhyodacite, Rhy.= rhyolite, Sul.= sulfure.

ANNEXE 9.

Analyses à la microsonde des chlorites du Complexe volcanique de Normétal.

Annexe 9. Analyses à la microsonde des chlorites du Complexe Volcanique de Normétal.

# Analyse	1 96102d-4 And. Bas	2 96-110-1 And. Bas	3 96-156-3 And. Bas	4 96-160-1 And. Bas	5 96-171-1 And. Bas	6 96195-4 And. Bas	7 97-57-2 And. Bas	8 97140-2 And. Bas	9 95-171-3 And	10 95203-3 And	11 9687a-4 And	12 96113-1 And	13 96-120-1 And
SiO ₂	24,03	24,01	25,04	23,72	23,98	25,90	24,56	25,43	25,00	22,82	23,35	24,58	23,77
Al ₂ O ₃	23,12	20,64	22,07	22,68	21,48	20,79	21,67	22,64	21,24	23,47	22,72	21,80	23,02
FeO	27,10	27,74	30,03	24,78	28,30	20,77	19,68	19,62	23,13	28,93	29,96	25,88	27,15
MgO	12,47	13,22	11,41	13,32	13,45	18,29	17,61	18,68	16,74	10,68	10,67	14,49	12,98
MnO	0,27	0,26	0,31	0,07	0,24	0,23	0,08	0,09	0,15	0,27	0,18	0,11	0,09
CaO	0,11	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04
Na ₂ O	0,01	0,00	0,03	0,03	0,16	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00
TiO ₂	0,04	0,07	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,07	0,07	0,05	0,06	0,05	0,04
V ₂ O ₃	0,01					0,03		0,05		0,03	0,00	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,02	0,22
F	0,00					0,00		0,06		0,00	0,07	0,00	
Cl	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	87,20	85,94	88,94	84,65	87,64	86,09	83,70	86,77	86,34	86,31	87,03	86,97	87,31
Formule structurale basée sur 28 O													
Si	5,1503	5,2626	5,3279	5,1774	5,1625	5,4317	5,2768	5,2489	5,2992	5,0059	5,0982	5,2468	5,0907
Al ^{IV}	2,8497	2,7374	2,6721	2,8226	2,8375	2,5683	2,7232	2,7511	2,7008	2,9941	2,9018	2,7532	2,9093
Al ^{VII}	2,9910	2,5960	2,8640	3,0135	2,6142	2,5718	2,7658	2,7566	2,6069	3,0756	2,9469	2,7333	2,9030
Fe	4,8572	5,0850	5,3438	4,5235	5,0953	3,6430	3,5363	3,3874	4,1003	5,3087	5,4708	4,6192	4,8629
Mg	3,9820	4,3184	3,6182	4,3329	4,3153	5,7182	5,6388	5,7460	5,2882	3,4904	3,4714	4,6094	4,1429
Mn	0,0494	0,0483	0,0559	0,0129	0,0438	0,0412	0,0146	0,0156	0,0269	0,0492	0,0327	0,0206	0,0163
Ca	0,0253	0,0000	0,0000	0,0023	0,0000	0,0000	0,0023	0,0009	0,0023	0,0016	0,0044	0,0037	0,0092
Na	0,0029	0,0000	0,0124	0,0127	0,0668	0,0000	0,0292	0,0012	0,0000	0,0000	0,0038	0,0017	0,0000
K	0,0068	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0104	0,0000	0,0026	0,0000	0,0174	0,0056	0,0044	0,0000
Ti	0,0069	0,0115	0,0080	0,0066	0,0049	0,0041	0,0032	0,0107	0,0112	0,0086	0,0103	0,0077	0,0064
V	0,0009	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0054	0,0000	0,0076	0,0000	0,0051	0,0000	0,0000	0,0000
Cr	0,0008	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0233	0,0000	0,0000	0,0000	0,0035	0,0372
Total	19,929	20,059	19,902	19,904	20,140	19,999	19,990	19,994	20,036	19,957	19,998	20,003	19,978
Fe/(Fe+Mg)	0,55	0,54	0,60	0,51	0,54	0,39	0,39	0,37	0,44	0,60	0,61	0,50	0,54
Mn/(Mn+Fe)	0,0101	0,0094	0,0103	0,0029	0,0085	0,0112	0,0041	0,0046	0,0065	0,0092	0,0059	0,0044	0,0033
Mn/(Mn+Mg)	0,0122	0,0111	0,0152	0,0030	0,0100	0,0072	0,0026	0,0027	0,0051	0,0139	0,0093	0,0045	0,0039
Type	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite

Notes: Éléments majeurs en pourcentage de poids. Type selon la nomenclature de Hey, 1954 (figure 56). Les analyses sont localisées sur la figure 55. And. Bas.= andésite basaltique, And.= andésite, Dac.= dacite, Rhyd.= rhydacite, Rhy.= rhyolite, Sul.= sulfure.

Annexe 9 (suite). Analyses à la microsonde des chlorites du Complexe Volcanique de Normétal.

# Analyse	14 96-149-2	15 97143-2	16 9563a-1	17 95104-7	18 9516304-3	19 9516606-2	20 95-186-1	21 95267b-4	22 95239-4	23 96136-4	24 9614401-3	25 95-146-1	26 95156-2
Échantillon	And	And	Dac	Dac	Dac	Dac	Dac	Dac	Dac	Rhyd	Rhyd	Rhy	Rhy
SiO ₂	24,88	26,53	24,08	22,95	24,63	24,65	22,97	23,53	23,99	23,21	23,77	23,75	23,50
Al ₂ O ₃	20,73	20,67	22,31	22,62	23,66	23,08	23,21	23,19	22,80	22,41	22,19	22,47	22,33
FeO	25,98	19,23	27,02	31,65	24,19	25,67	30,96	28,61	29,40	27,13	31,60	34,13	32,38
MgO	15,28	19,35	13,31	8,99	14,91	13,65	11,43	11,87	11,25	11,40	9,73	9,20	9,66
MnO	0,37	0,24	0,07	0,22	0,07	0,08	0,17	0,07	0,24	0,15	0,23	0,10	0,09
CaO	0,00	0,01	0,13	0,05	0,00	0,10	0,00	0,05	0,01	0,03	0,08	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,11	0,01	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,03
TiO ₂	0,00	0,08	0,07	0,07	0,07	0,10	0,04	0,08	0,06	0,04	0,08	0,05	0,07
V ₂ O ₃	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,02	0,05	0,05	0,00	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,22	0,08	0,00	0,08	0,00	0,43	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,01	0,07	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	87,24	86,16	87,01	86,61	87,58	87,40	89,11	87,57	87,84	84,59	87,74	90,13	88,08
Formule structurale basée sur 28 O													
Si	5,3085	5,5067	5,1711	5,0926	5,1527	5,2142	4,9291	5,0624	5,1616	5,1497	5,1895	5,1091	5,1321
Al ^{IV}	2,6915	2,4933	2,8289	2,9074	2,8473	2,7858	3,0709	2,9376	2,8384	2,8503	2,8105	2,8909	2,8679
Al ^{VI}	2,5229	2,5634	2,8197	3,0105	2,9878	2,9697	2,8008	2,9446	2,9462	3,0126	2,9009	2,8077	2,8833
Fe	4,6359	3,3381	4,8535	5,8737	4,2332	4,5409	5,5562	5,1487	5,2903	5,0355	5,7700	6,1403	5,9158
Mg	4,8587	5,9838	4,2593	2,9725	4,6485	4,3040	3,6554	3,8074	3,6080	3,7702	3,1655	2,9495	3,1459
Mn	0,0669	0,0427	0,0124	0,0408	0,0115	0,0145	0,0309	0,0128	0,0441	0,0288	0,0416	0,0182	0,0163
Ca	0,0000	0,0013	0,0299	0,0112	0,0000	0,0224	0,0000	0,0106	0,0018	0,0071	0,0175	0,0000	0,0000
Na	0,0000	0,0008	0,0000	0,0168	0,0032	0,0082	0,0458	0,0021	0,0071	0,0224	0,0093	0,0000	0,0000
K	0,0000	0,0045	0,0027	0,0093	0,0003	0,0081	0,0000	0,0022	0,0044	0,0057	0,0014	0,0000	0,0078
Ti	0,0000	0,0126	0,0118	0,0122	0,0109	0,0165	0,0065	0,0134	0,0104	0,0065	0,0125	0,0081	0,0118
V	0,0000	0,0052	0,0028	0,0000	0,0040	0,0000	0,0000	0,0123	0,0035	0,0080	0,0000	0,0000	0,0023
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0008	0,0000	0,0373	0,0138	0,0000	0,0140	0,0000	0,0731	0,0000
Total	20,084	19,952	19,994	19,952	19,936	19,915	20,133	19,977	19,964	19,920	19,977	19,997	19,983
Fe/(Fe+Mg)	0,49	0,36	0,53	0,66	0,48	0,51	0,60	0,57	0,59	0,57	0,65	0,68	0,65
Mn/(Mn+Fe)	0,0142	0,0126	0,0025	0,0069	0,0027	0,0032	0,0055	0,0025	0,0083	0,0057	0,0072	0,0030	0,0027
Mn/(Mn+Mg)	0,0136	0,0071	0,0029	0,0135	0,0025	0,0034	0,0084	0,0033	0,0121	0,0076	0,0130	0,0061	0,0051
Type	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Pseudothuringite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite

Notes: Éléments majeurs en pourcentage de poids. Type selon la nomenclature de Hey, 1954 (figure 56). Les analyses sont localisées sur la figure 55. And. Bas.= andésite basaltique, And.= andésite, Dac.= dacite, Rhyd.= ryodacite, Rhy.= rhyolite, Sul.= sulfure.

Annexe 9 (suite). Analyses à la microsonde des chlorites du Complexe Volcanique de Normétal.

# Analyse	27 9516339-3	28 95254a-2	29 9687-5	30 9688-1	31 96-95-4	32 96102-4	33 96106bx-2	34 96209c-2	35 96210-2	36 9716x-1	37 97-52-1	38 97-61-2	39 97130-14
Échantillon	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy
SiO ₂	23,59	24,38	24,09	22,84	22,61	22,74	24,61	24,94	24,64	27,35	26,35	25,36	23,56
Al ₂ O ₃	23,27	22,69	23,71	23,16	21,77	22,08	22,58	21,58	22,90	18,60	17,35	20,53	23,23
FeO	30,82	26,37	25,57	34,05	36,93	36,49	24,33	27,57	24,06	22,94	30,54	25,15	29,07
MgO	9,82	13,67	13,79	7,50	7,01	5,94	14,40	13,25	15,28	17,30	13,27	15,84	11,33
MnO	0,12	0,12	0,09	0,04	0,38	0,43	0,69	0,26	0,07	0,46	0,39	0,40	0,19
CaO	0,00	0,02	0,02	0,09	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,16
Na ₂ O	0,02	0,00	0,12	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02
K ₂ O	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02
TiO ₂	0,06	0,04	0,08	0,08	0,00	0,09	0,09	0,06	0,09	0,00	0,01	0,03	0,07
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,03	0,10	0,02	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,11	0,14	0,00	0,00	0,10
Cl	0,01	0,01	0,07	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	87,75	87,37	87,60	87,80	88,70	87,84	86,86	87,74	87,21	86,81	87,99	87,31	87,74
Formule structurale basée sur 28 O													
Si	5,1196	5,1845	5,0891	5,0528	5,0496	5,1150	5,2206	5,3210	5,1824	5,7477	5,7139	5,3774	5,0714
Al ^{IV}	2,8804	2,8155	2,9109	2,9472	2,9504	2,7794	2,6790	2,8176	2,2523	2,2861	2,6226	2,9286	
Al ^{VI}	3,0736	2,8730	2,9952	3,0929	2,7815	2,9707	2,8675	2,7502	2,8605	2,3547	2,1495	2,5095	2,9672
Fe	5,5936	4,6902	4,5179	6,3003	6,8978	6,8648	4,3173	4,9198	4,2311	4,0319	5,5386	4,4600	5,2349
Mg	3,1770	4,3316	4,3417	2,4732	2,3332	1,9908	4,5524	4,2147	4,7901	5,4184	4,2885	5,0056	3,6346
Mn	0,0228	0,0207	0,0154	0,0067	0,0719	0,0816	0,1243	0,0475	0,0126	0,0826	0,0716	0,0718	0,0354
Ca	0,0007	0,0055	0,0036	0,0209	0,0000	0,0000	0,0055	0,0101	0,0095	0,0000	0,0000	0,0000	0,0360
Na	0,0093	0,0000	0,0483	0,0030	0,0000	0,0004	0,0099	0,0012	0,0000	0,0000	0,0336	0,0000	0,0079
K	0,0011	0,0065	0,0113	0,0096	0,0000	0,0034	0,0027	0,0079	0,0080	0,0056	0,0000	0,0000	0,0055
Ti	0,0101	0,0069	0,0132	0,0130	0,0000	0,0159	0,0147	0,0088	0,0138	0,0000	0,0016	0,0048	0,0117
V	0,0000	0,0000	0,0049	0,0000	0,0000	0,0004	0,0000	0,0000	0,0017	0,0074	0,0000	0,0000	0,0033
Cr	0,0000	0,0000	0,0012	0,0000	0,0000	0,0009	0,0000	0,0000	0,0018	0,0000	0,0000	0,0000	0,0007
Total	19,909	20,001	19,990	19,921	20,084	19,956	20,001	19,960	20,005	19,995	20,083	20,052	20,011
Fe/(Fe+Mg)	0,64	0,52	0,51	0,72	0,75	0,78	0,49	0,54	0,47	0,43	0,56	0,47	0,59
Mn/(Mn+Fe)	0,0041	0,0044	0,0034	0,0011	0,0103	0,0117	0,0280	0,0096	0,0030	0,0201	0,0128	0,0159	0,0067
Mn/(Mn+Mg)	0,0071	0,0048	0,0035	0,0027	0,0299	0,0394	0,0266	0,0112	0,0026	0,0150	0,0164	0,0141	0,0096
Type	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Pychnochlorite	Brunsvigite	Ripidolite	Ripidolite

Notes: Éléments majeurs en pourcentage de poids. Type selon la nomenclature de Hey, 1954 (figure 56). Les analyses sont localisées sur la figure 55. And. Bas.= andésite basaltique, And.= andésite, Dac.= dacite, Rhyd.= rhyodacite, Rhy.= rhyolite, Sul.= sulfure.

Annexe 9. Analyses à la microsonde des chlorites du Complexe Volcanique de Normétal.

# Analyse	40 97-158-1	41 95-06B-3	42 95254a-7	43 9516331-4	44 Normetmar-3
Échantillon	Rhy	Sul	Sul	Sul	Sul
SiO ₂	24,01	22,52	23,40	23,25	22,87
Al ₂ O ₃	25,68	21,81	21,63	22,83	23,76
FeO	14,76	38,82	34,62	33,37	32,62
MgO	19,55	5,76	8,10	8,82	9,56
MnO	0,08	0,01	0,07	0,12	0,21
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
TiO ₂	0,01	0,08	0,06	0,04	0,02
V ₂ O ₃			0,00	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
F			0,04	0,00	
Cl	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	84,09	89,08	87,97	88,43	89,04

Formule structurale basée sur 28 O					
Si	4,9800	5,0499	5,1848	5,0820	4,9451
Al ^{IV}	3,0200	2,9501	2,8152	2,9180	3,0549
Al ^{VI}	3,2595	2,8157	2,8351	2,9653	3,0019
Fe	2,5604	7,2803	6,4164	6,1006	5,8989
Mg	6,0432	1,9250	2,6749	2,8719	3,0807
Mn	0,0141	0,0019	0,0139	0,0226	0,0385
Ca	0,0000	0,0000	0,0000	0,0019	0,0000
Na	0,0000	0,0348	0,0000	0,0000	0,0000
K	0,0000	0,0000	0,0059	0,0000	0,0000
Ti	0,0016	0,0000	0,0105	0,0067	0,0033
V	0,0000	0,0000	0,0002	0,0000	0,0000
Cr	0,0000	0,0000	0,0056	0,0000	0,0000
Total	19,879	20,071	19,997	19,970	20,023
Fe/(Fe+Mg)	0,30	0,79	0,71	0,68	0,66
Mn/(Mn+Fe)	0,0055	0,0003	0,0022	0,0037	0,0065
Mn/(Mn+Mg)	0,0023	0,0010	0,0052	0,0078	0,0123
Type	Corundophilite	Ripidolite	Ripidolite	Ripidolite	Pseudothuringite

Notes: Éléments majeurs en pourcentage de poids. Type selon la nomenclature de Hey, 1954 (figure 56). Les analyses sont localisées sur la figure 55. And. Bas.= andésite basaltique, And.= andésite, Dac.= dacite, Rhyd.= rhyodacite, Rhy.= rhyolite, Sulf.= sulfure.

ANNEXE 10.

Analyses à la microsonde des chloritoïdes du Complexe volcanique de Normétal.

Annexe 10. Analyses à la microsonde des chloritoïdes du complexe Volcanique de Normétal.

# Analyse	1 95241-3	2 96159-3	3 95104-4	4 97174-2	5 9504-1	6 9506-3	7 9514-3	8 9524906-1	9 95255-3	10 97130-10	11 97141-1	12 97153-1	13 97158-1
Échantillon Lithologie	And	And	Dac	Dac	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy	Rhy
SiO ₂	24,30	24,58	24,23	23,99	24,23	24,02	24,68	24,36	24,59	24,50	24,58	24,49	24,48
Al ₂ O ₃	40,34	41,38	39,89	39,39	41,27	40,26	41,64	41,88	41,53	40,60	41,79	41,63	41,35
TiO ₂	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01
FeO	26,51	23,01	25,32	26,58	22,35	25,31	21,78	23,49	22,37	25,72	22,35	23,63	23,94
MnO	0,28	0,61	0,54	0,21	0,77	0,58	0,83	0,71	0,29	0,31	0,24	0,47	0,38
MgO	1,14	2,82	1,65	0,93	2,99	1,12	3,45	2,41	3,69	1,58	3,59	2,42	2,60
CaO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
Na ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01
V ₂ O ₃	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,01	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	92,64	92,49	91,72	91,19	91,62	91,32	92,43	92,89	92,52	92,88	92,65	92,75	92,79
Formule structurale basée sur 12 O													
Si	2,0235	2,0149	2,0306	2,0341	2,0021	2,0215	2,0129	1,9931	2,0051	2,0256	2,0148	2,0075	2,0071
Al	3,9596	3,9988	3,9408	3,9380	4,0196	3,9940	4,0042	4,0406	3,9929	3,9581	4,0384	4,0230	3,9975
Ti	0,0008	0,0016	0,0015	0,0000	0,0000	0,0004	0,0021	0,0000	0,0020	0,0017	0,0013	0,0012	0,0006
Fe	1,8460	1,5771	1,7748	1,8848	1,5443	1,7810	1,4856	1,6079	1,5256	1,7787	1,5318	1,6199	1,6416
Mn	0,0195	0,0426	0,0383	0,0154	0,0536	0,0413	0,0576	0,0495	0,0199	0,0214	0,0167	0,0325	0,0265
Mg	0,1415	0,3450	0,2056	0,1176	0,3684	0,1398	0,4190	0,2942	0,4479	0,1952	0,4380	0,2960	0,3177
Ca	0,0000	0,0000	0,0020	0,0012	0,0000	0,0009	0,0000	0,0002	0,0000	0,0016	0,0000	0,0008	0,0008
Na	0,0023	0,0014	0,0000	0,0015	0,0000	0,0000	0,0003	0,0000	0,0033	0,0008	0,0011	0,0019	0,0000
K	0,0007	0,0014	0,0028	0,0019	0,0002	0,0006	0,0015	0,0024	0,0007	0,0034	0,0012	0,0018	0,0007
V	0,0021	0,0016	0,0008	0,0022	0,0000	0,0008	0,0000	0,0000	0,0000	0,0029	0,0041	0,0000	0,0006
Cr	0,0000	0,0000	0,0008	0,0006	0,0000	0,0002	0,0000	0,0000	0,0005	0,0033	0,0000	0,0007	0,0002
Total	7,9969	7,9850	7,9980	7,9973	7,9882	7,9811	7,9843	7,9879	7,9984	7,9927	8,0480	7,9963	7,9933

Notes: Les analyses sont localisées sur la figure 55. Éléments majeurs en pourcentage de poids. And.= andésite, Dac.= dacite, Rhy.= rhyolite.