



THÈSE
PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR
AISSATOU DIOP
MSc.

**CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES, VOLCANOLOGIQUES ET
STRUCTURALES DU BASSIN DE GRANADA DANS LA CEINTURE DE
ROCHES VERTES DE L'ABITIBI (QUÉBEC)**

Aout 2011

RÉSUMÉ

Le bassin de Granada correspond à l'unité stratigraphique connue comme étant la Formation de Granada. Cette unité se situe dans la partie la plus méridionale de la Zone Volcanique Sud dans la ceinture de roches vertes de la Sous-province de l'Abitibi au Québec.

L'analyse de faciès dans le bassin de Granada a permis d'identifier des roches détritiques et volcanoclastiques déposés dans un environnement évoluant d'un milieu marin relativement profond vers un milieu fluviatile. Les premiers dépôts, essentiellement turbiditiques (faciès 1a et 1b) se seraient mis en place dans des sous-bassins en extension. Les sédiments recouvrant ces premiers dépôts s'organisent suivant une succession régressive qui évolue depuis des sédiments marins peu profonds dominés par l'influence des vagues (faciès 2a) vers des dépôts côtiers (faciès 2b). Ces dépôts constituent la zone de transition entre le milieu marin et le milieu continental. La zone de transition est marquée par des dépôts de grès-argilites-conglomérat à cailloux stratifiés (faciès 2b) transportés par les vagues et les marées entre la zone subtidale et intertidale. Les faciès 3a et 3b du lithofaciès volcanoclastique felsique sont interstratifiés aux faciès 1a, 1b et 2a.

Les dépôts du bassin de Granada sont des faciès de transition séparés par des discordances intra-bassins; une caractéristique des bassins sédimentaires en marge de failles. Plusieurs caractéristiques appuient une sédimentation influencée par le tectonisme parmi lesquelles: i) des variations latérales et verticales de faciès locales et à l'échelle du bassin; ii) une alternance de séquences positives et de séquences négatives; iii) un taux d'accumulation très élevé; iv) la taille de certains fragments de conglomérat supérieure à 1 m ainsi que l'épaisseur stratigraphique des dépôts de conglomérat; v) l'interdigitation entre conglomérat et grès; vi) les discordances intra-bassins; vii) la source locale du conglomérat et viii) le magmatisme alcalin associé. Le tectonisme serait continu durant toute la période de vie du bassin ce qui aurait induit plusieurs phases de renouvellement des aires de sédimentation et les discordances intra-bassins. Les premiers dépôts du bassin de Granada ont été cannibalisés par les soulèvements et les érosions postérieurs et recyclés dans le remplissage du bassin plus récent par la suite. Ceci a entraîné les dépôts les plus jeunes le long des discordances intra-bassins. Au fur et à mesure que le bassin se remplit, les dépôts deviennent de moins en moins profonds, une caractéristique propre aux bassins de type «piggyback». La diminution de la profondeur est une conséquence de l'augmentation de topographie suite aux soulèvements répétés et continus des failles.

Les roches sédimentaires du bassin de Granada sont intrudées par des filons-couches, stocks et dykes de porphyres. Ce sont des intrusions alcalines d'arc volcanique mature, comparables aux intrusions porphyriques et roches volcaniques du Timiskaming dans le secteur de Kirkland Lake en Ontario.

Le style structural du bassin de Granada, constitué de plis serrés à isoclinaux, renversés et montrant une vergence vers le Sud représente une empreinte propre aux bassins de chevauchement. Deux traces axiales synclinales majeures orientées E-W sont distinguées. La juxtaposition de deux synclinaux dans une relation dos-à-dos est compatible avec une discordance entre eux, ce qui est également démontré par la présence de fragments de grès provenant du synclinal de Granada dans le conglomérat de la marge sud.

Les soulèvements répétés au cours du raccourcissement et de la compression continus entraînent une progradation progressive des dépôts et une régression marine. L'asymétrie des plis et la progradation des dépôts sédimentaires constituent deux caractéristiques majeures pour diagnostiquer un bassin «piggyback». Une phase tardive d'exhumation serait responsable des dépôts du faciès 5 dominé par des conglomérats donnant naissance à un bassin de molasse. La phase d'extension tardive se manifeste au sein de la zone de déformation à la marge sud du bassin de Granada au contact avec la Sous-province de Pontiac. Le mouvement normal observé dans cette zone est compatible avec un soulèvement du Pontiac au sud, ce qui produirait une source probable pour le conglomérat du faciès 5.

Le Groupe de Piché est une unité lithologique associée à la Zone de Faille de Cadillac. Il est constitué de laves mafiques à ultramafiques, de volcanoclastites et de conglomérats à fragments de porphyre. Il affleure entre le bassin de Granada et les roches sédimentaires attribuées à la Formation de La Bruyère. La Sous-province de Pontiac au contact avec le bassin de Granada est constitué de grauwackes finement lités renfermant des fragments lithiques.

L'évolution géodynamique du bassin de Granada serait identique de par son architecture et à la nature de ses dépôts à celle d'un bassin d'avant pays périphérique dans le cas typique d'une subduction impliquant un arc ou une accrétion de terranes. Il y aurait trois phases d'évolution; i) la phase flysch caractérisée par des faciès marins profonds et probablement développés dans un régime en extension, ii) la phase molasse précoce qui enregistre les effets du raccourcissement ce qui génère des plis à vergence sud. Le plissement et le chevauchement engendrent le soulèvement responsable des reliefs qui vont alimenter la sédimentation et la production massive de conglomérats déposés au sein des cônes deltaïques et iii) la phase de molasse tardive qui se développe dans une tectonique en extension tardi-orogénique qui permet d'exhumer le Pontiac au Sud le long de la Zone de déformation de Granada Sud.

Mots clés: Bassin sédimentaire, Granada, Abitibi, Timiskaming, évolution structurale, piggyback, progradation, chevauchement, extension.

ABSTRACT

The Granada Basin, correspond to the stratigraphic unit known as the Granada Formation. This unit lies in the southernmost part of the Southern Volcanic Zone of the greenstone dominated Abitibi Subprovince in Quebec.

Facies analysis in the Granada Basin has identified clastic and volcaniclastic rocks deposited in an environment evolving from relatively deep marine to fluvial. The earliest sediments were mainly turbidites (facies 1a and 1b) deposited in extensional sub-basins. These sediments were overlain by a regressive sequence that evolved from shallow marine wave base dominated sediments (facies 2a) to coastal deposits (facies 2b). These deposits represent the transition between marine and continental depositional environments. The transition zone is marked by deposits of sandstone-argillites-stratified pebble conglomerate (facies 2b) transported by waves and tides between the subtidal and intertidal zone. Facies 3a and 3b of the felsic volcaniclastic lithofacies are interbedded with facies 1a, 1b and 2a.

Deposits of the Granada Basin are transitional facies separated by intra-basin unconformities, which are characteristic of sedimentary basins formed along fault margins. The volcano-sedimentary deposits of the Granada Basin have characteristics of sedimentation influenced by tectonism such as: i) local and basinwide lateral and vertical facies variations; ii) alternating fining and coarsening upwards sequences; iii) high rate of accumulation of sediments; iv) some conglomerate boulders are over 1 m in size and the thickness of conglomerate deposits; v) interdigitation of conglomerates and sandstones that denotes a progradation; vi) intra-basin unconformities; vii) the local source of conglomerates; and viii) associated alkaline magmatism. Tectonism would be ongoing throughout the development of the basin which would have induced several phases of source renewal areas for the sediments coupled with intra-basin unconformities. The earliest formed sedimentary deposits of the Granada Basin were affected by uplift and subsequently eroded and recycled into later basin fill along intra-basin unconformities. Gradually as the basin filled the sedimentary deposits became less and less shallower which is a characteristic of piggyback-type basins. The decrease in the depth is a consequence of an increase in topography due to repeated uplift along faults.

Sedimentary rocks of the Granada Basin were intruded by alkalic mature volcanic arc-type sills, stocks and porphyritic dikes. These intrusive rocks are similar to Timiskaming-type porphyry intrusions and volcanic rocks found in the Kirkland Lake area of Ontario.

The structural style of the Granada Basin, consisting of overturned southward verging tight to isoclinal folds, is characteristic of thrust basins. Two major east-west trending synclinal axial traces are distinguishable and their juxtaposition in a back to back relationship is compatible with there being an unconformity between them. This unconformity is further demonstrated by the presence of sandstone clasts derived from the Granada syncline in conglomerates occurring along the southern margin of the basin.

Repeated uplift during shortening and continuous compression resulted in a gradual progradation of the sedimentary deposits and marine regression. Asymmetric folds and progradation of sediments are two of the major characteristics used to define piggyback basins. A late exhumation phase is responsible for the deposition of facies 5 consisting predominantly of conglomerates that formed a molasse basin. The late extensional phase is manifested in the deformation zone found along the southern margin of the Granada Basin where it is in contact with the Pontiac Subprovince. The

normal movement observed in this area is compatible with uplift of the Pontiac in the south, producing a likely source for facies 5 conglomerates.

The Piche Group is a lithological unit associated with the Cadillac Fault Zone. It consists of mafic to ultramafic metavolcanic rocks, volcaniclastic rocks and conglomerates containing porphyry clasts. It outcrops between the Granada Basin and metasedimentary rocks assigned to the La Bruyère Formation. Rocks of the Pontiac Subprovince near the Granada Basin are composed of finely bedded greywackes containing lithic clasts.

The geodynamic evolution of the Granada Basin is identical in its architecture and in the nature of its sedimentary deposits to that of a peripheral foreland basin involving arc subduction or terranes accretion. There were three phases of evolution: i) the flysch phase characterized by deep marine facies and probably developed in an extensional regime; ii) the early molasse phase that records the effects of shortening that generated folding and thrusting of the basin created the uplift responsible for the generation of relief that fed sedimentation and the massive conglomerates deposited in deltaic fans; and iii) the late molasse phase developed in a late-tectonic extensional regime that allowed for the exhumation of the Pontiac Subprovince to the south along the deformation zone marking the southern edge of the Granada Basin.

Key words: Sedimentary basin, Granada, Abitibi, Timiskaming, structural evolution, piggyback, progradation, thrusting, extension.

REMERCIEMENTS

Je dédie cette thèse à la mémoire du professeur Wulf U. Mueller en témoignage de ma profonde gratitude envers lui. Merci de m'avoir confié ce sujet si enrichissant et d'accepter de m'encadrer sur le terrain. Les méthodes de levés de terrain que je garde de lui constituent un legs précieux.

C'est pour moi un grand privilège que le professeur Réal Daigneault accepte de co-diriger puis de dirriger cette thèse. Sans ta disponibilité, ta générosité et ton soutien scientifique, technique et moral, cette thèse n'aurait jamais vu le jour. Toute ma gratitude. Tu es mon mentor.

Merci au professeur Jacques Carignan d'avoir accepté de vous associer à cette thèse et de corriger tous les rapports à la virgule près. Merci pour ta disponibilité, tes critiques constructives et tes conseils pratiques.

Un grand merci à mes merveilleux assistants sur le terrain Yohan Mc Nicoll et Jonathan Servais.

Je suis reconnaissante au professeur Pierre A. Cousineau qui a contribué à cette thèse entre autres à la classification des faciès en nous accompagnant sur le terrain. Vos orientations et critiques constructives m'ont été d'un grand apport.

Toute ma gratitude au Professeur Denis W. Roy, qui a considérablement contribué à l'orientation de la thèse.

Toute ma gratitude à Marc Legault qui a accepté de superviser les travaux de terrain. Ton soutien pour la logistique, tes conseils pratiques et tes encouragements m'ont été d'un grand support.

Merci au professeur H. E. Chown pour ses conseils pratiques et ses commentaires sur le terrain.

Sans la prestigieuse bourse de la Fondation Ford Internationale et IFP, je ne pourrais envisager des études supérieures en Amérique du Nord. Que tous les acteurs retrouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

J'exprime ma profonde gratitude au ministère des Ressources naturelles du Québec pour le soutien en logistique sur le terrain et la bourse de stage. Je remercie les géologues du bureau de Rouyn-Noranda et de Val-d'or avec qui j'ai eu l'occasion de travailler. Je réserve une mention spéciale à Robert Marquis qui a rendu tout cela possible et qui par-dessus tout a fait preuve d'une grande sympathie et d'une disponibilité particulière à mon égard.

Merci au professeur Khadyatoula Fall et à son épouse Soukeyna Sar qui m'ont accueillie, intégrée et soutenue à Chicoutimi.

Merci Ibrahima Ndiaye pour tes conseils et ton soutien sans faille.

Merci à Fama Sow, mes parents, frères et sœurs pour vos encouragements. Merci à ma fille et à mon mari pour tous les sacrifices consentis et à mon mari pour ton soutien sans faille.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS.....	vi
TABLE DES MATIÈRES	vii
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES FIGURES	xii
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE 1	3
INTRODUCTION ET CADRE DE L'ETUDE.....	3
1.1- Introduction	3
1.2- Problématique générale des bassins sédimentaires en bordure de failles.....	4
1.2.1- Les bassins de décrochement (strike-slip)	5
1.2.1.1-Caractéristiques des bassins de décrochement	5
1.2.1.2-Sommaire des caractéristiques	13
1.2.2 - Les bassins de compression	15
1.2.2.1- Caractéristiques des bassins piggyback.....	15
1.2.2.2 - Relation entre tectonisme et sédimentation dans les bassins piggyback.....	23
1.2.3 - Les bassins d'extension	26
1.2.3.1- Mécanismes d'exhumation des roches	30
1.2.3.2- Structures de déformation associées aux zones de cisaillement en extension.....	35
1.2.3.3- Exemples de bassins en extension anciens et récents.....	36
1.2.4 - Les bassins des fonds océaniques	38
1.2.5- Les bassins intra-arc	40
1.2.6- Les bassins de marges continentales	42
1.2.7- Synthèse.....	43
1.3- Problématique spécifique	44
1.4- Objectifs	48
1.4.1-Objectif général	48
1.4.2- Objectifs spécifiques.....	48
1.5- Méthodologie.....	48
1.5.1- Sédimentologie physique.....	49
1.5.2- Analyse structurale	51
1.5.3- Pétrographie et géochimie des intrusions porphyriques	52
1.6- Cadre géologique général de l'étude	52
1.6.1- Géologie de la Sous-province d'Abitibi	52
1.6.2- Bassins sédimentaires au sein de l'Abitibi	55
1.7- Groupe de Timiskaming	55

CHAPITRE 2	60
ANALYSE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DE LA FORMATION DE GRANADA	60
2.1- Introduction	60
2.2- Lithofaciès du bassin de Granada: subdivisions et distribution	61
2.2.1- Description des lithofaciès	67
2.2.1.1- Lithofaciès argilites-grès	67
2.2.1.2- Lithofaciès grès- argilites	79
2.2.1.3- Lithofaciès volcanoclastique felsique	110
2.2.1.4- Lithofaciès grès-conglomérat	130
2.2.1.5- Lithofaciès conglomérat-grès	142
2.2.2- Architecture des lithofaciès et faciès de la Formation de Granada	149
2.2.2.1- Relations entre les lithofaciès	149
2.2.2.2- Architecture (associations de lithofaciès et des faciès)	173
2.2.2.3- Interprétation	177
2.3- Conclusion sur l'analyse volcano-sédimentaire	182
CHAPITRE 3	183
PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES INTRUSIONS PORPHYRIQUES DU BASSIN DE GRANADA	183
3.1- Introduction	183
3.2- Pétrographie et géochimie des intrusions porphyriques	183
3.2.1- Généralités	183
3.2.2- Pétrographie des intrusions porphyriques	188
3.2.3- Géochimie des intrusions porphyriques	196
CHAPITRE 4	211
LES ENCAISSANTS DU BASSIN DE GRANADA	211
4.1- Introduction	211
4.2- Généralités sur les principaux encaissants	211
4.2.1- Groupe de Blake River	212
4.2.2- Groupe de Pontiac	213
4.2.3- Formation de La Bruyère	213
4.2.4- Groupe de Piché	214
4.3- Secteurs d'intervention	214
4.4- Relations avec les encaissants nord	217
4.4.1- Secteur de la Mine Astoria	217
4.4.1.1- Unité de volcanites mafiques du Groupe de Blake River	217
4.4.1.2- Unité volcanoclastique (Formation de La Bruyère ?)	222
4.4.1.3- Unité mixte volcanique et volcanoclastique mafique à ultramafique du Groupe de Piché	225
4.4.1.4- Unité sédimentaire de la formation de Granada	235
4.4.1.5- Dykes de diabase	235
4.4.2- Secteur du lac Ted	237
4.4.2.1- Unité volcanique du Blake River	237

4.4.2.2- Unité de tuf à lapilli	242
4.4.2.3- Unité sédimentaire et volcanosédimentaire de la Formation de Granada	242
4.4.3- Secteur du Lac Moore	245
4.4.3.1- Unité volcanique du Blake River	246
4.4.3.2- Unité sédimentaire de la Formation de La Bruyère.....	246
4.5- Relations avec les encaissants sud.....	252
4.5.1- Secteur SE Granada	252
4.5.2- Secteur Nord du village de La Bruyère	253
4.6- Synthèse, interprétation et discussion.....	258
4.6.1- Relations entre le bassin de Granada et les encaissants nords.....	258
4.6.2- Relations entre le bassin de Granada et la Sous-Province de Pontiac	261
4.7- Sommaire.....	262
 CHAPITRE 5	264
CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DU BASSIN DE GRANADA	264
5.1-Introduction	264
5.2- Analyse structurale du bassin de Granada et des zones de contact avec ses encaissants	265
5.2.1- Caractéristiques et distribution du plan S_0	265
5.2.2-Description et distribution de la schistosité principale.....	268
5.2.3-Description et distribution de la linéation d'étirement	270
5.2.4-Autres clivages secondaires.....	273
5.2.5-Analyse de la distribution de la déformation ductile.....	275
5.2.6-Coupes structurales dans le bassin de Granada	295
5.2.7-Les failles.....	297
5.3- Sommaire sur l'étude structurale du bassin de Granada	297
 CHAPITRE 6	301
SYNTHESE ET DISCUSSION DES RESULTATS	301
6.1- Introduction	301
6.2- Architecture des lithofaciès	302
6.2.1- Succession de faciès	302
6.2.2- Changements latéraux et verticaux de faciès.....	304
6.2.3- Influence du tectonisme sur la sédimentation.....	305
6.2.4- Les intrusions porphyriques	309
6.3- Style structural du bassin de Granada	310
6.4- Modèle paléogéographique et tectonique	311
6.5- Discussion.....	318
6.5.1- Évolution du bassin de Granada	319
6.5.2- Comparaison avec les bassins de décrochement	323
 CHAPITRE 7	325
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	325
7.1- Conclusions	325

7.2- Perspectives	329
LISTES DE RÉFÉRENCES	331

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1-1. Classification des bassins sédimentaires en fonction du contexte géodynamique (Dickinson, 1974; Débelmas et Mascle, 1991).....	4
Tableau 1-2. Synthèse des principales caractéristiques des bassins de décrochement.....	14
Tableau 1-3. Caractéristiques sédimentologiques et structurales des bassins piggyback décrits dans la littérature.....	21
Tableau 1-4. Architectures et caractéristiques des dépôts sédimentaires de bassins d'extension anciens et récents (Seranne et Seguret, 1987; Blewett <i>et al.</i> , 2004; Ersoy <i>et al.</i> , 2010).....	37
Tableau 2-1. Subdivisions des lithofaciès et caractéristiques sédimentologiques des faciès du bassin de Granada.....	64
Tableau 2-2. Exemples de séquences de HCS et leur environnement de dépôt (modifié de Dott et Bourgeois, 1982) en comparaison avec le bassin de Granada.....	96
Tableau 2-3. Associations de faciès du bassin de Granada. ASI-II-III= Association de Faciès I-II-III.....	175
Tableau 3-1. Résumé des caractéristiques pétrographiques des dykes et stocks porphyriques.....	190
Tableau 3-2. Résumé des caractéristiques pétrographiques	194
Tableau 3-3. Composition en éléments majeurs (en %) des intrusions de porphyres du bassin de Granada.....	200
Tableau 3-4. Composition en terres rares (en ppm) des intrusions de porphyres du bassin de Granada comparés aux tufs et aux grès volcanoclastiques.....	200
Tableau 3-5. Composition en éléments traces (en ppm) des intrusions de porphyres du bassin de Granada.....	200
Tableau 3-6. Composition en éléments incompatibles (en ppm) des intrusions de porphyres du bassin de Granada en comparaison avec les valeurs de MORB de type-N moyens de Saunders et Tarney (1984) et Sun (1980) et des OIB moyen de Sun (1980).....	207
Tableau 3-7. Comparaison de la composition chimique en éléments majeurs et traces des intrusions du bassin de Granada avec des roches volcaniques et intrusions du Groupe de Timiskaming et roches volcaniques alcalines décrites dans la littérature.....	210

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1. Schéma montrant l'évolution progressive d'une faille de décrochement dans un mouvement dextre pour aboutir à un prisme (Crowell, 1974).....	6
Figure 1-2. Disposition des structures associées au décrochement (Christie-Blick et Biddle, 1985).....	6
Figure 1-3. Géométrie des bassins de décrochement modifiée de (Mann <i>et al.</i> , 1990).....	9
Figure 1-4. Géométrie de bassins en <i>pull-apart</i> et mouvements crustaux ou lithosphériques associés modifié de Harding <i>et al.</i> (1985).....	9
Figure 1-5. Géométries de bassins en <i>pull-apart</i> et localisation des zones de subsidence (Sylvester, 1988).....	10
Figure 1-6. Section de bassin perpendiculaire à une faille de bordure dont le jeu est décrochant. Au cours du temps, le centre de la zone de dépôt migre vers la zone source située au nord et traverse la faille au fur et à mesure du recul de la zone source (Sylvester, 1988).....	11
Figure 1-7. Reconstitution paléogéographique du bassin de Duparquet durant la phase initiale (Mueller <i>et al.</i> 1991).	12
Figure 1-8. Une marge active semi-émergée: la péninsule d'Alaska (Débelmas et Mascle, 1991). AV= arc volcanique, B= bassin frontal (forearc-basin), AS2= prisme d'accrétion mésozoïque, AS3 = prisme d'accrétion tertiaire.....	15
Figure 1-9. Les bassins d'avant-pays (Cojan et Renard, 1997)	16
Figure 1-10. Exemple de sédimentation syncharriage et sédimentation de bassin d'avant pays dans la ceinture de roche verte de Pietersburg. Formation d'un bassin <i>piggyback</i> et évolution structurale associée (de Wit, 1991) et de Wit <i>et al</i> (1992a) modifié de Kusky et Vearncombe (1997).....	19
Figure 1-11. Différents types de bassins frontaux d'arc volcanique (Seely et Dickinson, 1977).....	20
Figure 1-12. Succession des faciès dans un bassin <i>piggyback</i> d'après Puigdefabregas <i>et al.</i> (1986).....	25
Figure 1-13. Modèle d'accrétion de terrane et développement de succession sédimentaire dans un bassin d'avant pays périphérique. Modifié de Cant et Stockmal (1989) et Miall (1995).....	26
Figure 1-14. Modèle d'évolution de la géométrie d'un bassin d'une divergente (exemple du bassin du Longhorn Texas (Dewey, 1982).	29
Figure 1-15. Modèle d'extension lithosphérique. A cisaillement pur, B cisaillement simple (Wernicke, 1985; Keen <i>et al.</i> , 1987) modifié de Cojan et Renard (1997).....	30
Figure 1-16. Schéma conceptuel d'une zone de cisaillement extensive limitant une unité inférieure métamorphique déformée ductilement et une unité supérieure moins métamorphique portant un bassin sédimentaire formé pendant l'exhumation (Augier, 2004).....	31

Figure 1-17. Schéma de principe d'une structure de type « prisme d'accrétion » montrant les trois mécanismes d'exhumation (Ring <i>et al.</i> , 1999).....	32
Figure 1-18. Schéma illustrant le principe du modèle de rupture et de détachement du panneau plongeant (slab breakoff) (Davies et von Blanckenburg, 1995).....	34
Figure 1-19. Schéma d'un prisme d'accrétion (d'après Seely et Dickinson, 1977), modifié de Cojan et Renard (1997)	39
Figure 1-20. Formation de bassin intra-arc durant la deuxième phase de l'orogenèse névadienne.....	41
Figure 1-21. Coupe théorique d'une marge active (Débelmas et Mascle, 1991).....	43
Figure 1-22. Subdivisions de la Sous-province d'Abitibi en ZVN et ZVS avec segments internes dans la ZVN (Daigneault <i>et al.</i> , 2004).....	54
Figure 1-23. Carte de la portion sud de l'Abitibi (Zone Volcanique Sud) au contact avec la Sous-province de Pontiac. Modifié de SIGEOM et de Daigneault <i>et al.</i> 2002. Le cadre rouge correspond à la zone d'étude.....	58
Figure 1-24. Relations stratigraphiques entre les unités des ceintures d'Abitibi et de Bellecombe (Dimroth <i>et al.</i> , 1982).	59
Figure 2-1. Lithofaciès et faciès du bassin de Granada. Le bassin correspond à la zone située au Sud de la FCLL jusqu'au contact avec la Sous-province de Pontiac.....	63
Figure 2-2. Localisation des sections cartographiées en détail ou érigées en colonnes stratigraphiques du lithofaciès argilites-grès.....	68
Figure 2-3. Détail dans le secteur du cimetière de Granada. Localisation des coupes et des figures faisant référence à cette zone.....	69
Figure 2-4. Colonnes stratigraphiques montrant les successions de turbidites à lits minces (<i>thin bedded turbidites</i>)	70
Figure 2-5. Successions de turbidites dans le bassin de Granada secteur du cimetière.....	72
Figure 2-6. Niveaux d'intraclasts au milieu des grès granoclassés.	72
Figure 2-7. Photo (N-S du haut vers le bas) de terrain montrant une successions de turbidites à lits minces.....	74
Figure 2-8. Succession de turbidites à lits épais.	78
Figure 2-9. Localisation (rectangles rouges) des zones cartographiées en détail ou érigées en colonne du lithofaciès grès-argilites	81
Figure 2-10. Lits irréguliers dans une succession où alternent des lits de grès et des lits d'argilites.....	82
Figure 2-11. Plis synsédimentaires dans le lithofaciès grès-argilites.....	84
Figure 2-12. Empreintes de charge de type <i>skip mark</i> (Reineck et Singh, 1975) dans le faciès 2a du bassin de Granada.....	84
Figure 2-13. Photo de terrain et interprétation illustrant les structures identiques aux stratifications entrecroisées en mamelon dans le bassin de Granada.....	87
Figure 2-14. Cartouche C1-AD-05. Cartographie lit par lit d'une succession de grès-argilites dans le bassin de Granada, surmontée d'une séquence négative de tufs felsiques (tufts fins-tufts grossiers).....	88

Figure 2-15. Séquences amalgamées de HCS dans le faciès 2a du lithofaciès grès-argilites du bassin de Granada.....	90
Figure 2-16. Cartouche C2-AD-04. Cartographie détaillée dans les grès-argilites montrant une séquence de HCS affectée par une déformation synsédimentaire (figures de slump).....	91
Figure 2-17. Cartouche C1-WR-05. Cartographie lit par lit du faciès de grès à stratifiés et entrecroisés avec conglomérat stratifié.....	98
Figure 2-18. Structures internes dans les grès-argilites du faciès 2b.....	101
Figure 2-19. Succession de grès formée d'une succession de lits à base concave vers le haut constituant une succession concave vers le haut.....	102
Figure 2-20. Cartographie lit par lit dans le lithofaciès grès-argilites : interstratification des grès grossiers à stratifications entrecroisées et des grès et argilites laminées.....	103
Figure 2-21. Cartouche C3-WR-05. Grès-argilites stratifiés et entrecroisés (faciès 2b) interstratifiés au conglomérat stratifié.....	104
Figure 2-22. Localisation des conglomérats stratifiés dans le faciès 2b.....	105
Figure 2-23. Contact lithologique entre grès et conglomérat stratifié dans le faciès 2b.....	106
Figure 2-24. Localisation du lithofaciès volcanoclastite felsique.....	113
Figure 2-25. Photos d'affleurements montrant les différentes localités où affleurent les tufs felsiques dans le bassin de Granada.....	114
Figure 2-26. Cartouche C2-AD-05. Cartographie des affleurements au cimetière de Granada montrant les deux niveaux de tufs felsiques.....	115
Figure 2-27. Répétition des successions de tufs felsiques.....	116
Figure 2-28. Séquences négatives de tufs felsiques ainsi que les structures sédimentaires associées.....	118
Figure 2-29. Structures primaires dans les tufs felsiques au NO de Mc Watters.....	119
Figure 2-30. Cartouche C18-AD-05. Cartographie détaillée lit par lit d'une succession de tufs felsiques granoclassés.....	121
Figure 2-31. Photo de terrain montrant une succession de lits de tufs felsiques turbiditiques et à hummocky cross stratification.....	125
Figure 2-32. Cartouche C16-AD-05 (Sud Mine Astoria). Carte détaillée d'un niveau de tufs felsiques.....	126
Figure 2-33. Cartouche C17-AD-05. Cartographie lit par lit du lithofaciès volcanoclastite felsique au niveau du cimetière de Granada	127
Figure 2-34. Faciès de tufs ondulants à entrecroisés.....	128
Figure 2-35. Localisation des sections cartographiées en détail du lithofaciès grès-conglomérat faciès 4a et faciès 4b.	132
Figure 2-36. Cartographie du faciès de grès volcanoclastiques mafiques (4a) à stratifications entrecroisées en auge.....	133
Figure 2-37. Photo de terrain montrant les grès à stratifications entrecroisées en auge.	135
Figure 2-38. Stratifications entrecroisées en auge, faisceaux ondulants, contact érosif sur les faisceaux sous-jacents.	135

Figure 2-39. Cartouche C5-AD-05. Carte détaillée des affleurements au centre du bassin montrant une interdigitation entre faciès 5 et faciès 4b.....	139
Figure 2-40. Grès à stratifications planaires.....	140
Figure 2-41. Lithofaciès grès-conglomérat: faciès de grès à stratifications planaires et entrecroisées. A) faciès SP B) faciès St.....	141
Figure 2-42. Localisation de la distribution du lithofaciès conglomérat-grès massif à stratifié.....	143
Figure 2-43. Vue en détail des conglomérats à cailloux au contact avec les grès du lithofaciès grès-conglomérat dans le bassin de Granada.	145
Figure 2-44. Fragments de magnétite (m) dans les conglomérats à support de matrice (faciès Gms) en marge sud du bassin de Granada.	146
Figure 2-45. Photo montrant l'association de faciès Gm-Gms± Sh± St± Sm dans le cœur du bassin de Granada.	147
Figure 2-46. Lithofaciès argilites-grès. Passage du faciès de turbidites à lits minces (faciès 1a) aux faciès de turbidites à lits épais (faciès 1b).....	152
Figure 2-47. Cartouche C9-AD-05. Cartographie des affleurements montrant l'interstratification des tufs felsiques avec les turbidites à lits minces et la succession de faciès du flanc sud du synclinal de Granada.....	154
Figure 2-48. Colonnes stratigraphiques dans le bassin de Granada montrant la succession lithologique entre les faciès de grès ondulant à granoclassés (faciès 2a) du lithofaciès grès-argilites et le lithofaciès volcanoclastite felsique (faciès 3a et 3b).....	158
Figure 2-49. Cartographie des affleurements au cimetière de Granada montrant le passage des turbidites aux grès à HCS (lithofaciès argilites-grès au lithofaciès grès-argilites).....	160
Figure 2-50. Corrélation des tufs felsiques.....	161
Figure 2-51. Cartouche C5-AD-05. Cartographie des affleurements montrant le passage du faciès 2a aux faciès 4b.....	162
Figure 2-52. Milieu de dépôt des HCS, modifié de Dott et Bourgeois, (1982a).....	165
Figure 2-53. Cartographie des affleurements au centre du bassin de Granada.....	168
Figure 2-54. Cartographie de la zone de contact entre les turbidites à lits épais (faciès 1b) du flanc sud du synclinal de Granada avec le (faciès 5).....	171
Figure 2-55. Distribution des conglomérats en fonction de la taille des fragments en marge sud du bassin de Granada.....	172
Figure 2-56. Séquence granocroissante des grès de tous les lithofaciès du bassin de Granada.....	181
Figure 3-1. Vue d'ensemble du stock à l'affleurement.....	186
Figure 3-2. Filons-couches de porphyre montrant des caractéristiques variées à l'affleurement et dyke de porphyre avec des enclaves de grès	187
Figure 3-3. Carte de localisation des échantillons d'intrusions porphyriques du bassin de Granada.....	189
Figure 3-4. Mésostase microcristalline constituée de feldspaths et de quartz.....	191
Figure 3-5. La mésostase recristallisée des filons-couche porphyriques	192
Figure 3-6. Composition minéralogique et textures des filons-couches de porphyre.....	195

Figure 3-7. Diagramme alcalin total versus SiO_2 adapté de (Müller, <i>et al.</i> 2001) des intrusions porphyriques	197
Figure 3-8. Spectres des terres rares des intrusions porphyriques du bassin normalisées à la chondrite (Taylor et McLennan, 1985)	201
Figure 3-9. Diagramme de (Pearce, 1984) et classification des intrusions porphyriques du bassin de Granada	202
Figure 3-10. Spectre multi-éléments des intrusions porphyriques du bassin de Granada normalisés au MORB de Pearce (1983).....	208
Figure 3-11. Spectre multi-éléments des intrusions porphyriques du bassin de Granada comparés à ceux des OIB (Basaltes de Îles Océaniques) moyens de Sun (1980) et des MORB (Basaltes des Rides Médio-Océaniques) de type N moyens de Saunders et Tarney (1984) et Sun (1980).....	208
Figure 4.1. Carte de localisation (rectangles rouges) des secteurs où la cartographie en détail des zones encaissantes du bassin de Granada.....	216
Figure 4-2. Section de la mine Astoria, cartographie de la discordance entre les volcanoclastites au Nord de la FC et les brèches de laves du Groupe de Blake River d'une part et d'autre part le contact du bassin de Granada avec la FC.....	218
Figure 4-3. Photo de terrain montrant les basaltes à coussins dans le Groupe de Blake River.....	219
Figure 4.4 Basalte du Blake River. Texture microlithique avec des plagioclases carbonatés et des amygdules de chlorite et calcite dans une mésostase chloritisée.....	219
Figure 4-5. Photo de terrain d'une brèche volcanique et la forme de fragments.....	221
Figure 4-6. Clivage de crénulation (marqué par le crayon) dans les volcanoclastites. Ces clivages affectent des lits de 5 à 10 cm d'épaisseur orientés E.....	222
Figure 4-7. Photos de terrain montrant les volcanoclastites au dessus des brèches volcaniques (en A) et un fragment de brèches volcanique, épargné par le clivage de pression-solution dans les volcanoclastites.....	224
Figure 4-8. Roches ultramafiques interstratifiées aux volcanoclastites mafiques.....	226
Figure 4-9. Texture et composition minéralogique des basaltes komatiitiques.....	227
Figure 4-10. Photo de terrain montrant les dykes de porphyres boudinés, démembrés se présentant en forme de clasts dans une matrice volcanoclastique.....	230
Figure 4-11. Tufts à bloc ou volcanoclastites conglomeratiques à fragments de porphyre au Nord de la Faille de Cadillac Larder Lake.....	231
Figure 4-12. Photo de terrain montrant un filon-couche de gabbro.....	232
Figure 4-13. Planche microphotographique: caractéristiques pétrographiques des intrusions de gabbro dans les volcanoclastites Gabbro.....	233
Figure 4-14. Caractéristiques microscopiques des filons-couche ultramafiques.....	234
Figure 4-15. Pétrographie des dykes de diabase.....	236
Figure 4-16. Section du lac Ted à 1 km à l'Est de la Mine Astoria.	239
Figure 4-17. Photos de terrain montrant des basaltes coussinés (A) et des brèches volcaniques B).....	240
Figure 4-18. Photo de terrain montrant les volcanoclastites très déformées.....	241

Figure 4-19 Photos de terrain montrant les tufs à lapilli avec fragments de tufs felsiques (Tu) et de roches riches en fuchsite (Fu) et autres fragments (Fr).....	243
Figure 4-20. Photo de terrain montrant les tufs felsiques granoclassés (faciès 3a) interstratifiés aux turbidites à lits minces (faciès 1a).....	244
Figure 4-21. Discordance section du Lac Moore.....	248
Figure 4-22. Basaltes du secteur du Lac Moore.....	249
Figure 4-23. Contact entre les faciès de l'unité sédimentaire au contact avec les volcanites du GBR dans le secteur du lac Moore.....	250
Figure 4-24. Conglomérat du secteur de Lac Moore avec fragments (Fr) mafiques (angulaires) et felsiques subarrondis à arrondis dans une matrice altérée.....	250
Figure 4-25. Lithofaciès argilites-grès dans le secteur du Lac Moore.....	251
Figure 4-26. Cartographie des affleurements dans une zone de contact entre les conglomérats à magnétite de la Formation de Granada et les grès lités et lithiques granoclassés (grauwackes) de la Sous-province de Pontiac.....	253
Figure 4-27. Cartographie détaillée des affleurements dans la zone de contact entre le bassin de Granada et la Sous-province de Pontiac.....	255
Figure 4-28. Photos de terrain montrant le contact entre le conglomérat (faciès 5) en marge sud du bassin et les grauwackes de la Sous-province de Pontiac.....	256
Figure 4-29. Photo de terrain montrant les structures sédimentaires associées aux grauwackes (grès lités et lithiques) de Pontiac.....	257
Figure 4-30. Synthèse schématique des observations réalisées à la marge nord du bassin de Granada selon les trois secteurs d'intervention soient Astoria, Lac Ted et Lac Moore.....	258
Figure 5-1. Cartographie de la stratification dans le bassin de Granada et dans les zones de contact avec ses encaissants.....	267
Figure 5-2. Schistosité principale Sp. En A dans les conglomérats et en B dans les grès. La schistosité est orientée E-W avec des pendages vers le Nord.....	269
Figure 5-3. Plan de schistosité principale (Sp) E-W à pendage vers le Nord, associée à une linéation d'étirement (Lé) plongeant dans la direction NE.....	270
Figure 5-4. Cartographie de la schistosité principale dans le bassin de Granada et dans la zone de contact avec ses encaissants.....	271
Figure 5-5. Cartographie des linéations d'étirement dans le bassin de Granada et dans la zone de contact avec ses encaissants.....	272
Figure 5-6. Clivage dans les volcanoclastites.....	274
Figure 5-7. Domaines structuraux du bassin et de ces encaissants nord et sud.....	276
Figure 5-8. Vue en coupe des conglomérats à blocs au cœur des conglomérats de la marge sud du bassin de Granada. Conglomérat à support de fragment.....	279
Figure 5-9. Localisation des plis, charnières, flanc ou trace axiale de plis.....	281
Figure 5-10. Carte détaillée de la zone charnière du synclinal de Granada.....	282
Figure 5-11. Photo prise sur la charnière Ouest du synclinal de Granada.....	283
Figure 5-12. Zone charnière synclinale cartographiée au cimetière de Granada.....	284
Figure 5-13. Cartouche C9-AD-05 (pour des observations plus détaillées).....	285
Figure 5-14. Cartouche C8-AD-05. Cartographie dans la zone de contact entre les turbidites du flanc sud du synclinal de Granada avec le faciès 5.....	287

Figure 5-15. Photos de terrains montrant les changements de polarité dans le faciès 5 en marge Sud du bassin de Granada.....	288
Figure 5-16. Cartographie des affleurements dans le secteur de Mc Watters : deux successions stratigraphiques identiques.....	289
Figure 5-17. Caractéristiques stratigraphique et structurale des volcanoclastites remaniés en marge du Groupe de Piché associé à zone tectonique de Cadillac.....	291
Figure 5-18. Conglomérats à fragments de porphyre (ou dykes de porphyres transposés et démembrés dans les volcanoclastites) boudinés et cisaillés dextre dans une matrice de volcanoclastite (zone de faille de Cadillac).....	293
Figure 5-19. Plis de deuxième phase observés dans le conglomérat (faciès 5).....	294
Figure 5-20. Coupes structurales du bassin de Granada. Reconstruction du bassin qui est limité au Nord par le Blake River et au Sud par le Pontiac.....	296
Figure 6-1. Coupe à travers un cône alluvial montrant des variations de faciès distaux à proximaux (Rust et Koster, 1984).....	304
Figure 6-2. Cône deltaïque du bassin de Granada.....	314
Figure 6-3. Modèle piggyback proposé pour l'évolution du bassin de Granada.....	316

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les bassins sédimentaires localisés en marge des failles majeures sont des témoins privilégiés de l'évolution tectonique d'une région donnée. Ils peuvent être générés dans des contextes tectoniques variés par des processus de décrochement, de chevauchement ou d'extension. Ces bassins ont une géométrie, une composition et une architecture particulière de dépôts, résultant de l'influence du contexte tectonique sur la sédimentation.

La Formation de Granada, l'objet d'étude de cette thèse, représente un bassin sédimentaire affilié au Groupe de Timiskaming dans la Sous-province d'Abitibi. Cette unité est située le long de la Faille de Cadillac (FC) qui représente probablement la structure crustale la plus fondamentale de la Sous-province d'Abitibi. Le bassin de Granada est situé à l'interface de deux grands ensembles que sont la Sous-province de Pontiac au Sud et la Sous-province d'Abitibi au Nord. Son étude revêt donc un caractère stratégique pour la compréhension de l'évolution tectonique de la Sous-province d'Abitibi elle-même. Cette thèse s'inscrit donc dans cet effort. Elle a pour but principal de déterminer l'environnement géodynamique associé à l'ouverture du bassin de Granada, son remplissage et à son évolution pour en déduire son impact sur l'évolution tectonique de la Sous-province d'Abitibi. L'étude vise également à tester différentes hypothèses pour la mise en place du bassin. C'est pourquoi, en introduction de cette thèse, plusieurs modèles de bassins sédimentaires localisés en marge de failles sont passés en revue dans le chapitre 1 afin de voir lequel cadre le mieux avec le contexte du bassin de Granada.

Cette thèse comprend sept chapitres. Le chapitre 1 permettra de faire une mise en contexte adéquate, en présentant les caractéristiques sédimentologiques et structurales de bassins sédimentaires localisés en marge de failles, ainsi que les relations entre sédimentation et tectonisme et les travaux anciens sur le Groupe de Timiskaming en général et la Formation de Granada en particulier. Le chapitre 2 présente les résultats de l'analyse volcano-sédimentaire de la Formation de Granada. Le chapitre 3 est une synthèse

de la pétrographie et de la géochimie des lithofaciès et des intrusions porphyriques. Le chapitre 4 résume les caractéristiques lithologiques des encaissants dans la zone de contact avec la Formation de Granada mettant l'accent sur le Groupe de Piché. Le chapitre 5 présente les caractéristiques structurales et tectoniques. Le chapitre 6 présente la synthèse et la discussion et le chapitre 7 la conclusion et les perspectives.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION ET CADRE DE L'ETUDE

1.1- Introduction

Les différentes sections du premier chapitre permettront de mettre la table aux chapitres subséquents. D'abord, une revue de la littérature couvrant la problématique générale des caractéristiques des bassins localisés en bordures des systèmes de décrochement, des systèmes de chevauchement puis des systèmes en extension sera présentée. Pour chaque type de bassin, l'accent sera mis sur les mécanismes de mise en place, la géométrie et l'architecture des dépôts, qui sont les points essentiels permettant de distinguer un bassin de décrochement d'un bassin de chevauchement ou d'extension. Par la suite, la problématique spécifique au terrain d'étude sera traitée, en relatant les anciens modèles de bassins qui ont été proposés, suivi des objectifs et de la méthodologie. De plus, le chapitre 1 permettra de décrire l'état des connaissances de la Sous-province d'Abitibi et du secteur d'étude en général et de la Formation de Granada de manière plus spécifique.

1.2- Problématique générale des bassins sédimentaires en bordure de failles

Les modalités de création de bassins sédimentaires peuvent se regrouper en deux grands types (Débelmas et Masclat 1991 ; Boillot, 1996): l'un résultant de mouvements divergents (généralement associés aux zones d'extension de la lithosphère) et l'autre lié aux compressions dans les zones de convergence. Il faut cependant distinguer de plus les bassins liés au jeu d'accidents décrochants dans un contexte qui peut être aussi bien distensif que compressif (Cojan et Renard, 1997). L'origine et l'évolution des bassins intraplaques ou intracratoniques sont liées à des mécanismes profonds ou à la réactivation des linéaments en bordures d'anciennes plaques (Débelmas et Masclat, 1991). Ces bassins qui sont tous de type extensif reposent sur une croûte continentale. Cependant, les bassins peuvent être affectés au cours de leur développement par les mécanismes se déroulant aux frontières des plaques. Ceci permet en fonction du contexte géodynamique de regrouper les bassins en cinq groupes (Dickinson, 1974; Débelmas et Masclat, 1991).

Tableau 1-1. Classification des bassins sédimentaires en fonction du contexte géodynamique (Dickinson, 1974; Débelmas et Masclat, 1991).

Contexte géodynamique	Type de bassin
Marges divergentes	<ul style="list-style-type: none"> -Rift -Marges océaniques -Rifts avortés
Marges convergentes	<ul style="list-style-type: none"> -Fosses et zones de subduction -Bassins d'avant-arc -Bassins d'arrière-arc
Failles transformantes et transcurrentes	<ul style="list-style-type: none"> -Bassins dans un système de failles -Pull-aparts -Bassins transrotationnels
Collision et suture	<ul style="list-style-type: none"> -Bassins d'avant-pays (<i>foreland, fordeep, piggyback</i>) -Basins résiduels -Basins d'arrière-pays (<i>hinterland</i>)
Intraplaque	<ul style="list-style-type: none"> -Bassins cratoniques

Quelques bassins situés aux limites de plaques, possédant des géométries particulières et une architecture des dépôts sédimentaires sont décrits. Ceux-ci sont des bassins associés aux marges divergentes, convergentes et aux failles transcurrentes.

1.2.1- Les bassins de décrochement (strike-slip)

1.2.1.1- Caractéristiques des bassins de décrochement

Un bassin de décrochement correspond à tout bassin dont la sédimentation est contemporaine et associée à un mouvement en décrochement le long d'une faille (Mann *et al.*, 1983). Ce sont généralement des bassins dits orogéniques tardifs qui sont adjacents aux failles considérées majeures et d'échelle crustale. Ces bassins traduisent l'influence de la tectonique sur la sédimentation (Crowell, 1974; Hill, 1977; Heward, 1978; Hempton *et al.*, 1983; Rust et Koster, 1984; Christie-Blick et Biddle, 1985; Johnson, 1985; Nilsen et McLaughlin, 1985; Sylvester, 1988; Débelmas et Mascle, 1991; Mueller *et al.*, 1991; Ringenbach *et al.*, 1993; Ronald *et al.*, 1993). Ils peuvent être associés à des régimes extensifs ou compressifs (Sylvester, 1988; Débelmas et Mascle, 1991) ce qui explique qu'on puisse les trouver dans des contextes tectoniques variés (Cojan et Renard, 1997). Le décrochement se produit quand un bloc crustal ou lithosphérique se déplace latéralement par rapport à un bloc adjacent (Christie-Blick et Biddle, 1985). Les mouvements majeurs de décrochement accompagnent l'épaississement crustal durant la tectonique collisionnelle et peuvent se produire le long des limites de plaques convergentes (Dewey *et al.*, 1986).

Structures associées au décrochement

Les failles de décrochement se caractérisent par un tracé linéaire ou curviligne (Crowell, 1974; Christie-Blick et Biddle, 1985; Cojan et Renard, 1997; Claypool *et al.*, 2002) et par des failles subverticales qui se recoupent ou divergent à l'intérieur de la couverture sédimentaire associée (Cojan et Renard, 1997). Ces failles bifurquent légèrement et les ramifications peuvent soit suivre une nouvelle trajectoire, soit se joindre à la faille maîtresse pour former des prismes ou des feuillets (Crowell, 1974 **figure 1-1**). Au cours du déplacement, des blocs peuvent subsider et former des sites de dépôt et d'autres vont se soulever pour former des zones sources.

À l'échelle régionale, les failles de décrochement passent d'une faille principale à un réseau anastomosé de failles en échelon formant des segments qui se relaient (Crowell,

1974, Christie-Blick et Biddle, 1985; Aydin et Nur, 1985; Ramsay et Hubert, 1986; Cunningham, 1993; Claypool *et al.*, 2002). Ces structures cisaillantes fragiles ou ductiles (Ringenbach *et al.*, 1993) peuvent être intégrées dans des systèmes de Riedel (Christie-Blick et Biddle., 1985 **figure 1-2**). Cinq ensembles de fractures sont observés dans ce système (Christie-Blick et Biddle, 1985 ; Sylvester, 1988).

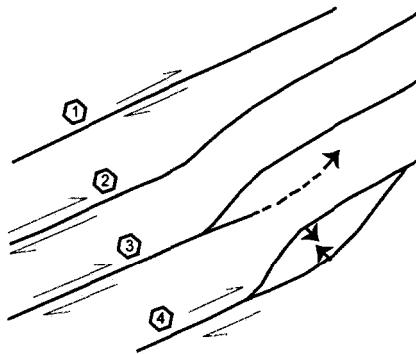


Figure 1-1. Schéma montrant l'évolution progressive d'une faille de décrochement dans un mouvement dextre pour aboutir à un prisme (Crowell, 1974). (1) faille droite, (2) et (3) formation de la courbure (bend) (4) évolution de la courbure en prisme.

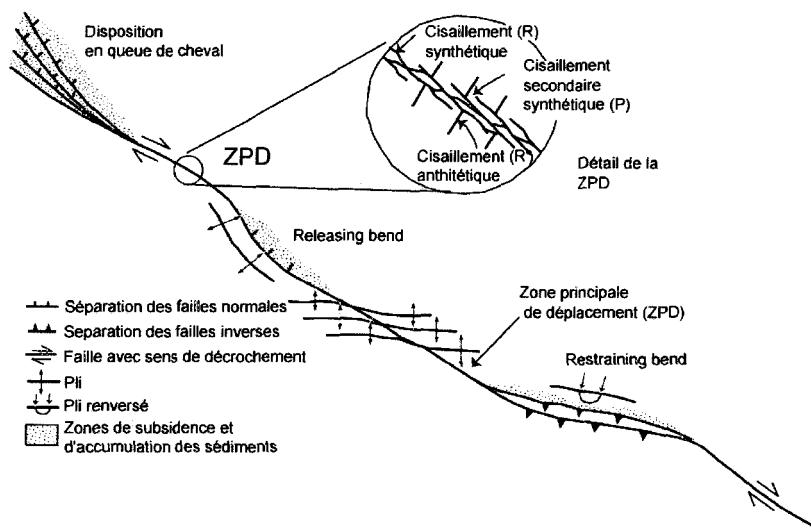


Figure 1-2. Disposition des structures associées au décrochement (Christie-Blick et Biddle, 1985). 1) les failles de décrochement synthétiques ou cisaillement de Riedel (R) parallèles aux failles normales ; 2) les failles R' de décrochement, antithétiques ou conjuguées de Riedel parallèles aux failles inverses et à l'axe des plis dans les bassins de compression (*push up*) ; 3) les failles secondaires synthétiques ou cisaillements (P recouvrement) ; 4) les fractures en extension ou fractures de tension ou de traction (T) ; 5) les failles parallèles à la zone principale de cisaillement ou de déplacement Y.

Les structures caractéristiques des zones de failles en décrochement en milieu fragile ductile sont:

- i) des fabriques planaires (schistosité) subverticales contenant une linéation d'étirement subhorizontale ;
- ii) des indicateurs de cisaillement latéral incluant des ramifications (*drag*),
- iii) des décalages de repères lithologiques et
- iv) des plis en échelon disposés selon le système de Riedel (Cunningham, 1993; Mueller *et al.*, 1996; Claypool *et al.*, 2002).

Mécanisme de formation et géométrie

Les bassins de décrochement peuvent se produire dans un régime d'extension régionale de la croûte (transtension) ou de raccourcissement (transpression) (Christie-Blick et Biddle, 1985). Le mouvement dominant est horizontal et les structures subsidiaires compensatrices du mouvement, sont communément subverticales (Ramsay et Hubert, 1986).

L'ondulation du plan de faille peut créer des structures en duplex en compression ou en extension. Ces faisceaux de failles forment en général dans la partie supérieure de la couverture un motif en bouquet de fleur. Les structures en bouquet de fleur positive sont associées à des antiformes le long des failles convergentes et celles en bouquet de fleur négative, aux synformes le long des failles divergentes (Sylvester, 1988; Woodcock et Richards, 2003).

Le processus de formation d'un bassin de décrochement est bien illustré par l'évolution du système de Riedel en régime de cisaillement simple (Gidon, 1987). Certains tronçons de failles T (failles d'extension) et R (faille de Riedel synthétique du mouvement) jouent en ouverture et génèrent des structures en *pull-apart*. Les connections entre les failles R et P donnent une zone de failles anastomosées avec isolement de blocs. Il s'ensuit

l'ouverture d'un *pull-apart* aux dépens de failles T. On observe ce même processus aux dépens de failles R.

Mann *et al.* (1990) distinguent cinq géométries dans les bassins des Caraïbes en Amérique centrale (**figure 1-3**). La nomenclature est basée sur la nature des failles qui bordent le bassin. La **figure 1-3** montre : les bassins *pull-apart* produits par une extension à une discontinuité ou à un relais (*step*) le long des failles de décrochement, les bassins de faille prismatique (*fault-wedge*) localisés aux intersections des bifurcations des failles, les dépressions aux angles des failles (*fault-angle depressions*) parallèles aux traces d'une faille de décrochement unique, les dépressions aux flancs des failles (*fault-flank depressions*) entre des plis secondaires transversaux ou des failles normales et les bassins de (*ramp*) entre les failles inverses ou de charriage liées au décrochement.

La géométrie des *pull-apart* est décrite comme un bloc rhomboédrique (Crowell, 1974 ; Harding *et al.*, 1985 et Sylvester, 1988) ou losangé (Bonkoungou, 1994) bordé par des failles parallèles et présentant aux extrémités des failles transverses. La **figure 1-4** est une bonne illustration de la géométrie d'un *pull-apart*.

Les modèles de Sylvester (1988) permettent de localiser les zones de subsidence dans les *pull-apart* (**figure 1-5**).

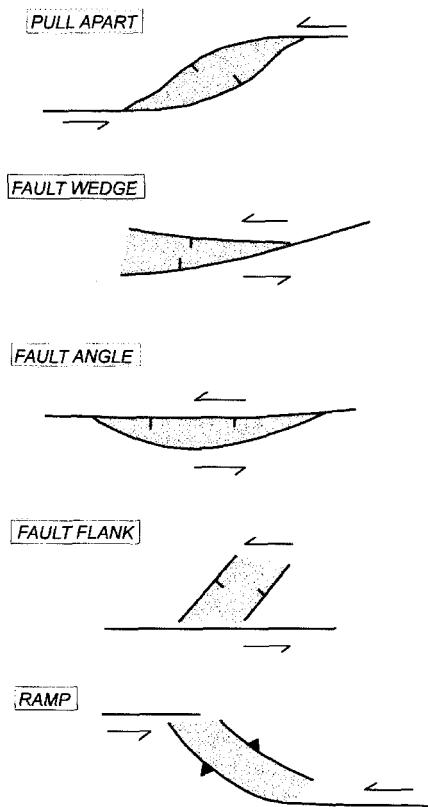


Figure 1-3. – Géométrie des bassins de décrochement modifiée de Mann *et al.* (1990).

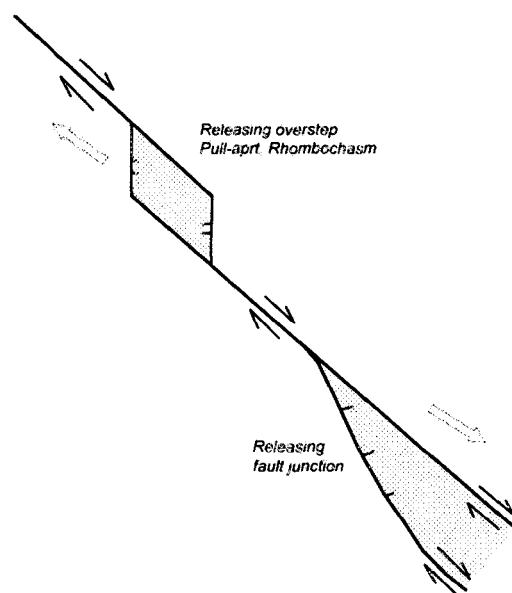


Figure 1-4. Géométrie de bassins en *pull-apart* et mouvements crustaux ou lithosphériques associés modifié de Harding *et al.* (1985).

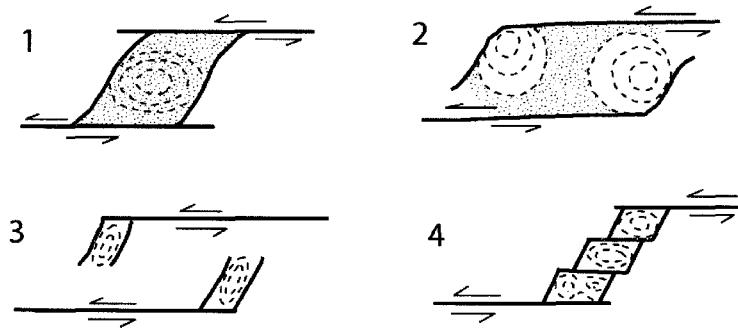


Figure 1-5. Géométries de bassins en *pull-apart* et localisation des zones de subsidence (Sylvester, 1988).
 1- graben rhomboédrique avec 1 centre de subsidence; 2, graben étroit et rectangulaire avec 2 centres de subsidence; 3 pas de *pull-apart*, uniquement des fractures terminales en extension; 4- séries de failles subparallèles, bassins coalescents.

Caractéristiques sédimentologiques

L'occurrence des dépôts sédimentaires engendre deux périodes plus importantes dans l'évolution des bassins (Débelmas et Mascle, 1991): i) une période d'ouverture du bassin où la sédimentation est instable et troublée par des mouvements synsédimentaires incessants et l'arrivée d'apports détritiques grossiers (*coulées de débris*) ; ensuite ii) une période de comblement du bassin caractérisée par des dépôts abondants conglomératiques et des discordances progressives des strates les plus jeunes sur les plus anciennes (Crowell, 1974 ; Sylvester, 1988). La principale caractéristique sédimentaire s'exprime par l'épaisseur des séquences progradantes par rapport à la taille du bassin, ce qui traduit la migration du centre de la zone de dépôt au cours des jeux de failles dans le sens opposé à leur mouvement (Sylvester, 1988; **figure 1-6**).

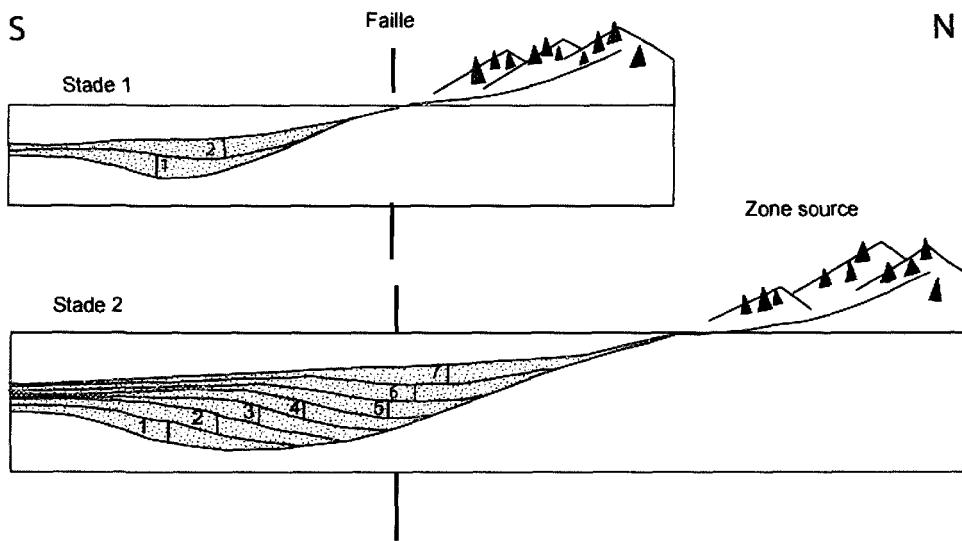


Figure 1-6. Section de bassin perpendiculaire à une faille de bordure dont le jeu est décrochant. Au cours du temps, le centre de la zone de dépôt migre vers la zone source située au nord et traverse la faille au fur et à mesure du recul de la zone source (Sylvester, 1988).

Les séquences de conglomérat, brèches et éboulis qui forment d'étroites bandes le long des bordures de failles des bassins contrastent avec les faciès des dépôts au centre généralement composés de sédiments fins lacustres ou de dépôts de plaine d'inondation (Nilsen et McLaughlin 1985; Mueller *et al.* 1991 **figure 1-7**). L'apport volcanique alcalin (Crowell, 1974 ; Débelmas et Mascle, 1991 ; Mueller *et al.*, 1994), constitué de coulées de lave et de dépôts pyroclastiques abondants est souvent important (Mueller *et al.*, 1991 ; Ronald *et al.*, 1993 ; Ringenbach *et al.*; 1993 ; Mueller *et al.*, 1994b; Mueller et Corcoran, 1998; Ayer *et al.*, 1999). Dans certains bassins, ce volcanisme implique une extension locale (Ringenbach *et al.*, 1993) entraînant la remontée des matériaux de la croûte inférieure (Mueller *et al.*, 1996). Les assemblages de faciès remplissant généralement les bassins de décrochement varient en fonction de la nature des éruptions et de la profondeur des bassins. La nature des fragments dépend également de celle du réservoir magmatique sous-jacent aux failles.

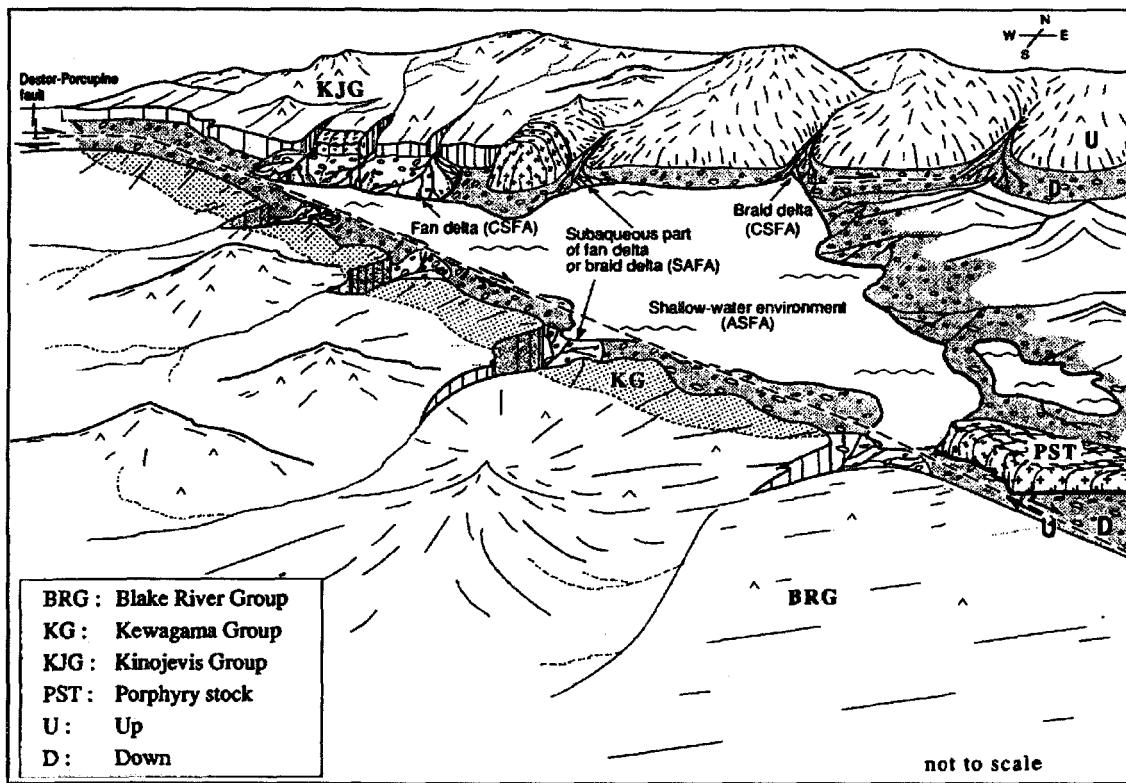


Figure 1-7. Reconstitution paléogéographique du bassin de Duparquet durant la phase initiale. (Mueller *et al.* 1991).

1.2.1.2- Sommaire des caractéristiques

Les bassins associés aux failles de décrochement exhibent des structures variées qui répondent à plusieurs mécanismes variables d'un bassin à un autre. Quelques caractéristiques des bassins sont résumées au **tableau 1-2**. Ce tableau montre qu'en dépit de certains facteurs communs aux bassins de décrochement comme le taux élevé de subsidence et de sédimentation et les faciès de bordures, chaque bassin possède des caractéristiques qui lui sont propres. Ces variations observables même au sein d'une même région dépendent des structures de la croûte préexistante et de la variation des mouvements de plaque résultant du changement de régime de contrainte (Christie-Blick et Biddle, 1985). Cette variation s'explique par le fait qu'au cours de leur évolution, les bassins de décrochement enregistrent les variations du contrôle tectonique et deviennent composites (Ringgenbach *et al.*, 1993). Les bassins sont identifiables à toutes les échelles comme l'ont montré Aydin et Nur (1982) ; cependant le ratio de la longueur sur la largeur n'est pas constant. Les bassins de décrochement archéens peuvent avoir les mêmes caractéristiques qu'un bassin récent. Toutefois, selon Corcoran et Mueller (2002), les bassins archéens ont la particularité de subir l'effet climatique dû à la composition de l'atmosphère durant cette période (riche en CO₂). À cela s'ajoute la forte humidité et la chaleur responsable du fort taux de dénudation et par conséquent une érosion intense. Il en résulte un taux de sédimentation et de météorisation plus élevé.

Tableau 1-2. Synthèse des principales caractéristiques des bassins de décrochement

1.2.2- Les bassins de compression

1.2.2.1- Caractéristiques des bassins piggyback

Un bassin *piggyback* signifie étymologiquement un bassin en arrière des nappes de charriage (Ori et Friends, 1984). Ce sont des bassins frontaux localisés entre les arcs volcaniques et les prismes accrétionnaires (Débelmas et Mascle, 1991) (**figure 1-8**).

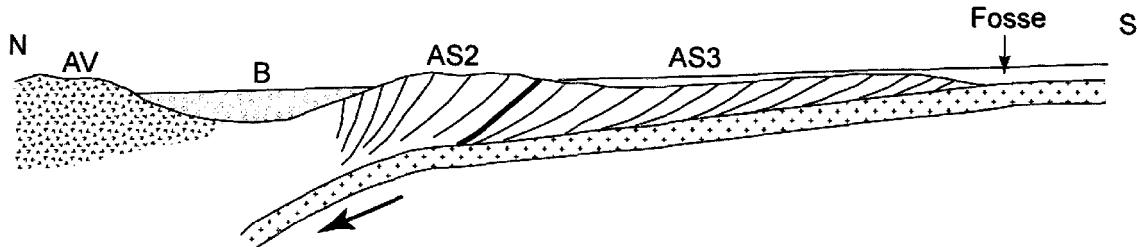


Figure 1-8. Une marge active semi-émergée: la péninsule d'Alaska (Débelmas et Mascle, 1991). AV= arc volcanique, B= bassin frontal (fore-arc-basin), AS2= prisme d'accrétion Mésozoïque, AS3 = prisme d'accrétion Tertiaire

Selon Cojan et Renard (1997), les cas les plus simples de bassins d'avant pays sont des fossés (*moat*) asymétriques, plus profonds dans la partie adjacente à la ceinture de plis et de charriage et moins profonds vers l'intérieur continental (**figure 1-9a**). Cependant, avec la complexité de la cinématique, la côte proximale du bassin peut évoluer en plusieurs sous bassins séparés, isolés ou semi-isolés durant la sédimentation par les failles de croissance à l'intérieur du bassin (**figure 1-9b1-b4**). Ori et Friends (1984) ont introduit la notion de *piggybacks* pour ces bassins déposés en arrière du bassin avant pays (**figure. 1-9b2**). Ricci-Lucchi, *in* Miall (1995), soutient que la définition de Ori et Friends (1984), est juste une condition spécifique parmi plusieurs possibilités de bassins satellites. Les bassins *piggybacks* se développent lorsque des rampes de failles qui coupent le bassin d'avant pays sont soulevées, isolant une partie de l'avant pays et agissant comme des barrières sédimentaires (Miall, 1995). Les *piggybacks* se localisent au mur de la faille au front de la chaîne (Sepehr et Cosgrove, 2004).

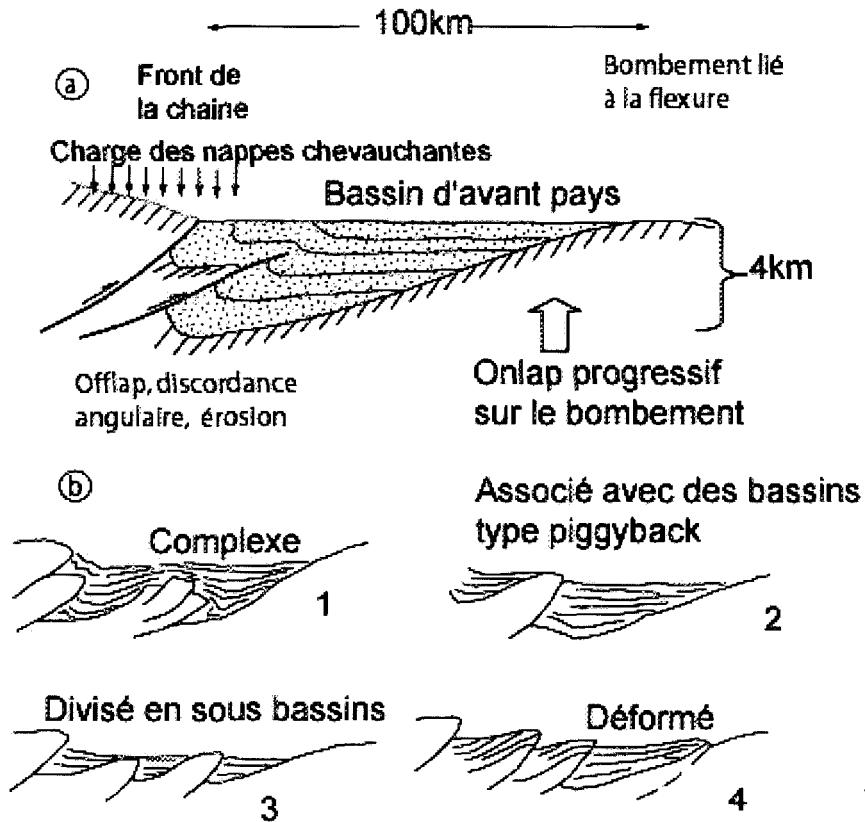


Figure 1-9. Les bassins d'avant-pays (Cojan et Renard, 1997), a) diagramme schématique montrant les grandes unités stratigraphiques ainsi que les principaux dispositifs structuraux, b) les différents types de bassins d'avant pays d'après l'interprétation des données sismiques

Tout comme pour les bassins de décrochement, la sédimentation est synchrone au tectonisme; la déformation affectant les sédiments a lieu lors de leurs dépôts (Parish, 1984; Williams, 1985; Roure *et al.*, 1990; de Wit, 1991 ; Clift *et al.*, 2004; Lucente, 2004; Sepehr et Cosgrove, 2004). La largeur n'excède pas quelques dizaines de km (Débelmas et Mascle, 1991). Les bassins *piggyback* se développent dans un contexte de convergence des marges actives avec subduction, ou de collision continentale (Cojan et Renard, 1997). Dans le cas d'une collision, les bassins se développent dans les régions où le raccourcissement de la croûte est contrôlé par des forces horizontales (Cojan et Renard, 1997). Les bassins d'arrière pays s'organisent sur la plaque chevauchante et les bassins d'avant pays sur la plaque chevauchée. Les bassins molassiques sont les exemples types de bassin d'avant pays. Dans ce type de bassin, la déformation se développe au front de chevauchement des

nappes actives (Cojan et Renard, 1997). Le bassin d'avant pays recouvre le prisme accrétionnaire. Les nappes actives créent une surcharge qui engendre une flexure de la lithosphère, se propageant dans la direction du déplacement des nappes (Cojan et Renard, 1997). On assiste ainsi à la formation d'une chaîne montagneuse dans la zone de surcharge ; qui produit ensuite une accumulation d'un large volume de sédiments dans le bassin. La profondeur du bassin dépend de l'épaisseur de la croûte continentale impliquée dans ce mouvement de convergence. Si la croûte est épaisse et peu flexible, la profondeur est inférieure à quelques centaines de mètres comme dans le cas du bassin d'Alberta dans le Bouclier Paléozoïque Canadien. Si la croûte est fine, le bassin est plus profond et est le siège d'une sédimentation hémipelagique comme dans le cas des bassins d'avant pays périphériques (Cojan et Renard, 1997).

Structures associées au charriage

Les structures communes aux bassins *piggyback* sont les plis isoclinaux, serrés, droits et renversés (de Wit, 1982; Parish, 1984; Lucchi, 1990; Lucente, 2004). La collision arc-continent est vraisemblablement la principale origine pour le développement de marge continentale active (Dewey et Bird, 1970).

Mécanisme de formation et géométrie des bassins piggyback

Les structures majeures développées par une séquence de charriage en *piggyback* proviennent d'un charriage initial (floor thrust). Par la suite, des charriages plus récents se développent successivement au front des anciens et élèvent des sections structurales dans la direction de transport tectonique (Parish, 1984). Au fur et à mesure que les charriages plus récents se forment successivement, ils peuvent éléver des sections structurales pour joindre un charriage plus ancien à un niveau plus élevé. Cela isole au passage des bordures de faille à cheval les unes sur les autres. Ces failles sont ensuite accrétées sur le mur de faille du complexe de charriage superposé. Ce processus aboutit à un duplex (Elliot et Johnson, 1980 *in* Parish, 1984). Alternativement, le charriage en progression peut éléver la section et recouper les charriages plus anciens (Coward, 1980). Mais dans les deux cas, les niveaux

plus élevés et plus anciens de charriage sont passivement entraînés en avant et plissés par le développement des niveaux de charriage inférieurs (Parish, 1984).

Les structures associées aux bassins piggyback sont initiées à partir des failles de socle ; de nouvelles failles sont ensuite générées au sein de la séquence de la couverture durant la compression (Sepehr et Cosgrove, 2004). Durant son évolution dans le temps, le bassin se subdivise en sous bassins avec les dépôts plus profonds dans un bassin, et les dépôts moins profonds dans un autre, mais les dépôts sédimentaires profonds et moins profonds sont synchrones (Sepehr et Cosgrove, 2004) (**figure 1-10**).

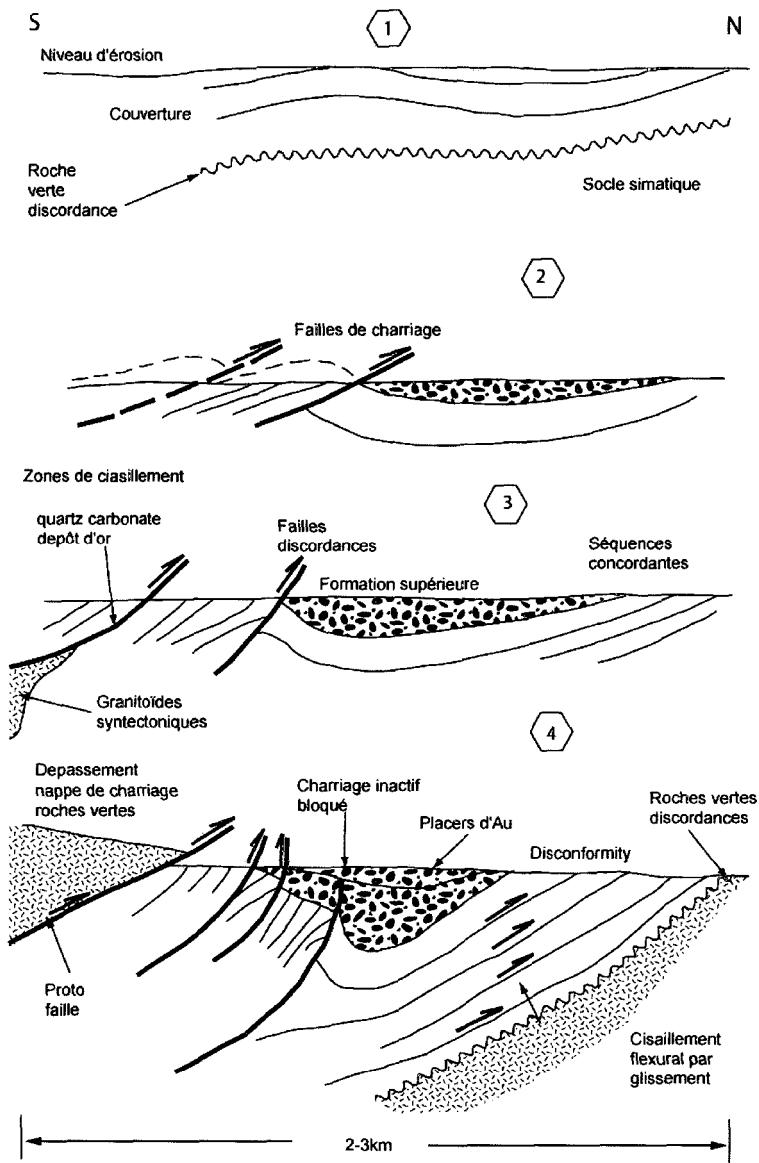


Figure 1-10. Exemple de sédimentation syncharriage et sédimentation de bassin d'avant pays dans la ceinture de roche verte de Pietersburg. Formation d'un bassin *piggyback* et évolution structurale associée (de Wit, 1991) modifié de Kusky et Vearncombe (1997).

Selon Débelmas et Mascle (1991), il existe cinq types de géométrie de bassin d'arc volcanique (**figure 1-11**). La morphologie de ces bassins est très variable suivant la quantité de sédiments qu'ils reçoivent et la saillie de l'arc sédimentaire. Débelmas et Mascle (1991) soutiennent que la nature de la croûte sous-jacente au bassin frontal n'est en général pas connue en raison de la couverture sédimentaire.

L'architecture et la géométrie des bassins piggyback changent en fonction du temps (Cojan et Renard, 1997) à cause de l'influence des failles (Sepehr et Cosgrove, 2004). Les failles en marge de bassin sont responsables de la sédimentation et de la déformation (Sepehr et Cosgrove, 2004). Elles agissent selon ces auteurs comme des rampes latérales obliques, reliant les segments variés de la faille frontale.

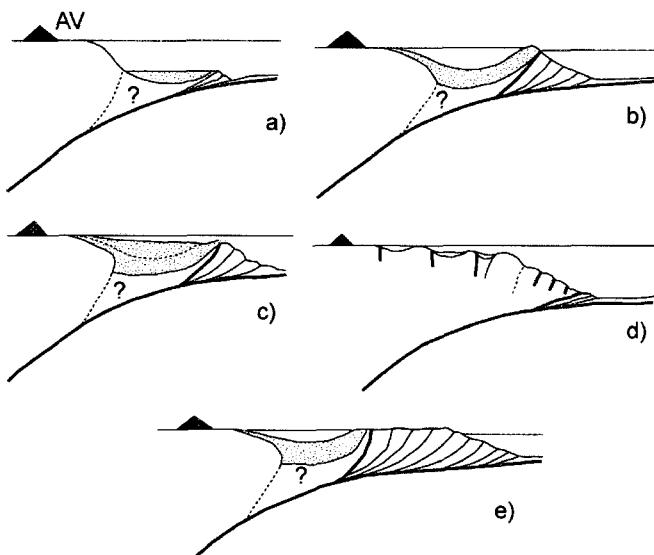


Figure 1-11. Différents types de bassins frontaux d'arc volcanique (Seely et Dickinson, 1977). a) Arc sédimentaire peu saillant, bassin frontal profond et peu subsident (arc des Aléoutiennes W., de Luzon, de Kermadec); b) arc sédimentaire est plus saillant et arrive presque à la surface mais le bassin est peu rempli, donc en eau profonde (bassin entre Sumatra et les îles Mentawai, entre la Barbade et St-Vincent dans les petites Antilles); c) arc sédimentaire arrivant en surface et bassin pratiquement comblé, donnant un faux plateau continental (plateau sous-marin au large du Guatemala et du Nicaragua); d) Plateau continental sans bassin frontal avec lequel on pourrait confondre le type C (Pérou); e) Arc sédimentaire largement émergé, bassin frontal peu profond (baie de Cook=Cook Inlet, Alaska).

Caractéristiques sédimentologiques des bassins piggyback

Le facteur principal de l'évolution d'un bassin avant pays périphérique est la diminution graduelle de la profondeur de l'eau, suite à la subsidence (Miall, 1995). Les sédiments les plus anciens sont typiquement d'eau profonde, communément la section stratigraphique est condensée, ce qui dénote qu'elle est privée de sédiments (Miall, 1995).

La majorité des bassins sont remplis successivement par des sédiments clastiques d'eau profonde comme des turbidites, et ensuite par des sédiments d'eau peu profonde puis des sédiments non marins. Ce type de séquence stratigraphique correspond à ce qu'on appelle «cycle géosynclinal» (Clark et Stearn, 1960 *in* Miall, 1995).

Lorsque les sédiments s'accumulent au front de la déformation, le bassin correspond à un bassin d'avant pays senso-stricto (*foredeep*) ; si la déformation se propage sous le bassin, le bassin actif peut se trouver sur des nappes, ce sont les *piggyback basins* (Ori et Friends, 1984).

Les sédiments détritiques et volcanodétritiques peuvent passer de dépôts abyssaux à des dépôts peu profonds comme dans le cas du bassin de Molasse suisse (Cojan et Renard, 1997). Selon ces auteurs, la sédimentation a débuté à l'Oligocène et s'est terminée dans le Miocène supérieur couvrant une période de 30 Ma. L'épaisseur stratigraphique dans les bassins reflète la répétition stratigraphique dans un environnement comme des ceintures de charriage ou de prisme accrétionnaire. Dans ces environnements, les unités stratigraphiques peuvent s'empiler de bout en bout (*end-to-end*) sans augmentation du métamorphisme (Kusky et Vearncombe, 1997).

Les bassins piggyback décrits dans la littérature sont synthétisés au tableau 1-3 (Clift et al., 2004; Cojan et Renard, 1997; de Wit, 1982, 1991; Débelmas et Mascle, 1991; Dewey, 1969; Dewey et Bird, 1970; Dewey et al., 1986; Evans, 1994; Kusky et Vearncombe, 1997; Leeder et Gawthorpe, 1987; Lucchi, 1990; Lucchitta, 1990; Luente, 2004; Mellereia et al., 2005; Miall, 1995; Muoz et al., 1986; Ori et Friends, 1984; Parish, 1984; Puigdefabregas et al., 1986; Roure et al., 1990; Sepehr et Cosgrove, 2004; Williams, 1985).

Tableau 1-3. Caractéristiques sédimentologiques et structurales des bassins piggyback décrits dans la littérature.

Bassin, Age localisation	Géométrie	Lithologie, variation de faciès	Phase de mise en place	Paléogéographie	Structures tectoniques	Processus impliqués	Source et provenance
-Marnoso-arenacea -Miocène moyen -Nord Apennines Italie (Luente, 2004)	Corps composite Prismatique (<i>composite wedge-shape body</i>)	Turbidites variation de faciès verticale et latérale et à l'échelle du bassin Variation d'épaisseur locale et générale	Dernière phase de remplissage (oligocène à miocène tardif) migration d'un complexe d'avant-fosse (<i>foredeep</i>) d'Apennine	Plaine deltaïque	Plis super posés Plis asymétriques, plis à vergences opposées dus au rétrocharriage	Charriage, glissement et soulèvement progressif, détachement, plissement passif	Extra et intra bassin Soulèvement local, remobilisations épisodiques
-South Mayo Trough Rosroe Formation -Calédonien -Irlande de l'ouest (Clift <i>et al.</i> , 2004)		Conglomérats grès		Cône deltaïque sous-marin	Détachement de faille, plis serrés et renversés	Charriage, glissement, soulèvement, exhumation et érosion rapide	Extra bassin Forte érosion d'arc plutonique et volcanique
-Nappe de Gavernie -Tertiaire -Entre France et Espagne (Parish, 1984)	Fan shape (forme de cône)	Shales carbonatés, limons, grès conglomérats Variation de l'épaisseur stratigraphique due à l'interruption tectonique			Clivage de plan axial de plis, plis droits, plis renversés, plis mineurs intra bassins, synclinorium	Raccourcissement crustal, charriage déformation par extension, back rotation, glissement par gravité	Extra et intra bassin
-Sicily -Cénozoïque tardif (Roure <i>et al.</i> , 1990)		Sédiments de plate forme, faciès de transition, volcanoclastites subaériens		Domaines de plate forme (Nord), domaine de bassin (Sud)	Plis, charriage, failles normales synchrones, discordance au marges et intra bassins, structures synsédimentaires	Subduction continentale, structures de distension, détachement, soulèvement, basculement charriage	Provient des Unités accréées
-Noguera Zone -Paléozoïque -Sud des Pyrénées centrales (Williams, 1985)	Cônes imbriqués	Largement fluviatile, non marin, boue calcaires, roches volcanique			Empilement d'une séquence antiforme dans la zone axiale (caractéristiques des piggyback), plis asymétriques à vergence nord, sens décollement =sens de vergence des plis	Décollement et détachement, charriage	
-Zagros basin -Paléocène à éocène -Marge nord plaque arabique (Sepehr and Cosgrove, 2004)	Bassin asymétrique	1500 m d'épaisseur, Interdigitation shale-éaporite-sédiments clastiques migration des centres de dépôt, subdivision en deux sous-bassins Variation de faciès Variations de l'épaisseur (subsidence ou discordance majeure) facteur principal : plissement relié à la compression	Dépôts sédimentaires synchrones à l'ouverture du néo océan Tethys au Trias tardif entre l'Arabie et l'Iran Puis évolution en bassin avant pays et de front de faille montagnaise		Plis et failles (pendage 40-50°), structures mineures parallèles aux structures majeures, décrochement tardif	Raccourcissement charriage, décollement, détachement, soulèvement	sources intra bassin et extra bassin (zone de faille de la marge continentale Raccourcissement et soulèvement de la marge continentale sont la source des dépôts clastiques
Groupes de Fig Tree et de Moodies Archéen Tardif Craton Kaapval (de Wit, 1991)	Dépôts asymétriques (<i>Successor-type basins</i>)	Grès immature (siltite, granulations, shales, conglomérats brèches à différents stades de déformation Variation verticale de faciès	Durant la phase de contraction dans le Nord Transvaal : ceinture Pietersburg	Cônes sous-marins-plateau tidal-plaines deltaïques	Schistosité de clivage, linéation d'étirement, failles de charriage + zones de cisaillement, discordance + disconformités	Charriage soulèvement, processus tardifs de décrochement et d'extension	Extra et intra bassin de terrain granitoidique

1.2.2.2- Relation entre tectonisme et sédimentation dans les bassins piggyback

La sédimentation des bassins piggyback est syntectonique (Parish, 1984; Williams, 1985; Roure *et al.*, 1990; Cojan et Renard, 1997; Clift *et al.*, 2004; Luente, 2004; Sepehr et Cosgrove, 2004). La concentration de la déformation dans la zone de collision mène à un soulèvement rapide et l'érosion résulte à l'accumulation d'une énorme charge sédimentaire (Sepehr et Cosgrove, 2004). Le remplissage est cyclique ou séquentiel, les différentes séquences sont séparées par des discordances intra-bassins (Roure *et al.*, 1990; Cojan et Renard, 1997). Selon Cojan et Renard (1997), les discordances majeures dans la série correspondent à des limites de cycles eustatiques. Les discontinuités intraformationnelles, qui y sont communes, témoignent de la déformation pendant la sédimentation; la sédimentation est contrôlée par des régressions marines et par des activités tectoniques continues se manifestant par des failles normales principales, antithétiques et synthétiques (Sepehr et Cosgrove, 2004). Au fur et à mesure que le bassin se développe et se remplit de sédiments, le principal aspect est qu'il devient progressivement de moins en moins profond et les sédiments de plus en plus grossiers (Miall, 1995). Cette dernière caractéristique est l'élément de base pour diagnostiquer l'évolution des dépôts sédimentaires dans les bassins piggyback (Miall, 1995).

La réactivation des failles de socle préexistantes est responsable de la variation des types de sédiments et de leur distribution (Sepehr et Cosgrove, 2004). Selon Cojan et Renard (1997), les sédiments proches du front des nappes sont plissés et peuvent être incorporés dans les nappes ou cannibalisés pour être redéposés dans le bassin. De ce fait, érosions, discordances et *offlaps* sont courants aux fronts des reliefs. Lorsque le taux de sédimentation dépasse celui de la flexure, les milieux de dépôt deviennent de moins en moins profonds. Ainsi la majorité des bassins d'avant pays sont comblées par d'épaisses formations continentales alors que sur les bordures opposées que l'on appelle zone de bombement ou *forebulge*, les dépôts en *onlap* montrent des terminaisons en biseau (figure

1-12). Cette alternance entre sédimentation et tectonisme est la même soutenue par Heward (1978), comme responsable de la succession des séquences positives et négatives.

Cojan et Renard (1997) soutiennent que la composition des sédiments molassiques reflète la nature de la couverture sédimentaire qui est en cours d'érosion. Son évolution au cours du temps permet d'apprécier le décapage des séries et de rendre compte de la remontée en surface de formations géologiques de plus en plus anciennes. La source locale dominante de sédiments dans les bassins matures provient typiquement du terrane adjacent soulevé par la faille de charriage de la plaque chevauchante, mais les volumes significatifs de sédiments peuvent aussi dériver de l'érosion de la plaque descendante (Miall, 1995 **figure 1-13).** Le soulèvement et la migration du bombement périphérique fournissent quelques sédiments, mais l'intérieur cratonique en dessous du soulèvement peut devenir une importante source de sédiments en particulier s'il est recoupé par les structures de socle réactivées.

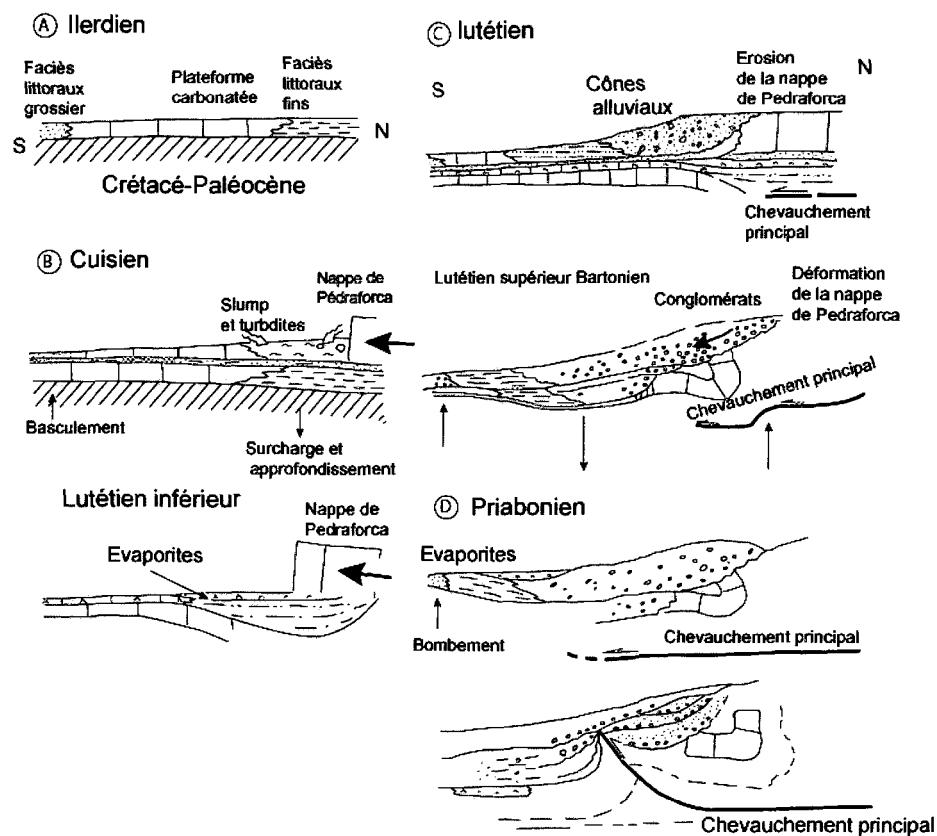


Figure 1-12. Séquence des faciès dans un bassin piggyback d'après Puigdefabregas *et al.* (1986). Coupes schématiques à travers le bassin d'avant-pays sud-pyrénéen montrant les différents stades d'évolution de la série sédimentaire en fonction de la progression de la déformation. A) Sédimentation avant déformation, B) Mise en place de la nappe médiane, C) Mise en place des nappes supérieures D) Mise en place de la nappe inférieure.

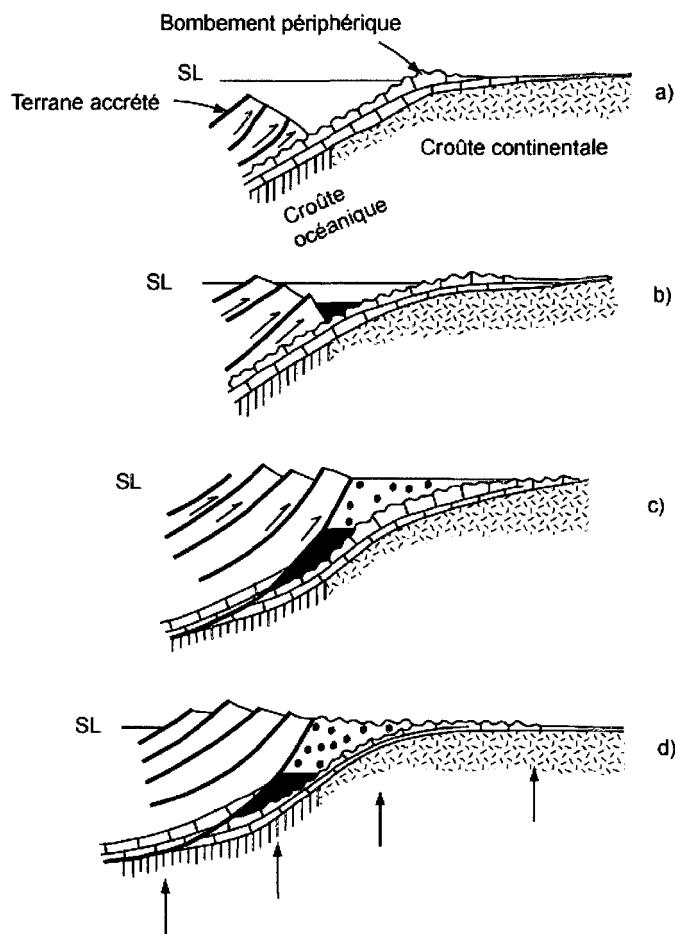


Figure 1-13. Modèle d'accrétion de terrane et développement de succession sédimentaire dans un bassin d'avant pays périphérique. Modifié de Cant et Stockmal (1989) et Miall (1995). a) formation initiale du bassin. b), phase marine profonde. C) phase marine peu profonde. d) Soulèvement et érosion.

1.2.3 – Les bassins d'extension

Bien que traités après les bassins de décrochement et de chevauchement, les bassins d'extension sont probablement les bassins sédimentaires les plus communs. Ils se forment dans un régime d'extension caractérisé par une contrainte principale d'attitude subverticale donc essentiellement relié au poids lithostatique et à la force gravitationnelle. Ceci les distingue des bassins de décrochement et de chevauchement qui sont associés à une contrainte principale subhorizontale.

Deux types de bassins d'extension peuvent être décrits, soit ceux qui se forment dans la partie superficielle de la croûte et qui sont dominés par des failles normales de nature fragile. Ces bassins sont donc pré-orogéniques (avec comme exemple les bassins de rift), une différence notable par rapport aux bassins décrits précédemment qui sont syn-orogéniques. Il y a également des bassins se formant par réajustement gravitationnel post-orogénique suite à l'épaississement crustal engendré par le raccourcissement. L'épaississement crustal dû au plissement et au charriage d'un orogène sous compression entraîne une instabilité gravitationnelle qui est ensuite relayée par effondrement par extension (ou érosion rapide Blewett *et al.*, 2004). Ces bassins se forment en bordure des failles de chevauchement qui sont réactivées en failles normales ou par exhumation de dômes métamorphiques le long de failles de détachement. Les mouvements extensionnels produisent l'exhumation de terrains plus profonds et donc de métamorphisme plus élevé (Coney, 1980; Winter, 2001).

Les rifts sont des bassins en forme de structures étroites et allongées limitées par des failles normales conjuguées, antithétiques désignés sous le nom de grabens (Débelmas et Mascle, 1991). Dans les premiers stades de la phase de rifting d'une lithosphère continentale, les grabens formés se trouvent au dessus du niveau de la mer; des sédiments continentaux et volcaniques s'y accumulent sur des épaisseurs qui peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres (Cojan et Renard, 1997; voir **figure 1-14**).

Les dépôts de rift continental sont caractérisés par des sédiments non marins formés de succession de dépôts grossiers formant un système alluvial court. Les dépôts alluvionnaires sont à fort angle par rapport aux failles de bordure et les dépôts au centre du bassin sont lacustres (Miall, 2002).

Selon Débelmas et Mascle (1991), quand ces structures deviennent d'échelle crustale (avec des longueurs à plusieurs centaines ou milliers de km et des largeurs de plusieurs dizaines de km), des modifications de la croûte et du manteau supérieur se

produisent toujours à leur verticale : dans ce cas, on parle de rifts. L'évolution des bassins de rift est subdivisée en trois phases : i) pré-rift, ii) syn-rift et iii) post-rift. Ces différentes phases sont séparées par des discordances clés ou des discordances complexes (Nøttvedt *et al.*, 1995).

L'origine des rifts est attribuée à des contraintes différentielles qui se développent soit le long de lignes de faiblesse (croûte amincie, anciennes sutures), soit à la faveur de remontées du manteau (Cojan et Renard, 1997). Au stade de rift, sous l'effet d'une distension brutale, la croûte supérieure, rigide, éclate en morceaux séparés par des failles normales (Débelmas et Mascle, 1991). Ces morceaux séparés par des failles forment des blocs qui s'affaissent. En profondeur, la croûte est étirée ductilement, ce qui provoque la remontée du manteau, d'où un fort flux thermique qui réchauffe les bordures du fossé et produit leur soulèvement (stade de l'intumescence thermique). Un volcanisme alcalin se manifeste, alimenté non pas par le manteau supérieur mais par un manteau plus profond d'au moins 100 km.

Les mécanismes d'extension ont été rapportés dans les années 80 par Keen *et al.* (1987) à une modélisation par déformation coaxiale (**figure 1-15a**) qui rend assez bien compte du fonctionnement des marges atlantiques américaines, canadiennes et françaises. L'extension continentale lithosphérique et la formation de bassins ont été attribuées à une déformation coaxiale par McKenzie (1978), déformation non coaxiale par Wernicke (1985) et par couplage déformation coaxiale/déformation non coaxiale Lister *et al.* (1986). Le modèle de déformation coaxiale a été complété par un système de déformation non coaxiale (**figure 1-15b**) pour expliquer la structure de certains bassins notamment celui de la province de Basin and Range aux Etats-Unis par Wernicke (1985).

Ces deux modèles de cisaillement correspondent à une évolution différente des marges (Einsele, 1992; Cojan et Renard, 1997): symétriques pour le cisaillement pur (Badley *et al.*, 1988; Klemperer, 1988) et asymétriques pour le cisaillement simple (Scott et

Rosendhal, 1989). Dans le cas de déformation non coaxiale, sur la marge inférieure, il y a formation de blocs basculés et de demi-grabens au dessus de la zone de détachement. Ceci correspond à la phase classique de rifting au cours de laquelle la zone étirée est soulevée (*rift arch basin*).

Selon Einsele (1992), les zones de rift évoluent le long de linéaments préexistants dans la croûte et peuvent afficher une composante de décrochement substantielle. Mais aussi longtemps que l'extension excède le décrochement, le terme de bassin de rift est communément utilisé (Einsele, 1992).

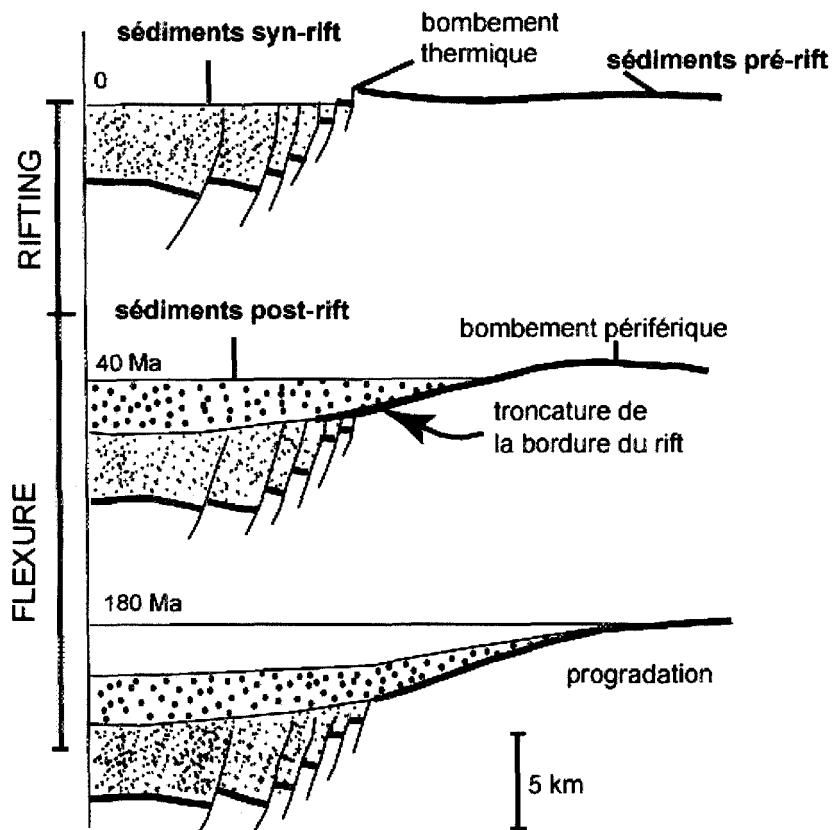


Figure 1-14. Modèle d'évolution de la géométrie d'un bassin d'une marge divergente (exemple du bassin du Longhorn Texas; (Dewey, 1982). Les sédiments pré-rift sont segmentés par le jeu de failles lors du rifting, alors que les sédiments syn-rift comblent les reliefs créés par les blocs basculés.

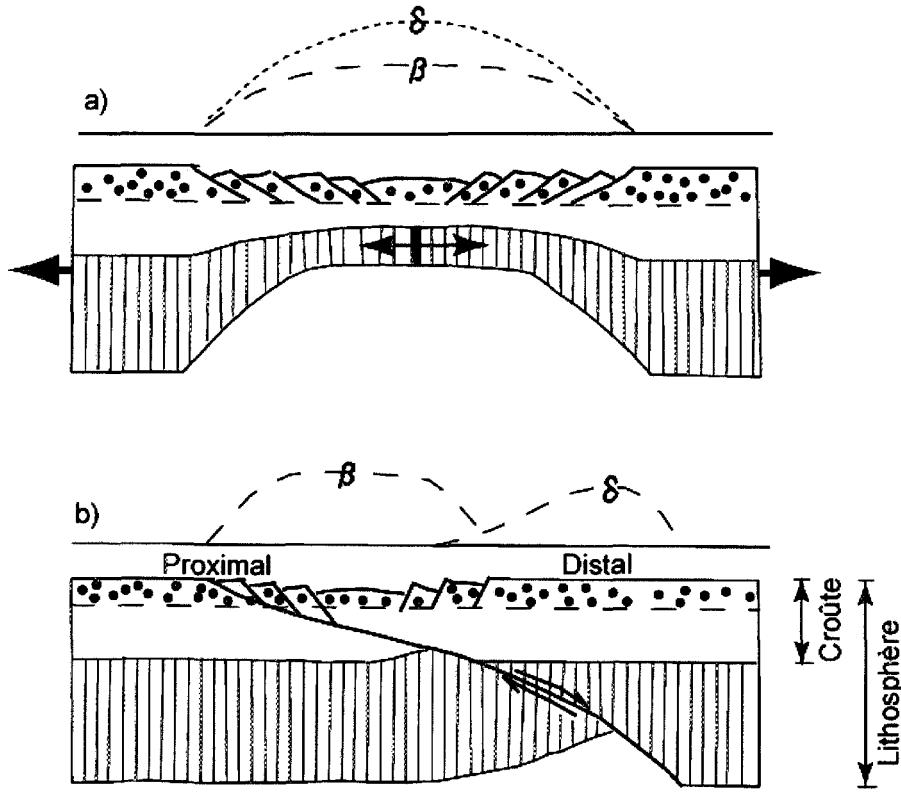


Figure 1-15. Modèle d'extension lithosphérique. A cisaillement pur, B cisaillement simple (Wernicke, 1985; Keen *et al.*, 1987) modifié de Cojan et Renard, (1997). Dans le cas de cisaillement pur, les zones d'étirement de la croûte (β) et de la partie inférieure de la lithosphère (δ) sont superposées, ce qui conduit à une évolution symétrique de la marge alors que dans le cas de cisaillement simple, elles sont décalées

1.2.3.1- Mécanismes d'exhumation des roches

Les premiers accidents extensifs ont été décrits dans la région de Basin and Range dans le Sud-ouest des Etats-Unis. Le changement abrupt du grade métamorphique de part et d'autre de ces accidents extensifs qu'il est convenu d'appeler détachements (Crittenden *et al.*, 1980) indique l'échelle, souvent crustale, des mouvements extensifs qui en sont à l'origine (Wernicke, 1992). Le terme de « *metamorphic core complex* » décrit les dômes métamorphiques exhumés durant un épisode d'extension crustale sous de tels détachements (Coney, 1973; Crittenden *et al.*, 1980). L'extension syn- ou post-orogénique peut créer de grandes zones de cisaillement d'échelle crustale, responsables d'une grande partie de l'exhumation de roches métamorphiques (Crittenden *et al.*, 1980b; Platt, 1986b). Dans ces zones, le compartiment inférieur montre une déformation ductile alors que le compartiment

supérieur subit une déformation cassante (Lister et Davis, 1989). Le dépôt de bassins sédimentaires syn-exhumation (**figure 1-16**) accompagne parfois le jeu normal de détachement (Crittenden *et al.*, 1980a; Wernicke, 1981; Lister et Davis, 1989).

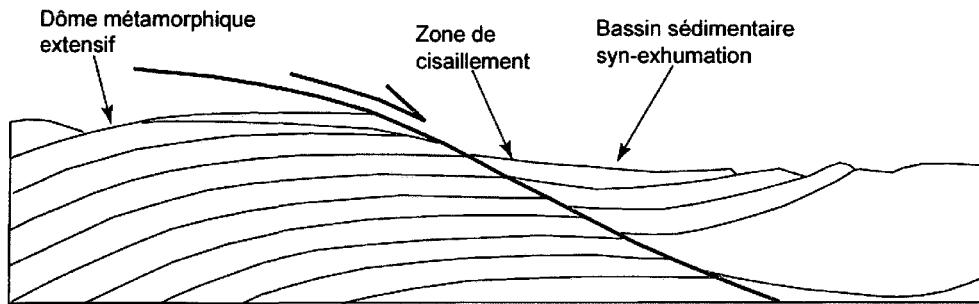


Figure 1-16. Schéma conceptuel d'une zone de cisaillement extensive limitant une unité inférieure métamorphique déformée ductilement et une unité supérieure moins métamorphique portant un bassin sédimentaire formé pendant l'exhumation (Augier, 2004).

L'exhumation résulte de la synergie de la synchronisation entre les failles de charriage et de détachement ; il en résulte une extrusion des roches sédimentaires profondément enfouies à la surface (Clift *et al.*, 2004). C'est le résultat de l'effondrement vers l'océan d'arcs en collision probablement assisté par le *rollback* de la subduction (subduction en sens inverse) dans la nouvelle fosse formée. Ce *rollback* survient après l'inversion de la polarité de la subduction suite à la collision (Clift *et al.*, 2004). Une caractéristique clé de tous les systèmes de failles majeures en détachement est la présence d'un contraste métamorphique significatif, avec des roches de faible grade dans le mur de faille et de grade métamorphique plus élevé au toit de la faille (Clift *et al.*, 2004). Le changement abrupt du grade métamorphique peut être dû à l'action d'une faille d'extension (Swager, 1997). La superposition anormale de terrains montrant un saut de conditions métamorphiques, caractérise l'omission d'une partie des séries stratigraphiques et/ou métamorphiques (Platt, 1986a).

Il existe plusieurs modèles illustrant les mécanismes d'exhumation des roches. Ces modèles peuvent être groupés en modèles d'exhumation en contexte convergent, en modèles de changement du bilan des forces et en modèles d'érosion. Le « Corner-flow » et

le « channel flow » ou chenal de subduction sont deux modèles, proposés pour l'exhumation de roches en contexte syn-orogénique (Platt, 1986, 1993; Ring *et al.*, 1999; Jolivet et Goffé, 2000). Le « channel flow » est proposé dans le contexte de formation de chaînes orogéniques comme l'Himalaya (Searle *et al.*, 2006). Selon Ring *et al.* (1999), les trois mécanismes d'exhumation sont l'érosion, le cisaillement extensif et l'amincissement ductile (**figure 1-17**).

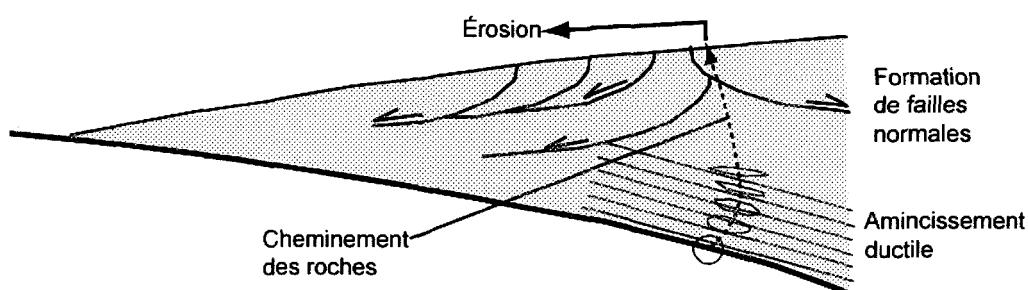


Figure 1-17. Schéma de principe d'une structure de type « prisme d'accrétion » montrant les trois mécanismes d'exhumation: l'amincissement ductile, l'érosion et l'activité des zones de cisaillement extensives (Ring *et al.*, 1999).

Davies et Von Blanckenburg (1995) proposent le modèle de rupture du panneau plongeant (*slab breakoff*). C'est un processus par lequel, une partie de la croûte continentale commence à entrer en subduction après la subduction de la croûte océanique. La différence importante de flottabilité entre les deux types de croûte induit au voisinage de la transition continent-océan un blocage de la subduction et l'accumulation de contraintes extensives. Ainsi, la majorité des collisions continentales débute avec une tentative de subduction de la marge continentale passive qui suit la lithosphère océanique subductée dans la fosse (**figure 1-18a**). A cause de l'épaisseur et de la plus faible densité de sa croûte, la lithosphère continentale flotte et résiste à la subduction, alors que la lithosphère océanique plus dense génère une grande force plongeante. L'effet net est la force en extension agissant dans la zone de transition, dont la magnitude augmente avec l'augmentation de l'ampleur de la subduction (**figure 1-18b**). La force de la plaque subductante diminue avec la continuation de la subduction continentale. Cette diminution est due à la faiblesse de la lithosphère continentale et l'augmentation de la température avec

la profondeur. Si la déformation se localise comme dans le développement d'un mode de rifting étroit, cela continue jusqu' au détachement de la lithosphère océanique à partir de la lithosphère continentale (**figures 1-18b et 1-18c**). La rupture de bloc entraîne une perturbation thermique peu profonde permettant le soulèvement et l'exhumation de roches de haute pression.

L'augmentation du pendage du bloc peu profond après la collision (**figures 1-18c et 1-18d**) entraîne la mise en place des intrusions selon un régime de contrainte compressive ou transpressive. Le « *slab breakoff* » génère un soulèvement car la subsidence dynamique causée par la subduction est stoppée, et le remaniement d'une grande charge entraîne un soulèvement isostatique rapide. Le soulèvement entraîne l'érosion. Il en résulte une augmentation d'altitude favorisant l'érosion et l'effondrement gravitaire.

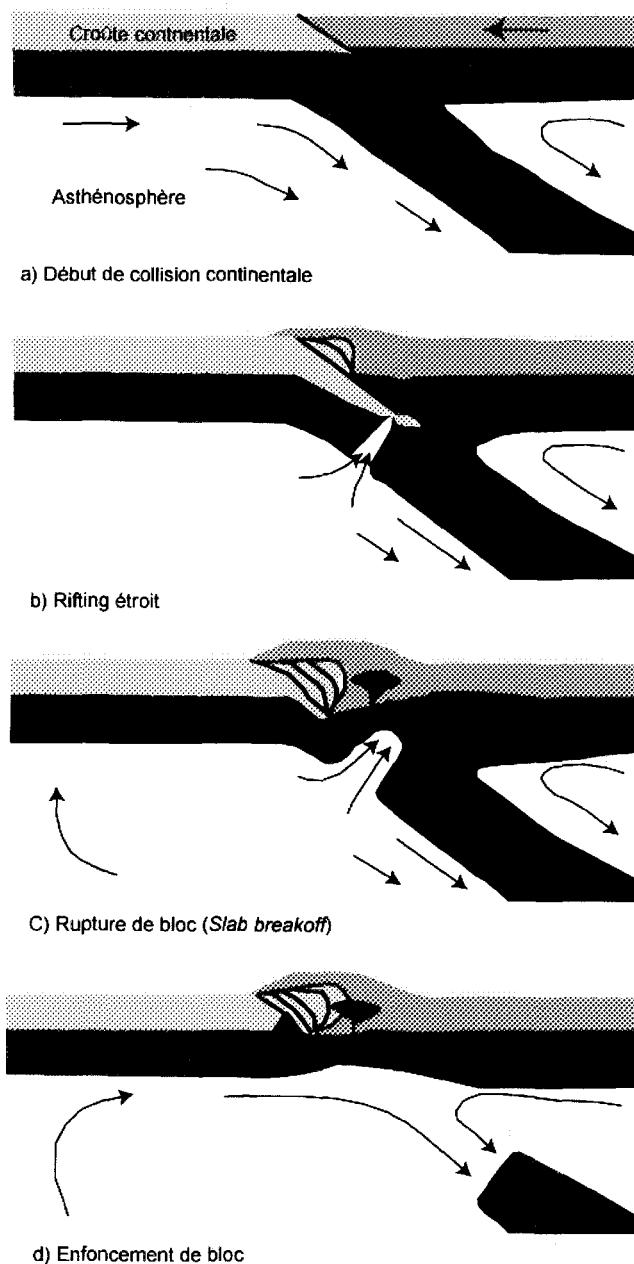


Figure 1-18. Schéma illustrant le principe du modèle de rupture et de détachement du panneau plongeant (slab breakoff) (Davies et von Blanckenburg, 1995) a) début d'une collision continentale. La lithosphère océanique subductant induit un flux dans l'asthénosphère avoisinante. b) le rifting commence avec la montée de l'asthénosphère pour remplir le rift. Il est observé aussi la croûte continentale sous aplatisant la plaque la sus-jacente par effondrement de bloc. C) le rifting étroit procède à la rupture de bloc. L'impact de l'asthénosphère chaude à la base de la lithosphère continentale métasomatisée peut entraîner le magmatisme. La relaxation de la charge entraîne le soulèvement. D) au fur à mesure que le bloc s'enfonce loin, la zone subit d'autres soulèvements et le retour de flux profond se développe, maintenant une température élevée à la base de la lithosphère. L'augmentation de la suture et la propagation vers l'arrière des chevauchements (rétrocharriage) favorise les intrusions dans les roches de la plaque sus-jacente et la plaque enfoncée.

Il est nécessaire de faire la différence entre «*Uplift*» qui désigne une augmentation de l'altitude d'une région d'une part et le mouvement ascendant des roches vers la surface de la terre qui décrit le processus d'exhumation d'autre part (England et Molnar, 1990). Le mécanisme d'exhumation le plus probable est accompagné d'une diminution d'altitude (Platt, 1993). Le soulèvement est généralement post orogénique (Blatt *et al.*, 1980b).

1.2.3.2-Structures de déformation associées aux zones de cisaillement en extension

Les structures observées (Malavieille, 1993) sont :

- i) linéations d'étirement en composante pendage,
- ii) clivages de crénulation en extension,
- iii) boudinage à toutes les échelles,
- iv) objets tournés par le cisaillement simple,
- v) plis en fourreau dans les zones de forte déformation cisaillante,
- vi) plis serrés se développant dans les lithologies contrastées au cours des derniers stades de la déformation ductile, et remaniant la foliation mylonitique,
- vii) stries indiquant le sens de cisaillement sur le plan de glissement du détachement,
- viii) cataclasite,
- ix) galets striés, étirés et/ou fracturés,
- x) décollement à faible pendage dans les lithologies peu compétentes,
- xi) failles normales à fort pendage,
- xii) failles syn-sédimentaires dans les sédiments non compactés,
- xiii) plis gravitaires affectant la couverture du bassin

Selon Harris *et al.* (2002), les plis peuvent se former à l'intérieur et au dessus des zones de cisaillement à composante de mouvement normal qui se développent dans des environnements en extension. Les plis précoces sont replissés durant le réajustement isostatique lors de l'amincissement crustale. Les roches de la croûte ductile sont exhumées

et remaniées par des fabriques plus ductiles. Lors de l'effondrement orogénique qui suit l'épaississement crustal, les foliations à faible pendage dans les terrains gneissiques de haut grade se développent comme le résultat d'un raccourcissement vertical.

1.2.3.3-Exemples de bassins en extension anciens et récents

Le **tableau 1-4** est une synthèse des caractéristiques de quelques bassins d'extension, anciens et récents. Il montre que les bassins en extension sont situés en marge de failles ou de discordances qui reposent sur des roches métamorphiques (Ersoy *et al.*, 2010), ou des roches vertes (Blewett *et al.*, 2004). Ils sont caractérisés par une sédimentation influencée par le tectonisme (Seranne et Seguret, 1987; Blewett *et al.*, 2004; Ersoy *et al.*, 2010) dont l'épaisseur des dépôts contraste avec la profondeur (Seranne et Seguret, 1987). Les dépôts s'organisent en cycles positifs et négatifs (Seranne et Seguret, 1987) ou en cycles positifs (Blewett *et al.*, 2004; Ersoy *et al.*, 2010). La source des sédiments est parallèle à l'axe du bassin (Blewett *et al.*, 2004). Les conglomérats sont constitués de rares fragments intra-bassins et de fragments extra-bassins (Seranne et Seguret, 1987). Blewett *et al.* 2004 et Ersoy *et al.* 2010 supposent une origine extra-bassin des fragments provenant de socles métamorphique (Ersoy *et al.* 2010) ou granitique (Blewett *et al.* 2004). Ces bassins sont caractérisés par un approfondissement rapide dû à l'effondrement ou à l'extension (Blewett *et al.* 2004).

Tableau 1-4. Architectures et caractéristiques des dépôts sédimentaires de bassins d'extension anciens et récents (Seranne et Seguret, 1987; Blewett et al., 2004; Ersøy et al., 2010).

Hornelen	Kwamshesten	Hasteinen	Solund	Bassin de Selendi	Bassin de Pig Well-Yilgangi
				<ul style="list-style-type: none"> →Groupe de Hacebekir →Deux Formations qui interdigencent 1) Formation de Kürtköyü 2) Formation de Yeniköy 	<ul style="list-style-type: none"> →Groupe d'Inay repose en discordance sur les roches métamorphiques de Menderes. →Litage proche de l'horizontale. →Séquence positive (<i>fining-upward sequences</i>). →Intercalés à deux unités de roches volcaniques. →Epaisseur variable de 400 m à 45 et 70 m 1) Formation d'Ahmetler 2) Formation d'Ulubey
<ul style="list-style-type: none"> →Dépôts proximaux : dépôts de cône alluvionnaire →Dépôts distaux : d'alluvions lacustres. Grès dans l'axe du bassin. Les deux types de dépôts s'organisent en cycles positifs et négatifs d'épaisseur allant de 50 à 200 m →Sédimentation contrôlée par le tectonisme 	<ul style="list-style-type: none"> →Conglomérats mal triés et non granoclassés →Grès grossiers à bloc →Dépôts en cône alluvionnaire et de ruisseaux inondés →Rares fragments d'origine intra-bassin (remaniement de faciès fins distaux) →Fragments extrabassins provenant de socle métamorphiques 	<ul style="list-style-type: none"> →Formation de Kürtköyü Miocène précoce →Conglomérats à la base, mal triés avec fragments de taille variable. →Le bassin Usak-Güre commence avec congolomérats moyennement triés. →Formation de Yeniköy Miocène précoce →Grès turbiditiques grossiers à la base et non granoclassés intercalés localement à de la boue, des argiles et des lentilles de limon. →Contact sur les roches métamorphiques de Menderes est une faille normale à faible angle (pendage 20-35°). →Intercalé avec le Egretildag volcanique d'âge miocène précoce (dômes dacito-rhyolitique et roches pyroclastiques variées). →Lamproite d'âge miocène précoce (petit volume de coulées de laves qui interdigencent avec la Formation de Yeniköy). 		<ul style="list-style-type: none"> →Formation d'Ahmetler miocène moyen →Conglomérats de base avec fragments provenant du socle métamorphique. →Grès fluviatiles à stratification entrecroisée en auges alternant avec des silts. →Horizons d'argiles vertes. →Formation d'Ulubey miocène moyen →Dépôts horizontaux dominés par des carbonates lacustres intercalés à des dépôts horizontaux de retombées. →Intercalation avec des coulées de laves basaltiques de cendre. 	<ul style="list-style-type: none"> →Jusqu'à 8 km de large →Roche dominante est conglomerat polymictique déposé comme cône alluvionnaire dans un graben →Fragments de granitoïdes de diamètre atteignant 2 m provenant de granitoïdes adjacents. Matrice de quartz et feldspath. →Source des sédiments parallèles à l'axe du bassin →Intercalé à des : -Grain (grit) riche en quartz -Grain (grit) à galet ou caillouteux -Grès lithiques -Arkose et argiles noires →Dépôts rapides d'environnement de haute énergie →Discordance et faille sur la marge est, contact cisaillé sur la marge ouest. Repose sur des roches vertes. →Effondrement de l'orogène D_{2a} durant une compression E-W. →Bassin tardif sédiments siliclastiques. →Soulèvement du dôme granitique. ►Corrélation avec les autres bassins de EGP (Eastern Goldfields Province). Ce sont les bassins de Kurrawang, Merougil, Penny Dam et Jones Creek →Reposent en discordance sur les séquences de roches vertes. →Généralement montrent une séquence positive (<i>Fining-upward sequences</i>). L'extension peut résulter en la formation des bassins tardifs (<i>late basins</i> <i>fining-up sequences</i>, Henson et al., 2004). →Turbidites d'eau plus profonde préservés dans la partie la plus épaisse et la plus jeune du bassin. →Discordance à la base du bassin Kurrawang implique un soulèvement subaérien significatif. →Bassin turbiditique implique une rapide chute (Krapéz et al., 2000). →Approfondissement rapide du bassin suggère un effondrement ou une extension D_{2E} du socle (séquence de Kalgoorlie).
<ul style="list-style-type: none"> →L'épaisseur des dépôts contraste avec la profondeur des bassins →Sédimentation synchrone au tectonisme 					
Seranne et Seguret (1987)		Ersøy et al. (2010)			Blewett et al. 2004

Les bassins d'arrières arc en extension (Marsaglia, 1995) ou les bassins de décrochement (Crowel, 1979) sont caractérisés par une séquence positive des dépôts sédimentaires (*fining-upward*). Ceci les différencie des bassins d'avant pays ou foreland basins qui sont caractérisés par un *coarsening-upward* dû à la propagation de l'arrière pays dans l'avant pays (Blewett *et al.*, 2004).

1.2.4– Les bassins des fonds océaniques

La plus grande partie du fond des océans est faite des plaines abyssales, à 5000 m de profondeur en moyenne. Ce sont d'immenses surfaces presque planes dont la géophysique montre qu'elles représentent le toit de la croûte océanique non perturbée, ensevelie sous une couche de sédiments pélagiques en général peu épaisse (Débelmas et Mascle, 1991).

Dans un contexte de convergence, des masses importantes de sédiments venant à la fois de la plaque chevauchante (sédiments détritiques et volcanoclastiques) et de la plaque subductée (pelagites, hémpelagites) peuvent former un complexe tectono-sédimentaire dit prisme d'accrétion ou arc sédimentaire (**figure 1-19**) constitué d'une série de lames empilées en éventail (Mascle, 1989 *in* Cojan et Renard, 1997).

Selon Cojan et Renard (1997), toutes les zones de subduction ne présentent pas systématiquement des prismes d'accrétion, leur localisation est classiquement rapportée à l'angle du plan de subduction (pendage faible lié à une plaque plongeante jeune donc constituée de lithosphère peu épaisse, subduction adjacente au continent, fortes contraintes compressives). Le contrôle est en fait beaucoup plus complexe car il dépend aussi de la quantité de sédiments disponibles qui peuvent être d'origine continentale ou océanique.

Dans le premier cas, le bilan sédimentaire est directement commandé par les apports continentaux. Dans le second cas, l'âge de la croûte océanique (donc l'épaisseur sédimentaire), la vitesse de la convergence et de la productivité régnant au dessus de la plaque plongeante interviennent directement sur l'épaisseur des sédiments susceptibles de

participer par raclage (*offscraping*), à la construction du prisme. Le prisme d'accrétion peut constituer une simple pente depuis l'arc volcanique jusqu'à la fosse (*sloped forearc* : arcs des Mariannes et des Tongas) ou être subdivisé en fosse externe, ride externe et bassin d'avant-arc (*forearc basin*). La **figure 1-19** montre qu'en fonction du substratum (présence ou non d'une lame de croûte océanique) le bassin d'avant-arc est qualifié de résiduel (**figure 1-19 a)**, de composite (**figure 1-19 b**), ou de construit (**figure 1-19 c**).

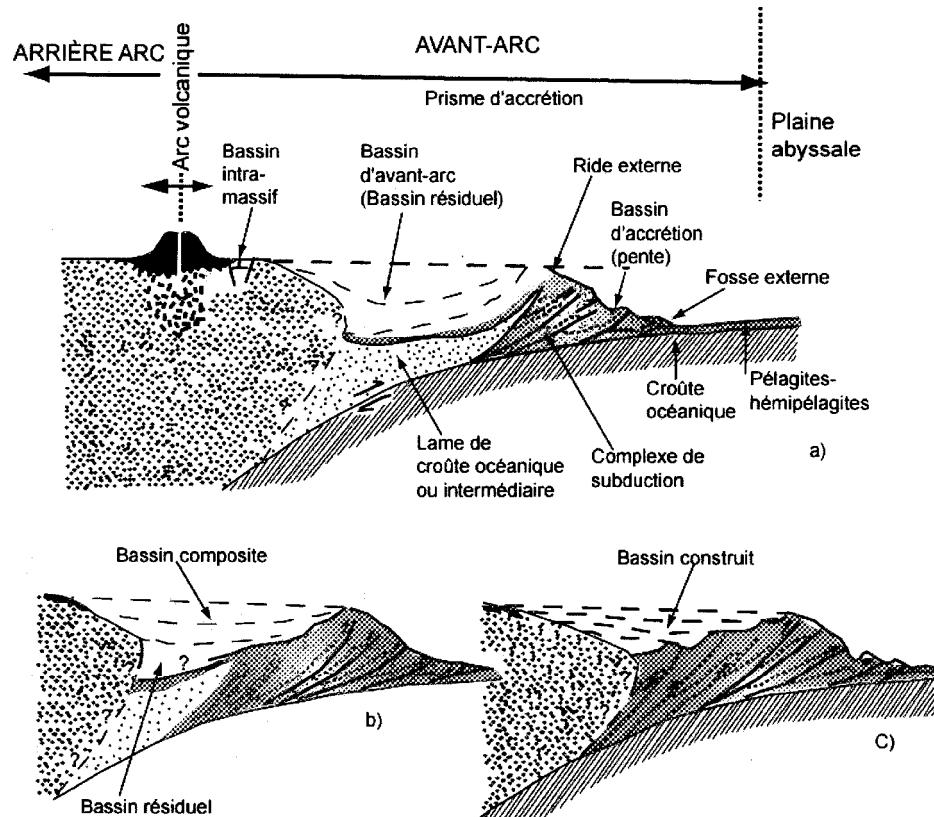


Figure 1-19. Schéma d'un prisme d'accrétion d'après Seely et Dickinson (1977), modifié de Cojan et Renard (1997). Le complexe de subduction est une zone de surrection (par empilement des lames chevauchantes successives), le bassin d'avant-arc est une zone subsidente ou semi-stable, l'arc est le siège d'une surrection généralisée mais des blocs peuvent être subsidents. Le bassin d'avant-arc est rempli par des sédiments dont les faciès vont du marin profond au non marin, il peut se développer sur une lame de croûte océanique ou intermédiaire. a) : bassin résiduel). Il peut aussi reposer à la fois sur cette lame et sur le complexe de subduction (b) : bassin composite ou se former sur le complexe de subduction et le soubassement de l'arc (c) : bassin construit. Le complexe de subduction est une zone de surrection (par empilement des lames chevauchantes successives). Le bassin d'avant arc est une zone subsidente ou semi stable. L'arc est le siège d'une surrection généralisée mais des blocs peuvent être subsidents.

1.2.5– Les bassins intra-arc

Les modèles tectoniques des basins d'avant et arrière arc reliés aux marges convergentes décrivent généralement l'arc proprement dit comme structuralement statique (Smith, 1988). Cependant selon Smith (1988), les tectoniques intra-arc non seulement contrôlent la distribution et la pétrologie des magmas extrusifs et plutoniques mais génèrent aussi des bassins le long de l'axe magmatique. Le retrait magmatique et le chargement crustal par les édifices volcaniques contribuent à la subsidence, mais la majorité des bassins intra-arc sont des grabens ou semi-grabens indicateurs d'extension. Les grabens sont isolés ou continus le long des segments de l'arc. La **figure 1-20** est un bel exemple de bassin intra-arc dans l'histoire des chaînes pacifiques d'Amérique du Nord.

Selon Smith (1988), plusieurs scénarios peuvent initier l'extension et la subsidence d'un arc crustal affaibli et aminci, mais la transtension reliée à une convergence oblique a contribué à la formation des bassins intra-arcs les plus modernes. Deux basins intra-arc (le Chingpu d'âge pliocène et le Chengkung d'âge Pléistocène) se sont développés durant la collision oblique entre l'arc volcanique de Luzon et le continent asiatique ayant conduit à la formation du Coastal Range à l'Est de Taiwan (Huang *et al.*, 1995).

Les bassins intra-arc sont communs aux arcs océaniques et continentaux et reflètent la déformation en extension du massif igné de l'arc et communément situé le long du sommet ou de la crête d'un arc insulaire (Geist *et al.*, 1987).

Amlia et Amukta sont deux exemples de bassins intra-arc de la ride aléoutienne (Aleutian Ridge) décrits par Geist *et al.* (1987). Ce sont des grabens remplis de sédiments dérivés d'arc d'une épaisseur de 2-5 km avec des strates déformées par un système complexe de failles normales.

Bien que les dépôts initiaux soient non marins à l'origine, au Miocène tardif, au Pliocène précoce, la majorité du remplissage du bassin consiste à des débris pélagiques et

hémipelagiques et des dépôts de turbidites dérivés de l'érosion des zones à la base de l'action de vagues et subaériennes des crêtes de l'arc. Le volcanisme cénozoïque tardif le long de l'arc ayant débuté durant ou tout de suite après la subsidence initiale a considérablement contribué au dépôt actif des bassins d'Amlia et d'Amukta.

Les pièges de sédiments des bassins intra-arc peuvent priver les bassins d'arc adjacents de leur détritus volcanoclastiques grossiers (Smith, 1988): ainsi i) les bassins intra-arcs terrestres accueillent des sections épaisses de sédiments volcaniques et volcanoclastiques incluant des séquences lacustres ; ii) les bassins intra-arc marins incluent des côtes limitantes de carbonates, (*bounding carbonate shelves*), des cônes et des plateaux sous-marins marginaux et intra-bassinaux locaux et des bassins de plaines recevant des sédiments pélagiques et hémipelagiques.

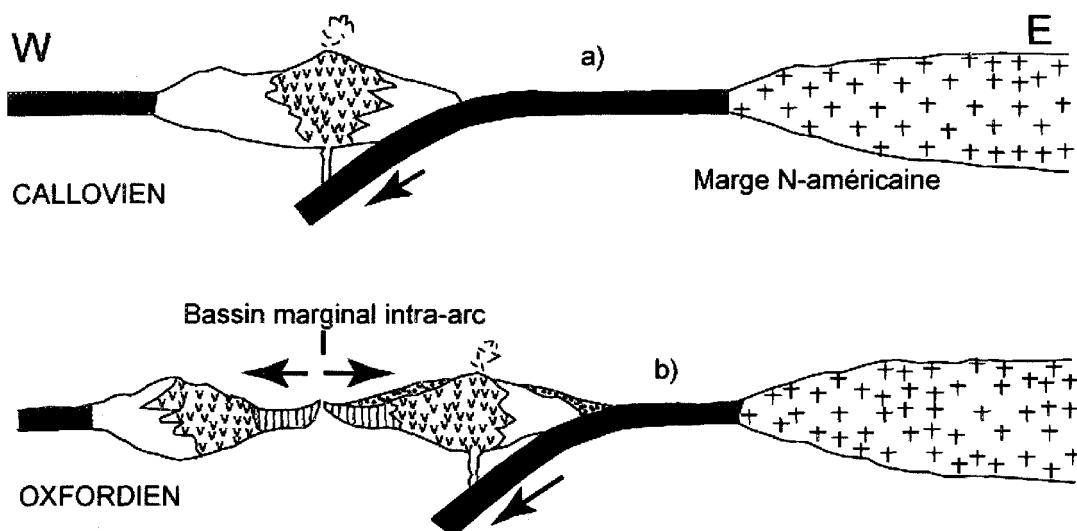


Figure 1-20. Formation de bassin intra-arc durant la deuxième phase durant l'orogenèse névadienne extrait de Lagabrielle (1987) in Débelmas et Mascle (1991).

1.2.6– Les bassins de marges continentales

Lorsque deux plaques divergentes sont séparées par un centre d'expansion créant une nouvelle croûte océanique, un système de rift évolue en bassin de marge continentale (Einsele, 1992). Selon Einsele (1992), l'extension crustale et le rifting sont suivies par un drifting, mais la subsidence de la croûte continentale amincie en forme de prisme continu, est due au refroidissement de la lithosphère et à l'augmentation de la charge de sédiments. Débelmas et Mascle (1991) soutiennent que deux éléments fondamentaux sont toujours présents, que l'on ait une véritable marge continentale ou une guirlande insulaire ; les deux éléments fondamentaux sont la fosse sous-marine (*trench*), point de départ de la zone de subduction et un arc volcanique. Ces deux éléments sont parfois séparés par un prisme d'accrétion (l'arc sédimentaire) et un bassin avant-arc. En arrière de l'arc, les structures observables dépendent du régime distensif ou compressif auquel est soumise la marge en question (**figure 1-21**).

La largeur des bassins de marge continentale est principalement fonction de la croûte continentale soumise au rifting avant le drifting. Les bassins circum-Atlantique sont larges entre 200 et 300 km, mais certains sont considérablement plus larges ou plus minces. Dans la majorité des cas, la présente bordure de plateau continental ou la base de la pente correspond approximativement à la frontière entre la croûte continentale subsidée et la croûte océanique.

Les successions de marges dominées par des sédiments siliclastiques forment des corps en forme de prisme. Les dépocentres tendent à migrer vers le bassin avec le temps. Les deltas progradant peuvent construire des bordures de plateau et des pentes au-delà de la frontière crustale continent-océan.

Les sédiments de pente affichent des failles de croissance, des structures d'effondrement et des diapirs de boue.

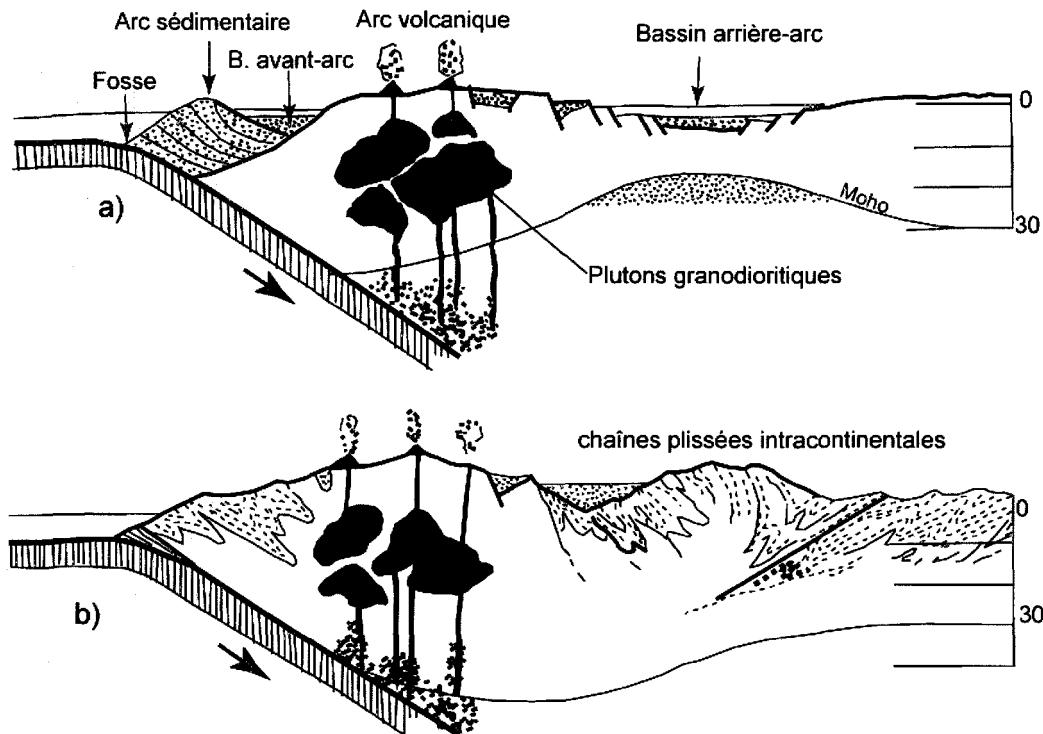


Figure 1-21. Coupe théorique d'une marge active (Débelmas et Mascle, 1991). En a) en régime de distension (marge de type est-asiatique). Coupe inspirée de l'arc indonésien. En b) en régime de compression (marge de type ouest-américain). Coupe inspirée des Andes péruviennes.

1.2.7– Synthèse

La majeure partie des sédiments clastiques existants sont globalement stockés dans des zones de rifts (Einsele, 1992) et dans des bassins intracratoniques sur des marges continentales passives et sur des mers marginales épicontinentales, sur des bassins d'avant pays et côtiers (Débelmas et Mascle, 1991; Einsele, 1992; Cojan et Renard, 1997).

L'évolution des bassins est un sujet très complexe et interdisciplinaire en sciences de la Terre dont l'étude nécessite de faire intervenir la géophysique, la géologie structurale, la stratigraphie, la géologie sédimentaire et la géologie du pétrole (Einsele, 1992). C'est pourquoi selon Einsele (1992), il est très difficile de décrire de façon adéquate l'évolution de certains bassins et d'en faire une classification idéale. Les bassins situés aux limites de

plaques présentent chacun un agencement typique de faciès de dépôts et une géométrie particulière. Certains paramètres semblent cependant être les plus importants ; il s'agit du style structural et du mécanisme de remplissage du bassin.

Selon Cojan et Renard (1997), l'évolution des bassins c'est-à-dire la géométrie, le régime de subsidence, la bathymétrie et la proximité des reliefs est contrôlée par le régime de contraintes, la nature et l'histoire de la plaque lithosphérique sur laquelle se développe le bassin (zones sources) et par la position latitudinale de celle-ci (climat et régime d'altération). Cojan et Renard (1997) suggèrent de tenter d'établir une classification des bassins simplificatrice et permettant d'inscrire les systèmes de dépôt dans leur contexte tectonique. Cette classification repose sur trois critères :

- 1) la nature de la lithosphère sur laquelle le bassin se trouve ;
- 2) la position du bassin par rapport aux frontières de plaques ; et
- 3) le type d'interaction entre les plaques au cours de la sédimentation lorsque le bassin se trouve au voisinage des bordures.

Chacun de ces critères peut varier au cours du temps, ce qui explique par exemple la juxtaposition de bassins d'origines différentes dans les orogènes.

1.3- Problématique spécifique

Le bassin sédimentaire de Granada, d'âge archéen, est situé dans la ZVS (Chown *et al.* 1992) de la Sous-province d'Abitibi. Il correspond à la Formation de Granada au sein du Groupe de Timiskaming (Dimroth *et al.*, 1982). La Formation de Granada est située en marge d'une faille majeure de la Sous-province d'Abitibi soit la Zone de faille de Cadillac

Larder Lake (ZFCLL¹) qui représente la limite nord du bassin. Globalement, la Formation de Granada représente l'interface entre les sous-provinces d'Abitibi et de Pontiac. L'étude de ce bassin sédimentaire est donc particulièrement importante pour préciser et définir l'évolution structurale de la Sous-province d'Abitibi.

Le bassin de Granada est spatialement localisé au contact entre le Groupe de Pontiac au sud et les Groupes de Cadillac et de Blake River respectivement d'origine sédimentaire et volcanique au nord. Les relations entre ces unités ont fait l'objet de plusieurs interprétations impliquant des contacts de failles, des discordances ou des contacts conformes (Goulet, 1978; Rocheleau, 1980; Dimroth *et al.*, 1982; Hubert *et al.*, 1984). De plus, le Groupe de Piché, constitue une autre unité aux relations ambiguës avec la Formation de Granada. Le Groupe de Piché est une unité spatialement associée à la ZFCLL et décrite dans la littérature comme étant constituée essentiellement de laves komatiitiques et un peu de basalte dans le secteur de Malartic (Trudel et Sauvé, 1992). Dans le secteur de Cadillac, les unités volcaniques ultramafiques associées avec la minéralisation aurifères au gisement Lapa, sont des schistes à quartz, carbonate, biotite et talc illustrant des textures mylonitiques et ayant probablement subi plusieurs épisodes de déformation (Latulippe, 1976; Trudel *et al.*, 1992). Dans le secteur de Cadillac, l'unité associée au Groupe de Piché est essentiellement volcanique à volcanoclastique avec des laves mafiques aphanitiques et bréchiques à dominance ultramafique. L'unité marque le contact entre les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac au Nord, et celles du Groupe de Pontiac au Sud (Landry, 1991). Dans le secteur de Rouyn-Noranda, l'unité associée au Groupe de Piché est en contact avec le bassin de Granada soit directement dans la ZFCLL passant dans le secteur de la mine Astoria. Ce secteur a été cartographié par Gauthier (1986).

Le contexte général du bassin de Granada a été décrit par Dimroth *et al.* (1982) comme s'étant formé le long d'une faille normale pentée vers le sud avec des roches

¹ Aussi désignée dans le texte comme simplement Faille de Cadillac.

sources venant des terrains volcaniques du Nord. Cette signature n'est pas celle reconnue pour la faille de Cadillac qui est pentée plutôt vers le Nord (Daigneault *et al.*, 2002).

Le contexte peut également s'apparenter à celui du bassin de Duparquet décrit par Mueller *et al.*, (1991) comme un bassin *pull-apart* ayant été généré par un décrochement dextre le long de la Zone de faille Destor Porcupine Manneville (ZFDPM). L'hypothèse donc d'un bassin *pull-apart* pour le bassin de Granada a également été proposée (Daigneault *et al.*, 2002).

Il est également possible que le bassin de Granada ait été généré au front d'un chevauchement représenté par la faille de Cadillac à l'image des bassins de type *piggyback* précédemment décrits. L'empreinte structurale de la Formation de Granada et la présence du synclinal de Granada, un pli déversé vers le sud, sont compatibles avec un mouvement en chevauchement le long de la faille de Cadillac (Daigneault *et al.*, 2002).

Une dernière possibilité serait que le bassin ait été généré lors d'une exhumation tardi-orogénique le long de la faille de Cadillac. Une composante tardive de mouvement en extension est reconnue le long de la ZFCLL (Daigneault *et al.*, 2002) et pourrait expliquer l'exhumation de terrain de métamorphisme plus élevé au Sud soit donc dans le Pontiac.

Toutes ces possibilités se doivent d'être analysées et comparées. Mais plusieurs questions concernant le bassin de Granada se doivent d'être d'abord posées, parmi lesquelles :

- (1) Quelle était l'architecture du bassin sédimentaire de Granada ?
- (2) Quels sont les mécanismes impliqués dans la genèse et l'évolution du bassin?
- (3) Quelles sont les roches sources? et où se localise le ou les centre(s) de dépôt
- (4) À quel moment de l'évolution géologique s'est formé le bassin : pré-orogénique, syn-orogénique ou post-orogénique ?

- (5) Quelles sont les relations entre le bassin de Granada et les autres unités ? et plus particulièrement avec le Pontiac interprété comme une séquence de flysch pouvant refléter un prisme accrétionnaire (Card, 1990).

Mise à part l'intérêt scientifique de l'analyse des processus sédimentaires et tectoniques, l'étude du bassin de Granada comporte plusieurs implications pratiques pour l'exploration minière. De manière générale, les zones de cisaillement exposées à la surface des ceintures de roches vertes sont connues comme ayant expérimenté des ratios fluides/roches très élevés (de Wit et Ashwal, 1997), un contexte favorable à la minéralisation aurifère. De manière plus spécifique, les bassins sédimentaires de type Timiskaming représentent l'expression de mouvement crustaux significatifs en bordure de failles favorables à l'acheminement de fluides hydrothermaux pouvant être porteur de minéralisations aurifères (Robert *et al.*, 2005). Le potentiel économique des bassins de type Timiskaming est donc d'une grande importance car ils sont spatialement associés à des failles et des stocks de porphyres syénitiques pouvant contenir des minéralisations aurifères (Thomson, 1950; Graham, 1954; Mueller *et al.*, 1994b; Peschler *et al.*, 2006). Les différents événements de formation et de déformation au sein du bassin permettent de définir un cadre chronologique servant à contraindre l'événement ou les événements de minéralisations aurifères.

Le terme flysch est utilisé dans cette thèse comme désignant des formations de roches sédimentaires détritiques syn-orogéniques répétées constituées de grès passant vers le sommet à des argilites déposés en milieu marin profond. Dans le même ordre d'idées, le terme molasse désigne des formations de roches sédimentaires détritiques syn-orogéniques, qui s'accumule dans des bassins périphériques d'une chaîne de montagne. Les flyschs et les molasses dérivent de l'érosion d'une chaîne de montagne en cours de surrection.

1.4- Objectifs

1.4.1- Objectif général

Le travail a pour objectif principal de déterminer l'environnement géodynamique associé à l'ouverture, au remplissage et à l'évolution du bassin de Granada et en déduire son impact sur l'évolution tectonique de la Sous-province d'Abitibi. L'étude vise également à tester différentes hypothèses pour la mise en place du bassin.

1.4.2-Objectifs spécifiques

L'objectif général n'est atteint que si certains objectifs spécifiques relatifs à la sédimentologie physique et à l'évolution structurale sont atteints. Ces objectifs spécifiques sont:

- préciser la géométrie du bassin de Granada en réévaluant les limites entre les Groupes de Pontiac, de Timiskaming et de Cadillac ;
- identifier les lithofaciès du bassin de Granada, déterminer les processus impliqués dans la sédimentation, et proposer un modèle de dépôt ;
- définir les relations entre la sédimentation et le tectonisme;
- déterminer la signature structurale de la zone et l'impact de la déformation sur les dépôts ;
- interpréter l'histoire géologique et intégrer les résultats dans le cadre géologique général de la Sous-province d'Abitibi.

1.5- Méthodologie

Une étude bibliographique sur les bassins sédimentaires anciens et récents provenant de différents contextes tectoniques et une revue des travaux antérieurs portant sur la zone ont permis une meilleure orientation des axes de recherche. L'analyse des bassins sédimentaires nécessite des applications sédimentologiques, stratigraphiques et des principes de géologie structurale pour développer une compréhension complète des roches qui les remplissent et utiliser cette information pour la reconstitution de l'histoire

sédimentologique et structurale (Boggs, 1995). L'évaluation sédimentologique moderne (Eriksson *et al.*, 1998) des processus sédimentaires est maintenant orientée vers les contrôles tectoniques (Mueller *et al.*, 1994b), volcaniques (Mueller et Corcoran, 1998), climatiques (Corcoran *et al.*, 1998; Martins-Neto *et al.*, 2001) et eustatiques (Martins-Neto *et al.*, 2001), d'où l'intérêt de bien connaître les relations entre ces facteurs allocycliques et la sédimentation. La définition du bassin de Granada doit s'appuyer sur un modèle sédimentaire, une succession stratigraphique et sur le mécanisme de remplissage comme le recommande Nilsen et Sylvester (1995), car à l'image des bassins en marge de faille, il renferme des structures de longue durée de vie.

La méthodologie a fait intervenir de la cartographie détaillée de terrain, de l'analyse sédimentologique des lithofaciès volcano-sédimentaires, des analyses pétrographiques, géochimiques et structurales.

1.5.1- Sédimentologie physique

L'analyse sédimentologique est basée essentiellement sur l'analyse de faciès. La reconnaissance des faciès (lit par lit), et des mécanismes de leur mise en place permet de déduire le modèle de dépôt. La description des roches sédimentaires permet de reconnaître des faciès, définir des milieux de sédimentation, préciser la répartition de ces milieux dans le temps et dans l'espace (relations entre faciès) et d'interpréter la paléogéographie. L'interprétation qui s'ensuit permet de reconstituer l'histoire sédimentologique par comparaison avec les modèles déjà établis en guise de norme en tenant compte des caractéristiques propres au bassin de Granada et des relations entre faciès. Les paramètres dont nous avons tenu compte sur le terrain sont : i) l'épaisseur des lits, leur constance et leur continuité latérale, ii) la granulométrie, iii) les structures sédimentaires. L'intégration de tous ces paramètres permet de déterminer l'environnement et la paléogéographie au moment de la sédimentation.

Les colonnes stratigraphiques érigées à travers la Formation de Granada permettent d'établir à partir d'une analyse séquentielle, la succession des faciès, les relations lithostructurales entre les différents faciès, de faire des corrélations entre différents secteurs du bassin et de déterminer leurs variations verticales et latérales de faciès. Cela permet également de déduire les phénomènes dynamiques et allocycliques impliqués dans la sédimentation. La corrélation entre les séquences permet de localiser les lacunes stratigraphiques interprétées comme discordances intra-bassins entre les différentes lithologies, de définir les relations génétiques et chronostratigraphiques.

Pour délimiter le bassin de Granada, les zones de contacts sont ciblées et cartographiées en détails afin de localiser et de redéfinir la nature des contacts (failles, discordance, ou contact transitionnel ou érosif). La cartographie du bassin et de ses encaissants a couvert un secteur de 17 km d'Ouest en Est sur 3 km du Nord au Sud en moyenne. Des cartes détaillées au 1/10, au 1/100 ou au 1/200 ont été réalisées sur les secteurs jugés critiques.

Pour étudier les variations de faciès dans les conglomérats, nous les avons classés en fonction de la variation de la taille des fragments. L'utilisation de la taille des fragments de conglomérats est très pratique car leur variation peut exprimer une influence du tectonisme sur la sédimentation (Rust et Koster, 1984; Mueller *et al.*, 2002). L'analyse est effectuée verticalement et latéralement d'affleurement en affleurement. La classification est basée sur le calcul de la dimension moyenne sur dix fragments dans chaque affleurement visités. En tenant compte de la déformation la dimension moyenne est basée sur le grand axe et le petit axe. Cette méthode a été utilisée par (Mueller *et al.*, 2002). On calcule la moyenne des dix cailloux les plus grossiers : (grand axe + petit axe) sur 2 = D. Par exemple pour un fragment mesurant 20 cm de grand axe et 8 cm de petit axe, $D = (20+8)/2 = 14$ cm. Un fragment de 30 cm/16 cm a un D de 23 cm; enfin un fragment de 40 cm/12 cm a un D de 26 cm ou supérieur à 26 cm sont mis dans la même classe. Ensuite la moyenne dans un affleurement est égale à la somme des D divisée par 10. Cette méthode a été utilisée par

Turner et Walker (1973), Hyde (1978), Rocheleau (1980). Dans ce travail, les moyennes des D sont classées en trois intervalles adaptés aux trois sortes de classe de conglomérats observées

- i) les conglomérats avec un diamètre moyen (grand axe + petit Axe /2) inférieur à 15 cm,
- ii) les conglomérats avec un diamètre moyen compris entre 15 et 25 cm et
- iii) les conglomérats, avec un diamètre moyen supérieur à 25 cm. Ceci a permis de voir les variations de faciès dans les conglomérats à l'échelle de l'affleurement et à l'échelle du bassin de Granada.

1.5.2- Analyse structurale

Une analyse structurale du bassin de Granada a été réalisée. Sur le terrain, la cartographie détaillée a été accompagnée de prises de mesures systématiques des principaux éléments structuraux: les plans de stratification S_0 , la schistosité principale Sp et de la linéation d'étirement associée et les autres fabriques présentes localement. De plus, les fractures et les failles ont été relevées. Des croquis et des observations d'indicateurs cinématiques ont complété les relevés. Globalement, une appréciation du degré d'anisotropie planaire des roches donc, de l'intensité de la schistosité principale, a été réalisée sur le terrain. Pour ce faire, une échelle qualitative d'anisotropie planaire secondaire (générée par la déformation) a été utilisée. Cette échelle est graduée de 1 à 5 où en résumé, 1 équivaut à une faible fabrique localement observée, 2 représente une fabrique bien visible et constante sur un ensemble d'affleurements, 3 correspond à une bonne fabrique générant une orientation préférentielle marquée des objets géologiques (fragments, cristaux etc.), 4 représente une très forte fabrique occultant les caractéristiques primaires de la roches, et 5 implique une fabrique mylonitique. L'étude a été complétée par une prise d'échantillons orientés.

Les travaux de laboratoire ont consisté à la confection de lames minces orientées. Les données cartographiques ont été traitées sur logiciel MapInfo, et les mesures

structurales par le logiciel Georient. Ces données associées à l'observation de lames minces orientées permettent de caractériser les structures planaires et linéaires du secteur et d'interpréter les mouvements le long des zones de cisaillement à partir des indicateurs cinématiques présents. Cette analyse structurale vise d'une part à reconstituer la géométrie originale du bassin en tentant de soustraire les effets de la déformation.

L'observation et l'interprétation d'images aéromagnétiques et de photos aériennes a permis de compléter certaines informations structurales comme la présence de failles.

1.5.3- Pétrographie et géochimie des intrusions porphyriques

Un échantillonnage détaillé et une étude pétrographique ont permis de déterminer la composition minéralogique des intrusions de porphyre. La pétrographie a permis de déterminer les aspects volcanologiques physiques associés à leur mise en place comme la texture, la composition, la forme et l'orientation des minéraux ainsi que les relations entre les minéraux.

L'étude géochimique permet d'appuyer la reconstitution du modèle géotectonique. La géochimie a permis de classifier les intrusions de porphyre et de déterminer leur environnement tectonique afin de la comparer aux roches alcalines du Timiskaming décrites ailleurs.

1.6- Cadre géologique général de l'étude

1.6.1- Géologie de la Sous-province d'Abitibi

Cette section présente le cadre géologique dans lequel a évolué le bassin de Granada. La Sous-province d'Abitibi, la ceinture archéenne de roches vertes la plus importante et la mieux préservée au monde (Card, 1990), renferme la séquence supracrustale la plus large et probablement la plus complète (Mueller et Donalson, 1992). Elle est interprétée comme représentant des séquences d'arcs volcaniques (Chown *et al.*, 1992) qui occupe avec la Sous-province sédimentaire de Pontiac, l'extrême sud de la

Province de Supérieur. La subdivision de la ceinture d'Abitibi en Zones Volcaniques Nord et Sud (ZVN et ZVS ; Chown *et al.*, 1992) avec segments interne et externe pour la ZVN (Daigneault *et al.*, 2003; **figure 1-22**) est interprété par Mueller *et al.* (1996) comme conforme à un collage de deux arcs délimités par la Zone de faille de Destor-Porcupine Manneville (ZFDPM). Cette hypothèse s'intègre dans un modèle de tectonique de plaques impliquant un régime de convergence oblique soutenue par Dimroth *et al.*, (1983b).

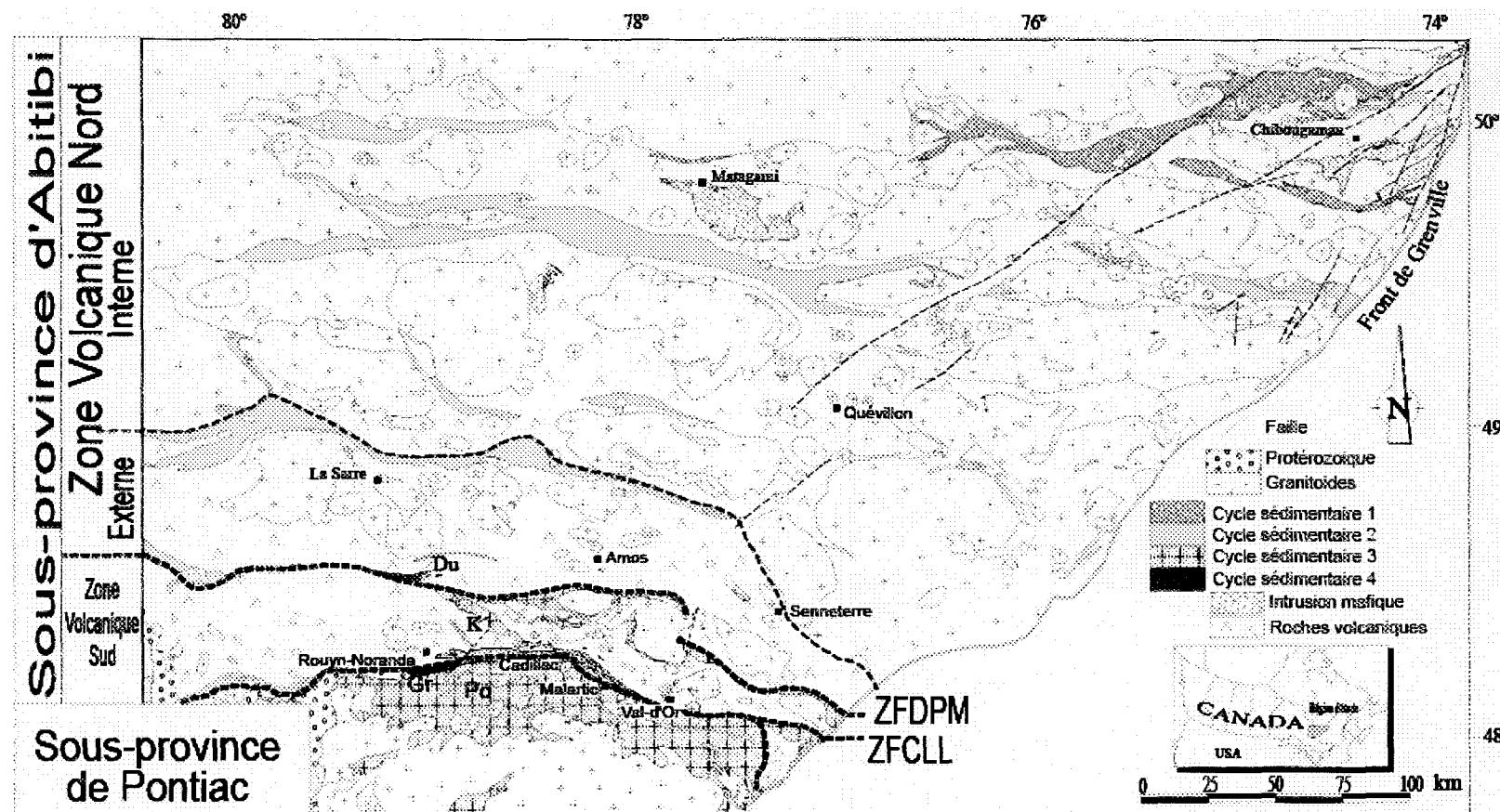


Figure 1-22. Subdivisions de la Sous-province d'Abitibi en ZVN et ZVS avec segments internes dans la ZVN (Daigneault *et al.*, 2004). Gr=Granada, Po=Pontiac, Du=Duparquet, K=Kewagama, ZFDPM=Zone de Faille de Destor Porcupine Manneville, ZFCLL=Zone de Faille de Cadillac Larder Lake.

1.6.2- Bassins sédimentaires au sein de l’Abitibi

Mueller et Donalson (1992) furent les premiers à classer les unités de bassins sédimentaires de la Sous-province d’Abitibi en flyschs syntectoniques et molasses tardi à post tectoniques. Les bassins sédimentaires du Groupe de Timiskaming furent classés comme des molasses du cycle sédimentaire 4 (Mueller et Donalson, 1992) associés aux bassins de décrochement. Ces cycles sédimentaires alternent et sont associés à des cycles volcaniques. Les bassins de molasses sont caractérisés par la présence de fragments de formation de fer dans les conglomérats. La mise en place des bassins de molasse est synchrone à la dernière phase de l’orogenèse associée à la mise en place de la ceinture de l’Abitibi (Mueller *et al.*, 1996).

1.7.- Groupe de Timiskaming

Le Groupe du Timiskaming est l’unité lithologique archéenne la plus jeune de la Province de Supérieur (Shegelski, 1980; David et Lajoie, 1989; Mueller *et al.*, 1991) et constitue un assemblage sédimentaire déposé lors de l’épisode orogénique situé entre 2687 et 2675 Ma d’années (Ayer *et al.*, 2002). Il est constitué de conglomérats et de grès localement associés à des roches volcaniques et synchrones à des plutons à affinités alcalines (Mueller *et al.*, 1991; Mueller *et al.*, 1994a; Ayer *et al.*, 1999; Ayer *et al.*, 2002).

L’épisode représenterait un tectonisme en extension ou en transpression associé à un magmatisme d’arc insulaire et une sédimentation dans lesquels les unités supracrustales sont déposées dans des environnements de cônes alluvionnaires subaériens et fluviatiles, où elles sont étroitement associées à des failles régionales (Mueller *et al.*, 1991, Mueller *et al.*, 1994b, Mueller *et al.*, 1996, Ayer *et al.*, 2002).

Bien qu’il soit reconnu comme un assemblage syntectonique ayant enregistré les déformations de la dernière phase de cratonisation de la Province de Supérieur dans la partie Ontarienne de l’Abitibi à Kirkland Lake (Legault, 1994; Mueller *et al.*, 1994b) et à Duparquet (Mueller *et al.*, 1991; Mueller *et al.*, 1996), l’environnement de dépôt du Groupe

de Timiskaming reste un débat. Hyde (1980) soutient que les faciès du Groupe de Timiskaming représentent des dépôts de cônes sous-marins et ne présentent pas d'évidence de dépôts marins peu profonds ou de plateforme. Pour la source des sédiments, Hyde (1980) propose des dépôts formés par effondrement rapide d'une île volcanique environnante et rejette toute hypothèse d'une provenance à partir d'une zone à la dimension d'un continent. Si les roches fluviatiles provenaient de source continentale, une plateforme étendue serait observée. Dans le cas de la Formation de Granada dans la limite méridionale de la ceinture de l'Abitibi en contact avec la Sous-province de Pontiac, un milieu de dépôt marin relativement profond a été proposé par Rocheleau (1980).

La Formation de Granada

Le Groupe de Timiskaming dans le secteur d'étude est subdivisé en deux formations : la Formation de La Bruyère au Nord de la faille de Cadillac et la Formation de Granada (**figure 1-23**) au Sud (Rocheleau, 1980). Il est formé de grauwackes et d'argilites indissociables des roches sédimentaires du Pontiac et de corps lenticulaires de conglomérats polymictes. La succession de roches sédimentaires qui le compose est d'âge archéen soit autour de 2672 Ma (Davis, 2002). La Formation de Granada (Wilson, 1943 *in* Rocheleau, 1980), d'une épaisseur de 1000-1500 m (Goulet, 1978 ; Rocheleau, 1980) a été subdivisée en quatre unités T1 à T4 par Goulet (1978) (**figure 1-24**). Ces unités sont renommées membres (A, B, C et D) montrant des contacts conformes par Rocheleau (1980). L'unité de base est formée du membre A constitué de conglomérats à galets de magnétite, suivi du membre B constitué d'une séquence de wackes en lits granoclassés avec quelques lentilles de conglomérats polymictes. Ces deux membres sont ensuite surmontés d'une séquence conglomératique (membres C et D). Le membre C renferme des fragments de porphyres feldspathiques tandis que l'assemblage de grès conglomératique à cailloux constitue le membre D. Le membre A de la Formation de Granada repose en discordance sur les grès et les pélites du Groupe de Pontiac (Goulet, 1978; Rocheleau, 1980). C'est une unité de base définie par un conglomérat polymicte à faible proportion de galets de formation de fer à magnétite (Dimroth *et al.*, 1982). Les wackes du membre B surmontant

les conglomérats lenticulaires du membre A interdigitent avec le Pontiac (Dimroth *et al.* 1982 **figure 1-24**).

Autres unités sédimentaires

Le Groupe de Pontiac est constitué de grauwackes et de conglomérats monomictes composés principalement de plus de 99% de galets de grauwackes et d'argilite. Ils sont associés à de rares formations de fer (Dimroth *et al.*, 1982). Le Groupe de Cadillac, quant à lui, est composé de plus de 70% de grauwackes et d'argilite peu différents de ceux reconnues dans le Pontiac. Des intercalations lenticulaires de conglomérats polymictes de tuf, de grès volcanoclastique et de formations de fer (BIF) composent l'unité restante.

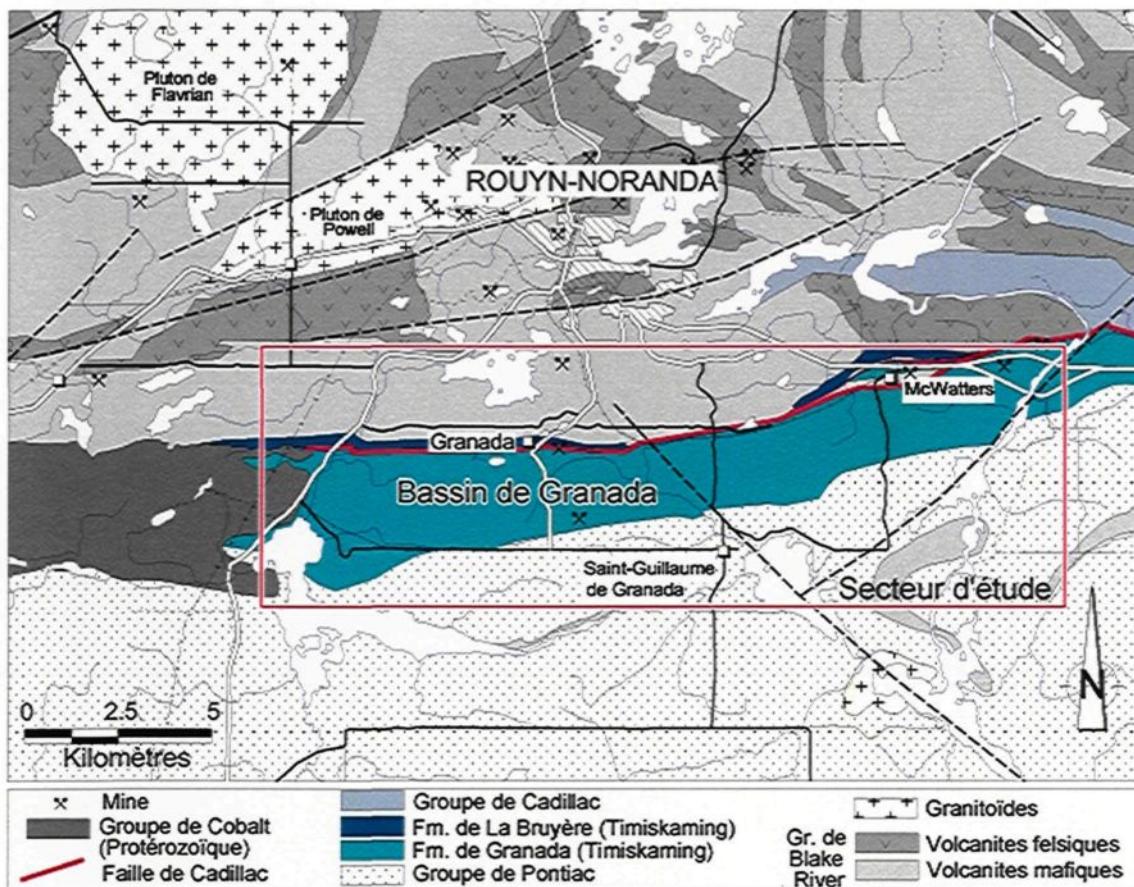


Figure 1-23. Carte de la portion sud de l’Abitibi (Zone Volcanique Sud) au contact avec la Sous-province de Pontiac. Modifié de SIGEOM et de Daigneault *et al.* (2002). Le cadre rouge correspond à la zone d’étude.

Nature des contacts avec les encaissants

Selon Dimroth *et al.* (1982), les limites entre les trois groupes sédimentaires (Pontiac, Cadillac et Timiskaming) sont arbitraires; ces unités sédimentaires s’interdigitent, la Formation de Granada est continue sur le Pontiac. Le Groupe du Timiskaming repose en discordance sur le Pontiac (Goulet, 1978), une discordance basée selon l’auteur sur la présence de fragments de magnétite dans le conglomérat du Timiskaming en provenance des formations de fer de la Sous-province de Pontiac. Le contact de la Formation de Granada avec les roches volcaniques de Blake River est une faille (Hubert *et al.*, 1984) ou une discordance (Goulet, 1978).

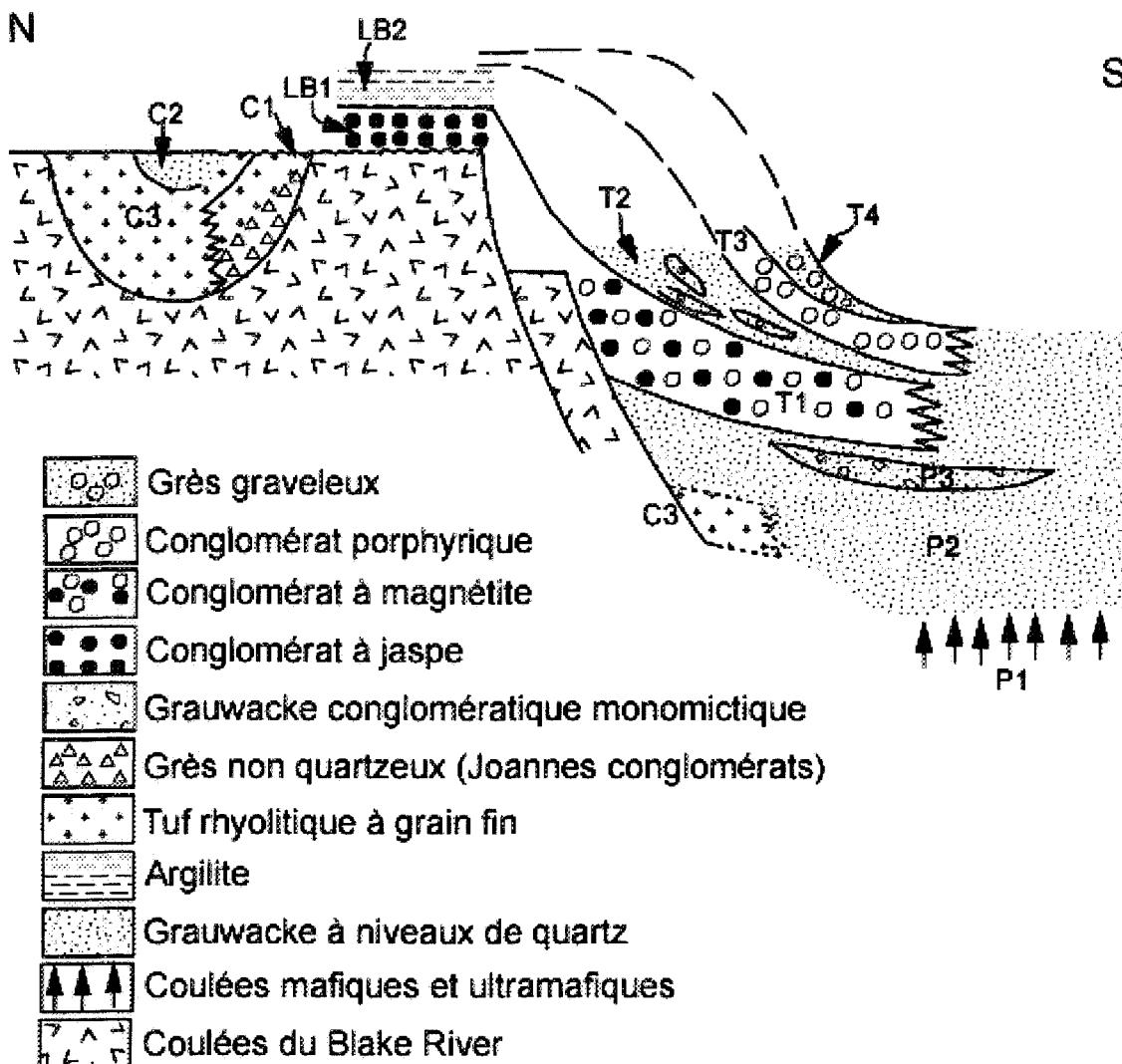


Figure 1-24. Relations stratigraphiques entre les unités des ceintures d'Abitibi et de Bellecombe. La croissance de la faille de Cadillac a transformé le plateau sédimentaire (sedimentary apron) en une marge tectoniquement active. Les Formations de La Bruyère et de Granada sont séparées par une faille de croissance (Dimroth *et al.*, 1982). Groupe de Timiskaming :- LB Formation de la Bruyère T Formation de Granada, C Groupe de Cadillac, P Groupe de Pontiac, B groupe de Blake River.

CHAPITRE 2

ANALYSE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DE LA FORMATION DE GRANADA

2.1- Introduction

La Formation de Granada (ou bassin de Granada) appartient au Groupe de Timiskaming et est localisée au Sud de la Faille de Cadillac (FC) et du Groupe de Blake River (Dimroth *et al.*, 1982). L’unité couverte par cette étude, forme une bande E-W ayant une largeur de 2 km N-S et une longueur de 17 km d’Ouest en Est. Cette bande est limitée au Nord par le Groupe de Piché (une mince bande correspondant également à la zone de déformation associée à la Faille de Cadillac Larder Lake) et le Groupe de Blake River. Au sud, il est en contact avec la Sous-province de Pontiac. Ses extensions est et ouest sont moins bien définies. À l’Ouest, l’unité est recouverte par les conglomérats protérozoïques du Groupe de Cobalt et à l’Est, l’unité est recoupée par la faille du Ruisseau Davidson et son extension est par la suite mal connue. L’étude se limite donc à la portion située à l’Ouest de cette faille.

L’unité est dominée par des dépôts sédimentaires détritiques mais localement quelques horizons de volcanoclastites felsiques interstratifiés y sont reconnus. L’ensemble est recoupé par des dykes et des filons-couches de porphyres. Des dykes NE et NW tardifs de gabbro et de diabase recoupent également l’unité sédimentaire.

Ce chapitre présente les observations de terrain et les résultats de l’analyse de faciès dans le bassin de Granada. Tous les lithofaciès sont subdivisés en faciès. Chaque faciès est décrit en détail en tenant compte de son épaisseur stratigraphique, de l’épaisseur des lits, et des caractéristiques des structures primaires, ceci dans le but d’établir les conditions hydrodynamiques associées à la mise en place des roches sédimentaires et de

proposer un environnement de dépôt. La section présente également les caractéristiques des intrusions de porphyres ainsi que leurs relations avec les dépôts sédimentaires.

2.2- Lithofaciès du bassin de Granada: subdivisions et distribution

Un lithofaciès correspond à une subdivision cartographiable d'une unité stratigraphique définie, distincte des subdivisions adjacentes sur la base de la lithologie. Dans cette étude le lithofaciès est considéré comme une subdivision cartographiable regroupant plusieurs faciès caractérisés par un même environnement de dépôt.

Le terme faciès en sédimentologie s'emploie de façons diverses. Il peut correspondre à la description de l'ensemble des caractères lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (biofaciès) d'un dépôt. Mutti et Lucchi, (1975 *in* Ghibaudo, 1992) définissent un faciès comme un lit ou un groupe de lits montrant des caractéristiques sédimentologiques, géométriques et lithologiques différents des lits adjacents. Ghibaudo (1992), considère un faciès comme étant le produit d'un mécanisme de dépôt spécifique ou plusieurs mécanismes reliés et agissant en même temps. Dans un sens interprétatif, la notion de faciès fait référence aux mécanismes de dépôt (faciès turbiditique, faciès marin, faciès de dépôt de courant, de glissement gravitaire (Cojan et Renard, 1997). Dans ce travail, un faciès est utilisé dans le sens proche de la définition de Ghibaudo (1992), comme le produit de plusieurs mécanismes reliés et agissant en même temps. Les faciès sont définis sur la base des caractéristiques sédimentaires incluant :

- les structures sédimentaires dont le granoclassement ;
- les variations de la taille des grains ;
- et la composition (détritique ou volcanoclastique) ;

L'analyse de faciès est une méthode d'étude en sédimentologie permettant une description et une interprétation génétique des dépôts à partir des modèles de faciès. Grès, conglomérat, argilites et tufs constituent la lithologie principale de l'intervalle

stratigraphique étudié dans la Formation de Granada, mais les encaissants contiennent des lithologies différentes.

Le terme «grès» utilisé dans cette étude est uniquement un terme de terrain basé sur la granulométrie et correspond aux roches sédimentaires dont la taille des grains est égale à celle de la taille des arénites (entre 0,06 et 2,0 mm). Le terme argilites est uniquement basé sur la granulométrie et correspond à une roche dont la taille des grains est inférieure ou égale à celle de la taille des silts (entre 0,004 et 0,06 mm).

L'analyse de faciès dans la Formation de Granada a permis de distinguer cinq lithofaciès; quatre lithofaciès détritiques terrigènes subdivisés en faciès distincts et un lithofaciès volcanoclastique (**tableau 2-1 et figure 2-1**). Les cinq lithofaciès sont:

- i) le lithofaciès argilites-grès (LAG),
- ii) le lithofaciès grès-argilites (LGARC),
- iii) le lithofaciès grès-conglomérat (LGC),
- iv) le lithofaciès conglomérat-grès (LCG) et
- v) le lithofaciès volcanoclastite felsique (LVF).

Le lithofaciès volcanoclastite felsique (LVF) est constitué de tufs felsiques remaniés. Le **tableau 2-1** montre les différentes subdivisions des lithofaciès en faciès ainsi que les caractéristiques sédimentologiques et les relations stratigraphiques entre ces faciès.

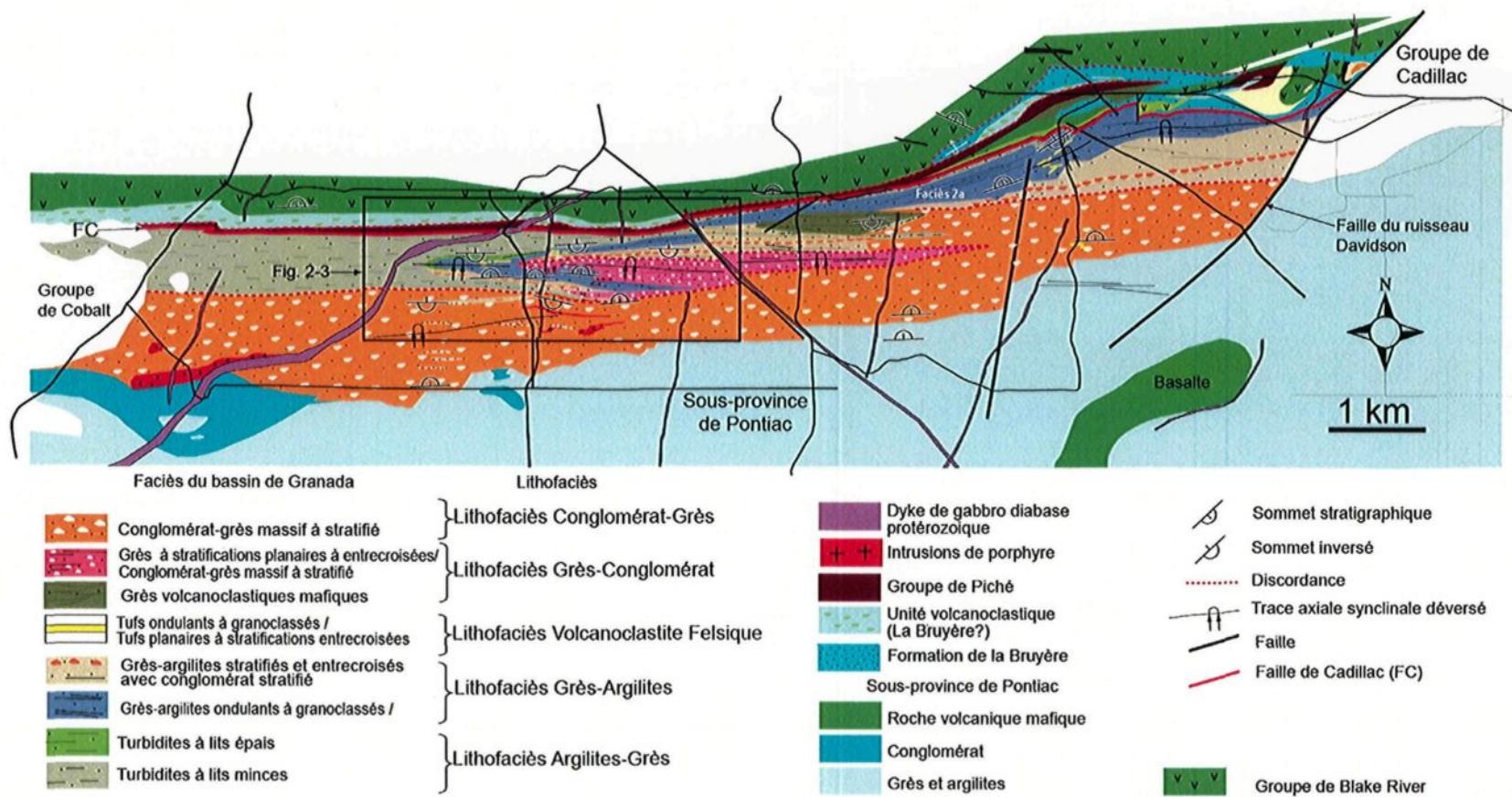


Figure 2-1. Lithofaciès et facies du bassin de Granada. Le bassin correspond à la zone située au Sud de la FC jusqu'au contact avec la Sous-province de Pontiac. Le rectangle noir délimite le secteur du cimetière de Granada qui est illustré plus en détail à la figure 2-3.

Tableau 2-1. Subdivisions des lithofaciès et caractéristiques sédimentologiques des faciès du bassin de Granada. La nomenclature de faciès est celle de Miall, (1978)., Sp=grès à stratification planaire, Sh= grès à stratification horizontale, St=grès à stratifications entrecroisées, Gm=conglomérat à support de fragment (*clast supported*), Gms=conglomérats à support de matrice (*matrix supported*), Fm=fin massif, Fl=fin laminé.

Lithofaciès/ Épaisseur	Faciès	Caractéristiques et structures sédimentaires	Mode de transport et de sédimentation	Milieu de dépôt	Littérature importante
1) Lithofaciès d'argilites- grés (LAG) 10-100 m	1a) Faciès de turbidites à lits minces (FTLF) (5-20 m) 25% argilites, 75% grès	→Lits massifs et à granoclassement normal, 1-20 cm épaisseur avec des divisions de Bouma (1962) T_{ad} - T_{abd} - T_{bd} - T_{bcd} →Lits amalgamés de T_a - T_d jusqu'à 50 cm →Contacts érosifs à la base des lits T_a (S_3 de Lowe 1982), empreintes de charges et pseudonodules; Bouma T_c entrecroisé (2-10 cm) avec érosion de T_d →Granulométrie: grès très fin à silt → Remarque : interstratifié au faciès de tufs granoclassés	→Dépôts (coulées) de densité et de masse; transport par la turbulence de l'eau dans les courants de haut et de faible densité ; T_a (S_3)- T_b dépôts de masse et de traction; T_c fond de traction (érosion); T_d dépôt de suspension	→Marin en dessous de l'action des vagues de beau temps (<i>fair weather base</i>) et les vagues produits par les tempêtes → <i>Profondeur</i> : > 20-200 m ?	(Bouma, 1962; Walker, 1978; Lowe, 1982; Walker, 1984; Lowe, 1997; Shanmugam, 1997)
	1b) Faciès de turbidites à lits épais (FTLE) (20-80 m) <10% argilites 90% grès	→Lits massifs et lits à granoclassement normal, 10-100 cm épaisseur avec divisions de Bouma (1962) T_{ad} - T_{bd} - T_{abd} . →Contacts érosifs à la base des lits T_a (S_3 de Lowe 1982) T_d seulement 1-2 cm et les unités de T_d - T_{de} maximal 10cm; granulométrie: grès moyen à silt → IMPORTANT : interstratifié avec et en transition avec (2a) faciès de grès ondulant à granoclassés	→Dépôts (coulées) de haute densité et de masse; transport par turbulence de l'eau dans les courants de haut; T_a (S_3)- T_b dépôts de masse et de traction; T_d dépôt de suspension	→Marin en dessous de l'action des vagues (<i>fair weather</i>) et les vagues produits par les tempêtes → <i>Profondeur</i> : > 20-200 m ? Plutôt 200 m	(Lowe, 1982; Lowe, 1988; Lowe, 1997; Shanmugam, 1997)
2) Lithofaciès de grés- argilites- conglomérat (LGARC) 100-300 m	2a) Faciès de grès ondulant à granoclassé (FGOM) (60-200 m) <20 % argilites 80 % grès	→Lits de grés massifs, 10 à 200 cm épaisseur, avec laminations parallèles à ondulantes qui se recoupent à angle faible à fort; stratifications entrecroisées et planaire omniprésente →Présence de lits amalgamés qui se distinguent par les lits d'argilites laminées; nombreuses surfaces érosives et unités de déformation synsédimentaire →Granulométrie: grès moyen à silt	→Dépôts produits par les vagues de haute énergie au dessus du niveau des vagues de tempêtes : relation oscillatoire entre vagues de haute énergie et transport des courants de densités (<i>hummocky cross- stratification</i>)	→Marin en dessous de l'action des vagues de beau temps (<i>fair weather base</i>) et au dessus du niveau des vagues de tempêtes (<i>storm wave base</i>) → <i>Profondeur</i> : 10-50 m ?	(Harms <i>et al.</i> , 1975; Hamblin et Walker, 1979; Dott et Bourgeois, 1982; Dott et Bourgeois, 1983; Bose et Das, 1986; Hein, 1987; Monaco, 1992; Colquhoun, 1995; Makhlouf, 2002)

	2b) Faciès de grès-argilites stratifié et entrecroisé (FGSE) (20-60 m) < 5 % argilites 85 % grès < 10 conglomérat	<p>→Strates planaires (50-200 cm) composées de lits complexes avec stratifications entrecroisées à grande échelle (30-100 cm), lits entrecroisés et planaires superposés à petite échelle (5-30 cm)</p> <p>→Omniprésence de lits d'argilites à lamination parallèles et des lamination d'argilites dans les strates entrecroisées (épaisseur des lamination 0,2-10 cm) entre les lits individuels et sur les lits frontaux d'une structure planaire ou entrecroisée.</p> <p>→Granulométrie: grès grossier à silt</p> <p>→Lits de conglomérats amalgamés 0, 5-7 m d'épaisseur avec des galets de taille variable entre 1-5 cm de diamètre; fragments mal trié, imbriqués de grès, de chert noir, de jaspe rubané, de porphyre. Lits de grès massifs, planaires et stratifiés ; conglomérat à matrice de grès.</p> <p>→IMPORTANT: conglomérat stratifié interstratifié</p>	<p>→Dépôts produits par vagues de haute et basse énergie pendant les périodes normales (beau temps)</p> <p>→Oscillation des vagues avec des phases calmes indiquées par des dépôts de suspension (les argilites)</p> <p>→Dépôts de haute énergie pendant les périodes de tempêtes (<i>rip currents</i> et <i>storm waves</i>) et les inondations fluviatiles</p>	<p>→Marin, influencé par l'action des vagues (<i>fair weather wave base</i>) ;</p> <p>→Influence des marées suggérée par les lits argilites</p> <p>→<i>Profondeur</i> : 10-50 m ?</p> <p>→Marin, adjacent aux cônes deltaïques (<i>fan deltas</i>)</p>	(Sepkoski Jr, 1982; Nemec et al., 1984; Plint et al., 1992; Eyles, 1994; Datta, 1998; Datta et al., 1999; Edwards et al., 2005; Mueller et Pickett, 2005)
3) Lithofaciès volcanoclastite felsique (LVF) 1-10 m	3a) Faciès de tufs granoclassés (FTG) (1-10 m) 50% tuf grossier 50% tuf fin à très fin	<p>→Lits des tufs très fins à tufs grossiers (1-32 cm, épais) massifs et granoclassés normales avec des divisions de Bouma (1962) $T_a - T_{ad} - T_b - T_{bd}$</p> <p>→Lits de T_b jusqu'à 60 cm commun en alternance avec lits de tuf fin et très fins (0,5-3 cm épais) granoclassé</p> <p>→Contacts érosifs à la base des lits T_a (S_3 de Lowe 1982); empreintes de charge ;</p> <p>→IMPORTANT: interstratifiés avec les lithofaciès grès-argilites et argilites-grès; changement de milieu du à la variation des lithofaciès latérales; unité de repère du bassin</p>	<p>→Dépôts de volcanisme pyroclastique remanié ; Lits granoclassés et laminés déposés par des tempêtes ; courant faible d'énergie</p> <p>→Dépôts de courant de turbidité de faible et de haute densité. Dépôts de suspension pendant les périodes calmes</p>	<p>→Marin en dessous de l'action des vagues de tempête</p> <p>→<i>Profondeur</i> : > 20 m</p>	(Kano, 1991; Mueller, 1991; Lajoie et Stix, 1992; Bleeker et al., 1999; Mueller et al., 2000a)
	3b) Faciès de tufs ondulants à stratifications entrecroisées (FTOSE) (1-2 m) 50% tuf grossier 50 % tuf fin à très fin	<p>→Les lits de tufs fins à très grossiers (2-30 cm épaisseur) avec des structures sédimentaires ondulantes-laminées et entrecroisées ; surface érosive commun ; lits entrecroisés 2-10 cm épaisseur</p> <p>→Structures de fluidisation ou d'échappement d'eau ; les empreintes de charge et des zones de déformation synsédimentaires</p> <p>→IMPORTANT: interstratifiés avec le faciès de tuf granoclassé; les facies (3a et 3b) sont interstratifiés avec les lithofaciès d'argilites-grès et de grès-argilites</p>	<p>→Dépôts de volcanisme pyroclastique remanié ;</p> <p>→Lits ondulants produits par des vagues de haute énergie possiblement causée par des tempêtes ou vague de haute énergie (<i>high wave surge</i>).</p> <p>→Lits entrecroisés sont des rides de courant oscillatoire et courant généré par les vagues</p>	<p>→Marin dans l'action des vagues de beau temps (<i>fair weather base</i>) et de haute énergie (<i>high wave surge</i>), ou possiblement en dessus de l'action des vagues, pendant les tempêtes</p> <p>→<i>Profondeur</i>: 10-50 m</p>	(Reineck et Singh, 1975 ; Mueller, 1991)
4) Lithofaciès de grès±conglomérat (LGC)	4a) Faciès de grès volcanoclastiques mafiques (FGVM) à	<p>→Dominance de lits de grès vert jaunâtre, entrecroisés et planaire ondulant avec une épaisseur de 5-20 cm</p> <p>→Dominance des surfaces érosives souvent avec lits en cojet; localement des lits de conglomérat (5-10 cm) décrit comme des 'pebble stringers'</p>	<p>→Dépôts de tractions de fonds de haut énergie: lit de grès entrecroisé, St, migration des dunes; lit de grès planaire-ondulant, Sh,</p>	<p>→Systèmes fluviatiles de rivières tressées,</p> <p>→Composant mafique (couleur vert) indique érosion des laves à</p>	(Miall, 1978; Miall, 1982; Miall, 1985; Reineck et Singh, 1986; Amireh et al., 1994, 2001)

10-300 m	stratification entrecroisée en auge (20-200 m) > 98% de grès < 2% conglomérat	→Granulométrie: grès très grossier à silt	haute énergie régime d'écoulement supérieur (<i>upper flow regime</i>); →Conglomérat, haute énergie Gm	proximité. →Métamorphisme de faciès amphibolite supérieur ?	
	4b) Faciès de grès à stratifications planaires à entrecroisées (FGPE) (10-100 m) > 90% de grès < 10 conglomérat	→Succession de lits de grès massifs (Sm) 10-40 cm d'épaisseur, stratifications entrecroisées (St) jusqu'à 100 cm d'épaisseur, et stratification horizontale (Sh) 10-20 cm épais; localement des conglomérats 10-50 cm avec amalgamation (Gm) jusqu'à 2 m →Granulométrie: grès très grossiers à grossiers → IMPORTANT: faciès interstratifié aux lithofaciès de conglomérat-grès (strates de 20-40 m)	→Dépôts de tractions de fond de haute énergie: St, migration des dunes, Sh, haute énergie régime d'écoulement supérieur (<i>upper flow regime sands</i>) ; Sm, flux laminaire ; Gm inondation fluviatile (barre de gravier)	→Dépôts clastiques dans un système de rivière tressé et/ou distaux de cône deltaïque →Faciès Sm: dépôts de flux laminaires (<i>sheets floods deposits</i>)	(Miall, 1978; Miall, 1982; Miall, 1985, 1992)
5) Lithofaciès de conglomérat-grès (LCG) 100-600 m	5) faciès de conglomérat massif à stratifié (FCMS) > 90% de conglomérat < 10% de grès	→Lit de conglomérat individuel de 20 cm -3 m avec une amalgamation des lits jusqu'à 40 m →Conglomérat massif à stratifié peu développé (Gm) à support de galet (<i>clast supported conglomerate</i>); conglomérat massif avec une surface basale érosive et creuse (Gt) caractérisé par la présence de fragments de magnétite à la marge sud du bassin →Grès 10-100 cm avec des lits à stratifications entrecroisées (St) et planaires (Sp) ou lamination parallèles (Sh) → IMPORTANT: localement en discordance érosive avec le lithofaciès grès-argillite (facies 2b) et aussi en transition avec lithofaciès grès-argillite (facies 2b) en marge Sud	→Dépôts de tractions de fonds de haute énergie: →Conglomérat massif, de haute énergie, Gm barre de gravier longitudinale; Gms, coulée de débris, Gt migration de dunes; Grès interstratifié: St, migration des dunes; Sh, haute énergie régime d'écoulement supérieur (<i>upper flow regime</i>)	→Dépôts de système fluviatile ou de cônes deltaïques →Localement des deltas avec transition dans les dépôts marins peu profonds	(Heward, 1978; Miall, 1978; Heward, 1982; Miall, 1982; Rust et Koster, 1984; Miall, 1985; Nilsen et McLaughlin, 1985; Miall, 1992; Mueller <i>et al.</i> , 2002; Wysocka et Swierczewska, 2003)

2.2.1- Description des lithofaciès

2.2.1.1- Lithofaciès argilites-grès

Les argilites-grès (**figures 2-2 et 2-3**) d'épaisseur 10-100 m, constituent les dépôts situés en marge nord de la Formation de Granada soit au contact avec la faille de Cadillac. Ce lithofaciès est subdivisé en deux faciès (**voir tableau 2-1**) :

- i) le faciès de turbidites à lits minces (1a) et
- ii) le faciès de turbidites à lits épais (1b).

Faciès de turbidites à lits minces (faciès 1a)

Description

Le faciès de turbidites à lits minces est constitué de 75% d'argilites et 25% de grès. L'épaisseur des lits d'argilites varie de 2 mm à 2 cm avec une moyenne de 1 cm. L'épaisseur des lits de grès varie de 1 cm à localement 1 m avec une moyenne de 10 cm. Ce sont des séquences finement stratifiées (*thin-bedded*) en référence à la nomenclature de Walker (1992) pour des séquences dont l'épaisseur dépasse rarement 10 cm (**figure 2-4**).

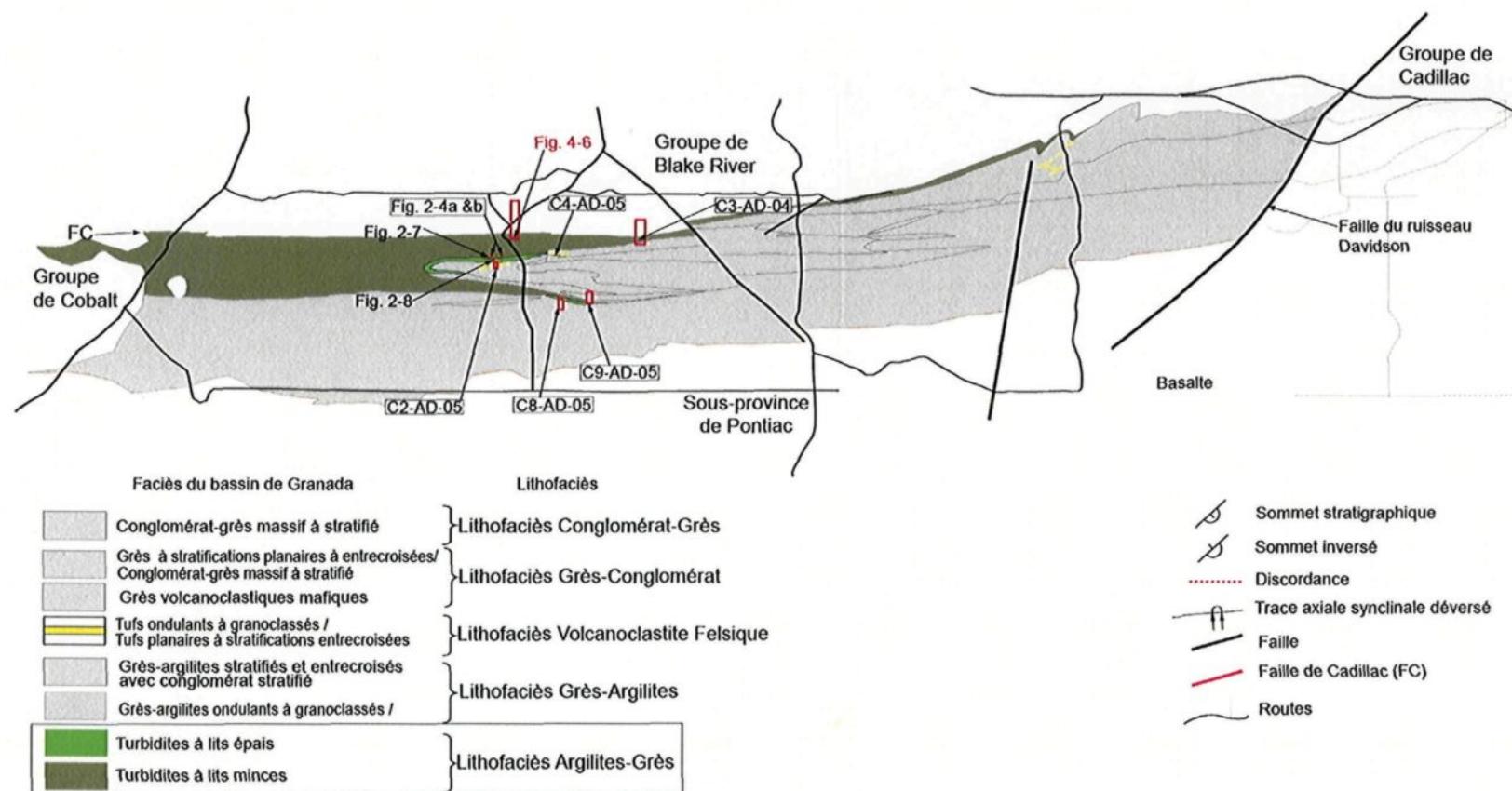


Figure 2-2. Localisation des sections cartographiées en détail ou érigées en colonnes stratigraphiques du lithofaciès argilites-grès: rectangles rouges.

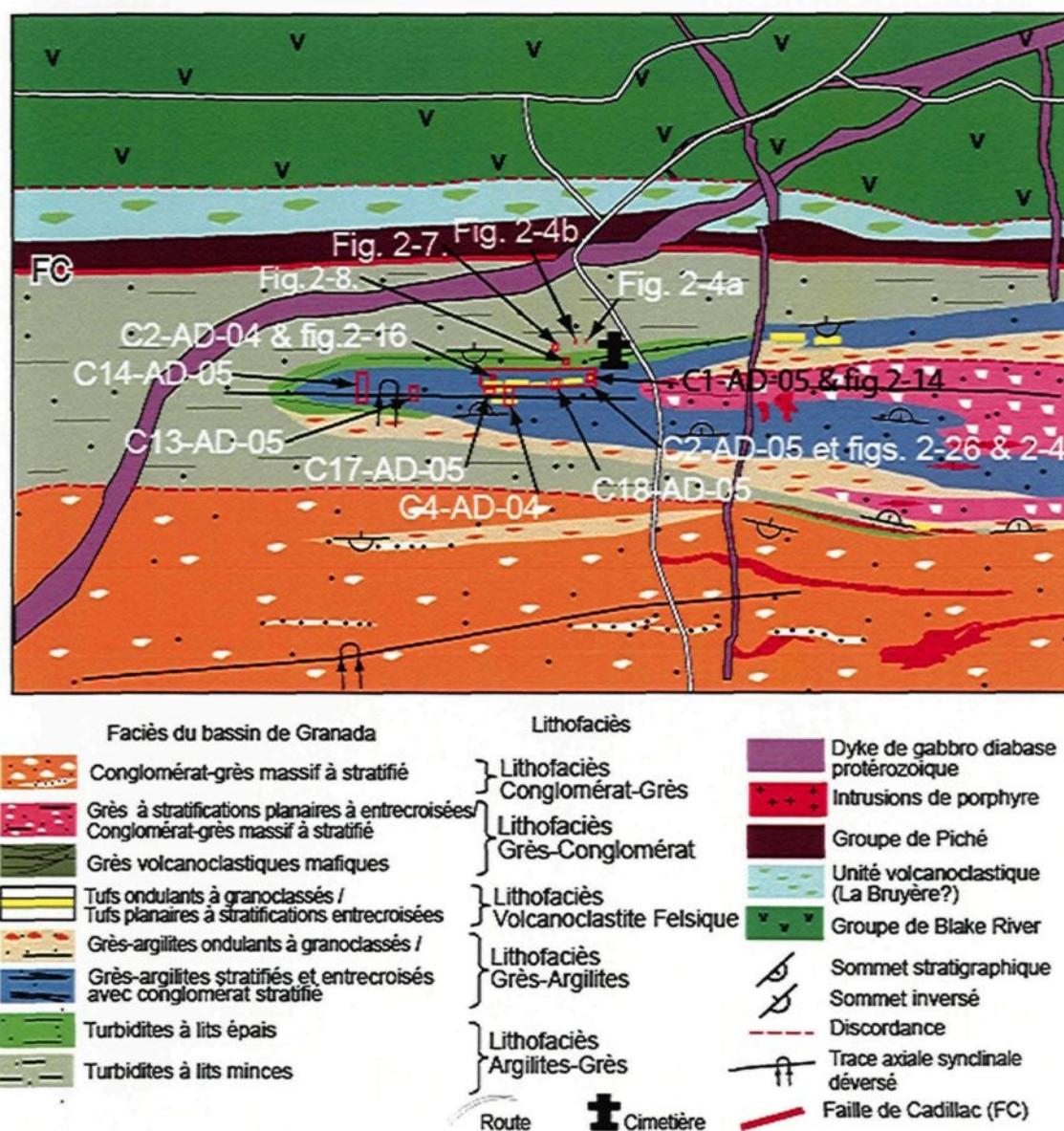


Figure 2-3. Détail dans le secteur du cimetière de Granada. Localisation des coupes et des figures faisant référence à cette zone. C14-AD-05 et C13-AD-05 sont localisées à l'Ouest du cimetière derrière. Voir figure 2-1 pour la localisation de cette figure.

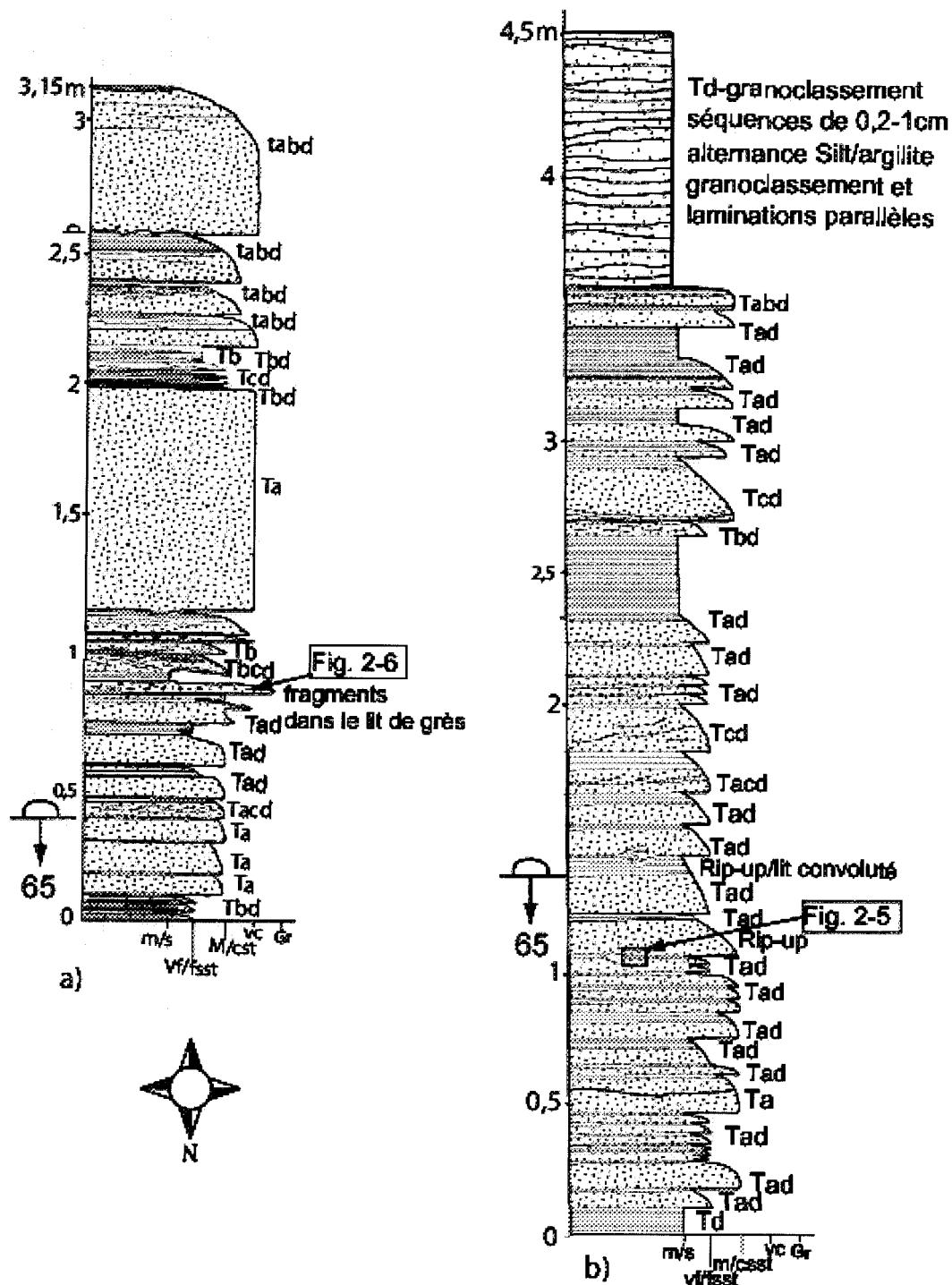


Figure 2-4. Colonnes stratigraphiques montrant les successions de turbidites à lits minces (*thin bedded turbidites*) au village de Granada sud de l'Aréna. Cimetière de Granada derrière l'école, base de la succession stratigraphique a) côté extrême Est de l'affleurement Tb 48%, Ta 38 % et Tc 14%; et b) côté extrême Ouest de l'affleurement: Ta= 81 %, Tb= 11 % et Tc= 7 %. Voir figures 2-2 et 2-3 pour la localisation de ces colonnes.

Dans les grès, les structures observées sont des lamination parallèles (Tb), entrecroisées (Tc), en convolution et un granoclasement normal (Ta). Les successions commencent généralement par des grès à granoclasement normal ou par des grès fins à lamination parallèles. Les grès granoclassés ou laminés sont généralement suivis par un sommet d'argilites à lamination parallèles le long d'un contact érosif. Au dessus de grès laminés sont observés souvent des grès très fins à lamination entrecroisées ou à lamination convolutes. Les successions dominantes sont les grès massifs ou à granoclasement normal suivi de la division d'argilites à lamination parallèles au sommet (**figure 2-5**). Les grès massifs ou à granoclasement normal présentent à leurs bases une belle surface érosive très marquée et des empreintes de charge permettant de déterminer la polarité. Les empreintes de charge forment des cavités creuses de 1 cm à 3 cm de profondeur et une largeur pouvant dépasser 5 cm. L'épaisseur des successions de turbidites varie entre 5 cm et 50 cm avec des moyennes variables de 7 cm à 20 cm. Les successions sont continues latéralement avec une épaisseur quasiment constante.

Certains lits plus grossiers débutent par un mince granoclasement inverse suivi par un niveau massif à intraclasts (**figure 2-6**). Le sommet est marqué par la présence de granule ou *rip-up clasts* dont la taille est variable de 2 mm à supérieure à 4 cm. La présence de ces granules forme des horizons massifs à intraclasts épais de 1 cm à 3 cm. Les intraclasts baignent dans une matrice de grès. Ces horizons donnent l'impression de granoclasement inverse. Les fragments sont allongés parallèlement à la stratification et ils semblent former un assemblage chaotique d'intraclasts de faible densité.

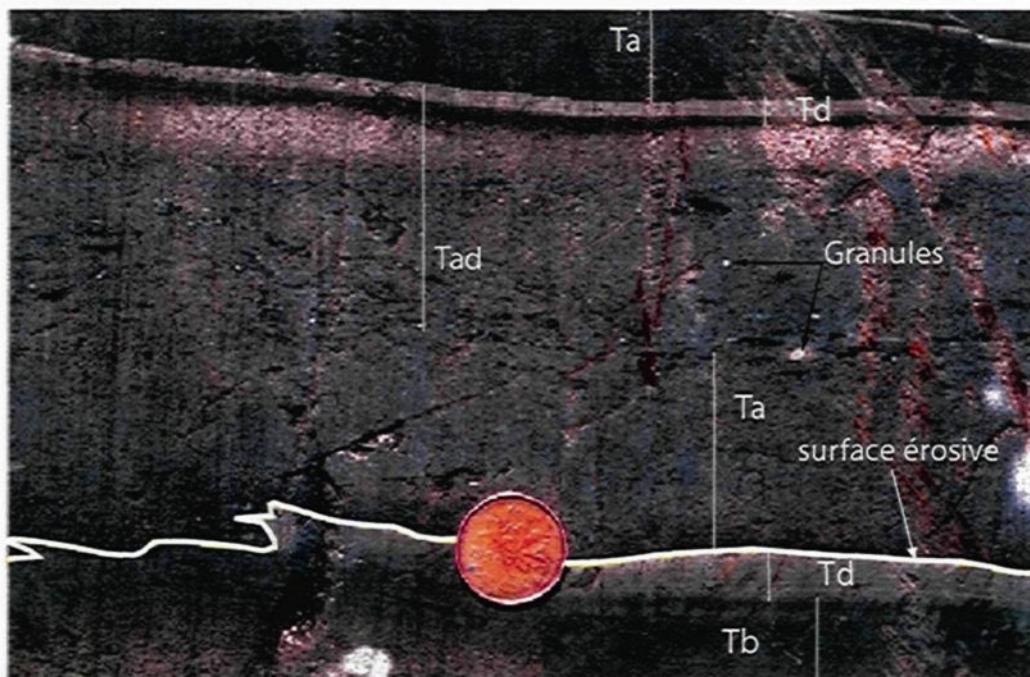


Figure 2-5. Successions de turbidites dans le bassin de Granada secteur du cimetière au sud de l'aréna. Les divisions observées sont Ta Tb et Td de Bouma. A la base de la photo une succession Tbd suivie d'une succession Tad. Le Nord est vers le bas de la photo. La surface érosive très marquée montre une polarité vers le sud (haut de la photo). Les fragments blancs dans la succession sont des granules felsiques et/ou calciques. Voir figure 2-4 pour localisation de cette photo.

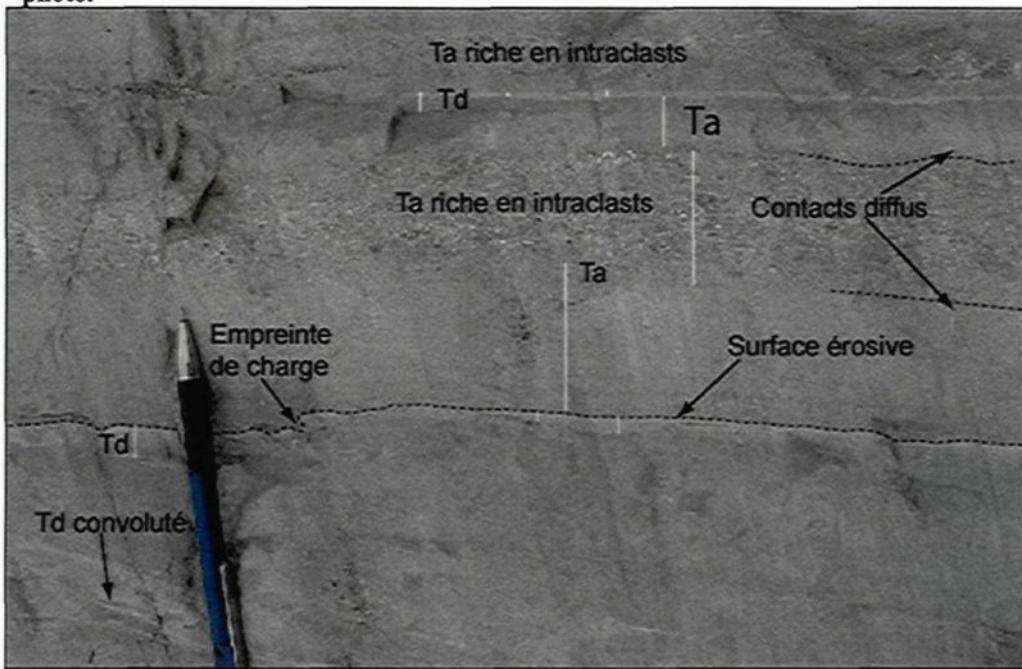


Figure 2-6. Niveaux d'intraclasts au milieu des grès granoclassés. Le Nord est vers le bas de la Photo. La polarité est vers le sud (haut de la photo). Voir figure 2-4 pour localisation de cette photo.

Des fragments locaux de silt de forme de lenticulaire forment des cailloux d'arrachement (*rip-up clast*) probablement dérivés de l'érosion des lits silteux. Ces lentilles épaisses de 1 à 2 cm sont ondulantes et délimitent des sections concaves et convexes, mais l'allongement maximal est parallèle à S_0 . Les laminations internes dans les lits de grès fins à grès très fins sont entraînées dans cette contorsion et épousent la forme du lit déformé. La déformation plastique plie les lits d'argilites laminées en lentilles dont certaines sont arrachées et entièrement prises dans les grès granoclassés.

Localement, un clivage de crénulation de direction NE peut se développer plus particulièrement dans les niveaux d'argilites en raison d'un contraste de compétence avec les lits de grès (voir chapitre structural). En dépit de cette manifestation de la déformation, les différentes subdivisions de la succession de turbidites peuvent se reconnaître (**figure 2-7**).

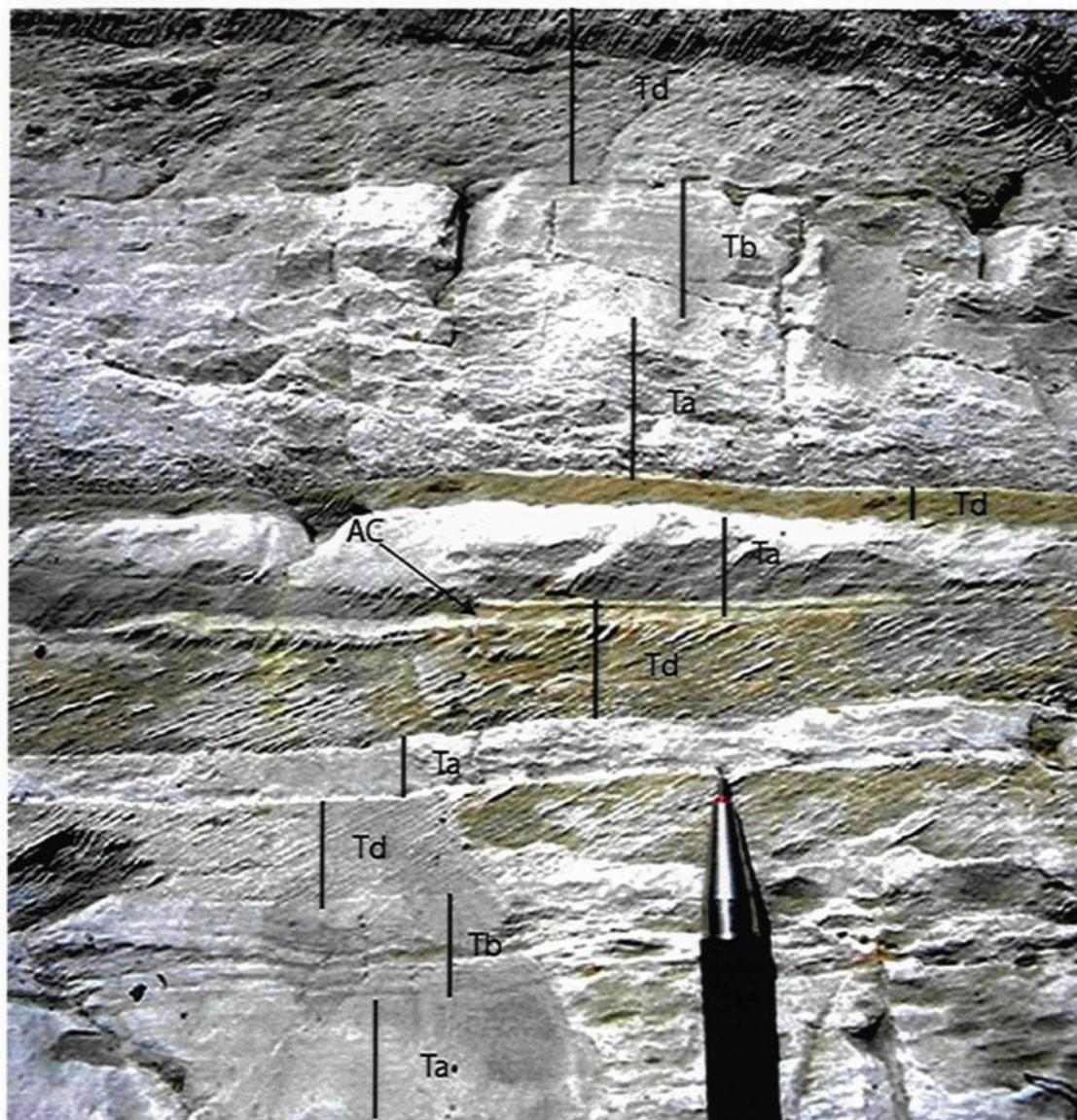


Figure 2-7. Photo (N-S du haut vers le bas) de terrain montrant une succession de turbidites à lits minces. La polarité est vers le Sud (haut de la photo). AC= empreinte de charge. Le passage entre les Tb et Td ou Ta et Td est graduel. Les lignes obliques dans les Td aux sommets des successions sont des traces de clivages de crénulation tardifs. Voir figure 2-3 pour la localisation de cette photo.

Interprétation

Les grès à granoclassement normal sont interprétés comme des Ta de Bouma. Les grès fins granoclassés à laminations parallèles sont interprétés comme des Tb de Bouma. Les grès très fins à laminations entrecroisées ou à laminations convolutées sont interprétés

comme des Tc de Bouma. Les argilites à laminations parallèles au sommet des successions sont interprétées comme des Td de Bouma.

Les turbidites à lits minces du bassin de Granada présentent des caractéristiques similaires aux rythmites de Tucker et Reid (1973) qui sont interprétées comme des dépôts de sédiments de pente d'un cône de delta ou de prodelta, apparentés aux prodeltas boueux aux fronts des deltas fluviatiles.

L'abondance de lit d'argilites, la faible épaisseur des lits et la présence de Ta-Tb-Tc et Td dénote des turbidites classiques à distales. Dans la queue du courant, il y'aurait une réduction progressive de l'épaisseur et de la densité et par conséquent de la vitesse, ce qui explique la granulométrie fine et la minceur des turbidites distales (Blatt *et al.*, 1980a).

Les fragments flottant dans les turbidites pourraient représenter des cailloux d'arrachement mobilisés par la densité des coulées. Une aggradation verticale dans les turbidites à lits minces peut entraîner la flottaison de fragments plus légers même s'ils sont plus grossiers au sommet des lits (Blatt *et al.*, 1980a). Dans ces conditions, les sédiments les plus grossiers peuvent être maintenus en suspension à la tête jusqu'à ce qu'il y ait une décélération suite à une réduction de la pente ou la dilution des courants (Blatt *et al.*, 1980a).

Les cailloux flottants proviennent des chenaux, des crues subites, des rides de chenaux (Tucker, 1982), ou sont formés par des coulées de débris locaux ou par l'activité des tempêtes (Brenner et Davies, 1974; James, 1980). Les cailloux flottants sont suspendus par la turbulence des fluides de coulées individuelles épaisses et rapides se déplaçant à une vitesse d'au moins 20 m/s (Walker, 1992).

La formation de structures comme les laminations planaires et entrecroisées serait due à un dépôt moins rapide permettant quelques mouvements de traction (Blatt *et al.*, 1980a). Les laminations en *convolutes* sont induites selon Blatt *et al.* (1980a) par des dépôts

de suspension rapides ou par une déformation plastique de sédiments partiellement liquéfiés par contrainte cisaillante sur les lits.

Une succession pareille peut être interprétée comme des grès déposés par des tempêtes générées par des flux unidirectionnels (*storm-generated unidirectional flows*) alternant avec des dépôts de suspension de beau temps (*fairweather suspension*) de boue comme l'a décrit Colquhoun (1995), dans la Formation de Roxburgh au SE de l'Australie. Wu (1982) a décrit, dans le Carbonifère inférieur au Sud du pays de Gales par le biais de traces fossiles, des dépôts de turbidites générés par des tempêtes en dessous de l'action des vagues de tempêtes. Les bases érosives (*scoured base*), le granoclassement normal et l'arrangement composite des grès à laminations parallèles et entrecroisées suggèrent un transport et un dépôt par des courants de turbidité en vannage.

Turbidites à lits épais (faciès 1b)

Description

Les turbidites à lits épais sont des successions constituées essentiellement de lits de grès massifs ou à granoclassement normal à la base et de plus ou moins d'argilites au sommet. Les argilites (0 à 10%) forment des lits avec une épaisseur variable de 1 à 2 cm. Les grès (90 à 100%) sont des lits granoclassés. Les successions de turbidites sont essentiellement formées de lits de grès massifs ou granoclassés (Ta). Les lits de grès à laminations parallèles (Tb) de même que les lits de grès à stratifications entrecroisées (Tc) sont moins communs que les grès granoclassés. Les lits d'argilites à laminations parallèles aux sommets des successions (Td) sont moins fréquents que dans les turbidites à lits minces. L'épaisseur des lits varie de 5 à 100 cm avec une moyenne de 45 cm. Le ratio grès/argilites est très élevé et varie de 2 à 50. Le granoclassement dans les lits de grès est généralement normal. La base des Ta est matérialisée par une surface érosive très marquée, irrégulière, convexe vers le haut (**figure 2-8**). Les lits de grès granoclassés sont marqués à la base par des empreintes de charge en forme de cuvette dont la profondeur peut atteindre 5 cm et de diamètre pouvant atteindre 10 cm. Les lits de grès sont lenticulaires, légèrement

ondulants et d'épaisseur irrégulière. Les lits de grès ont tendance à s'amalgamer. Ces lits lenticulaires et d'épaisseur irrégulière variables de 10 cm à 45 cm, amalgamés, forment de petits lobes d'épaisseur métrique, allongés sur 10 m de long environ. Les argilites aux sommets présentent des laminations parallèles.

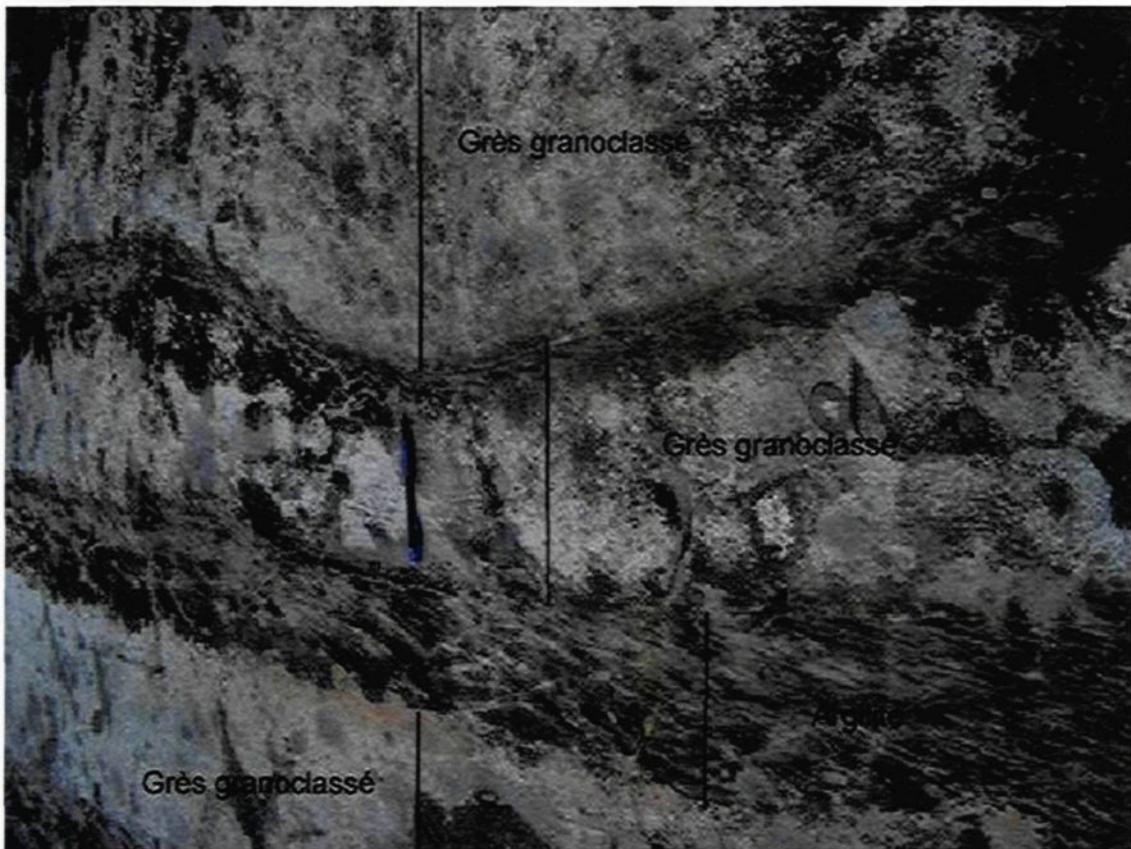


Figure 2-8. Succession de turbidites à lits épais. C'est une succession de lits de grès très fins à granoclassement normal (division Ta de Bouma, 1962). Les lits de grès ont une épaisseur irrégulière qui varie latéralement. Le lit à la base de photo est surmonté au sommet par un lit d'argilites à laminations parallèles (division Td de Bouma, 1962) dont l'épaisseur irrégulière également varie latéralement. Le lit d'argilites est affecté par un clivage Nord Ouest. La polarité est vers le Sud (haut de la photo). Voir figure 2-3 pour la localisation de cette photo.

Interprétation

Les turbidites à lits épais sont interprétées comme des turbidites de haute densité. Le granoclassement, l'absence de structures sédimentaires dans les Ta et la rareté des lits d'argilites est une caractéristique commune aux turbidites de haute densité (Walker, 1992). Ce sont des dépôts de coulées de haute densité et de masse, transportée par la turbulence de l'eau par des hauts courants (Lowe, 1982; Lowe, 1997; Shanmugam, 1997). Ces turbidites de haute densité sont identiques au *massive sandstone* de Walker (1978). Elles sont interprétées par Pickering *et al.* (1989) et Buatois et Mangano (1994), comme des dépôts rapides à partir de courants de turbidité de haute densité, des dépôts de suspension congelés

sans cohésion et des dépôts postérieurs à la liquéfaction et à la fluidisation ayant pris place lors de la destruction de toute structure sédimentaire. La lenticularité des lits de grès granoclassés peut résulter de l'action des courants de fond comme il est décrit ailleurs (Lindsley, 1971 *in* Tucker et Reid 1973). Le développement de lits amalgamés, suggère des turbidites proximales (Walker, 1967). La prévalence de l'amalgamation indique un transport par les chenaux du matériel clastique et un transport périodique par les courants confinés des chenaux (Tucker et Reid 1973). Les lits de Ta amalgamés sont produits par des événements de haute énergie (Dott et Bourgeois, 1982b). L'observation de surface érosive très marquée implique des coulées gravitaires ou des coulées de densité. Les rares lits d'argilites à laminations parallèles seraient des Td de Bouma.

Les grès épais et granoclassés du bassin de Granada seraient formés par des courants de turbidité de haute densité, sableux à l'image de ceux décrits par Lowe, (1982). Ils pourraient être générés en dessous de l'action des vagues de tempête à l'image des turbidites déposés par des courants de tempêtes décrites par Wu (1982), ces turbidites pouvant présenter une base nette, ondulante et un granoclassement dûs à un dépôt rapide.

2.2.1.2-Lithofaciès grès-argilites

Description générale du lithofaciès grès-argilites

Ce lithofaciès représente une part importante dans les dépôts sédimentaires du bassin de Granada (**figure 2-9**). Son épaisseur stratigraphique varie entre 100 m à l'Ouest à environ 400 m à l'Est. Le lithofaciès est subdivisé en deux faciès voir **tableau 2-1**: i) le faciès de grès-argilites ondulants à granoclassés (2a) et ii) le faciès de grès-argilites stratifiés et entrecroisés avec conglomérat stratifié (2b).

Le facies 2b avec conglomérat stratifié reposent stratigraphiquement sur le faciès 2a (**figure 2-9**).

Globalement, ce lithofaciès se caractérise par des lits de grès dont l'épaisseur varie de 10 cm à plus de 2 m avec une moyenne de 45 cm. L'épaisseur des lits d'argilites varie de 1 cm à 20 cm avec une moyenne de 5 cm. L'épaisseur des lits de grès ou d'argilites est

variable latéralement et verticalement à l'échelle du bassin. De la base vers le sommet stratigraphique du lithofaciès grès-argilites, les lits de grès augmentent d'épaisseur de manière croissante tandis que les lits d'argilites diminuent d'épaisseur de manière systématique. Ainsi, les lits de grès dans le faciès 2b sont plus épais que les lits de grès dans le faciès 2a et inversement les lits d'argilites sont plus communs dans le faciès 2a que dans le faciès 2b. Les lits de grès sont généralement plus épais que les lits d'argilites avec un ratio grès/argilites en moyenne de 4. Occasionnellement, des lits d'argilites cinq fois plus épais que les lits de grès sont observés dans de très rares cas où l'épaisseur des lits de grès ne dépasse pas 5 cm. Les surfaces basales des grès et des argilites sont érosives et très irrégulières avec des empreintes de charge dont la profondeur peut atteindre 5 cm et de diamètre variable entre 20 à 30 cm. Certains lits de grès et d'argilites sont discontinus (**figure 2-10**). Les lits d'argilites reposent sur les lits de grès par un contact érosif très marqué.

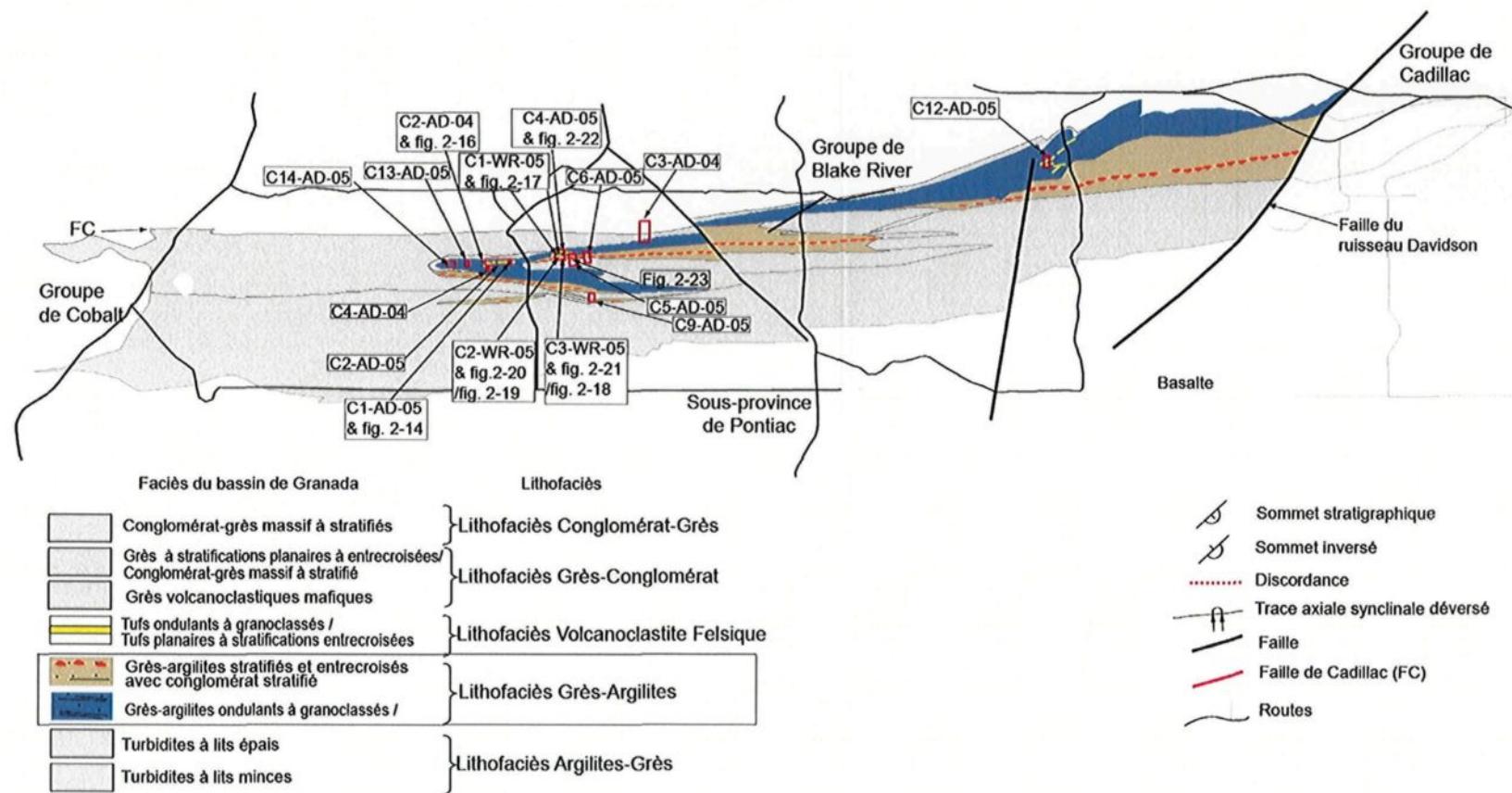


Figure 2-9. Localisation (rectangles rouges) des zones cartographiées en détail ou érigées en colonne du lithofaciès grès-argilites (faciès 2a et faciès 2b). À remarquer que le faciès 2a est intimement associé au lithofaciès volcanoclastite felsique. Remarquer la distribution asymétrique de ce lithofaciès (plus abondant au flanc nord et flanc sud court). Les dépôts sont plus épais aussi à l'Est qu'à l'Ouest du bassin.

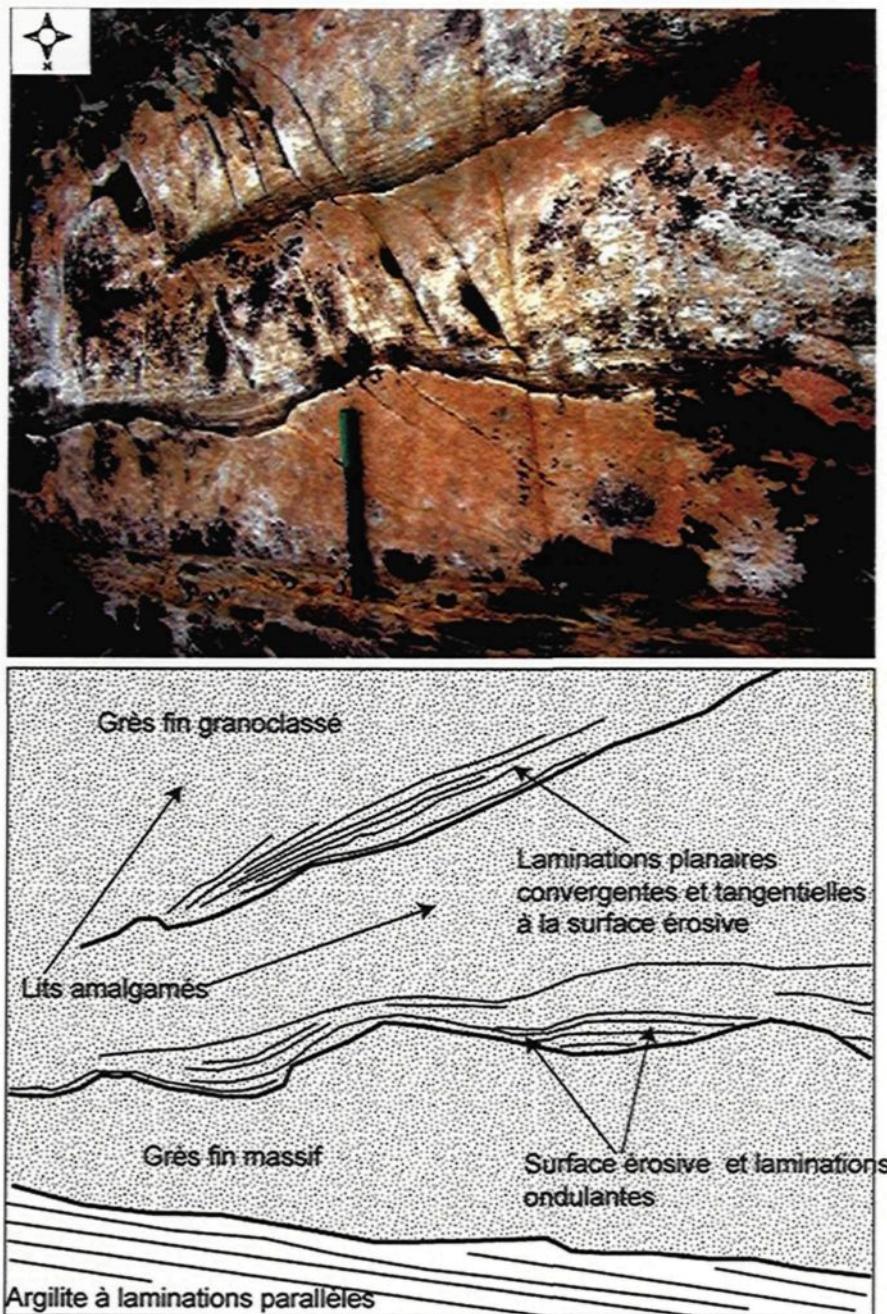


Figure 2-10. Lits irréguliers dans une succession où alternent des lits de grès et des lits d'argilites. Le lit d'argilites à la base présente des laminations parallèles. Son épaisseur diminue latéralement vers à droite. Les lits de grès sont ondulants à surface érosive très marquée et empreintes de charge. Les laminations à la base épousent leur forme. Sur la photo, ils ont tendance à se rétrécir vers la droite. Au dessus du lit de grès fin massif, il ya des lamination ondulantes épousant la surface érosive et la forme ondulante du lit de grès qui les contient. Ces lamination parallèles au départ s'aplatissent au niveau des sommets ondulant et convergent. Les lits de grès sont à épaisseur irrégulière au niveau des empreintes de charge. Voir figure 2-9 pour la localisation de cette photo.

Les lits d'argilites sont massifs ou à stratifications parallèles ou entrecroisées. Les structures sédimentaires observées dans les grès sont:

- i) des empreintes de charge,
- ii) des rides de courant,
- iii) des laminations entrecroisées à grande échelle,
- iv) des laminations parallèles pouvant être planaires ou ondulantes,
- v) des stratifications entrecroisées,
- vi) des lits amalgamées et
- vii) des stratifications entrecroisées en forme de mamelon (voir interprétation plus loin).

Les grès moyens à silt présentent des lits massifs avec des laminations entrecroisées, parallèles et des stratifications entrecroisées en mamelon. Ils sont interstratifiés à des lits de grès granoclassés. Les structures de déformation synsédimentaire sont des plis synsédimentaires et des figures de slump. Les plis synsédimentaires se retrouvent au sein d'une strate continue d'une épaisseur d'environ 50 cm, dans les grès-argilites (**carte C2-AD-05**). Cette strate serait constituée de plusieurs lits (au moins trois lits **figure 2-11**) ayant subi un plissement. La base et le sommet des lits plissés sont planaires. Les empreintes de charges se répètent à des distances de 40 à 60 cm (**figure 2-12**). Dans les parties convexes, l'épaisseur des lits augmente et varie entre 1 cm à 25 cm pouvant atteindre 30 cm dans les zones concaves vers le haut.

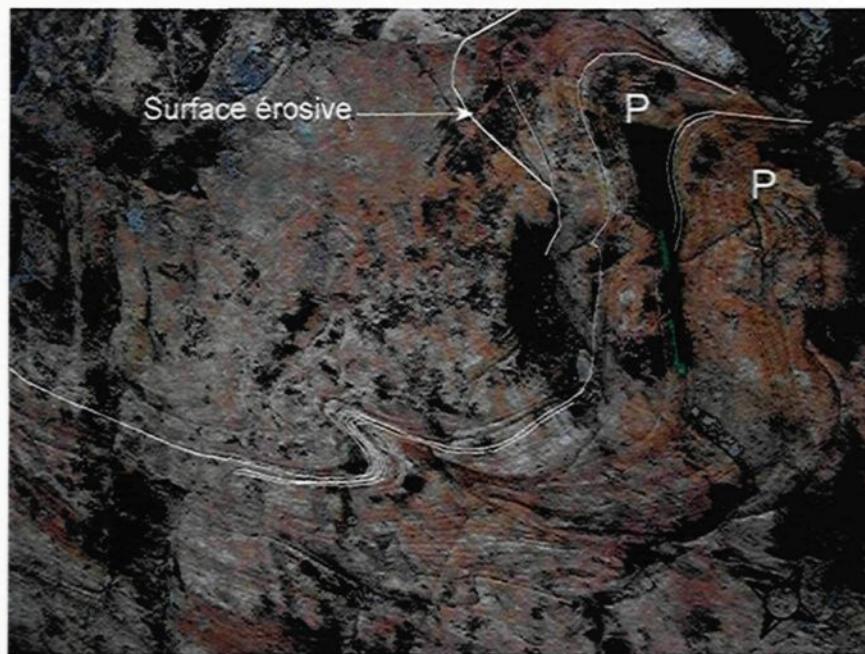


Figure 2-11. Plis synsédimentaires dans le lithofaciès grès-argilites. Ces plis sont marqués par un glissement le long du plan de stratification. Les plis renferment une section ouverte aplatie et une section fermée aiguë. Les lits plissés forment des pédoncules (P) à leur extrémité. La polarité est vers le sud. Le crayon en vert mesure 15 cm. Voir figure 2-9 pour la localisation de cette photo.



Figure 2-12. Empreintes de charge de type *skip mark* (Reineck et Singh, 1975) dans le faciès 2a du bassin de Granada. Les lits de grès présentent à leurs bases des laminations parallèles qui épousent la forme ondulante et irrégulière. Le sommet est vers le Sud en haut de la photo. Voir figure 2-9 pour la localisation de cette photo.

Faciès de grès-argilites ondulants à granoclassés (faciès 2a)

Description

La **figure 2-13** illustre bien une succession de stratifications entrecroisées en mamelon typique avec les zones à laminations surélevées en monticule et à laminations formant des dépressions topographiques. La zone de dépression est surmontée par une zone où les laminations forment une section aplatie. L'ensemble de ces structures est désigné comme une zone de stratifications entrecroisées en mamelon ou *Hummocky Cross Stratification* (HCS) en anglais. Les *hummocks* (H) correspondent à la partie surélevée en monticule tandis que les *swales* (S) correspondent aux dépressions topographiques. La zone constituée de laminations aplatis est appelée la zone F. Les interprétations de ces structures seront présentées à la section suivante.

La **figure 2-14** correspondant à la carte **C1-AD-05** est une cartographie lit par lit du lithofaciès grès-argilites interstratifié au sommet avec le lithofaciès de volcanoclastite felsique. Cette carte montre des lits de grès et d'argilites discontinus, avec des épaisseurs variables latéralement. La variation latérale d'épaisseur dans un même lit de grès est comprise entre 2 cm et 20 cm. Les grès sont à grains fins à moyens. Les surfaces érosives sont très marquées. Les zones suivantes sont identifiées dans les successions de laminations au sein des lits de grès :

- i) une zone constituée d'un ensemble de laminations définissant une unité lenticulaire. Cette unité lenticulaire est formée de laminations épaisses de 1 mm, parallèles sur une longueur d'environ 50 cm à 1,5 m à partir de laquelle elles s'amincent brusquement. Puis ces laminations convergent et se pincent à un angle proche de la paléo-surface. À l'approche des zones de convergence, la flexion des lames délimite une pente raide. Les unités de laminations sont continues latéralement et forment des zones ondulantes qui se relaient;
- ii) une zone constituée de laminations parallèles épousant la forme des lits en suivant l'ondulation, présentant un habitus parallèle aux parties concaves vers

le bas et convexes vers le haut de ces lits. L'épaisseur des laminations varie entre 10 cm et 15 cm dans un lit de grès entièrement laminé ;

- iii) une zone constituée de laminations parallèles entre elles et parallèles au litage et qui passe au sommet à des laminations planaires ou obliques par rapport au litage ;
- iv) une zone constituée de lits de grès à laminations entrecroisées en forme de rides est située au dessus de la zone à laminations parallèles. Cette zone est commune mais pas généralisée. La majeure partie de ces rides sont symétriques et la bifurcation de leur crête est droite. L'amplitude de ces rides varie entre 10 cm et 30 cm et la longueur d'onde varie entre 25 cm et 85 cm.

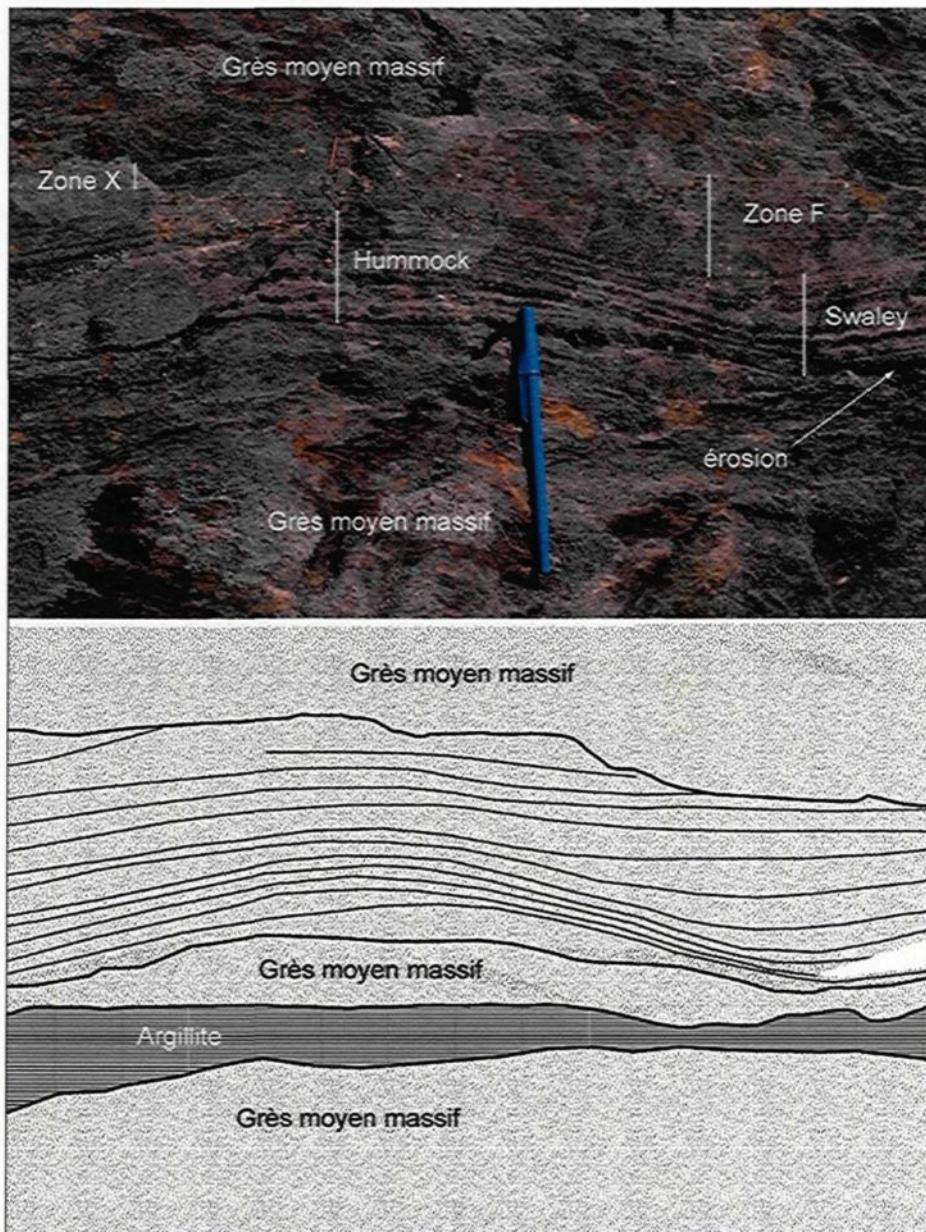


Figure 2-13. Photo de terrain et interprétation illustrant les structures identiques aux stratifications entrecroisées en mamelon dans le bassin de Granada. La succession mise en évidence permet d'observer les laminations parallèles sur une section ensuite ces laminations convergent en se pinçant et se chevauchent dans la zone de rotation concave pour former des structures identiques aux *hummocks*. À partir de la zone de « *hummock* », l'ondulation vers le bas accompagnée de l'aplatissement à nouveau des laminations tout en restant toutes parallèles pour délimiter le *Swaley*. Au dessus de la section synforme, les laminations parallèles s'aplatisent pour former une zone planaire correspondant à la zone P. La première zone en forme de dôme et de vallée correspond à la « *Hummocky zone* type de Dott et Bourgeois (1982) et la zone à laminations aplatisées correspond à la « *planar laminated zone* » de Dott et Bourgeois, (1982). Les deux zones constituent une succession HF. Voir figure 2-14 pour la localisation de cette photo.

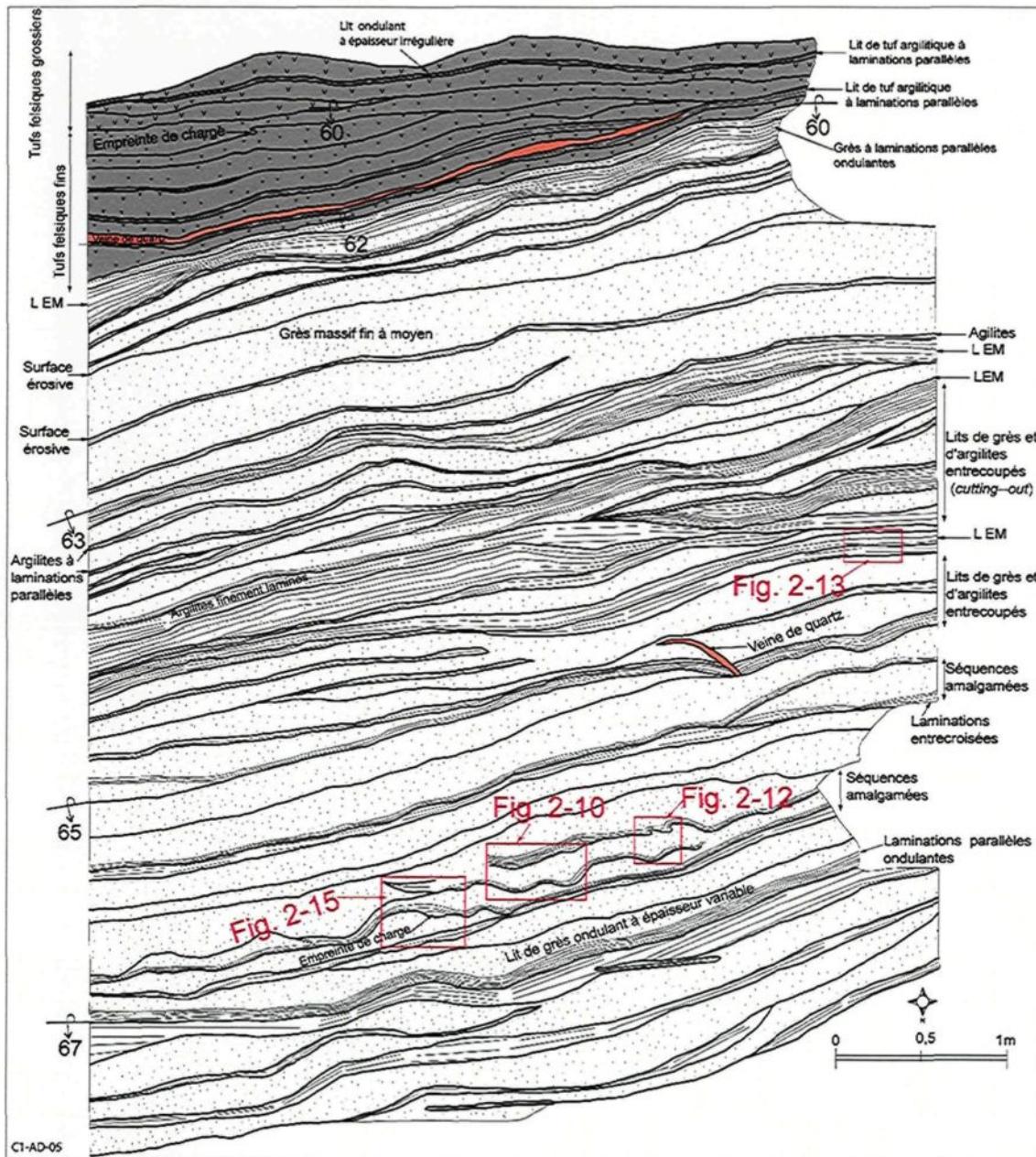


Figure 2-14. Cartouche C1-AD-05. Cartographie lit par lit d'une succession de grès-argilites dans le bassin de Granada, surmontée d'une séquence négative de tufs felsiques (tufs fins-tufs grossiers). Cette figure illustre des séquences amalgamées de grès-argilites avec des lamination entrecroisées en forme de mamelon (LEM) ou des lamination parallèles ondulantes comme des successions (HHH, FH, HHM, HM) identiques aux variantes de successions de grès à stratifications entrecroisées en mamelon (*Hummocky Cross Stratification HCS*) décrites dans Dott et Bourgeois, (1982). Le *cutting-out* (lits de grès entrecoupés par lits d'argilites et vice versa) et les séquences amalgamées sont des caractéristiques des HCS selon les critères définis par Dott et Bourgeois, (1982). Cette cartouche est localisée sur les figures 2-3 et 2-9. Les photos des figures 2-10, 2-12, 2-13 et 2-15 sont prises dans cette section. H=Hummocky zone, F=Flat laminated zone ; M=Mud zone.

La cartographie détaillée lit par lit d'une section de 25 m² (**Figure 2-14 ; carte C1-AD-05**) montre des lits de grès alternant avec des lits d'argilites. Ces grès-argilites contiennent quelques niveaux du lithofaciès volcanoclastique felsique. L'épaisseur des lits de grès varie de 5 cm à 2 m et l'épaisseur des successions de structures sédimentaires constituant la séquence de HCS varie en moyenne entre 20 et 50 cm. L'épaisseur des sets de laminations dans les sections où elles sont parallèles est de 15 cm, et s'amincit jusqu'à 5 cm puis 3 cm dans les sections convergentes où elles se chevauchent à faible angle.

Certains lits de grès et d'argilites sont amalgamés; ce sont des lits épais de grès fins à moyens avec des successions de structures sédimentaires et des lits d'argilites discontinus latéralement (**figure 2-15**). Des lits d'argilites sont interrompus par des lits de grès et vice versa.

La **figure 2-16** est une cartographie lit par lit d'un affleurement de grès-argilites. Les structures illustrées montrent des formes identiques à des successions formées de stratifications entrecroisées en mamelon affectée par une déformation syn-sédimentaire formant des structures qui s'apparentent à des figures de slump. Les lits de grès et d'argilites sont massifs ondulants à épaisseur irrégulière. Les lits d'argilites présentent de fines laminations parallèles.

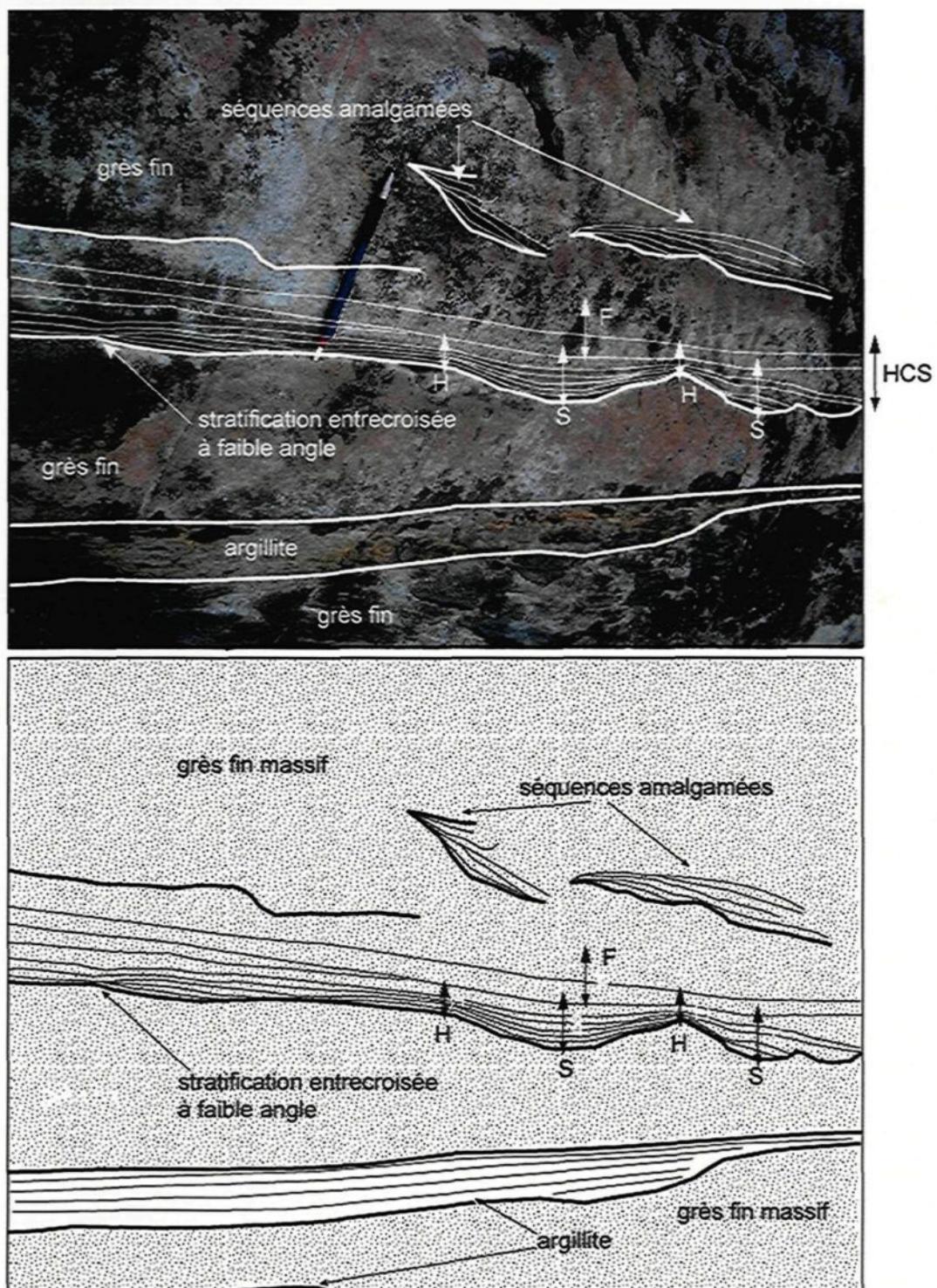


Figure 2-15. Successions amalgamées de HCS dans le faciès 2a du lithofaciès grès-argilites du bassin de Granada avec une succession HF identifiée (H pour *Hummocky zone* et F pour *flat laminated zone* de hummocky (voir Dott et Bourgeois, 1982 pour la comparaison). Voir successions amalgamées de la figure 2-14 pour la localisation de cette photo.

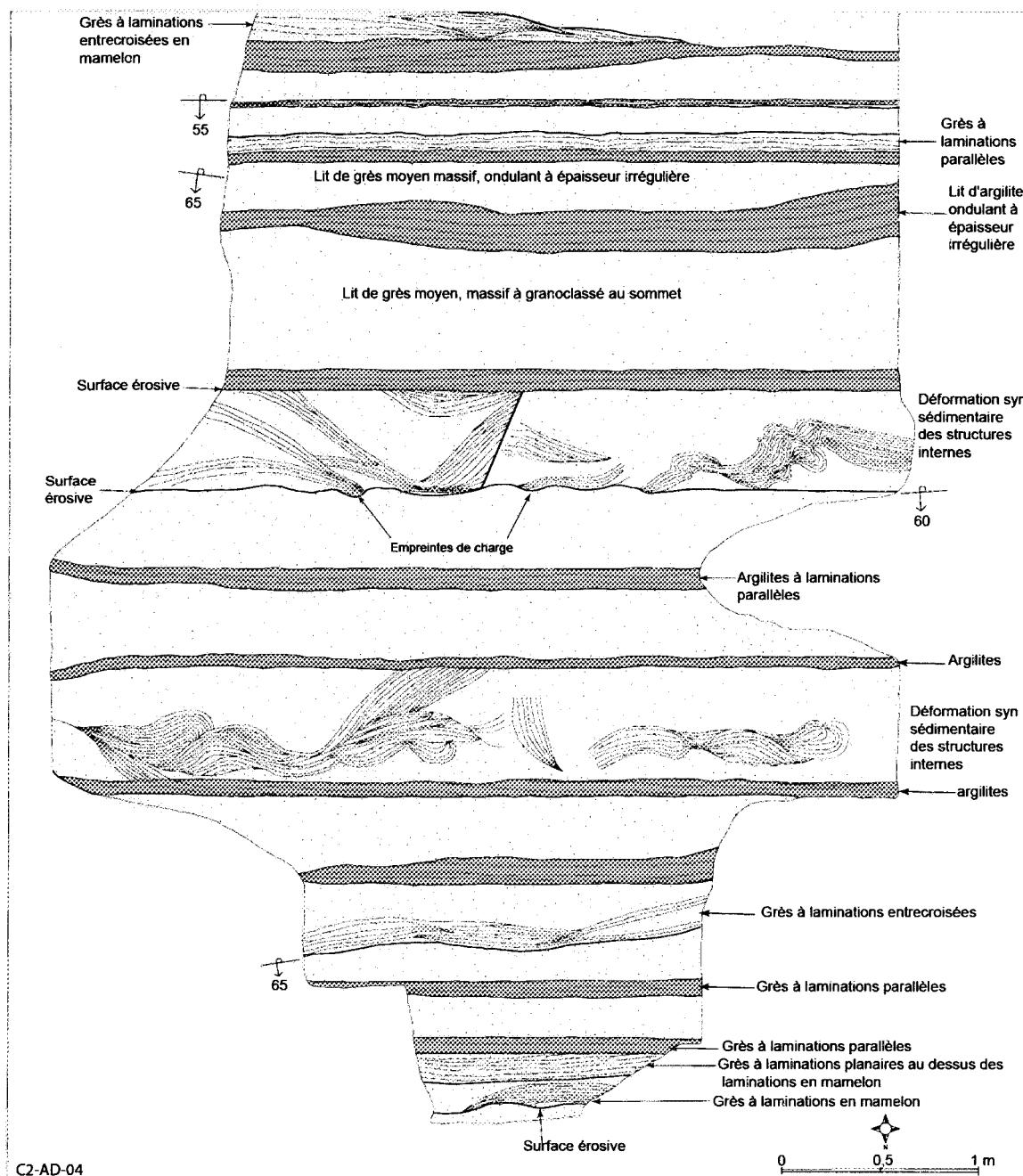


Figure 2-16. Cartouche C2-AD-04. Cartographie détaillée dans les grès-argilites montrant une séquence de HCS affectée par une déformation synsédimentaire (figures de slump). Cette carte est effectuée au cimetière de Granada (figure 2-3 pour la localisation).

Interprétation

Globalement, le faciès 2a de grès-argilites ondulants à granoclassés du lithofaciès de grès-argilites du bassin de Granada est interprété comme déposé par les vagues de tempête avec l'influence des courants marins avec quelques dépôts de suspension.

Rappelons la succession des structures sédimentaires dans les lits de grès ondulant aux contacts érosifs très marqués, formée :

- i) d'une zone constituée d'un ensemble de laminations définissant une unité lenticulaire ;
- ii) d'une zone constituée de laminations parallèles épousant la forme des lits en suivant l'ondulation, épousant un habitus parallèle aux parties concaves vers le bas et convexes vers le haut de ces lits ;
- iii) et d'une zone constituée de lits de grès à laminations entrecroisées en forme de ride située au dessus de la zone à laminations parallèles ;

Aussi, les lits d'argilites présentant de fines à laminations parallèles se déposent au sommet de ces successions de structures sédimentaires.

Des lits ondulants de grès aux contacts érosifs très marqués sont interprétés comme des mouvements oscillatoires associés à des vagues de grandes amplitudes ou des vagues de beau temps identiques aux HCS (Bose et Das, 1986) ; les bases ondulantes sont générées par les tempêtes (Wu, 1982). Les structures dans ces lits de grès et d'argilites sont interprétées comme des successions de HCS ; la zone constituée d'un ensemble de laminations définissant une unité lenticulaire correspond à la zone H de Dott et Bourgeois (1982). Les laminations parallèles entre elles et parallèles à la succession constituent la zone F (*flat laminated zone*) qui passe à la zone P (*planar laminated zone*) de Dott et Bourgeois (1982) quand les laminations sont obliques par rapport au litage. La zone constituée de lits de grès fin à moyen avec des laminations entrecroisées en forme de ride correspond à la zone X de Dott et Bourgeois, (1982). La Zone X (*cross laminated zone*) peut être engendrée par les courants oscillatoires qui suivent les événements de tempêtes

lors des périodes de vannage (Cheel et Leckie, 1993). Les argilites laminées au dessus des lits de grès dans le bassin de Granada sont interprétées comme la zone M (*mud zone*) de Dott et Bourgeois (1982a).

Les grès à laminations parallèles sont déposés soit par des courants à haute énergie unidirectionnelle, soit par des écoulements oscillatoires (Buatois et Mangano, 1994; Makhlouf, 2002). Les laminations entrecroisées en forme de rides dans les HCS sont des dépôts générés par des vagues asymétriques approchant la côte (*asymmetric shoaling waves*) et par l'approche des vagues obliques (Colquhoun, 1995). Les HCS et les rides sont formés par des fortes crues subites avec des directions variables qui peuvent générer de larges vagues de tempêtes dans l'ensemble de la mer (Harms *et al.*, 1975). Certaines laminations planaires peuvent provenir d'une régime d'écoulement supérieur alors que les laminations entrecroisées sont formées par migration des dunes (Brenchley *et al.*, 1979).

Les argilites peuvent représenter des dépôts de suspension de faible énergie entre les périodes de vagues de tempêtes (Dott et Bourgeois, 1982 ; Fritz et Howell, 1991 ; Edwards *et al.*, 2005). Les argilites sont communément interprétées comme des dépôts de suspension; cependant, leur intime association avec les grès pourrait signifier qu'ils ont une même origine.

Certains lits de grès et d'argilites sont amalgamés. L'amalgamation est la caractéristique la plus commune des grès remplissant les chenaux (Walker, 1966), des successions amalgamées de HCS mis en place par des tempêtes générées par des flux de courants combinés (Colquhoun, 1995).

Des lits de grès ou d'argilites sont discontinus latéralement et s'entrecoupent. Ce processus *cutting-out* (Dott et Bourgeois, 1982) est caractéristique des dépôts de HCS. Les laminations ondulantes à faible angle, les contacts érosifs, les bases convexes vers le haut, les successions amalgamées, les lits entrecoupés latéralement (*cutting-out*) sont identiques à celles décrites par Harms *et al.* (1975) et Dott et Bourgeois (1982).

L'épaisseur croissante des lits de grès, couplée à la réduction des lits d'argilites et à l'augmentation de la granulométrie sont des caractéristiques communes à des séquences de progradation. La présence de grès fins interlités à des argilites dans une séquence régressive marine peu profonde suggère qu'il y a eu des événements périodiques au moment du dépôt des sables dans un environnement marin calme caractérisé par l'accumulation des particules fines (Brenchley *et al.*, 1979). Les empreintes de vagues dominantes dans les structures et leur alternance avec des lits séparés d'argilites limitent toute hypothèse de dépôt par courant de turbidité.

La répétition des séquences de HCS dénote, selon Edwards *et al.*, (2005), des tempêtes épisodiques. Les grès granoclassés interstratifiés dans ces séquences de HCS peuvent être interprétés comme des turbidites de haute densité. L'interstratification des séquences de HCS avec les lits de grès granoclassés interprétés comme des Ta de Bouma suggère des dépôts identiques aux «turbidites-HCS» de Walker *et al.* (1983); Duke *et al.* (1991) et de Makhlof (2002) mis en place par des courants oscillatoires combinées.

Les caractéristiques stratigraphiques et sédimentologiques du faciès grès-argilites ondulants à granoclassés du lithofaciès de grès-argilites sont typique de dépôts de tempête et sont similaires aux HCS décrits dans la littérature (Hamblin et Walker, 1979; Bourgeois, 1980; Walker *et al.*, 1983; Duke, 1987; Duke *et al.*, 1991; Edwards *et al.*, 2005).

Les plis synsédimentaires se forment par un contournement interne d'un banc généralement microgréseux ou pélitique, dû à son glissement sur le fond à l'état non consolidé (Foucault et Raoult, 2001). Selon Blatt *et al.* (1980a), les anticlinaux des plis synsédimentaires peuvent être des crêtes de rides fortement déformées ou des surfaces érosives déformées qui indiquent l'érosion locale contemporaine au dépôt. La déformation est causée par la contrainte de cisaillement exercée sur le lit par le courant lui-même. Les

plis synsédimentaires et les figures de slumping sont dûs à une sédimentation influencée par le tectonisme (Edwards *et al.*, 2005).

Comparaison avec d'autres séquences de HCS et implications

Les structures primaires dans les grès-argilites du bassin de Granada sont comparées avec d'autres successions similaires (**tableau 2-2**). Les grès-argilites présentent des structures sédimentaires identiques à celles décrites dans la littérature comme des stratifications entrecroisées en mamelon ou *hummocky cross stratification* (HCS) (Harms *et al.*, 1975; Dott et Bourgeois, 1982). Ces séquences sont des dépôts de vagues de tempête dans une avant-plage inférieure. L'identification de ce faciès représente un aspect important dans l'étude sédimentologique de la Formation de Granada, car elle apporte un élément nouveau dans l'environnement de dépôt. Il permet de soutenir l'existence de dépôts de plateforme, la pièce manquante dans les études antérieures pour soutenir un environnement de delta en marge d'un continent selon Hyde (1978). Cette étude apporte une compréhension toute nouvelle en démontrant qu'il s'agit de dépôts marins peu profonds dans un cône deltaïque en progradation.

Tableau 2-2. Exemples de séquences de HCS et leur environnement de dépôt (modifié de Dott et Bourgeois, 1982) en comparaison avec le bassin de Granada H= (Hummocky zone), F= (flat laminated zone), P= (planar laminated zone), M= (mud zone), X= (cross laminated zone).

LOCALISATION	ENVIRONNEMENT	NATURE DES HCS
Oregon Pointe et Cap Blanco	Transgression marine peu profonde (G et C)	HF amalgamées Sans M (séquence de Hummocky-laminations parallèles, sans argilites au sommet des grès)
Oregon Formations de Coaledo et Elkton	Complexe de marge de delta avec cycles de progradation	HFX séparé par M (séquences de Hummocky-laminations parallèles, stratifications entrecroisées séparés par des lits d'argilites)
Oregon Grès de Cap Sébastien	Succession de grès transgressifs	HF amalgamé et HFX et M mineur (séquences de Hummocky-laminations parallèles amalgamées et Hummocky-laminations parallèles, stratifications entrecroisées et argilites mineurs)
Colorado et Utah Formation de Dakota	Delta en progradation	HFX et HF ± M ± amalgamées (Hummocky-laminations parallèles, stratifications entrecroisées et Hummocky-laminations parallèles ± argilites ± amalgamées)
Wisconsin Formation de Norwalk et Tunnel city	Dépôt de littoral HCS à grès fin intercalés à grès moyen	H, HF et HFX sans M Hummocky, Hummocky-laminations parallèles et Hummocky-laminations parallèles, sans argilites
Abitibi (Québec) Formation de Granada (cette étude)	Delta en progradation Grès-argilites Granulométrie silt à grès moyen Localement volcanoclastite felsique avec tufs fins et tufs grossier	HFM. HHHH, HFXM, HF et HX amalgamées, <i>cutting-out</i> (Hummocky-laminations parallèles-argilites, Hummocky, Hummocky-laminations parallèles-stratifications entrecroisées-argilites, Hummocky-laminations parallèles sans argilites, Hummocky-stratifications entrecroisées sans argilites Séquences amalgamées lits de grès entrecoupés par des lits d'argilites ou lits d'argilites entrecoupés par des lits de grès (<i>Cutting-out</i>)

Faciès de grès-argilites stratifiés et entrecroisés (faciès 2b)

D'une épaisseur stratigraphique d'environ 60-100 m, il est constitué de 85% de grès, de 5% d'argilites et 10% de conglomérat. Cette succession lithologique est bien illustrée sur la carte de la **figure 2-17 correspondant à la carte C1-WR-05**). Les lits de grès sont de plus en plus épais et les grès plus grossiers quand on avance dans la stratigraphie vers le Sud et les lits d'argilites se font plus rares.

Description

Le faciès de grès-argilites stratifiés et entrecroisés est constitué surtout de grès moyens à grossiers et d'argilites à laminations parallèles mais quelques niveaux de conglomérat stratifié y sont également reconnus.

Les lits de grès sont épais de 7 cm à plus de 1 m avec une moyenne variable entre 30 et 60 cm. Les épaisseurs des lits sont variables latéralement et verticalement. Certains lits de grès plus fins à laminations parallèles sont surmontés de lits d'argilites massifs (**figure 2-17**). La base des lits est érosive et ondulante, concaves vers le haut ou aplatie et récurrente (*scoured*). Les structures internes dans les lits de grès sont des laminations parallèles, des lames obliques entrecroisées à tangentielles ou planaires. Les laminations déformées synsédimentaires ne sont pas observées dans ce faciès. Les stratifications entrecroisées à grande échelle est caractérisée par des lames obliques tangentielles à la surface d'érosion (souvent sigmoïdes ou ondulantes), empilées formant des séquences tabulaires, prismatiques et lenticulaires. Des surfaces érosives s'érigent parallèles aux lames obliques. Ce sont des surfaces de réactivation.

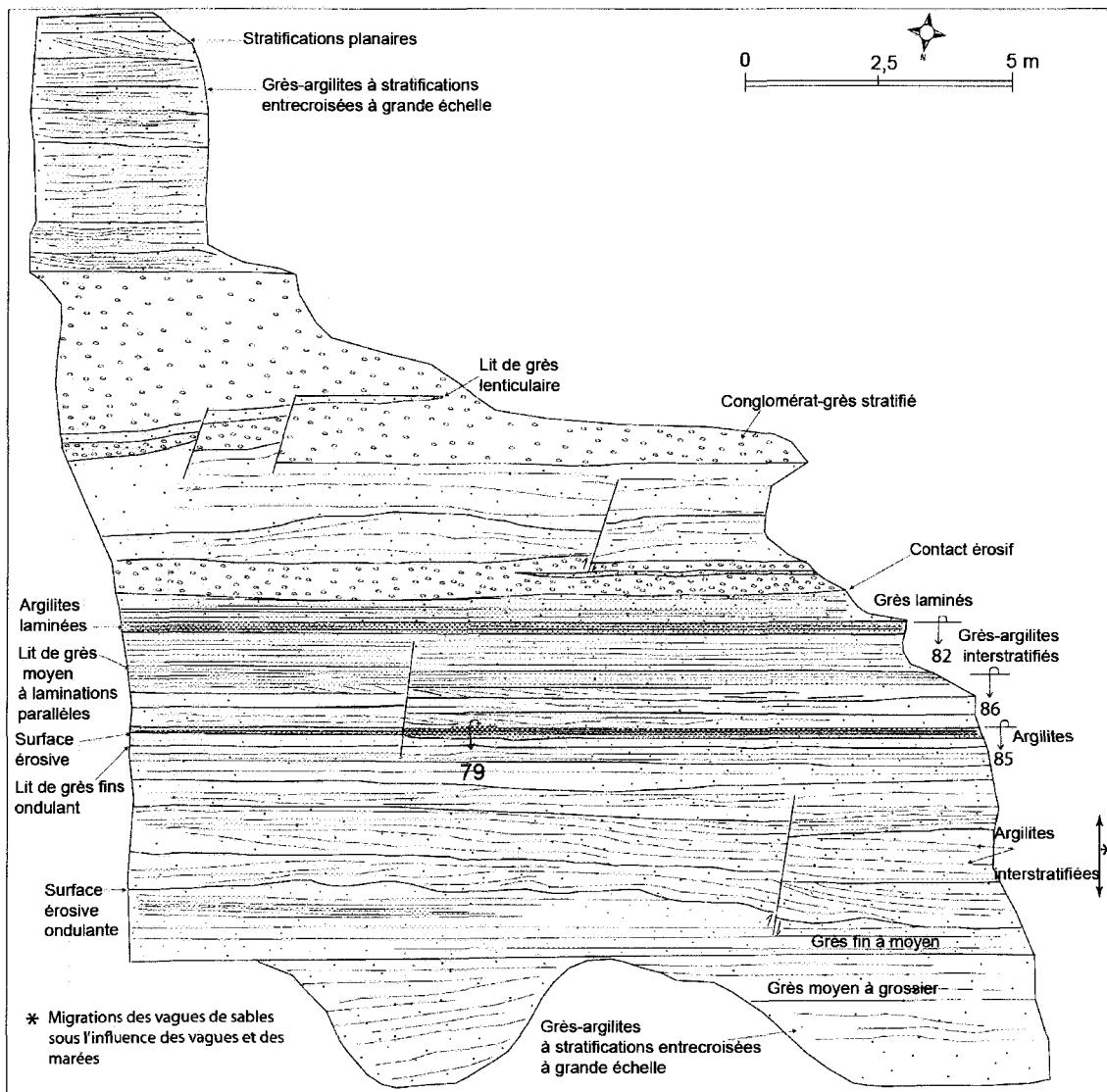


Figure 2-17. Cartouche C1-WR-05. Cartographie lit par lit du faciès de grès à stratifiés et entrecroisés interstratifiés au conglomérat stratifié (faciès 2b). Les lits et les structures sédimentaires sont affectés par des failles NE tardives. Cette cartouche est localisée à la figure 2-9. Cette carte est aussi localisée sur la figure 2-22.

Les laminations parallèles sont communes à la base des lits de grès (Figures 2-17 (carte C1-WR-05), 2-18, 2-19, 2-20 (carte C2-WR-05) et 2-21 (carte C3-WR-05). La stratification planaire est régulièrement interrompue par une stratification entrecroisée marquée par des rides profondes dont l'ensemble délimite des dunes remplies d'argilites. Les argilites aux sommets des strates ou lames obliques sont d'épaisseurs variables et généralement oxydées et certains lits renferment des granules blanches de 2 mm (**figure 2-18**).

Il y a des successions concaves vers le haut épaisses pouvant atteindre des dizaines de mètres (**figure 2-19**). Ces successions sont formées d'un empilement de strates tabulaires et lenticulaires qui se croisent en interceptant la base des lits selon un contact net très marqué ou tangentiel par rapport à la surface érosive. Les surfaces érosives creuses des lits de grès et d'argilites définissent des successions concaves vers le haut. Les empilements de 1 à 5 m sont observés. Les lits entrecroisés sont lenticulaires et d'épaisseurs irrégulières et discontinues latéralement. Localement, des faisceaux de lames à stratifications entrecroisées en auge, en prismes tabulaires de 50 cm d'épaisseur sont observés. Dans ces unités alternent des empilements de rides entrecroisées à petites échelles et des lits de grès à granulométrie plus fine, avec des laminations parallèles ondulantes.

Les lits d'argilites sont d'une épaisseur variable entre 5 et 15 cm. Ils sont d'une épaisseur latérale irrégulière et renferment une section concave vers le haut. Ces lits d'argilites surmontent très souvent des lits de grès fins à moyens dont les épaisseurs sont variables entre 15 et 47 cm. Ces lits sont de granulométrie inférieure à ceux des lits de grès plus épais auxquels ils sont interstratifiés. La **figure 2-20** et la **carte C2-WR-05** montrent au dessus d'un lit d'argilites une stratification entrecroisée en arête de poisson (*herringbone cross-stratification HC*). La stratification en arête de poisson est marquée ici par deux strates obliques de lames frontales ondulantes ou sigmoïdes en sens opposés semblant indiquer deux directions de courant d'Ouest vers l'Est et vice versa. Des surfaces de réactivation (SR) sont parallèles à ces strates (**figure 2-21**).

Les unités de conglomérat stratifié forment moins de 10% du faciès et sont interstratifiés avec les grès-argilites stratifiés (faciès 2b) (**figures 2-17 (C1-WR-05) et 2-21 (C3-WR-05)**). Ce sont des niveaux continus latéralement et d'épaisseur stratigraphique variable entre 50 cm et 7 m (**figure 2-22** correspondant à la carte **C4-AD-05**). Les contacts inférieur et supérieur avec les grès sont des surfaces érosives (**figures 23-3A et 23-3B**). Le conglomérat est interstratifié à des lits discontinus et lenticulaires de grès à stratifications entrecroisées d'environ 50 cm d'épaisseur moyenne, de grès à laminations parallèles de 6 cm à 10 cm d'épaisseur, ou grès massif d'épaisseur moyenne de 10 cm. La **figure 2-23** montre des conglomérats à support de fragments (*clast supported*) dont la taille des fragments varie entre 1 cm et 5 cm. Les cailloux sont imbriqués, mal triés, arrondis ou allongés parallèlement à la stratification et à la schistosité. Les fragments sont essentiellement des porphyres à 50%, de tufs felsiques à 20%, de grès pour 20% et des roches volcaniques mafiques et felsiques pour 5%. Finalement 5% de fragments de chert noir et de jaspe rubané en bandes roses et blancs y sont également présents. Ces fragments nagent dans une matrice gréseuse identique aux grès avec lesquels le conglomérat est interstratifié.

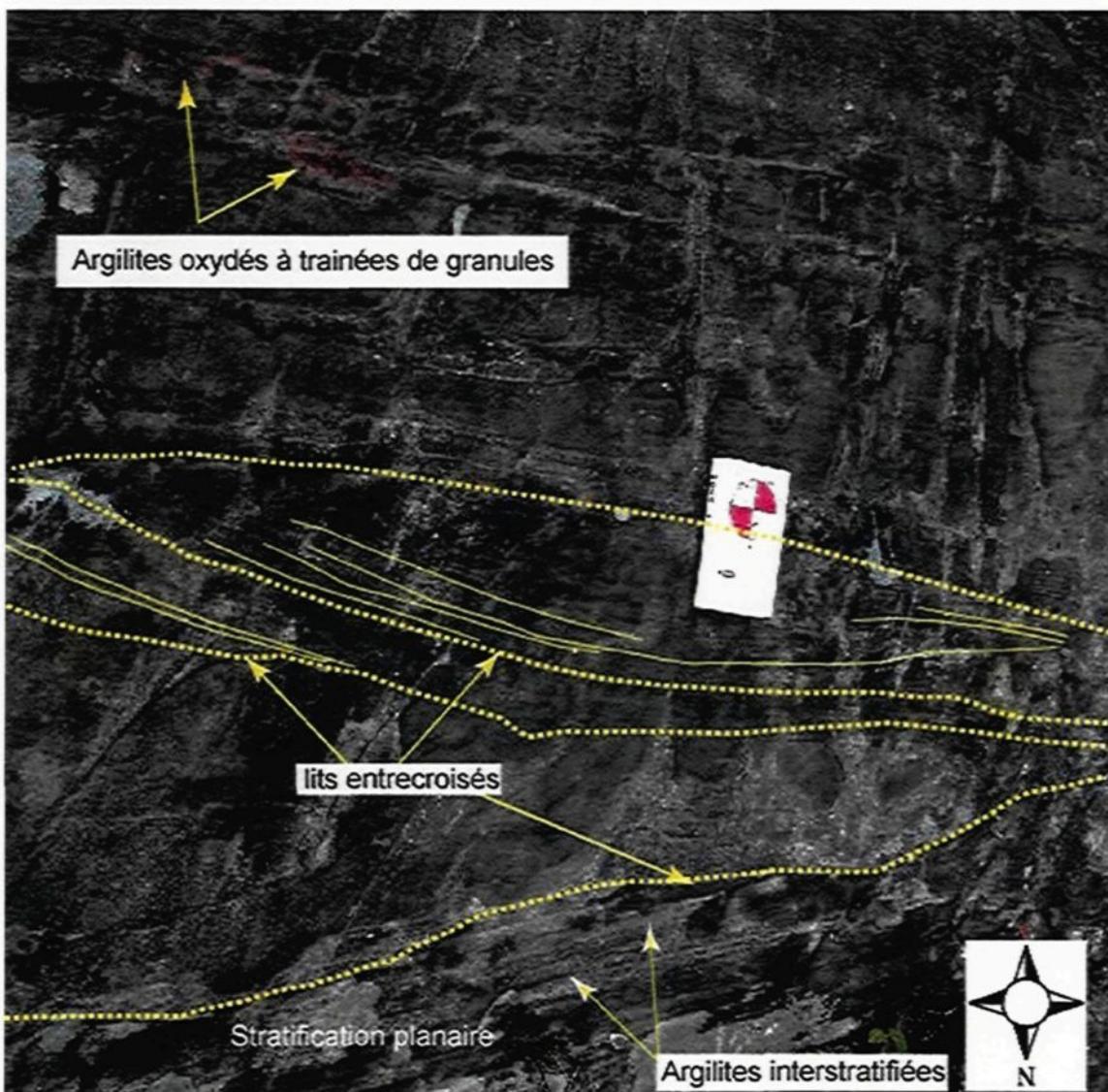


Figure 2-18. Structures internes dans les grès-argilites à stratifications entrecroisées à grande échelle. En tiret une surface érosive entre deux strates. Il y a alternance de stratification planaire est marquée par les lamines d'argilites interstratifiées et de stratifications entrecroisées à grande échelle. Remarquer la concavité vers le haut de l'ensemble de la strate. Les lames sigmoïdales d'argilites oxydés au sommet de la photo pourraient représenter des surfaces de réactivation. Alternance de stratifications planaires et entrecroisées. Voir figure 2-9 pour la localisation de cette photo.

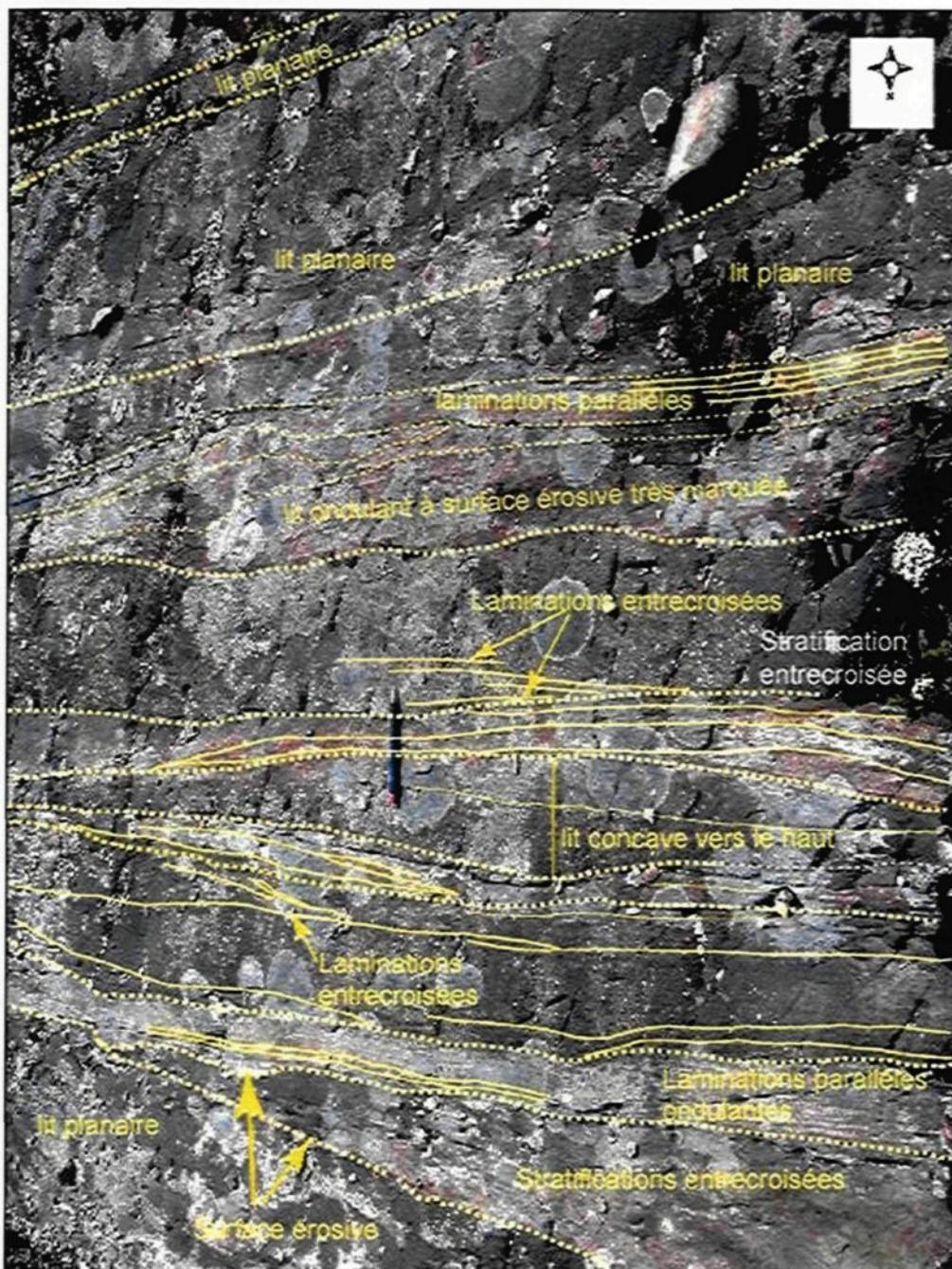


Figure 2-19. Empilements de grès formés d'une succession de lits à base concave vers le haut constituante une succession concave vers le haut. Certains lits montrent des laminations parallèles ondulantes parallèles au lit de grès ondulant aussi. Les lits sont séparés par une surface érosive (traits jaunes discontinus). Chaque lit individuel est constitué de strates entrecroisées souvent associées à de minces lamination d'argilites pouvant former des dunes. Les strates composites ont une épaisseur latérale irrégulière. L'irrégularité de l'épaisseur des lits ainsi que la discontinuité de certains lits entraînent une stratification entrecroisée à grande échelle. Les lits sont épais et lenticulaires. Certains lits sont planaires au sommet de la succession. Voir figure 2-9 pour la localisation de cette photo.

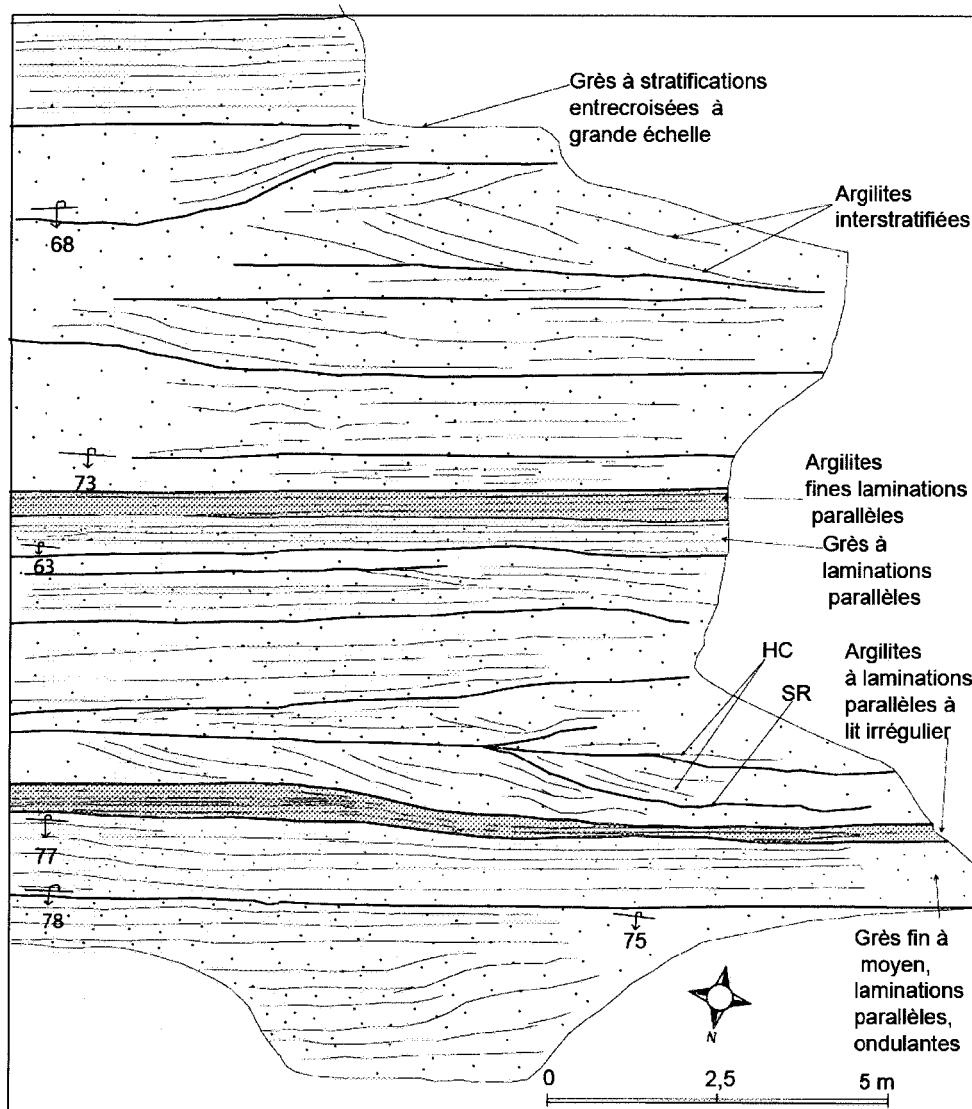


Figure 2-20. Cartouche C2-WR-05- Cartographie lit par lit dans le lithofaciès grès-argilites mettant en évidence l'interstratification des grès grossiers à stratifications entrecroisées à grande échelle (LSCBF, *Large Scale Cross Stratification Bed Facies*) et les grès moyens alternant avec des argilites. La stratification parallèle est commune. Les strates obliques ont tendance à devenir tangentielles vers le bas à la surface érosive. Des surfaces de réactivation (SR) sont parallèles à ces strates. Les strates planaires à tangentielles semblent indiquer deux directions de courant d'Ouest vers l'Est et vice versa. Les deux lits de grès au sus-jacents au lit d'argilites laminées à partir de la base semblent formés de stratification oblique en sens opposé, bidirectionnelle correspond à une stratification en arête de poisson (*herringbone cross-stratification HC*). Les lits de grès et d'argilites sont lenticulaires à épaisseur irrégulière. Les laminations parallèles sont ondulantes. Les surfaces érosives des lits de grès et d'argilites définissent une succession concave vers le haut. Voir figure 2-9 pour la localisation de cette cartouche. Cette carte est aussi localisée sur la figure 2-22.

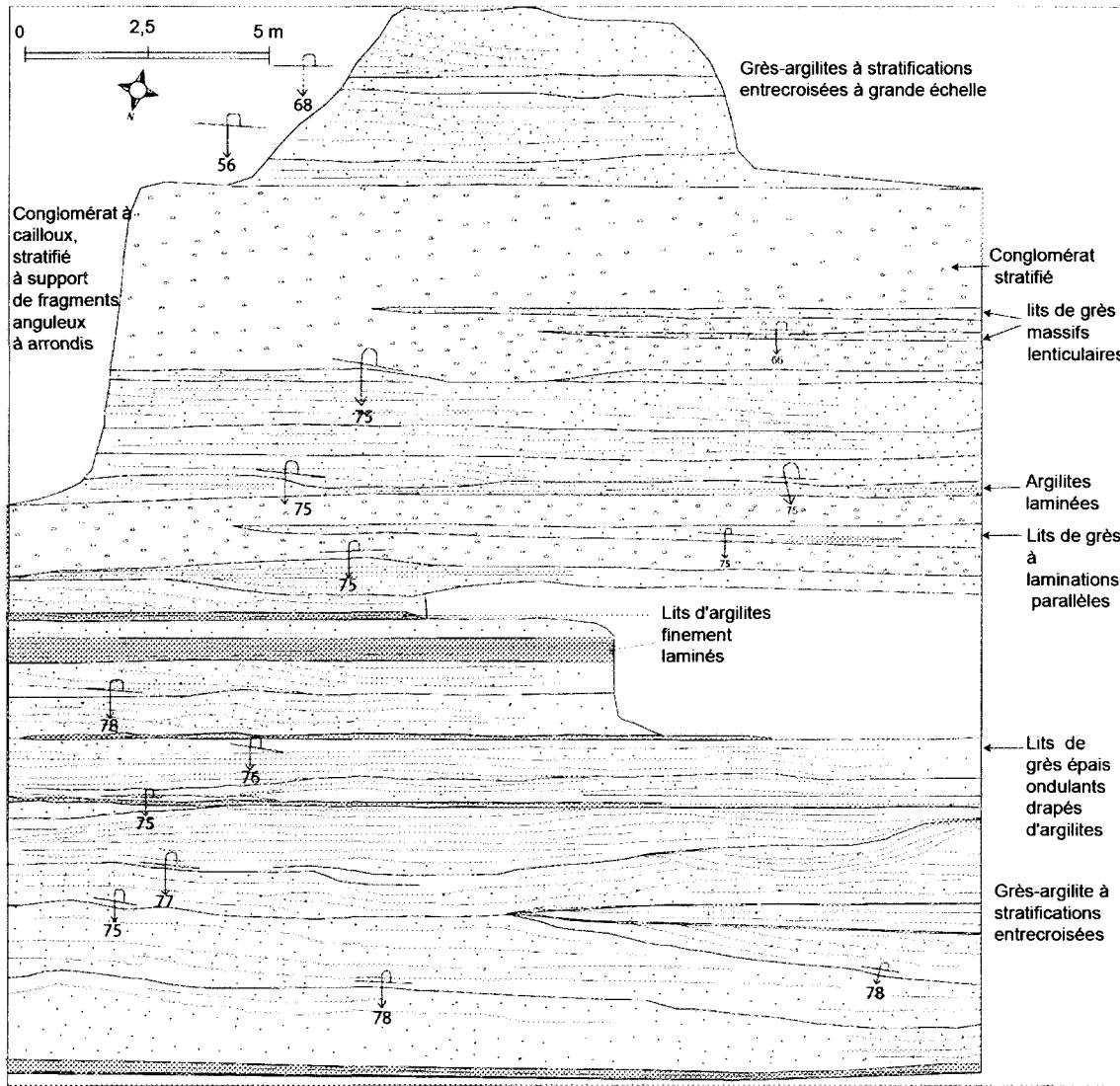


Figure 2-21. Cartouche C3-WR-05. Grès-argilites stratifiés et entrecroisés (faciès 2b) interstratifiés au conglomérat stratifié à support de fragments. Les lits de grès sont ondulants à base érosive marquée. Ils sont souvent lenticulaires. Il en est de même pour les quelques lits d'argilites finement laminées. Certains sets et cosets de lames parallèles sont concaves vers le haut, d'autres sont ondulantes et délimitent des sections concaves vers le haut ou parallèles aux lits planaires. Les lames obliques sont tangentielles à la surface érosive formant des prismes lenticulaires. Les surfaces érosives ayant les mêmes directions de pente que les lames obliques seraient des surfaces de réactivation. Voir figures 2-9 pour la localisation de cette cartouche. Cette carte est aussi localisée sur la figure 2-22.

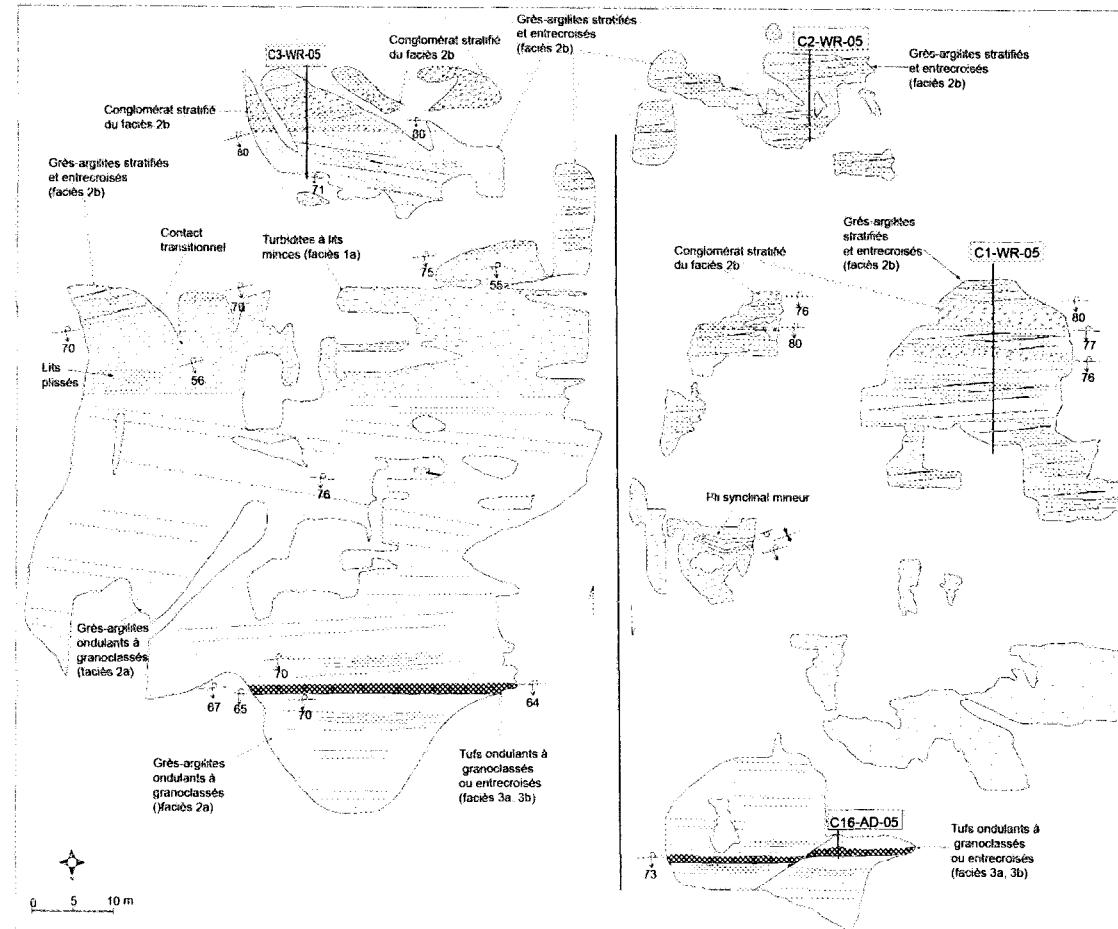


Figure 2-22. Cartouche C4-AD-05. Localisation du conglomérat stratifié dans le faciès 2b. Les cartes C1-WR-05, C2-WR-05, C3-WR-05 et C16-AD-05 sont localisées sur cette figure pour plus de précision. Voir figure 2-9 pour la localisation de cette cartouche.

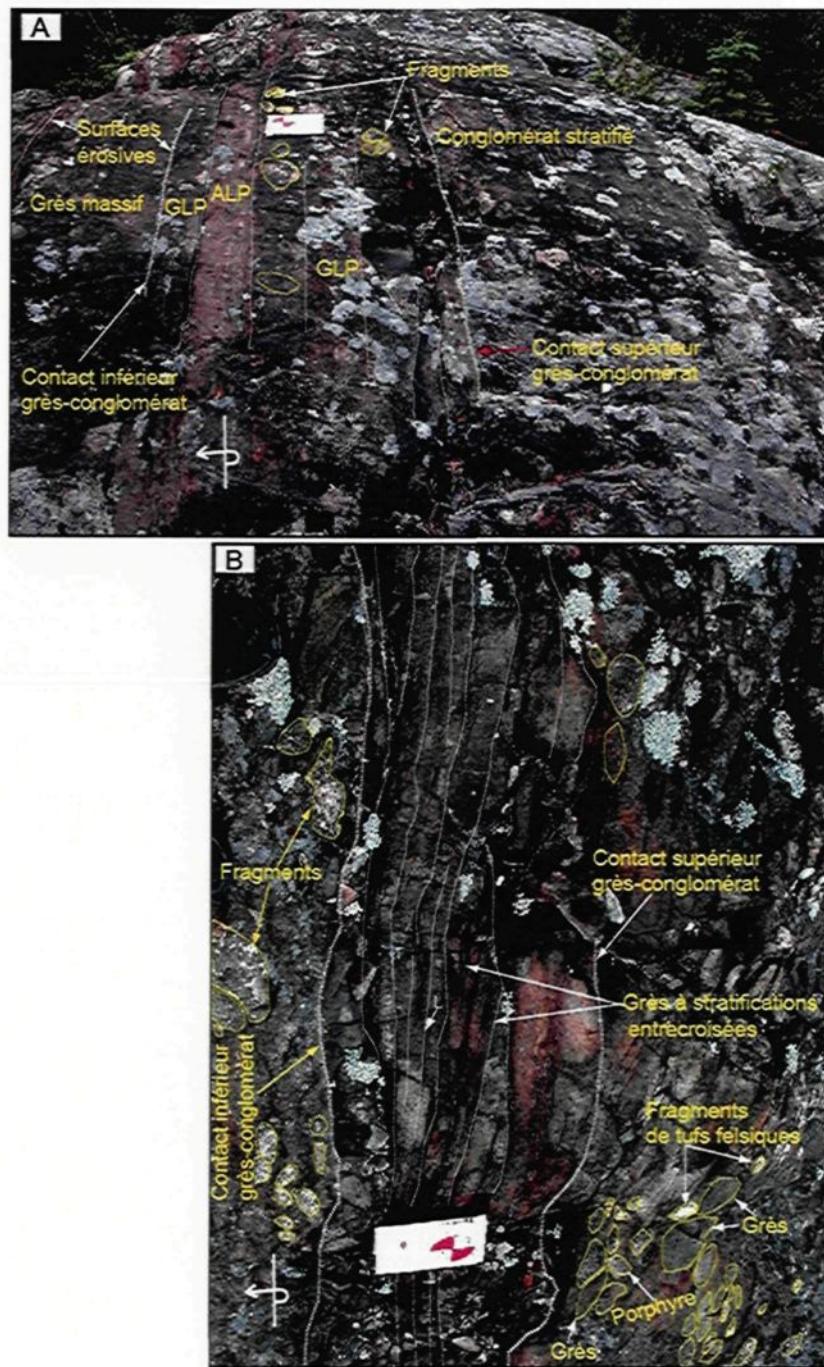


Figure 2-23. Contact lithologique entre grès marin à stratifications entrecroisées à grande échelle et conglomérat stratifié. A) Contact inférieur du lit individuel de conglomérat avec le lit d'argilites à laminations parallèles. ALP= argilites à laminations parallèles, GLP=grès à laminations parallèles. **B)** Détail du conglomérat avec les grès interstratifiés. Les grès stratifiés montrent une stratification interne identique à celles des grès sous-jacents au conglomérat. Les laminations internes millimétriques sont formées d'argiles. Les fragments sont essentiellement des grès à laminations parallèles, des tufs felsiques et des porphyres.

Interprétation

Le faciès de grès-argilites stratifiés et entrecroisés avec conglomérat stratifié (faciès 2b) peut globalement être interprété comme des ensembles tidaux déposés par l'interaction entre les vagues et les marées avec plus ou moins l'influence de fortes tempêtes. Ce sont des dunes générées par des vagues dans des conditions énergétiques hautement fluctuantes. Les argilites oxydées entre les lames ou rides gréseuses pourraient représenter le remplissage lors des phases d'eau calme. La présence de conglomérats pourrait signifier qu'il s'agit de dépôts de torrent avec influence probable de soulèvements mineurs de faille, érosion ou remplissage de chenaux peu profonds.

L'alternance de lames obliques entrecroisées en rides et de laminations planaires séparées par les surfaces de réactivation formées de faisceaux de marées (*tidal bundle*) tapissées de film d'argile est interprétée comme une accrétion verticale comme décrit dans la Formation permo-carbonifère de Talchir en Inde par Bhattacharya et Bhattacharya (2006). Les ensembles tidaux résultent de l'interaction entre les vagues et les courants tidaux de retour (*reversing tidal current*) à travers un cycle unique de marée et désignent une zone de marées significative avec de faibles courants tidaux et une énergie liée aux vagues considérables (Yang *et al.*, 2008). L'observation des structures sédimentaires associées aux faisceaux de marées (*tidal bundle*) peut indiquer la présence d'un plateau tidal ouvert sur la côte, c'est-à-dire un plateau tidal dominé par les vagues (Yang *et al.*, 2008). Les surfaces de réactivation peuvent représenter un changement de flux sur les côtes ou les deltas dominées par les influences tidales (Fritz et Howells, 1991). La surface de réactivation se met en place sous forme de lits qui se déplacent durant les cycles dominés par les courants tidaux, puis modifiés et érodés durant les phases subordonnées. La migration se renouvelle avec les prochaines phases dominantes (Harms *et al.*, 1975).

La stratification planaire au sein des lits de grès tabulaires représente la migration de vagues de sable (dunes 2-d) dans le champ de dunes du régime d'écoulement inférieur

(Fritz et Howells, 1991). Les argilites oxydées entre les lames ou rides gréseuses pourraient représenter le remplissage lors des phases d'eau calme comme décrit par Cojan et Renald (1990). Des argilites finement laminées parallèles, indiquent des conditions de vannage d'énergie ou des dépôts résiduels de suspension (Mueller *et al.*, 2000b). Les intervalles de lits planaires se forment sous les conditions de vitesse maximale des flux tidaux alors que les laminations entrecroisées en rides se développent durant les conditions de vannage des flux (Bhattacharya et Bhattacharya, 2006). Selon Cojan et Renald (1990), la stratification oblique résulte souvent de la migration de dunes ou de rides et indique la direction des courants. Les grès-argilites à stratifications entrecroisées à grande échelle peuvent être déposés par des vagues de tempête (Leckie et Walker, 1982). D'autres les interprètent comme des formes amalgamées de HCS (Brenchley *et al.*, 1979; Dott et Bourgeois, 1982; Walker et Plint, 1992).

Des grès à stratifications planaires à grande échelle sont probablement de larges rides bidimensionnelles générées principalement par des courants unidirectionnels (Harms *et al.*, 1982). Des rides interstratifiées proviendraient selon Kreisa (1981) d'une faible action des courants. Les empilements pourraient représenter des formes à grandes amplitudes comme le décrivent Harms *et al.* (1982). Les sets de lits entrecroisés concaves vers le haut pourraient être formés par migrations de rides de vagues comme l'ont décrit Fritz et Howells, (1991) dans l'Ordovicien du Nord de Galles. Les stratifications entrecroisées à grande échelle peuvent représenter la migration de dunes de grande échelle dans un régime d'écoulement inférieur (Fritz et Howells, 1991). Des lits de grès à stratifications entrecroisées planaires à grande échelle associées à des laminations parallèles, surfaces érosives et quelques sommets d'argilites sont interprétés comme des dépôts de flux d'inondation de marée, d'avant-plage inférieure dominée par les marées d'avant-plage (Colquhoun, 1995) affectés de crues de vagues élevées (Tunbridge, 1983) ou d'activités de tempête (Dott et Bourgeois, 1982; Tunbridge, 1983). Les stratifications entrecroisées d'ordre métrique sont interprétées comme des dunes de faible énergie qui se développent durant les conditions de vannage de flux (Mueller *et al.*, 2000b). Ces flux sont

communs dans les chenaux tidaux des côtes marines peu profondes (Clifton, 1976 in Fritz et Howells, 1991) et se développent à partir d'un transport le long de la ligne de côte (Howard et Reineck, 1981). Les contacts nets et ondulants des lits d'argilites au sommet des grès dans ce faciès pourraient être générés par les processus quotidiens des vagues de beau temps, tôt après la fin des tempêtes comme l'a décrit Wu (1982).

Les bases ondulantes de conglomérats au contact avec les grès marins peuvent être dues à des tempêtes (Wu, 1982). Selon Wright et Walker (1981), en avant-côte supérieure (*upper shoreface*), les vagues peuvent dépasser 3 m de hauteur. Des courants sont générés par des tempêtes de hautes vélocités (*storm -generated currents*) avec des orbitaux supérieurs à 160 cm/s. A cette vélocité, des galets peuvent voyager sur plus de 10 km à partir du rivage. Le dépôt de 50 cm à 7 m de conglomérats à cailloux dans les grès à stratifications entrecroisées pourrait être associé à de pareilles crues de tempêtes. Les courants tidaux peuvent également causer des érosions locales dans la zone intertidale et augmenter probablement l'effet de l'érosion par les vagues (Eyles, 1994). Les vagues de tempêtes particulièrement lorsqu'elles sont très puissantes, peuvent générer un taux élevé d'érosion et de retraits côtiers. Le long de la côte du Golf d'Alaska, elles sont à l'origine de tempête pouvant générer des vagues de 30 m de hauteur et pouvant transporter de grosses quantités de sédiments d'environ $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Eyles, 1994).

Dans le cas du bassin de Granada, les courants pourraient être accentués par des soulèvements tectoniques mineurs de faibles envergures. Il y aurait probablement une alternance de phases de soulèvements mineurs qui met en place les conglomérats suivies de phases d'accalmie associées au dépôt des niveaux de grès entre les strates de conglomérats. Ces conglomérats sont constitués de fragments locaux dérivés soit du socle puis transportés dans des chenaux fluviatiles pre-marins incisés à l'image de ceux décrits par Youngson *et al.* (2006), soit des strates sous-jacentes (grès-argilites, tuf felsiques et turbidites).

2.2.1.3- Lithofaciès volcanoclastique felsique

Dans cette étude, le terme volcanoclastite felsique représenté par les tufs felsiques est utilisé pour les roches sédimentaires dérivées de matériel volcanique et dans le sens donné par Fisher et Schminke (1984) incluant des roches pyroclastiques déposées directement par éruption ou remobilisée par le vent ou l'eau.

Des niveaux de tufs felsiques ont été identifiés dans le bassin de Granada (**figure 2-24**) sur la base des critères suivants :

1. ces niveaux présentent en affleurement une patine jaunâtre distinctive de celle des argilites-grès ou grès-argilites auxquels ils sont interstratifiés;
2. le touché est lisse et la cassure est vitreuse, plus proche de roche volcanique ;
3. ils sont plus denses et plus dures que les roches sédimentaires détritiques auxquelles ils sont interstratifiés.

Du cimetière de Granada au village de Mc Watters, ils sont repérés sur une distance de 9 km et seront décrits en fonction des faciès (**deux faciès 3a et 3b voir tableau 2-1**). Globalement les strates de tufs felsiques ont des épaisseurs variables entre 1 m et 10 m (**figure 2-25**).

Les localités types où ces niveaux de tufs felsiques sont repérées sont (voir carte figures pour leur localisation):

- 1) dans la zone de contact entre le Groupe de Piché et le bassin (**C3-AD-04 figure 2-24 pour la localisation**). L'affleurement est de mauvaise qualité mais les lits sont relativement épais (environ 50 cm d'épaisseur) formés de tufs grossiers granoclassés. Ils sont interstratifiés aux turbidites à lits minces (faciès 1a).
- 2) Dans le flanc sud du synclinal de Granada, (C9-AD-05, voir figure 2-24 pour la localisation) le niveau de tufs à une épaisseur de 55 cm (**figure 2-25 F**). Les tufs sont interstratifiés au faciès 1a avec une polarité vers le Nord. Ce sont des lits

minces granoclassés de tufs fins, laminés un niveau de 2 m de turbidites à lits minces ;

- 3) au cimetière de Granada, où deux niveaux de tufs felsiques affleurent et sont interstratifiées aux lithofaciès grès-argilites dans le flanc Nord du bassin. La **figure 2-26** montre les deux niveaux stratigraphiques. Le premier niveau situé au Nord correspond à la carte **C2-AD-05** et le deuxième niveau stratigraphique situé plus au Sud à la carte **C4-AD-04** (voir **figure 2-24** pour leurs localisations). Le premier niveau stratigraphique a une épaisseur moyenne de 1,60 m (**figure 2-25A**), le deuxième est d'une épaisseur moyenne de 2 m (**figure 2-25D**). La cartouche **C17-AD-05** montre la cartographie lit par lit du premier niveau de tufs felsiques et la cartouche **C18-AD-05**, la cartographie lit par lit du deuxième niveau de tufs felsiques. Le premier niveau est constitué des deux faciès 3a et 3b et le second niveau est constitué essentiellement de tufs du faciès 3a. Les tufs du premier niveau sont suivis latéralement sur 300 m d'Est en Ouest, ils sont décalés par les failles NE (N40, N30), tandis que l'extension latérale des tufs du deuxième niveau n'est pas observée ;
- 4) au centre du bassin de Granada, (**C4-AD-05 figure 2-24** pour localisation), affleure un niveau de tufs felsiques d'une épaisseur moyenne de 1,20 m (**figure 2-25B**). Il est constitué de tufs granoclassés, massifs, à laminations parallèles, entrecroisées, lits ondulants, lenticulaires (faciès 3a et 3b). Ces tufs sont au même niveau stratigraphique que le premier niveau de tuf au cimetière de Granada. Les deux sites sont séparés par une distance d'environ 1200 m d'Ouest en Est. La séquence est négative avec des tufs fins à la base et des tufs grossiers au sommet;
- 5) à l'Est du bassin de Granada affleurent à 9 km du cimetière de Granada (**figure 2-24, cartouche C12-AD-05**). Il est d'une épaisseur de 10 m (**figure 2-25C**), sous forme de séquences négatives avec les fins à la base et les grossiers au sommet. Les structures sédimentaires dominantes sont des laminations entrecroisées (Tc de Bouma), des laminations parallèles, les laminations ondulantes en mamelon, les structures de *convolute*, le granoclassement. Les tufs fins sont stratifiés, avec des

laminations épaisses parallèles marquées par la différence de composition des strates. Ils sont globalement constitués des faciès 3a et 3b. Ce niveau de tufs est le même niveau stratigraphique que le premier niveau de tufs au cimetière de Granada.

Au sud de ce niveau de tuf, un second est identifié interstratifié au faciès 2a (**figure 2.24 cartouche C12-AD-05**). Il est constitué de tufs granoclassés (faciès 3a) et serait au même niveau stratigraphique que le deuxième niveau de tufs (carte C4-AD-04) au cimetière de Granada.

Plus au sud du site C12-AD-05 et du deuxième niveau de tuf, affleurent trois niveaux de tufs (**figure 2-27**) dont les structures sédimentaires sont mal préservées. Ces niveaux sont interstratifiés aux lithofaciès grès-argilites très déformés et pourraient représenter, soit une répétition de séquence, soient des équivalents dans le flanc nord du synclinal de Granada des niveaux du flanc sud.

Encore au Sud, un niveau de tufs est identifié au Sud du bassin interstratifié au faciès 2b sur l'affleurement à la sortie du village de Mc Watters, C15-AD-05, (**figure 2-24 pour la localisation**). Ils ont une épaisseur moyenne de 1,20 m (**figure 2-25E**). Ce sont des tufs granoclassés ou à laminations entrecroisées ou parallèles regroupant les deux faciès 3a et 3b. Ce niveau se répète par plissement ou faille à l'image des strates de grès-argilites auxquelles il est interstratifié (carte C15-AD-05).

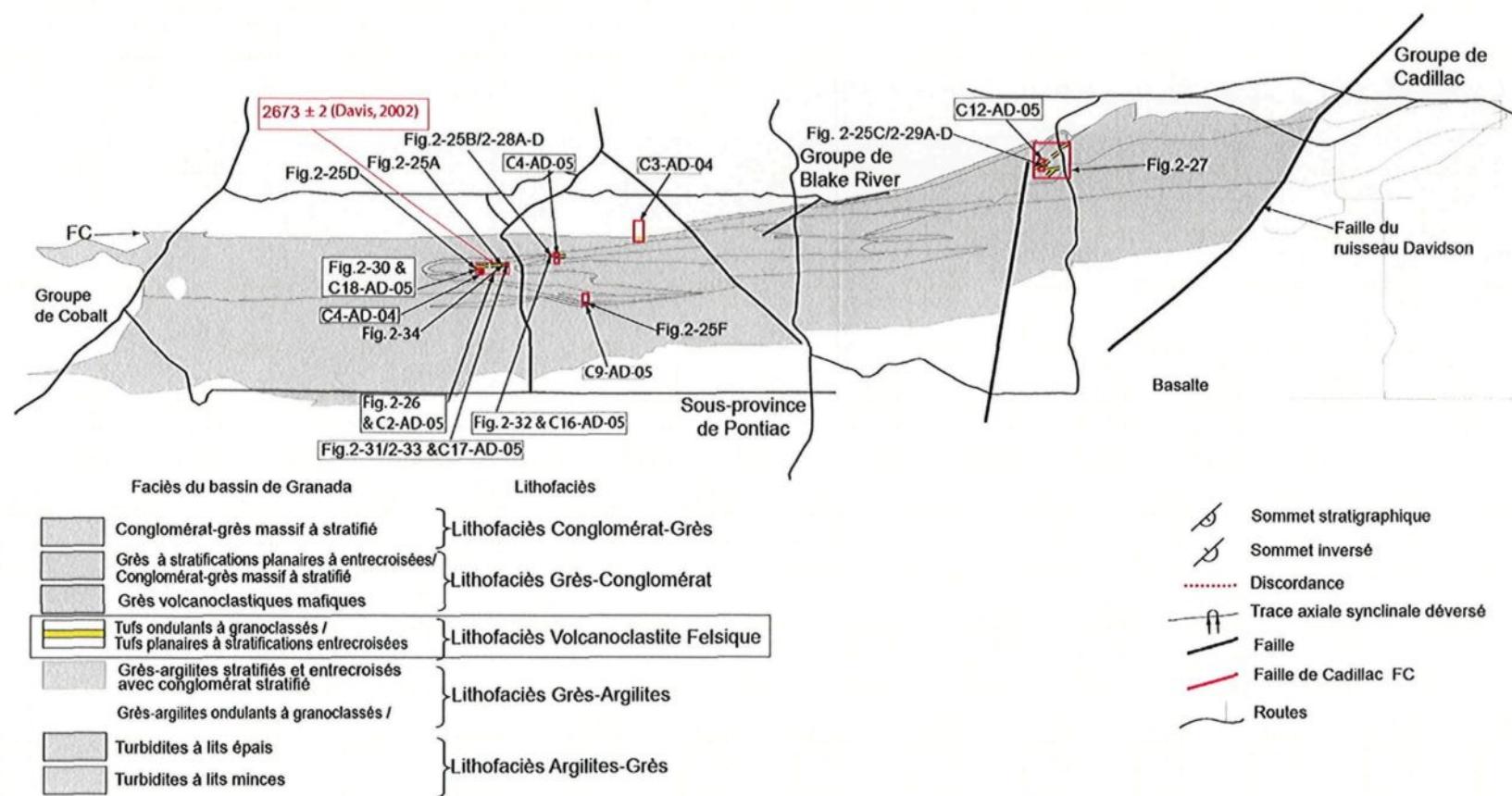


Figure 2-24. Localisation du lithofaciès volcanoclastite felsique. Les encadrés en rouge sont les sections cartographiées en détail

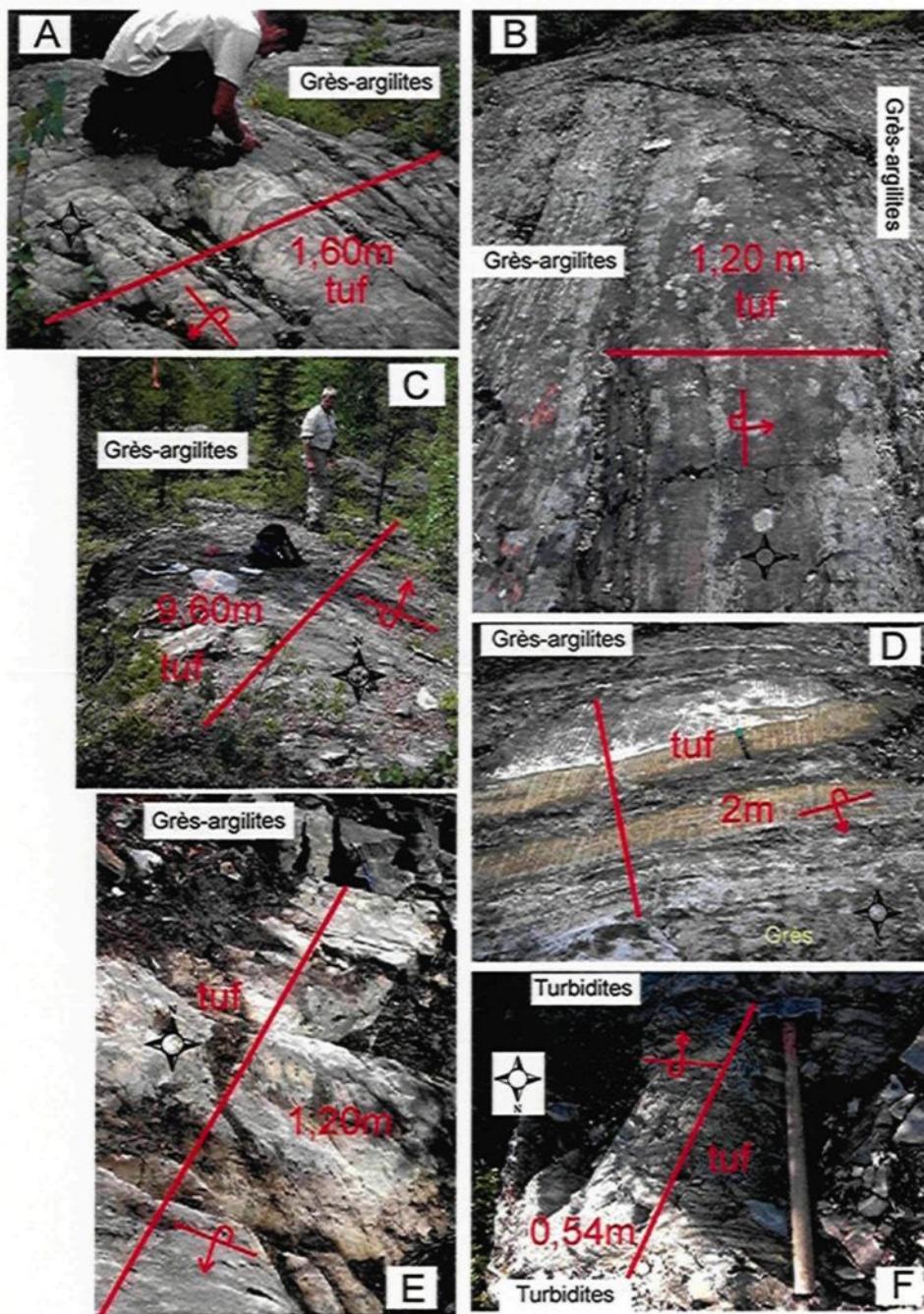


Figure 2-25. Photos d'affleurements montrant les différentes localités où affleurent les tufs felsiques dans le bassin de Granada. A) Affleurement à l'ouest du cimetière de Granada. B) à 1 km à l'Est du cimetière de Granada, prolongement sud de la Mine Astoria. C) à 8 km du cimetière de Granada et se poursuit sur 1 km à l'Est où les épaisseurs sont variables entre 1,20 m et 1,60 m. D) correspond à un deuxième niveau de tuf au cimetière de Granada dans la zone charnière du synclinal voir carte C4-AD-04. E) au Sud de Mc Watters C15-AD-05 F) dans le flanc sud du synclinal de Granada interstratifiés aux turbidites à lits minces. Voir figure 2-24 pour la localisation de ces photos.

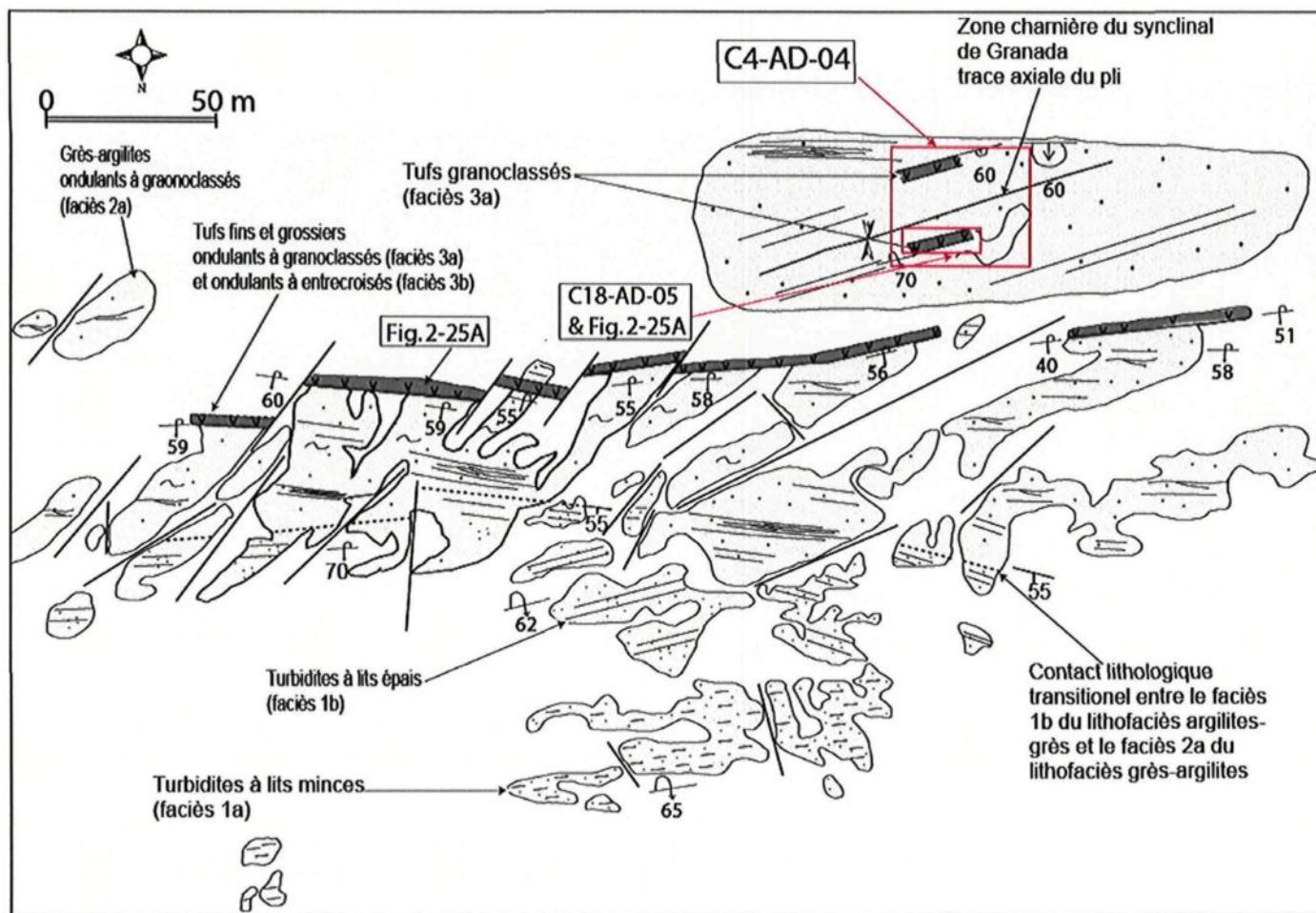


Figure 2-26. Cartouche C2-AD-05. Cartographie des affleurements au cimetière de Granada montrant les deux niveaux de tufs felsiques. Premier niveau (figure 2-25A) et deuxième niveau (figure 2-25D). Le deuxième niveau de tufs est plissé, et se retrouve sur le flanc Sud du synclinal de Granada. Pour les détails stratigraphiques du deuxième niveau de tufs se référer à la carte C4-AD-04.

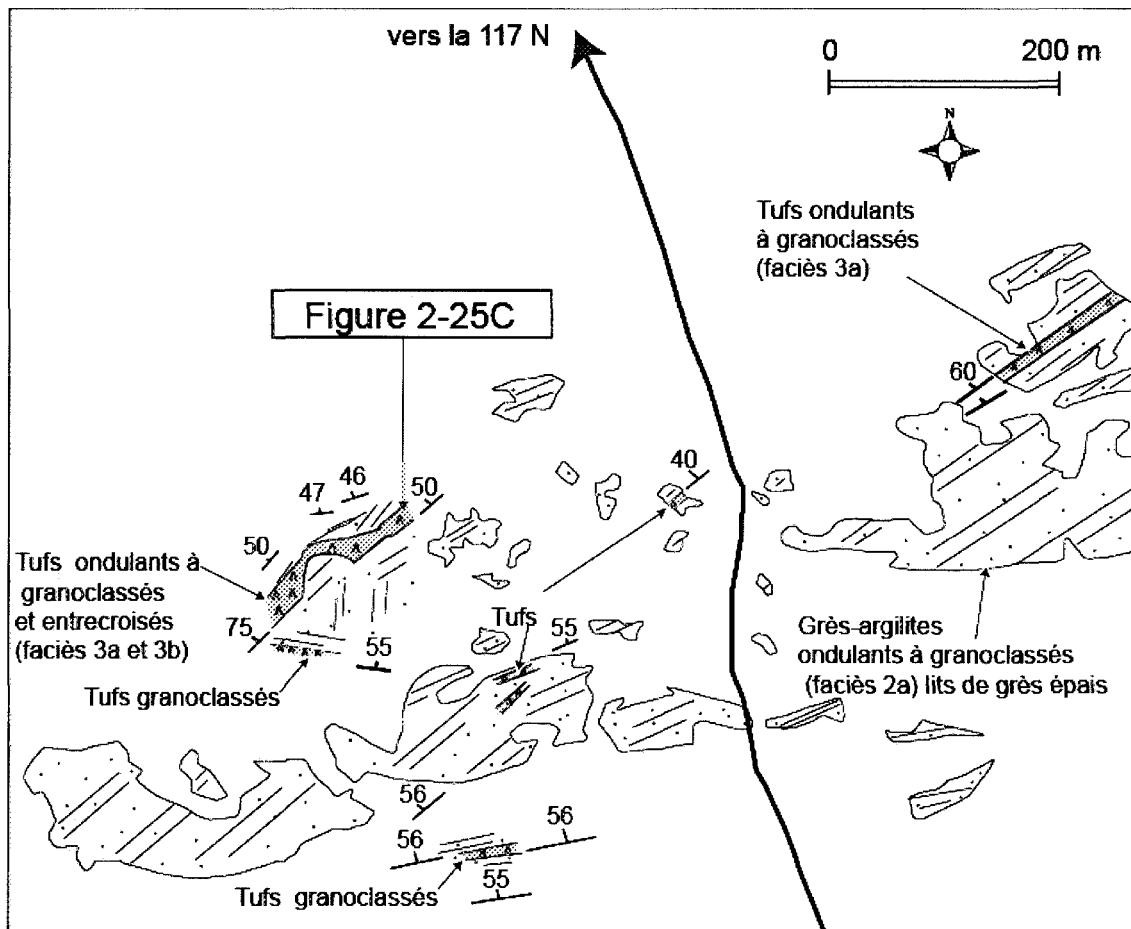


Figure 2-27. Répétition des successions de tufs felsiques. Les grès-argilites sont très déformés. Ici les structures sédimentaires sont peu préservées et sont rarement observables. La route en trait gras est une ramifications de la 117 qui passe par le village de Mc Watters. Cinq niveaux de tufs felsiques sont observés. Pour la localisation de cette carte voir figure 2-24.

Ce lithofaciès est caractérisé par des séquences négatives, avec les lits de tufs fins à la base et les lits de tufs grossiers au sommet (**figure 2-28**). L'épaisseur des lits de tufs fins est comprise entre 8 cm et 30 cm et celle des lits de tufs grossiers est variable entre 20 cm et 60 cm. L'épaisseur des lits de tufs très fins aux sommets des lits de tufs fins est de 1 cm à 2 cm. Certains lits sont ondulants à épaisseur irrégulière. Des lits sont discontinus latéralement et montrent une forme lenticulaire, d'autres sont planaires (**figure 2-29**). Le contact entre les lits est érosif ou diffus. Le contact entre les lits de tufs est matérialisé par une surface érosive très marquée et par la présence d'empreintes de charge. Les structures sédimentaires dominantes sont des lamination parallèles ou entrecroisées en rides, les structures de convolution, le granoclassement et la stratification parallèle ou planaire. La stratification s'observe surtout dans les tufs fins. Elle est matérialisée par des lamination épaisse parallèles marquées par la différence de composition minéralogique. Les tufs fins sont massifs, granoclassés ou à stratifications parallèles. Les tufs grossiers sont massifs, granoclassés et à stratifications entrecroisées.

Les tufs montrent des variations, verticale de faciès au sein d'une même unité et des variations latérale et verticale de faciès à la grandeur du bassin, respectivement d'Ouest en Est et du Nord au Sud.

Les tufs ne sont pas décrits en fonction des localités mais en fonction des faciès. Le choix des exemples de photos ou de cartes est guidé par leur représentativité. Le lithofaciès volcanoclastique felsique exhibe des structures sédimentaires identiques aux turbidites et aux grès-argilites avec lesquels ils sont interstratifiés et est divisé en deux faciès:

- i) le faciès de tufs granoclassés et
- ii) le faciès de tufs ondulants à stratifications entrecroisées.

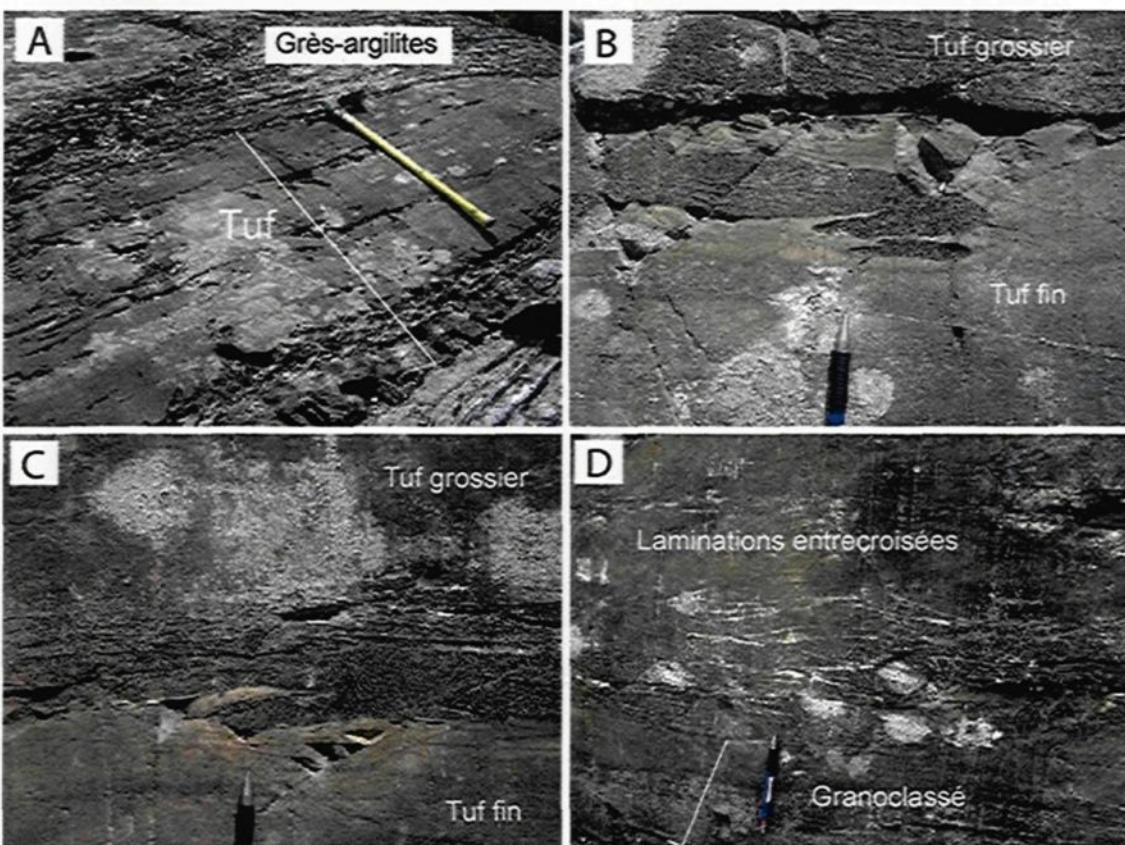


Figure 2-28. Séquences négatives de tufs felsiques ainsi que les structures sédimentaires associées. Le trait en A marque l'épaisseur des tufs qui est de 1,20 m. Les tufs sont en contact au nord et au sud avec les grès argilites. Le carnet marque le contact supérieur au sud des tufs avec les grès-argilites. Le crayon pointe vers le Sud. En C le tuf fin à la base est laminé et le tuf grossier au sommet est granoclassé avec lamination parallèles à base (division Tb). En D, le lit à la base est granoclassé. Les structures sédimentaires sur le lit sus-jacent sont successivement de la base vers le sommet : 1) lamination parallèles, 2) stratifications entrecroisées, 2) lamination planaires et 4) lamination entrecroisées sous forme de rides. Voir figure 2-24 pour la localisation de ces photos.

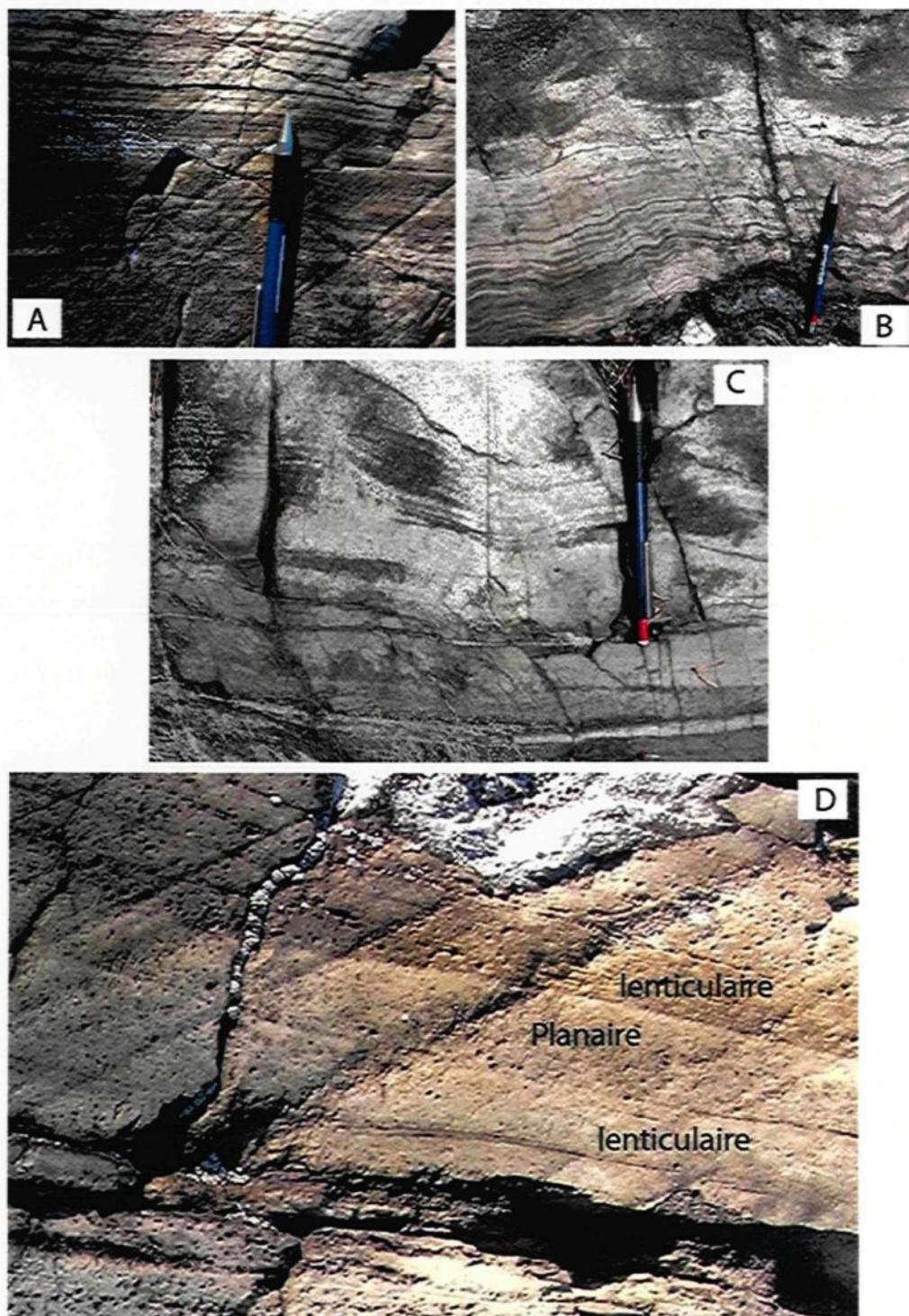


Figure 2-29. Structures primaires dans les tufs felsiques au NO de Mc Watters. A) alternance de strates claires et de strates sombres. La photo D est un zoom dans la photo A. Elle montre des stratifications entrecroisées avec des strates planaires et lenticulaires. En B déformation. C) laminations parallèles ondulantes, B) stratifications parallèles à la base et laminations entrecroisées au sommet (Tc). Voir figure 2-24 pour la localisation de ces photos.

Le faciès de tufs granoclassés (faciès 3a)

Description

La cartographie lit par lit du faciès de tufs granoclassés dans la zone charnière du synclinal de Granada montre une séquence négative avec les tufs fins à la base et les tufs grossiers au sommet. La granocroissance est couplée à l'augmentation de l'épaisseur des lits.

Cette succession est essentiellement turbiditique (**figure 2-30**). Les tufs fins peuvent présenter un granoclassemement normal, des lamination parallèles ou entrecroisées. Certains lits de tufs fins à granoclassemement normal sont surmontés au sommet de lits minces de tufs très fins à lamination parallèles. Les sommets des tufs fins granoclassés sont marqués par une schistosité qui traduit la différence de compétence entre la base à granulométrie plus grossière et le sommet plus fin. Certains lits des tufs fins sont planaires d'autres sont lenticulaires avec une épaisseur qui varie latéralement.

Les tufs grossiers au dessus des lits de tufs fins induisent à leurs bases des empreintes de charge très prononcées. Les tufs grossiers sont massifs à légèrement granoclassés. Les lits sont d'épaisseur irrégulière latéralement. Les lits de tufs grossiers sont lenticulaires en majorité avec une épaisseur variable latéralement. Certains lits montrent une base érosive creuse qui induit une concavité du lit vers le haut.

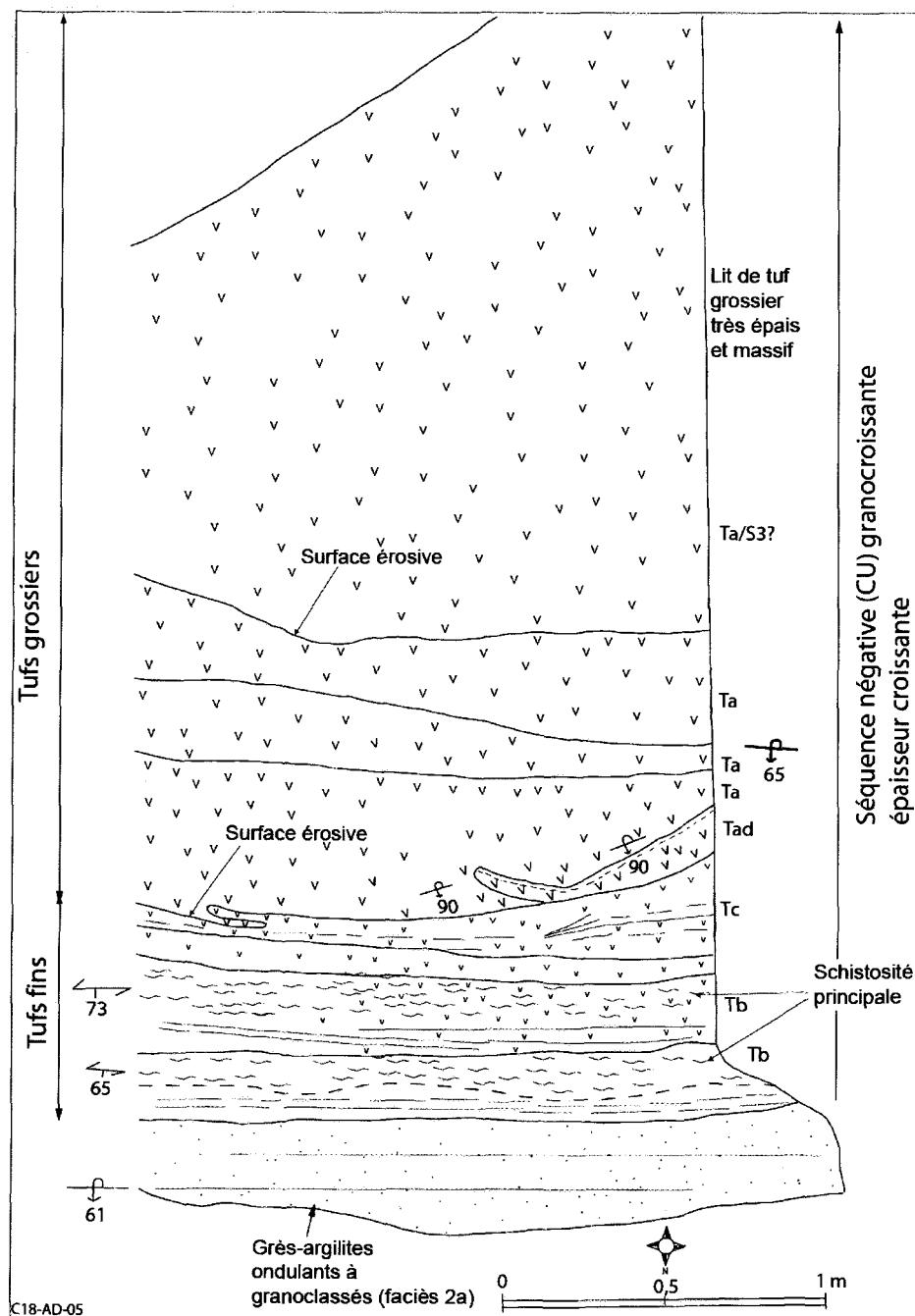


Figure 2-30. Cartouche C18-AD-05. Cartographie détaillée lit par lit d'une succession de tufs felsiques granoclassés. Cette succession de tufs est un deuxième niveau repéré tout à fait au Sud des affleurements au cimetière de Granada (voir la carte C4-AD-04 pour localiser cette carte). Les tufs fins à la base sont granoclassés normal avec les sommets plus fins affectés par une schistosité (la roche se débite en feillet). Les tufs grossiers sont massifs, caractérisés par une surface érosive très marquée et sont plus épais. L'augmentation de la granulométrie des tufs s'accompagne d'une augmentation de l'épaisseur des lits. Plusieurs lits ont une épaisseur irrégulière. Voir figure 2-27 et cartouche C4-AD-04 pour la localisation de cette figure. CU= *Coarsening Upward*.

Interprétation

Globalement, les tufs granoclassés peuvent être interprétés comme des dépôts de courant de turbidité mis en place dans un milieu marin relativement profond. Les lits de tufs grossiers granoclassés peuvent être interprétés comme des turbidites de haute densité tandis que les tufs fins granoclassés ou laminations parallèles peuvent être interprétés respectivement comme des Ta ou Tb de Bouma (1962). Les sommets de ces successions de Ta-Tb très fins et à laminations parallèles sont des Td.

Les lits de tufs granoclassés sans structures de courant indiquerait des dépôts sous-aquatiques de cendres comme l'ont décrit ailleurs Dimarco et Lowe (1989). Les lits de tufs grossiers granoclassés sans structures internes se formeraient à partir de courants de turbidité de haute densité sableux comme ceux décrit par Lowe (1982) et représenteraient S2 et S3 ou Ta de Bouma (1962). Les lits de tufs grossiers granoclassés présentant les laminations entrecroisées à la base sont interprétés comme des Tc de Bouma (1962).

Les tufs associés à des grès à stratifications entrecroisées se seraient déposés en eau peu profonde normalement ou périodiquement agitée par les courants de traction. Ils pourraient représenter des dépôts rapides à partir de courants de traction ou de flux gravitaires (Dimarco et Lowe, 1989). Les empreintes de charge ou surfaces d'érosion très marquées et omniprésentes dans les lits de tufs grossiers seraient dues à la densité des coulées. Les tufs fins granoclassés et à laminations parallèles à la base sont interprétés comme des Tb de Bouma (1962).

Les tufs à stratifications fines (ou laminations fines) parallèles représenteraient des dépôts de suspension.

La disposition des tufs en séquences négatives pourraient indiquer une progradation.

Faciès de tuf ondulant à stratifications entrecroisées

Description

Le faciès de tufs ondulants à stratifications entrecroisées est constitué de lits irréguliers ondulants, massifs ou laminés, à surfaces érosives irrégulières très marquées également ondulantes. Les laminations varient de 1 mm à 1 cm d'épaisseur. Les laminations sont parallèles et ondulantes sur des sections puis convergentes et se chevauchent à angle faible et forment des faisceaux qui s'entrecroisent donnant une stratification en forme de mamelon. L'épaisseur des lames se rétrécit au niveau des zones convexes pour former un hummock (*H*) et augmente par aplatissement des laminations au niveau des zones concaves pour former des swales (*S*). La **figure 2-31** montre un empilement de laminations parallèles ondulantes délimitant des parties concaves et convexes vers le haut. L'aplatissement et l'épaissement des laminations parallèles au dessus de la section convexe forment des laminations aplatis, équivalent de la zone à laminations horizontales parallèles (*flat lamination zone*). Cette zone est suivie d'une zone de laminations entrecroisées (*cross lamination zone*) (**figures 2-32 et 2-33**). La succession de ses zones définit une séquence de HCS (séquence HFX). L'amplitude des HCS varie entre 10 cm et 60 cm et la longueur d'onde des pulsions varie entre 50 cm et 2 m.

La carte de la **figure 2-32** montre des tufs grossiers granoclassés, à laminations et stratifications entrecroisées et leur interdigitation avec les tufs fins. L'épaisseur des lits varie de 27 cm à 35 cm sur cette carte mais latéralement vers l'Est de l'affleurement, l'épaisseur varie de 7 cm à 57 cm. La base des lits est caractérisée par des surfaces érosives très marquées. Les lits sont ondulants à épaisseur irrégulière. Ils s'interdigent avec les tufs fins au centre de la strate. Au sommet de la strate, des laminations parallèles ondulantes, délimitant des zones concaves et des zones convexes, chevauchent latéralement des laminations semblables, l'ensemble forme des stratifications entrecroisées en mamelon.

La **figure 2-33** montre une cartographie lit par lit du premier niveau de tuf dans le secteur du cimetière de Granada (**carte C17-AD-05 pour la localisation**). C'est une

séquence négative avec les tufs fins à la base et tufs grossiers au sommet. Les tufs fins à la base de la succession sont laminés. Les lamines sont épaisses ondulantes parallèles entre elles et parallèles à l'ondulation des lits. Elles sont caractérisées par une différence de composition minéralogique et sont marquées par une alternance de lamines sombres riches en minéraux ferromagnésiens et de lamines claires moins riches en minéraux ferromagnésiens. Les empreintes de charge sont nombreuses et caractéristiques dans les tufs grossiers qui s'interdigitent avec les tufs fins et les grès sus-jacents. L'orientation homogène des empreintes de charge dans tous les lits de tufs grossiers identiques également à celles du lit de grès semble indiquer un écoulement des tufs vers l'Est et donc une pente située à l'Est. Tous les lits de tuf ont une épaisseur irrégulière, sont ondulants, massifs ou granoclassés. Certains lits sont discontinus latéralement et entrecoupés par d'autres lits. Les stratifications entrecroisées dominent dans les tufs grossiers.

La stratification dans les lits laminés est marquée par une différence de couleur due probablement à la différence de composition des couches superposées sans une surface de séparation nette. Les strates claires et sombres sont caractérisées par une variation d'épaisseur entraînant leur jonction en certains endroits. Cette jonction donne naissance à des faisceaux lenticulaires d'épaisseur 5 à 10 cm qui s'entrecroisent ou s'emboitent à faible angle et créent une structure globale semblable à des stratifications entrecroisées en forme de rides (**figure 2-34**).

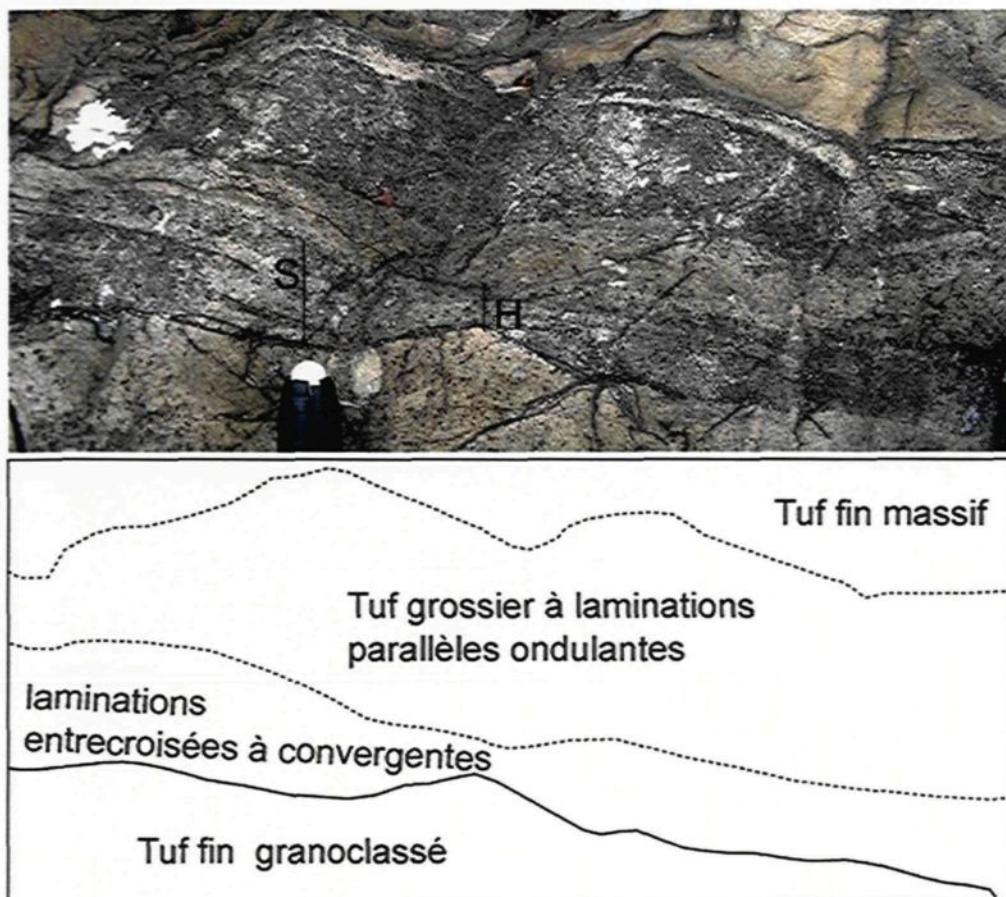


Figure 2-31. Photo de terrain montrant un empilement de lits de tufs felsiques turbiditiques et à hummocky cross stratification. Alternance de lits massifs, ou granoclassés et de lits à lamination ondulante. Les lits sont ondulants à épaisseur irrégulière. La base des lits est également ondulante et délimite des sections concaves et convexes. Les lamination suivent cette ondulation. En se pinçant dans les antiformes et en s'aplatissant dans les synformes. Cette structure définit les *HCS* comme décrit dans les grès-argilites. Les lits sans lamination semblent être de granulométrie plus que ceux avec des lamination. H= Hummocky, S=Swales. En trait plein : contact érosif net et en trait pointillé : contact diffus. Voir figure 2-24 pour la localisation de cette photo.

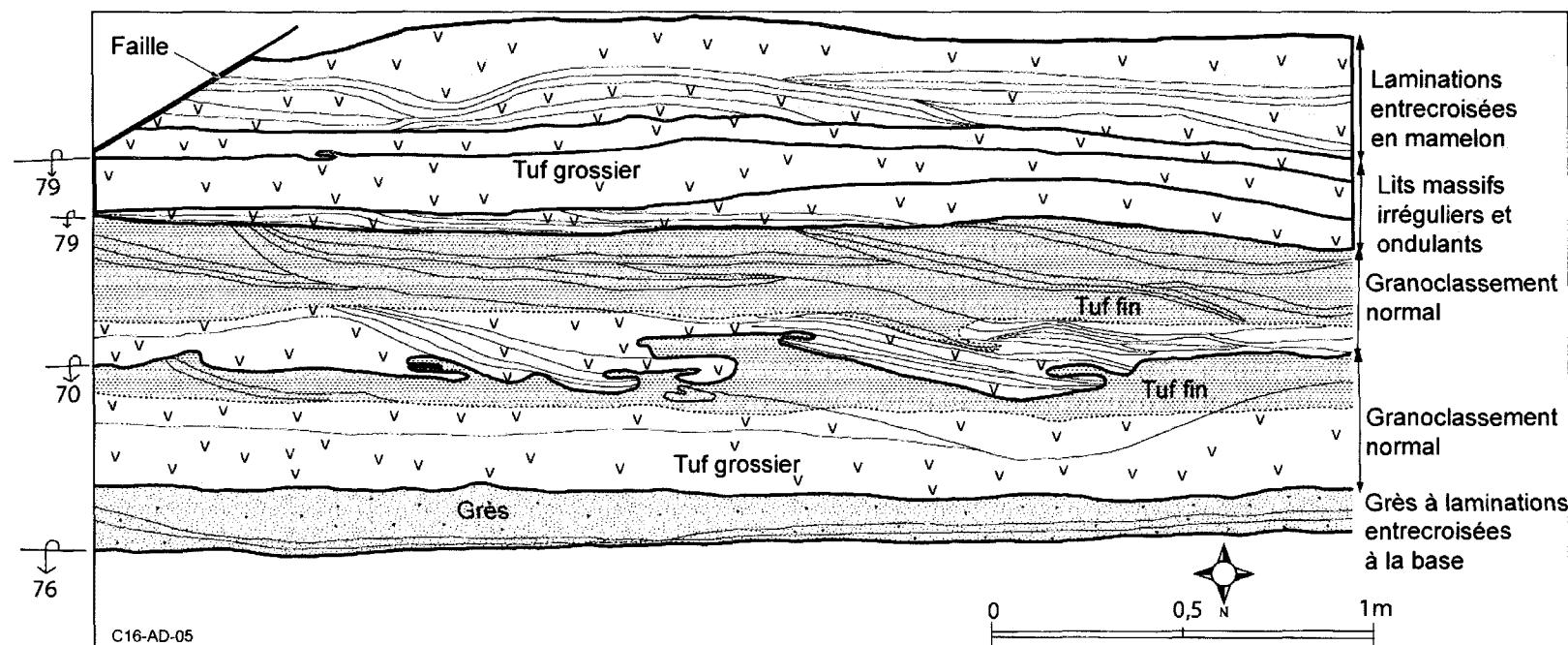


Figure 2-32. Cartouche C16-AD-05 (Sud Mine Astoria). Carte détaillée d'un niveau de tufs felsiques. Les tufs grossiers sont dominants. Ils renferment des empreintes de charge très marquées, un granoclassement normal, des structures entrecroisées en auge, des laminations entrecroisées en mamelon au sommet. Les tufs fins sont représentés par les fins tirets pour mieux faire ressortir la différence. Le contact entre les tufs fins et grossiers est diffus. Cette cartouche est localisée sur la figure 2-24.

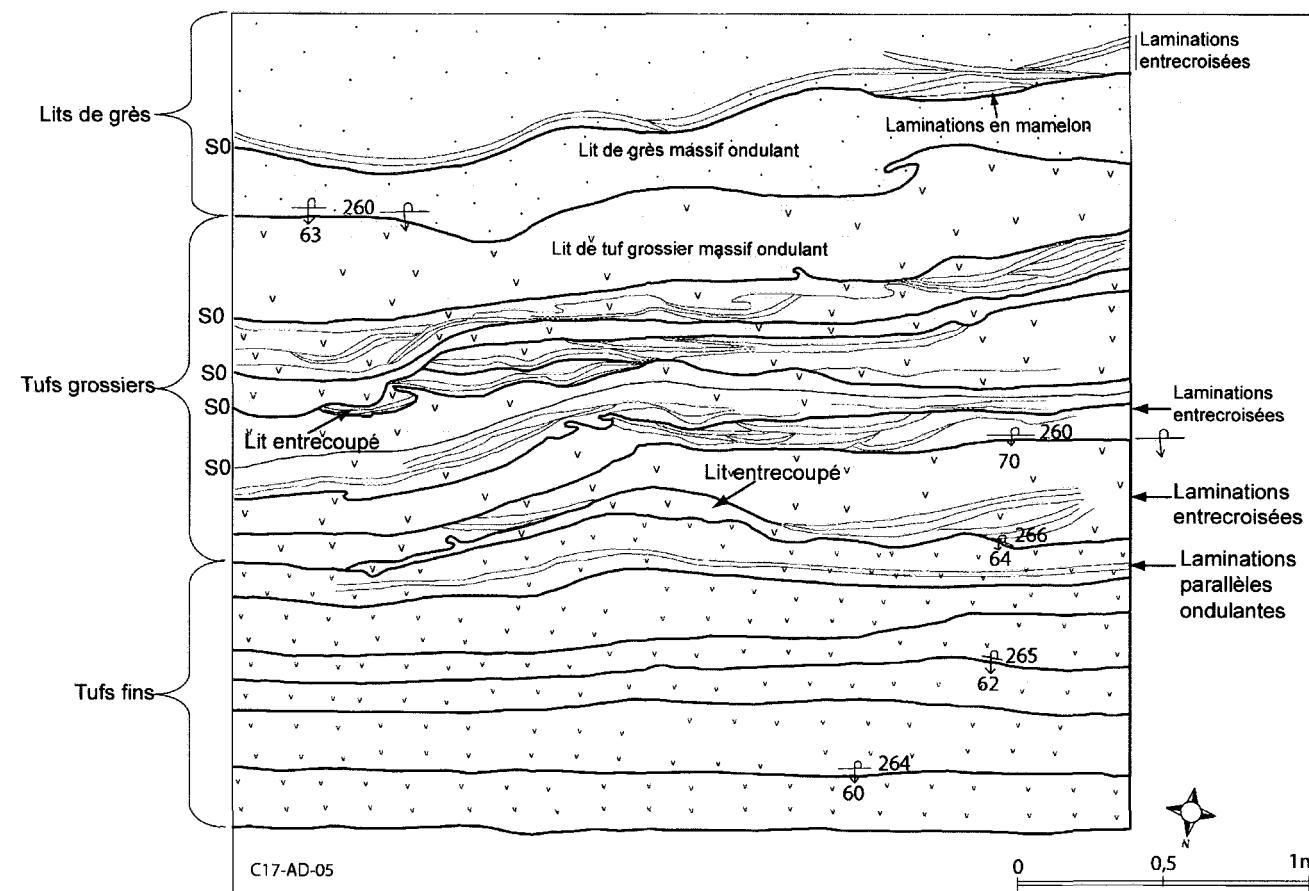


Figure 2-33. Cartouche C17-AD-05. Cartographie lit par lit du lithofaciès volcanoclastite felsique au niveau du cimetière de Granada. Une séquence négative avec les tufs fins à la base et les tufs grossiers au sommet. Les lits sont à épaisseur latérale irrégulière. Les structures sédimentaires observées sont des laminations parallèles ondulantes, des empreintes de charge et des laminations entrecroisées. Les laminations parallèles dans les tufs fins sont d'épaisseurs variables entre 1 mm et 1 cm. Cette cartouche est localisée sur la figure 2-24.

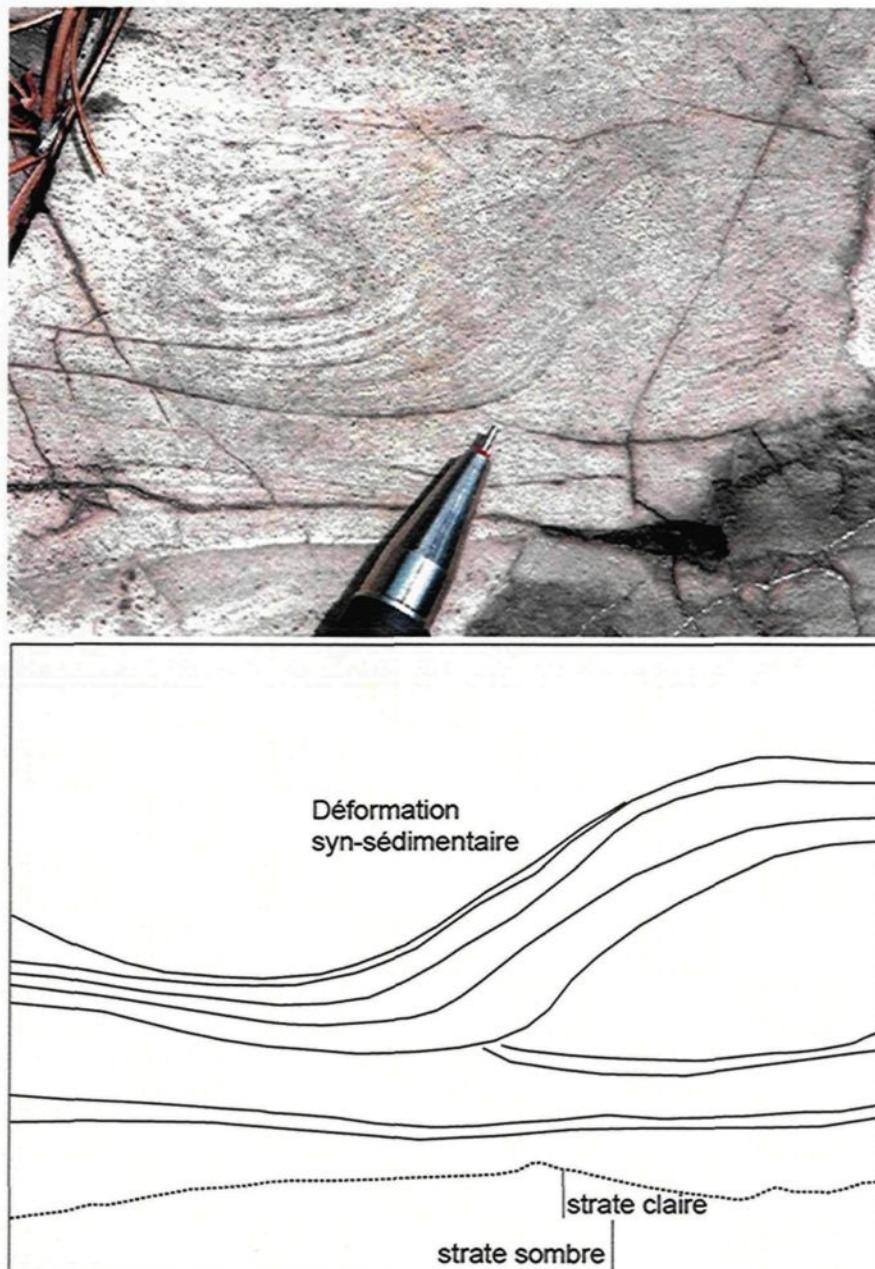


Figure 2-34. Faciès de tufs ondulants à entrecroisés (faciès 3b). A la base des sets de lamination convergentes et chevauchantes à faible angle. Elles sont érodées par des lamination ondulantes et formant des sets en forme de gouttières ou mamelon qui s'entrecroisent sous forme de rides selon un angle supérieur à celui des HCS. La forme de ces rides semble exagérée par une déformation synsédimentaire. Les lits sont irréguliers, massifs ou laminés. Les lits laminés sont plus grossiers que les lits massifs. Sur le lit à la base une stratification marquée par une différence de couleur due probablement à la différence de composition minéralogique des couches superposées sans une surface de séparation nette. Les deux strates superposées dans un lit de tuf fin sans contact érosif pourraient représenter des divisions Td ou Tb. Voir figure 2-24 pour localiser cette photo.

Interprétation

Le faciès de tufs ondulants à stratifications entrecroisées peut être interprété globalement comme des dépôts de vagues de tempêtes, de rides de courant ou de flux combinés. Ils sont interprétés comme des HCS à l'image des grès du faciès 2a auxquels ils sont interstratifiés. Ce sont des dépôts progradants avec les tufs fins à la base et les tufs grossiers au sommet.

Les lits de tufs fins comme grossiers présentent les caractéristiques suivantes :

- des laminations parallèles ondulantes,
- des laminations entrecroisées à faibles angles ou convergentes et se chevauchant entre elles délimitant des zones concaves et
- des zones convexes ou s'aplatissant aux sommets des successions.

Ces lits s'entrecoupant entre eux présentent les caractéristiques typiques des HCS (Harms *et al.*, 1975; Hamblin et Walker, 1979; Dott et Bourgeois, 1982; Hunter et Clifton, 1982; Dott et Bourgeois, 1983). Les lits ondulants dans les tufs grossiers peuvent représenter des flux de tempête (*storm surge*), des HCS incomplètement développés et des lits planaires dans des dépôt de tempête (Myrow et Southard, 1991). Le litage ondulant est identique à celui décrit ailleurs par Mueller (1991) les interprétant comme le reflet d'un régime d'écoulement inférieur. Les lits de tufs ondulants seraient mis en place par des vagues de crue de beau temps dans une zone de transition entre le milieu marin et l'avant-côte inférieur (*offshore-lower shoreface*) et des dépôts de haute énergie côtière comme décrit ailleurs par Mueller (1991). La stratification entrecroisée à petite échelle se forme durant les tempêtes, par les rides de courant, les vagues de sable de haute énergie, les mégarides lunaires de beau temps en milieu marin proximal ou en avant-côte inférieur (*lower shoreface*) de haute énergie côtière (Mueller, 1991), des rides de courant ou des rides de vague et pourraient se développer par des flux combinés comme le soutiennent ailleurs Fritz et Howells (1991).

Les tufs montrent des variations latérale et verticale de faciès et une cyclicité des dépôts à la grandeur du bassin, respectivement d’Ouest en Est et du Nord au Sud. La répétition initiale serait associée aux subsidences répétées. Des subsidences lentes et répétées induisant des dépôts marins peu profonds sont décrits par Sepehr et Cosgrove (2004) dans le bassin piggyback de Zagros. Les subsidences répétées sont en partie responsables de la création de sous bassins selon ces auteurs (op. cit.).

La disposition des lits minces à granulométrie plus fine à la base et des lits épais avec une granulométrie plus grossière au sommet dénote une séquence de progradation. Les sédiments dérivés directement ou indirectement d’édifices volcaniques sont interprétés comme des sédiments volcanoclastiques (Mueller, 1991; Lajoie et Stix, 1992). Les tufs felsiques du bassin de Granada seraient des débris pyroclastiques resédimentés par les tempêtes, les flux, les courants de turbidité, les courants de rides ou des courants combinés. La présence de plis synsédimentaires indiquerait une provenance de rupture de pente volcanique lors de mouvement tectonique ou de tremblement de terre. Ils seraient des dépôts de levées provenant de pente volcanique ou d’un étage en dessous de l’action des vagues de beau temps.

2.2.1.4- Lithofaciès grès-conglomérats

Le lithofaciès grès-conglomérats contient 90% de grès et < 10% de conglomérats. Il regroupe deux faciès :

- i) le faciès de grès volcanoclastiques mafiques (faciès 4a) et
- ii) le faciès de grès à stratifications planaires et entrecroisées (faciès 4b).

Les premiers (faciès 4a) sont localisés sur le flanc nord du bassin (**figure 2-35**) et les seconds (faciès 4b) sont en contact avec les premiers (**figure 2-36**), mais sont plus abondants au centre du bassin s’interdigitant avec les conglomérats-grès massifs à stratifiés (faciès 5).

L'épaisseur des conglomérats interstratifiés au faciès 4b peut atteindre 1,9 m. Les lits de conglomérats interstratifiés à ces grès massifs sont d'épaisseurs variables entre 10 cm et 70 cm ; ils forment des lits amalgamés épais d'environ 1 m.

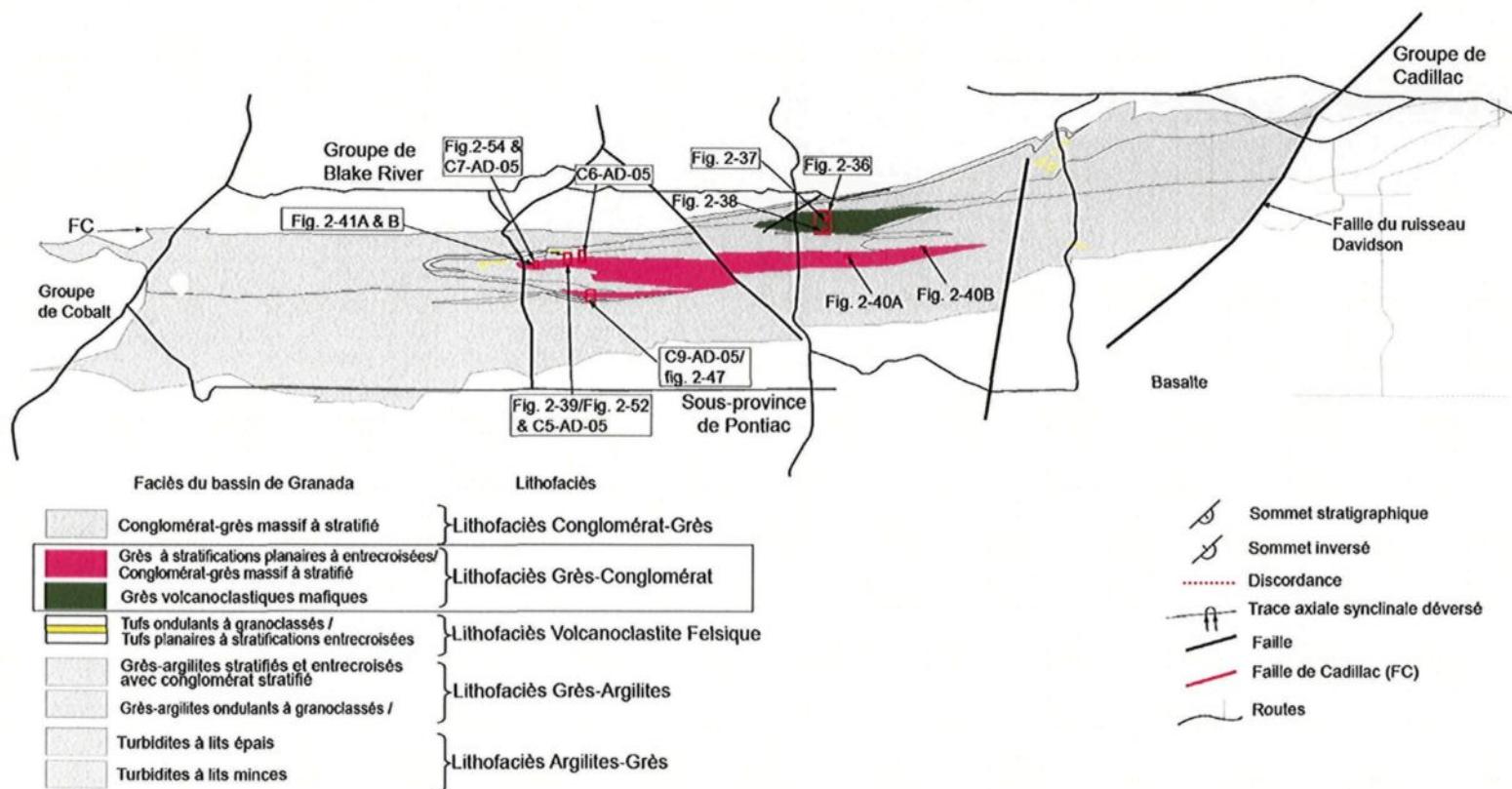


Figure 2-35. Localisation (rectangles rouges) des sections cartographiées en détail du lithofaciès grès-conglomérats faciès 4a et faciès 4b. C5 et C7 AD-05 sont présentées en détail et illustrent l'interdigitation entre le faciès 4b et les conglomérats-grès massifs à stratifiés (faciès 5).

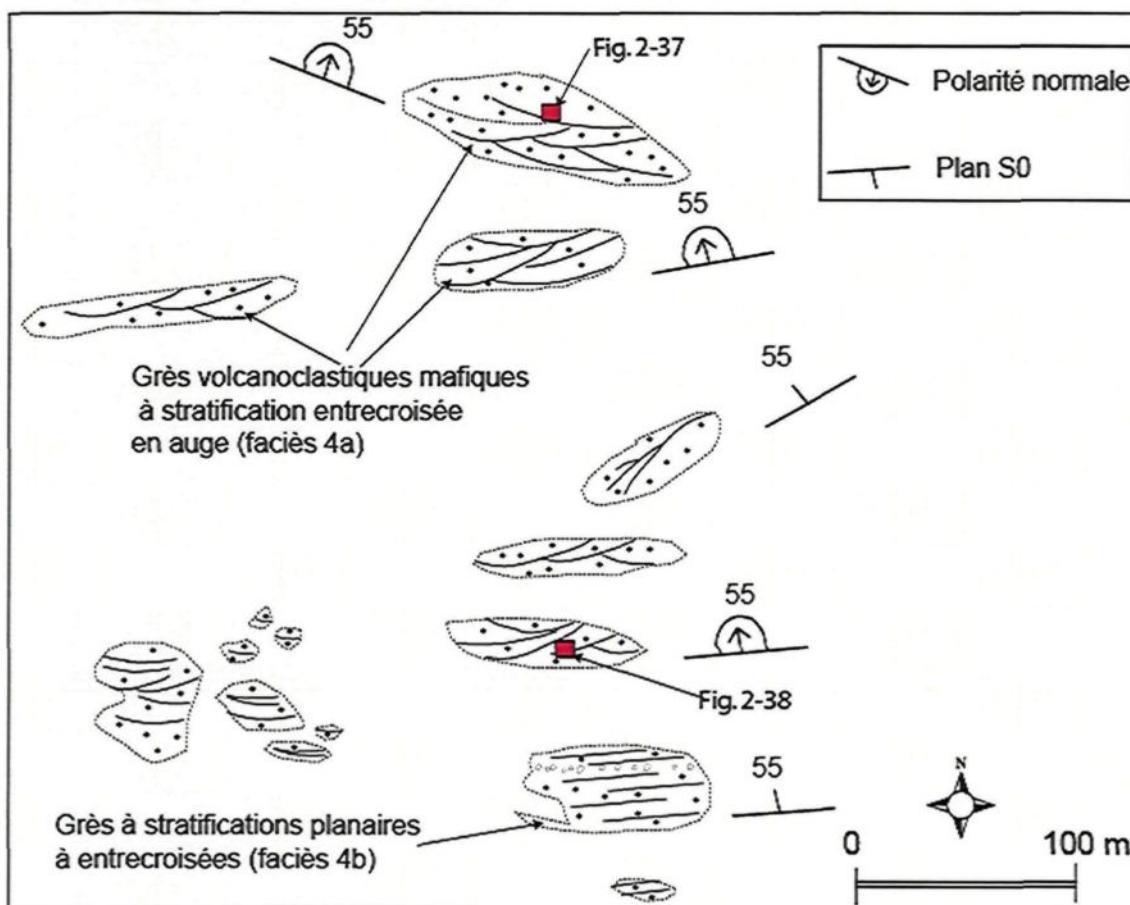


Figure 2-36. Cartographie du faciès de grès volcanoclastiques mafiques (4a) à stratification entrecroisée en auge. Les affleurements sont localisés en bordure de la route Chemin des Pionniers au Nord du village de la Bruyère. Les affleurements sont dispersés et sont de petite dimension, mais les structures sédimentaires bien préservées permettent de voir la polarité. Les affleurements sont discontinus latéralement c'est-à-dire Est-Ouest. Ce faciès affleure entre le lithofaciès de grès-argilites et le faciès 4b (grès à stratification planaire et entrecroisée). Voir figure 2-35 pour la localisation de cette carte.

Grès volcanoclastiques mafiques à stratification entrecroisée en auge (faciès 4a)

Description

Ceux des affleurements dispersés dont l'ensemble forme une épaisseur stratigraphique d'environ 200 m. Ils sont discontinus latéralement E-W. Les grès volcanoclastiques mafiques sont des grès à grains grossiers à moyens et localement fins de couleur verte à vert jaunâtre. Les lits entrecroisés tangentiels sont constitués de lames frontales (*foreset*) matérialisées par des minéraux mafiques (actinote) qui seraient

originalement des lamines d'argile mafiques. Les lamines sont entrecroisées et forment des faisceaux de 5-20 cm d'épaisseur. Les faisceaux sont convergents sur une extrémité et divergents sur une autre. Ceci crée une structure lenticulaire. Les lentilles sont concaves vers le haut. Les faisceaux sont à base érosive sur les faisceaux sous-jacents. Les faisceaux s'empilent formant des unités pouvant atteindre 60 cm (*coiset*) d'épaisseur caractérisées par une stratification concave vers le haut (stratification entrecroisée en auge **figure 2-37**). Des drapages argileux sont observés dans les creux et sur les crêtes de certaines lamines. Les lamines parallèles en faisceaux de 5 cm forment souvent des horizons planaires et ondulants. Des faisceaux ondulants de strates planaires épousent la surface érosive des lits formant un ensemble de faisceaux ondulants délimitant des sections aplatis et convexes vers le haut (**figure 2-38**). Les faisceaux lenticulaires présentent une épaisseur différente aux deux extrémités. Les laminations sont convergentes sur l'extrémité plus mince et sont divergentes sur l'extrémité plus épaisse.

Des lits de conglomérat de 5-10 cm d'épaisseur sont interstratifiés à ce faciès. Ce sont des conglomérats à support de fragments dont les fragments imbriqués sont de la taille des cailloux à galets dans une matrice identique aux grès avec lesquels ils sont interstratifiés.

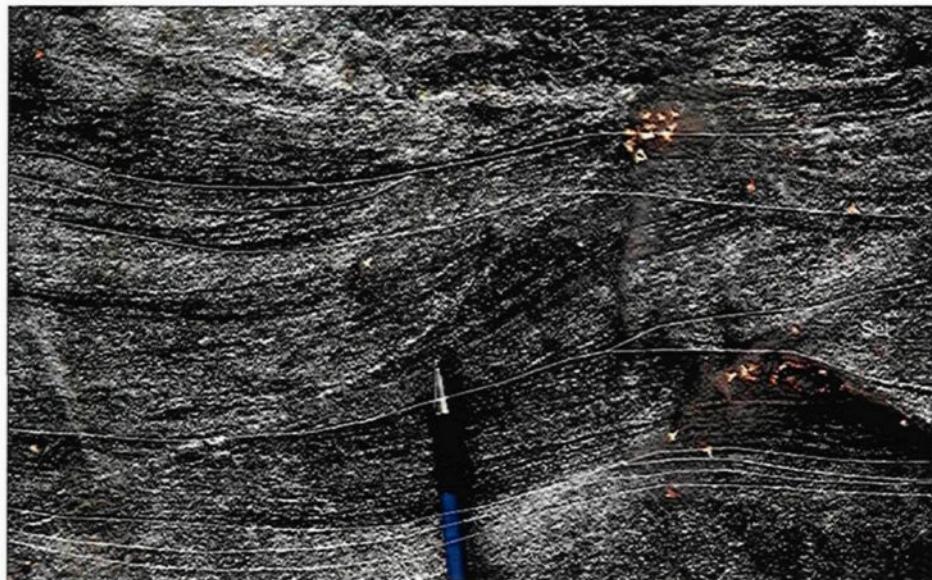


Figure 2-37. Photo de terrain montrant le faciès de grès volcanoclastiques mafiques à stratification entrecroisée en auge. Les sets de laminations de 10 cm en moyenne forment des sections parallèles à extrémités lenticulaires. Ces sets sont ondulants et se croisent les uns contre les autres selon un angle fort supérieur à 15° délimitant des zones en auge. La polarité est vers le Nord, haut de la photo. Le contact sur les faisceaux sous-jacents est érosif. Figure 2-36 pour localisation.



Figure 2-38. Stratification entrecroisée en auge, faisceaux ondulants, contact érosif sur les faisceaux sous-jacents. Ensembles de lames d'une épaisseur moyenne de 5 cm (voir zone indiquée par le crayon). Faisceaux de lames lenticulaires. Lames convergentes sur une extrémité et divergentes sur une autre. Certains faisceaux sont ondulants et délimitent des sections concaves et convexes mais ne sont pas parallèles. La base des lits et des strates entrecroisée est une surface érosive très marquée et épousent la forme ondulante du lit. Les drapages argileux sont préservés dans les creux et en partie sur les crêtes. Figure 2-36 pour localisation.

Interprétation

Les grès volcanoclastiques mafiques à stratification entrecroisée en auge représentent des dépôts de rivières tressées ou anastomosées dans des systèmes fluviatiles. Ce sont des vagues de sable ou des dunes migrant le long de chenaux peu profonds. Les drapages d'argilites entre les faisceaux peuvent être interprétés comme des dépôts de remplissage de chenaux abandonnés. Les interstratifications de conglomérats imbriquées peuvent être interprétées comme des barres longitudinales, ou constituent des dépôts de traînées.

Ce sont des grès à stratifications entrecroisées en auge interprétés comme le faciès St de Miall (1978). Le faciès St est interprétée comme des dépôts de traction de fond ou des dunes de régimes d'écoulement inférieur (Miall, 1978) dans des systèmes fluviatiles de rivières tressées (Miall, 1982; Miall, 1985).

L'empilement de faisceaux de lames à stratifications entrecroisées en auge avec des bases érosives ou des faisceaux individuels d'épaisseur centimétrique à décimétrique dans le faciès 4a correspondrait aux lits de sable «sandy bedform» de Miall (1985). Ces faisceaux empilés pourraient également être interprétés comme des vagues de sables ou migration des dunes le long de larges chenaux peu profonds (*sand flats*) sous des conditions équivalentes à la partie supérieure du régime d'écoulement inférieur (Harm, 1975 *in* Amireh *et al.*, 2001). Les fosses peuvent être considérées comme des mégarides tridimensionnelles révélant la courbure des crêtes exhibant un chevauchement régulièrement asymétrique des structures (Amireh *et al.*, 2001). Les laminations entrecroisées et les inter-laminations grès-argilites représentent une décélération progressive de la vitesse des courants (Brenchley *et al.*, 1979). Les lits de grès planaires ondulants correspondent au faciès Sh de Miall (1978) dont la mise en place est associée à un régime d'écoulement supérieur de haute énergie (*upper flow regime*); (Miall, 1982; Miall, 1985).

Les faisceaux lenticulaires marqués par une stratification concave à grande échelle du faciès 4a sont interprétés ailleurs comme le remplissage de chenaux abandonnés coulant autour des barres (Miall, 1985, 1992; Chakraborty *et al.*, 2009).

Les drapages d'argilites entre les faisceaux peuvent être interprétés comme des dépôts de remplissage de chenaux abandonnés formés par aggradation verticale, pendant la baisse du niveau d'eau (Amireh *et al.*, 2001) ou des dépôts de régime d'écoulement inférieur (Reineck et Singh, 1986).

Les interstratifications de conglomérats imbriquées peuvent être interprétées comme le faciès Gm de Miall, (1978) dont la mise en place est associée à des barres longitudinales, ou constituent des dépôts de traînées (*lag deposits* faciès Gt de Miall, (1978). Ces grès sont riches en actinote ce qui pourrait induire la couleur verdâtre. La présence d'actinote pourrait également être associée à une érosion des laves à proximité, comme dans le Groupe de Blake-River situé au Nord de ce faciès.

Faciès de grès à stratifications planaires et entrecroisées (faciès 4b)

Description

Le faciès de grès à stratifications planaires et entrecroisées renferment 90% de grès et < 10% de conglomérats. Le contact entre les grès et ces conglomérats est diffus (**figure 2-39**). Ce sont des grès grossiers à très grossiers non granoclassés. Les lits sont planaires ou tangentiels. Les lits planaires ont des épaisseurs pouvant atteindre 60 cm. Ils sont massifs sans structure interne. Les grès planaires renferment des niveaux de conglomérats à support de fragments avec des cailloux imbriqués d'épaisseur allant jusqu'à 30 cm. Certains lits planaires sont couverts à leur sommet par des conglomérats à cailloux ou galets (**figure 2-40**), le contact entre grès et conglomérats ne présente pas de surface érosive dans ces lits. Les lits tangentiels peuvent former des strates entrecroisées de 1 m d'épaisseur constituées

d'une succession de lits individuels d'épaisseur variable entre 20 et 40 cm (**figure 2-41**). L'épaisseur est aussi variable au sein d'un lit.

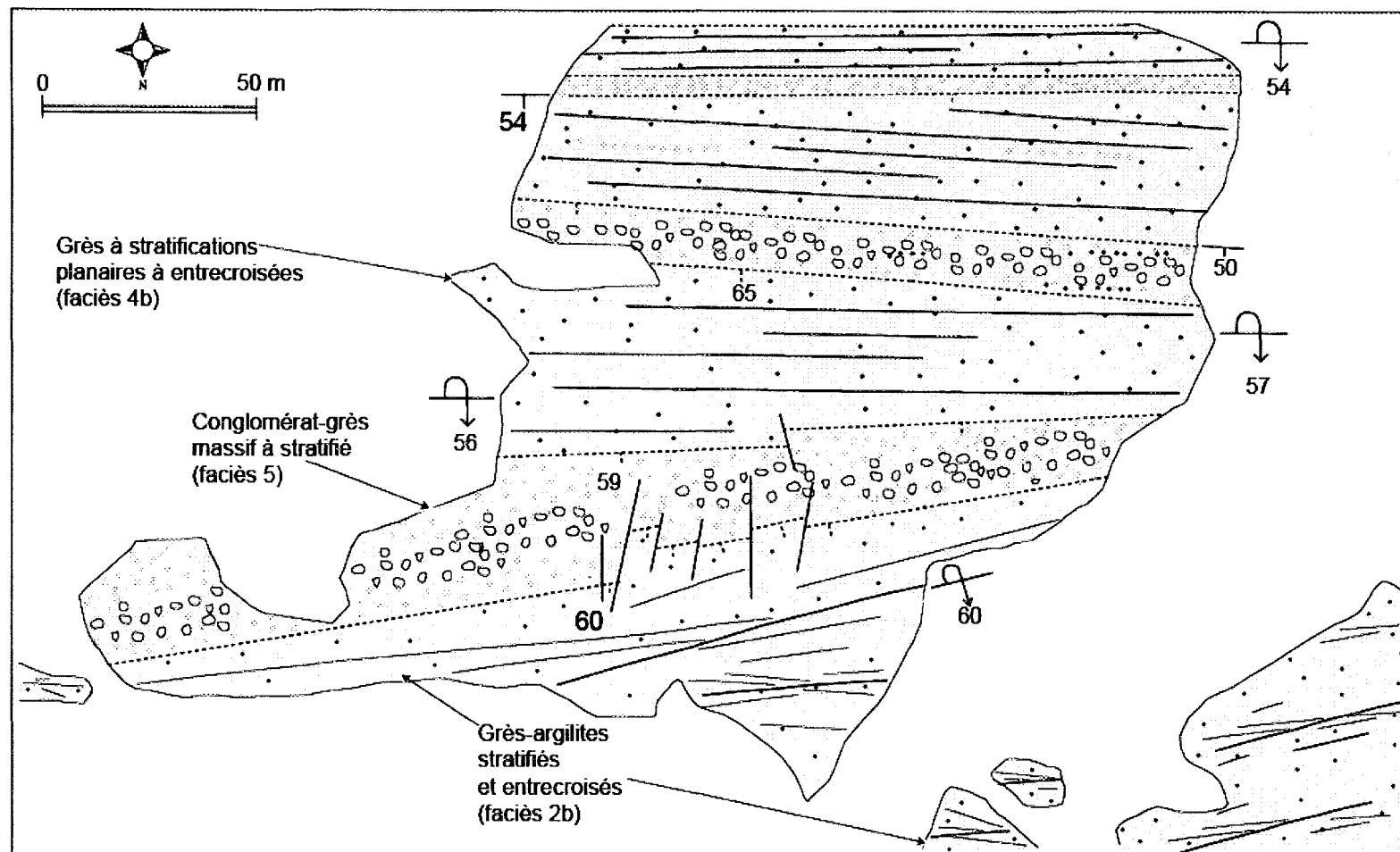


Figure 2-39. Cartouche C5-AD-05 pour la localisation de cette figure. Carte détaillée des affleurements au centre du bassin montrant une interdigitation entre le faciès de conglomérat-grès massif à stratifié (faciès 5) et le faciès de grès-conglomérat à stratifications planaires à entrecroisées (faciès 4b). Le faciès 5 repose sur le faciès 2b. Voir figure 2-35 pour la localisation de cette figure.

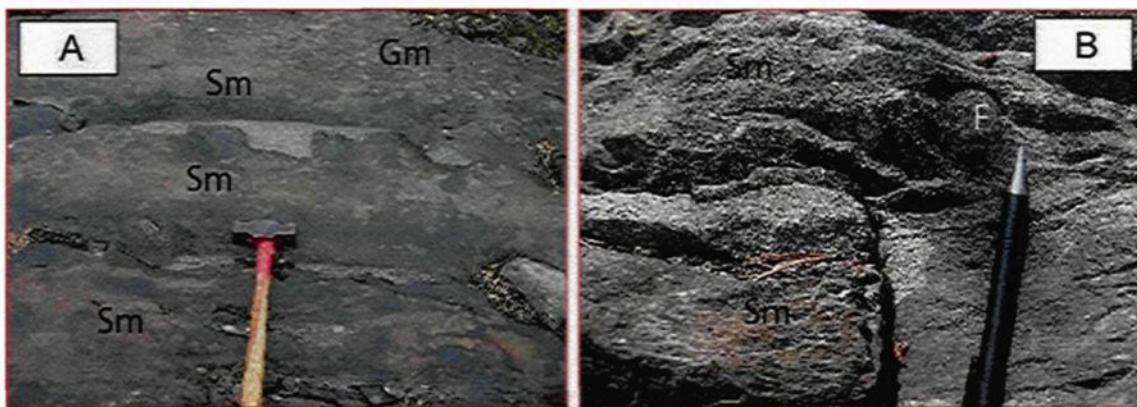


Figure 2-40. Grès à stratifications planaires à entrecroisées. En A remarquer le conglomérat à support de fragments au sommet des grès, il n'y a pas de surface érosive entre grès et conglomérat, ces derniers ont tendance à combler les vides au contact avec les grès. Ce phénomène est une caractéristique des coulées de débris. En B remarquer que les grès sont très grossiers. Un fragment accidentel (F) commun dans les grès lorsque l'on passe des grès au conglomérat. Voir figure 2-35 pour la localisation de cette figure.

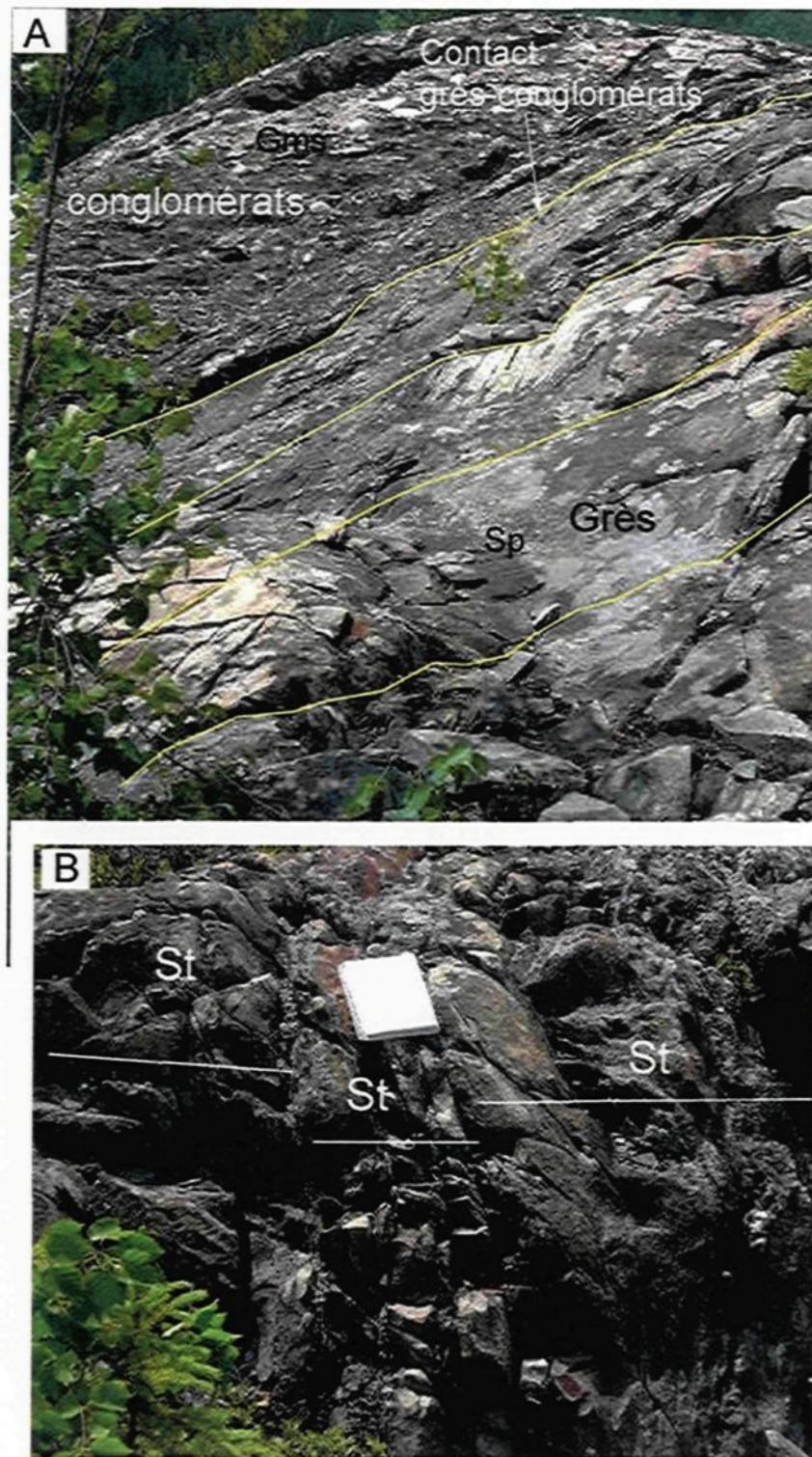


Figure 2-41. Lithofaciès grès-conglomérats : faciès de grès à stratifications planaires et entrecroisées. A) faciès Sp B) faciès St. Voir figure 2-35 pour la localisation de cette figure.

Interprétation

Le faciès de grès à stratifications planaires et entrecroisées peut être interprété comme des dépôts de rivières tressées ou anastomosées, formés par accrétion latérale de prisme de sable aux fronts ou aux marges de barres de graviers.

Les grès planaires, massifs et les grès à stratifications entrecroisées sont interprétés comme les faciès Sp-Sm-St selon la nomenclature de Miall, (1978, 1982) en régime fluviatile. Les grès massifs sont interprétés comme des dépôts de flux laminaires (*sheets floods deposits*, Bull, 1972). Ils sont construits par l'accrétion vers le bas de larges chenaux médians peu profonds, de faible sinuosité, de plateaux de sable dans un milieu confiné (Miall, 1985). L'absence de laminations dans les lits de grès massifs suggère l'absence de traction (Blatt *et al.*, 1980). Les lits sans lamination sont formés soit à partir de dispersion de sédiments à concentration très élevée, soit par dépôt de suspension très rapide (Blatt *et al.*, 1980). Les grès à stratifications entrecroisées planaires (*Planar cross stratified sandstones*) représentent une accrétion de prismes de sable aux fronts ou aux marges de barres de graviers, ou une face de glissement de l'accrétion de barres inférieures dans des chenaux peu profonds (Mishra *et al.*, 2004). La superposition de sets de lits à stratification tabulaire-planaire faciès Sp (Miall, 1978; Miall, 1982) est typique des lits de sable de rivières tressées (Miall, 1992).

2.2.1.5- Lithofaciès conglomérats-grès

Le lithofaciès conglomérats-grès est le plus abondant et constitue presque la moitié des dépôts du bassin de Granada (**figure 2-42**). Il affleure essentiellement en marge sud du bassin de Granada au contact avec la Sous-province de Pontiac. Les conglomérats-grès s'interdigitent au cœur du bassin avec le faciès de grès-conglomérats à stratifications planaires à entrecroisées en strates de 20 à 40 m d'épaisseur (**C5-AD-05, C6-AD-05 et C7-AD-05**).

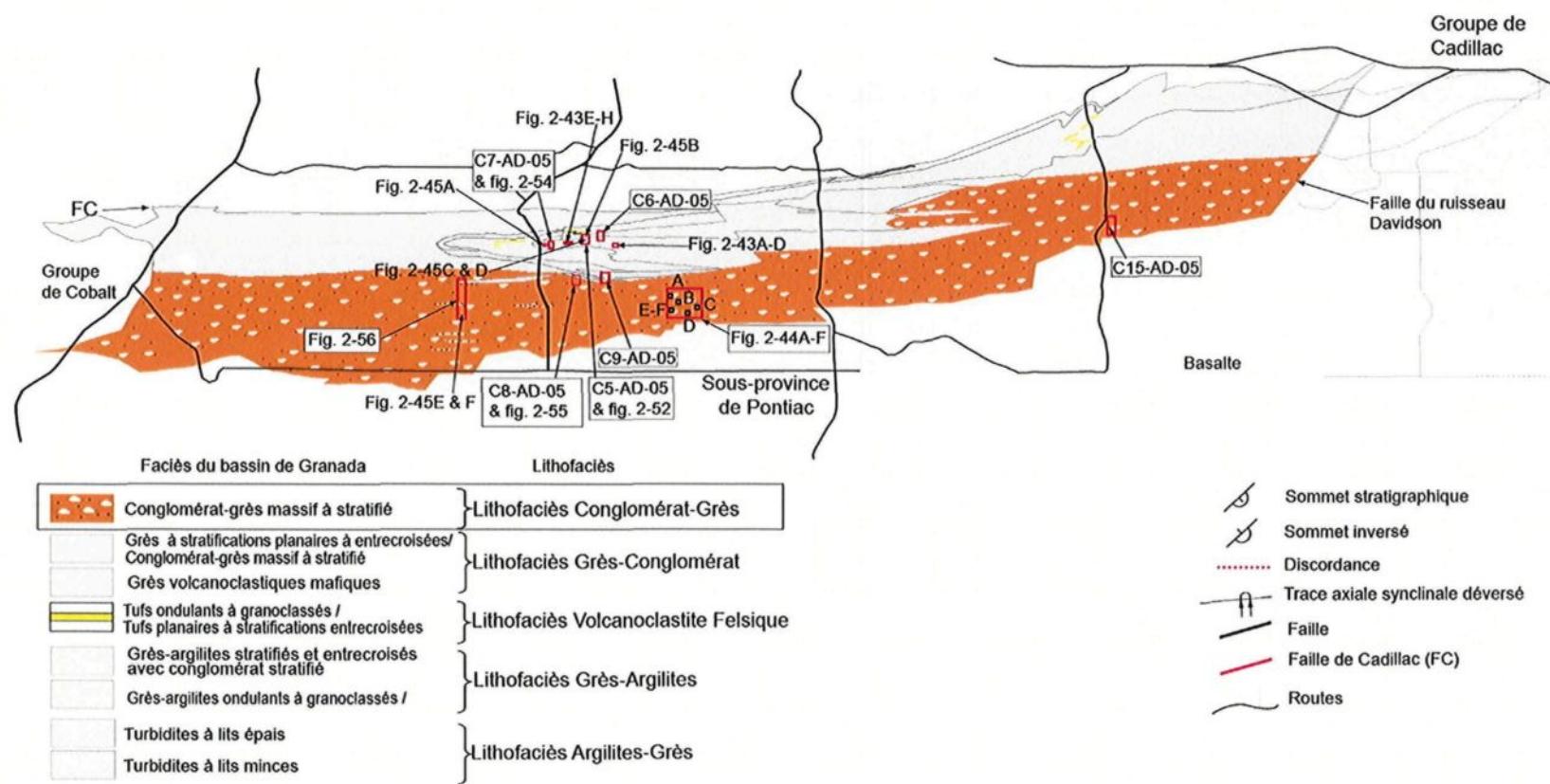


Figure 2-42. Localisation de la distribution du lithofaciès congloméral-grès massif à stratifié. Cadres en noir et blanc pour la localisation des sections cartographiées en détail.

Description

Le lithofaciès conglomérat-grès est constitué de conglomérat à support de fragments (*clasts supported*) et /ou de matrice (*matrix supported*). La taille des fragments varie du caillou au galet (**figure 2-43**) au centre du bassin et du caillou au bloc en marge sud. Au centre du bassin, les fragments sont constitués de grès, de roches volcaniques tels basaltes, rhyolites, tufs felsiques, de fragments plutoniques (porphyres, granitoïdes...), de cherts noirs. Ce sont des fragments de la taille des galets anguleux ou aplatis. À la marge sud du bassin, les fragments apparaissent surtout comme étant de nature plutonique. Mais le degré de déformation et d'aplatissement apparent qui est présent à la marge sud au contact avec le Pontiac occulte en partie les fragments d'autres compositions. La présence de fragments de magnétite (**figure 2-44**) est aussi une particularité des conglomérats surtout dans la portion sud.

Les fragments sont anguleux ou arrondis et localement aplatis. Aux bases des strates, les fragments sont peu abondants et de petite taille (cailloux) et forment des conglomérats à support de matrice. Ensuite la taille des fragments augmente vers le centre de la strate où les conglomérats deviennent à support de fragments et atteignent la taille des galets. Les fragments dans les conglomérats à support de fragments sont imbriqués les uns contre les autres et la majorité indique une plongée vers l'Ouest. A partir de l'axe central de la strate, la taille des fragments diminue pour atteindre la taille des cailloux ainsi que leur abondance et redeviennent des conglomérats à support de matrice.

Les conglomérats sont mal triés et les fragments nagent dans une matrice de grès grossiers à très grossiers riches en quartz. Des strates et des lits de grès sont interstratifiés à ces conglomérats (**figure 2-45**). Ce sont des grès à stratifications entrecroisées ou parallèles pouvant atteindre près de 50 cm d'épaisseur ou des grès massifs sans structures internes.

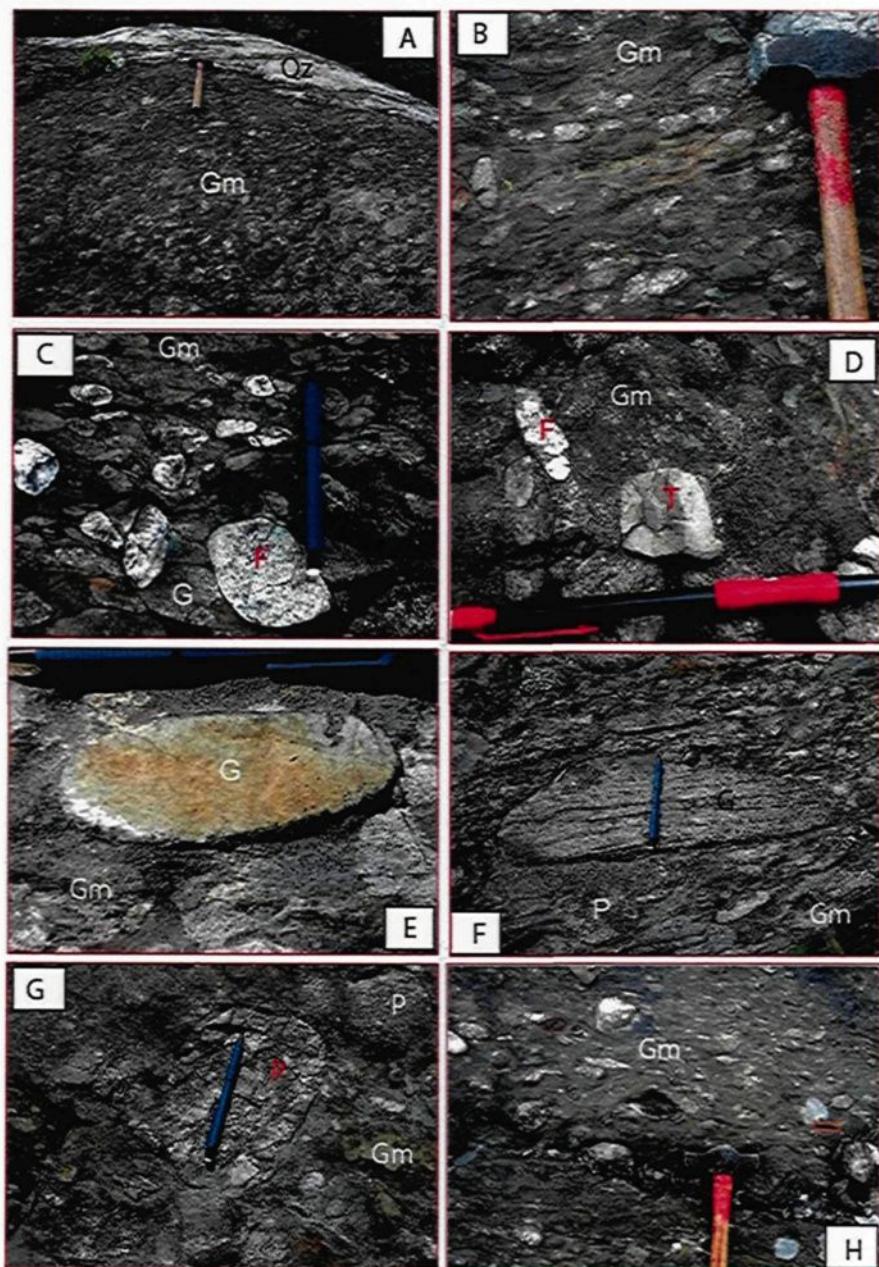


Figure 2-43. Vue en détail des conglomérats à cailloux au contact avec les grès du lithofaciès grès-conglomérats dans le bassin de Granada au cœur du bassin. En A, une section de conglomérats de la base au sommet (du nord au sud) croissance des fragments en taille et en nombre. Au sommet observer les veines de quartz. En B, les fragments semble allongés sur globalement sur une direction E-W. En C, imbrication des fragments. En D, fragments de volcanites felsiques (F), de tuf felsique (T). En E et F, fragments de grès (G). En G, fragment de porphyres (P). En H les fragments encerclés sont des cherts noirs. Les fragments plutoniques sont plus abondants quand on se déplace latéralement vers l'Est (photo G) et vers l'Ouest ainsi que d'autres granitoïdes. Les fragments de grès sont aplatis parallèles à la stratification, les autres types de fragments sont anguleux. Voir figure 2-42 pour la localisation de ces photos.

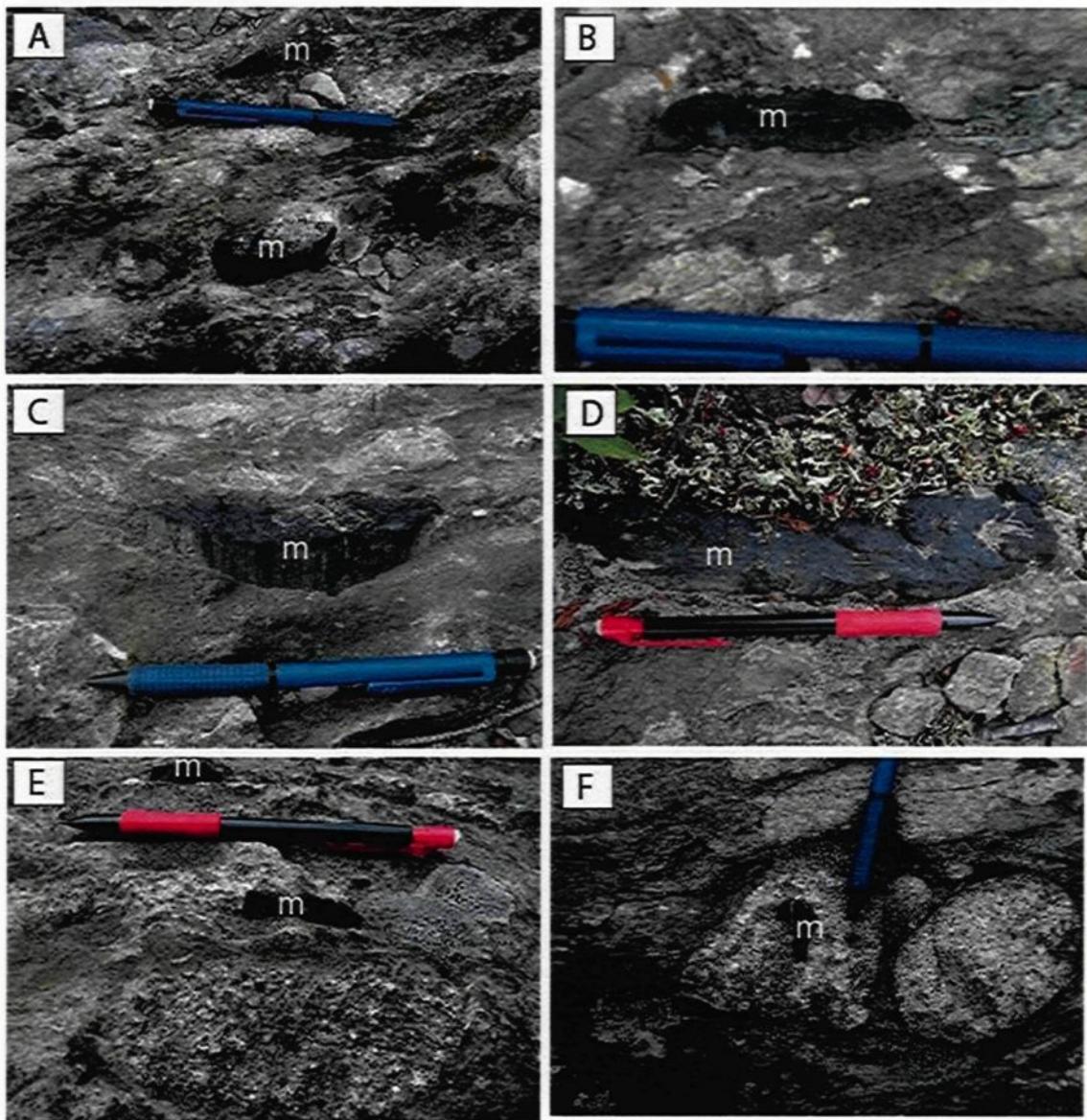


Figure 2-44. Fragments de magnétite (m) dans les conglomérats à support de matrice (faciès Gms) en marge sud du bassin de Granada. Les conglomérats à magnétite (tous les fragments noirs) et porphyre au cœur du niveau conglomératique de la marge sud du bassin de Granada. Remarquer de A à D l'augmentation de la taille des fragments de magnétite. Les fragments sont arrondis en A, ils sont localisés plus au Nord que les fragments en D. En E association fragments de porphyre et magnétite. En F enclave de magnétite dans un fragment de porphyre. Voir figure 2-42 pour la localisation de ces photos.

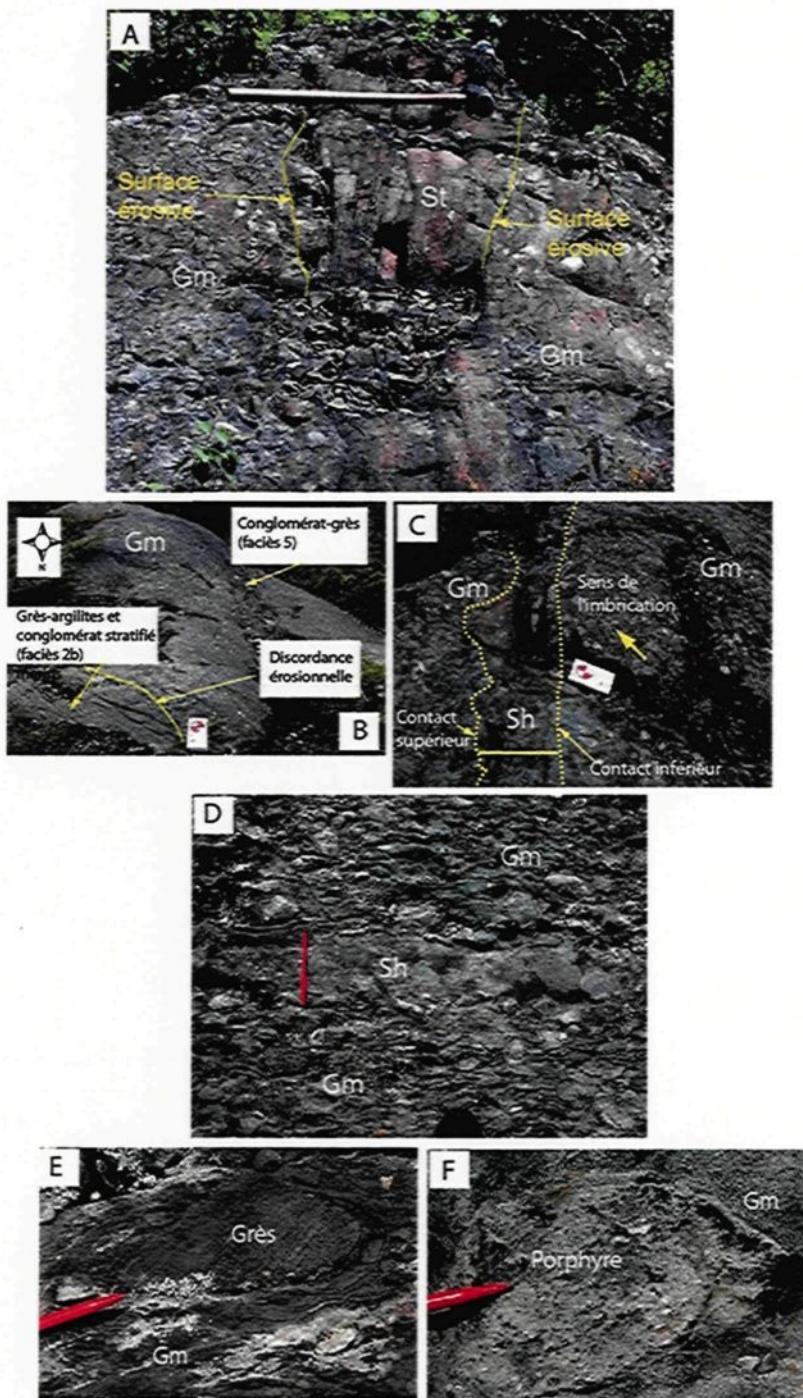


Figure 2-45. Photo montrant l'association de faciès $Gm \pm Sh \pm St \pm Sm$ dans le cœur du bassin de Granada. A) contact entre grès-argilites stratifiés à entrecroisés et conglomérat-grès massifs à stratifiés. Le contact est une surface érosive. B) faciès $Gm-Sh$. Les fragments sont imbriqués vers l'ouest. Remarquer le contact supérieur entre conglomérats et grès irréguliers. Le contact est transitionnel. C) faciès $Gm-St$. D) faciès $Gm-Sh$. E) Gm . F) Gm . Voir figure 2-42 pour la localisation de ces photos.

Interprétation

Globalement, le lithofaciès conglomérats-grès est une succession de conglomérats à support de matrice (Gms) et à support de fragments (Gm) dont certains blocs pouvant atteindre 1 m de grand axe (Gbx) interstratifiés à des grès massifs, planaires (Sh, Sp) ou à stratifications entrecroisées (St) : Gms-Gm-Gbx± Sm± St± Sp± Sh en régime fluviatile.

Les conglomérats à support de matrice et à support de fragments, respectivement faciès Gms et faciès Gm de Miall (1978), sont généralement interprétés comme des dépôts de coulées de débris ou des barres longitudinales (Miall, 1978; 1982; 1985; 1992). Un empilement de conglomérats et grès massifs planaires ou à stratifications entrecroisées comme ceux localisés au centre du bassin de Granada est interprété par Miall (1985) comme des barres longitudinales de faible relief. Des grès planaires, massifs, à litages ou stratifications parallèles, interstratifiés à des conglomérats, représentent des sommets de barres en régime d'écoulement supérieur (Miall, 1982; Miall, 1985). Les conglomérats à support de matrice et à support de fragments forment une succession de faciès similaire à l'assemblage de faciès Gms-Gm de Miall (1978) en régime fluviatile et interprété comme des sédiments de coulées gravitaires (*Sediment Gravity flow SG*) de Miall (1992). Ces SG sont interprétés comme des lobes, des feuillets (*sheet*) et sont typiquement interlités avec les barres de graviers à l'image des Gravel Bar (GB ; Miall, 1992). Les conglomérats à blocs peuvent être interprétés comme des débris de chute ou avalanche de roche, des éboulis de talus et dépôts proximaux de cône deltaïque comme le faciès Gbx de Miall (1978).

Des strates de grès stratifiés (faciès Sm) recouvrant les conglomérats traduisent la migration de mégarides dans des chenaux lunaires (Eriksson, 1978). Les grès à stratification planaire parallèle (Faciès Sh-Sp) de Miall, (1978) sont déposés sous le régime d'écoulement supérieur lors des crues des rivières.

La composition hétérogène des fragments suggère des sources différentes; probablement intra-bassin et extra bassin. La présence dans les conglomérats de fragments probablement issus des strates sous-jacentes comme les fragments de grès séricités et de porphyre du bassin profond est interprétée comme une source intra-bassins. Les fragments intra-bassins sont composés de grès fins ou grossiers, de tufs felsiques ou d'intrusions porphyriques provenant des dépôts sous-jacents. Les fragments de magnétite, de volcanoclastites, de certains grès et de granitoïdes seraient d'origine extra bassin. La restriction de la présence de fragments de magnétite seulement au Sud du bassin, aussi le fait qu'ils soient plus arrondis et plus petits de plus en plus vers le Nord suggère qu'ils proviennent du Sud. Ils pourraient provenir de la Sous-province de Pontiac comme le soutient Goulet, (1978).

Les fragments de roches granitiques ainsi que de quartz dans des conglomérats massifs à fragments hétérogènes proviennent sans aucun doute de socle comme l'ont décrit ailleurs Bose et Das (1986).

2.2.2- Architecture des lithofaciès et faciès de la Formation de Granada

2.2.2.1- Relations entre les lithofaciès

La chronologie de mise en place des faciès et les associations de faciès étant établie, il est important de déterminer les relations lithologiques dans le bassin en diagnostiquant la nature des contacts entre les lithofaciès. Pour cela, il est important de dresser des colonnes stratigraphiques qui illustrent bien l'évolution verticale d'un lithofaciès à un autre. Dans les sections où les affleurements sont discontinus où dans les zones de charnière de plis, des cartes d'affleurement détaillées sont utilisées à la place des colonnes.

Pour décrire les relations entre les différents lithofaciès, les colonnes et cartes stratigraphiques choisies sont celles qui illustrent le mieux les zones de contacts entre les lithofaciès en questions. Par exemple, les colonnes stratigraphiques illustrent mieux l'épaisseissement croissant des lits de grès du lithofaciès argilites-grès au lithofaciès grès-

argilites tandis qu'une carte lithostratigraphique illustre mieux l'interdigitation entre le lithofaciès conglomérat-grès et le lithofaciès grès-conglomérat.

Les structures sédimentaires ont permis de déterminer la polarité des dépôts détritiques et volcanoclastiques et d'en déduire la succession lithologique des différents lithofaciès. Les tufs felsiques sont de bons marqueurs stratigraphiques ayant permis de faire la corrélation entre les niveaux stratigraphiques. Les relations stratigraphiques observées sur le terrain et bien établies par les contacts entre les faciès ont permis d'arriver à la chronologie de mise en place suivante qui correspond en quelque sorte à l'ordre de dépôts des faciès:

- i) à la base le faciès de turbidites à lits minces (1a) localement interstratifié à des tufs felsiques granoclassés (3a),
- ii) le faciès de turbidites à lits épais (1b),
- iii) le faciès de grès ondulants à granoclassés (2a) qui est aussi interstratifié aux faciès de tufs felsiques granoclassés (3a) et au faciès de tufs felsiques ondulants à stratifications entrecroisées (3b),
- iv) le faciès de grès-argilites stratifiés et entrecroisés interstratifiés au conglomérat stratifié (faciès 2b),
- v) le faciès de grès volcanoclastiques mafiques (faciès 4a),
- vi) le faciès de grès à stratifications planaires et entrecroisées (faciès 4b) et le faciès de conglomérats massifs à stratifiés (faciès 5).

Position du lithofaciès argilites-grès

La colonne 1 (**figure 2-46**) est localisée à l'ouest du cimetière de Granada et montre le lithofaciès argilites-grès. Les sommets déterminés par les différentes structures sédimentaires sont systématiquement vers le sud. Cet empilement de 91 m comprend des séquences négatives et positives. Mais globalement les lits de grès deviennent de plus en plus épais vers le Sud (haut de la colonne) alors que les lits d'argilites diminuent. De 0 à 60 m sur la colonne, domine le faciès de turbidites à lits minces (faciès 1a) tandis que de 60 à

91 m, les turbidites à lits épais sont dominants (faciès 1b). Le passage entre le faciès 1a et le faciès 1b est graduel. Les épaisseurs stratigraphiques des faciès 1a et 1b varient d'un secteur à un autre à la grandeur du bassin. Localement, le faciès 1a est interstratifié à des tufs granoclassés (faciès 3a). Le contact se fait selon une surface érosive. Cette interstratification entre les faciès 1a (turbidites à lits minces) et 3a (tufs felsiques granoclassés) est repérée sur le flanc nord et sur le flanc sud du synclinal de Granada (**figure 2-47 pour le flanc sud**).

Sur la **figure 2-46**, il est possible d'observer qu'aux environs de 91 m, commencent à apparaître des lits de grès non granoclassés avec des lamination parallèles. Ces lits sont surmontés par des lits de grès aux structures sédimentaires ayant subi une déformation synsédimentaire. A partir de ce niveau, les lits de grès deviennent plus épais et à grains plus grossiers que dans le lithofaciès argilites-grès. Cette zone est considérée comme la transition entre le lithofaciès argilites-grès et le lithofaciès grès-argilites. Le passage entre les deux lithofaciès est considéré graduel.

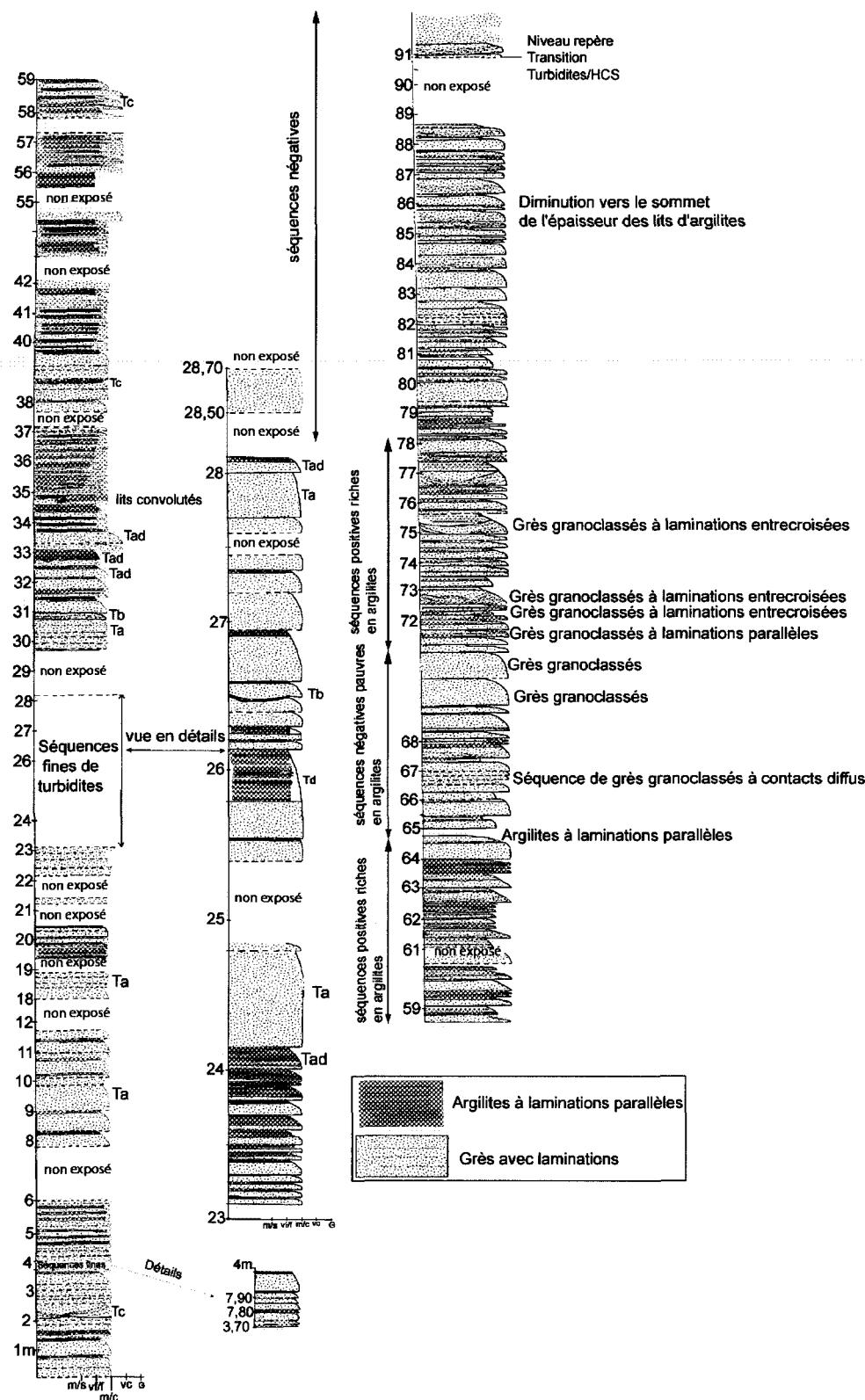


Figure 2-46. Lithofaciès argilites-grès. Passage du faciès de turbidites à lits minces (faciès 1a) aux faciès de turbidites à lits épais (faciès 1b). Il y a alternance de séquences positives plus riches en Td et séquences négative. L'augmentation de l'épaisseur des lits de grès est couplée à la granocroissance. Remarquer que les lits sont plus grossiers pour les turbidites de haute densité (à partir de 20 m environ). Au sommet des turbidites de haute densité (colonne de droite), commence le faciès 2a grès ondulants à granoclassés (à partir de 91m). Voir figure 2-3 pour la localisation de cette colonne.

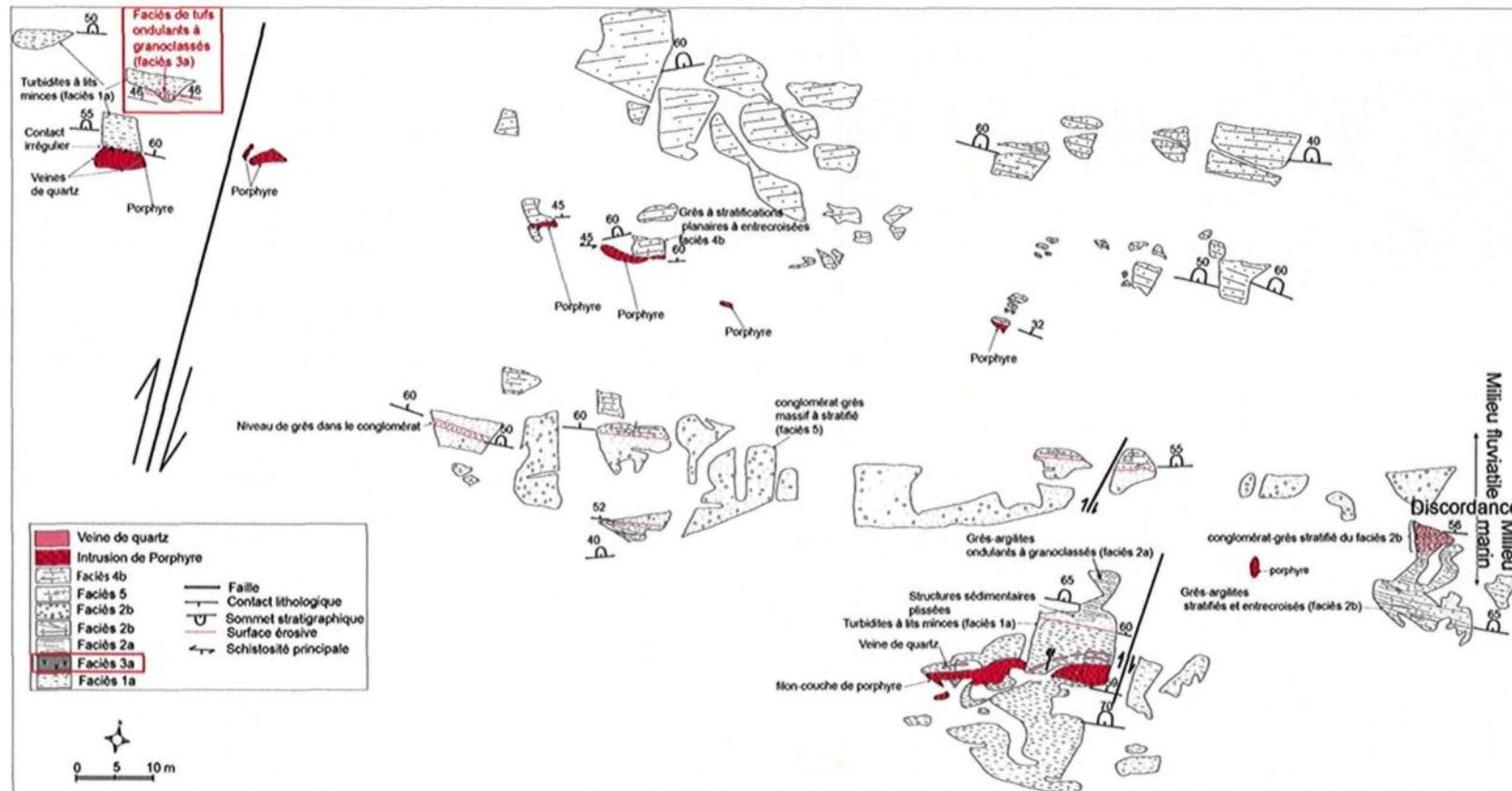


Figure 2-47. Cartouche C9-AD-05. Cartographie des affleurements montrant l'interstratification des tufs felsiques de 50 cm d'épaisseur (faciès 3a) avec les turbidites à lits minces (faciès 1a) (zone encadrée en rouge) et la succession de faciès du flanc sud du synclinal de Granada. Du nord au sud, la succession lithologique est la suivante, faciès 1a-faciès 2b-faciès 5-faciès 4b. Le contact entre les faciès se fait le long de surface érosive (les traits rouge en pointillés sur la carte). Les filons-couches de porphyre sont intrusifs dans le faciès 1a et dans le faciès 4b. Voir figure 2-42 pour la localisation de cette carte.

Interprétation du milieu de dépôt

Le lithofaciès argilites-grès dans le bassin de Granada constitué de turbidites à lits fins et à lits épais est déposé dans un milieu marin relativement profond. Des grès très fins granoclassés qui alternent avec des argilites se mettent en place, selon Colquhoun (1995), dans un environnement entre une côte moyenne à externe (*Middle to outer shelf*). Le faciès de turbidites à lits fins constitué de successions fines où alternent grès granoclassés souvent associés à des laminations parallèles ou entrecroisées et argilites laminées au sommet est comparable à la série classique de Bouma (1962), en milieu marin profond. L'association grès et argilites de la taille de silt/boue est interprétée par Fritz et Howells (1991) comme représentant des dépôts particulièrement formés à partir de suspension dans un milieu marin en dessous de l'action des vagues de tempête. Le granoclassement et la charge des lits représentent des coulées turbiditiques de faible densité (Fritz et Howells, 1991). Ces dépôts se forment en moyenne côte ou en côte externe à des profondeurs comprises entre 20 et 100 m (Fritz et Howells, 1991).

Dans les turbidites de haute densité, l'épaisseur des lits, la dominance des Ta et la réduction ou la rareté des Td peut refléter soit une réduction de la profondeur de l'eau soit une augmentation de l'apport de sédiments résultant d'une progradation comme l'ont décrit Fritz et Howells (1991). Des grès granoclassés, et exempts de laminations sont interprétés comme des dépôts rapides dans un environnement relativement profond (Kreisa, 1981). Les turbidites de hautes densités du bassin de Granada seraient mis en place en dessous de l'action des vagues de tempêtes par des courants de turbidités denses, générés par les tempêtes. L'association entre lits convolutés et intraclasts dans les turbidites classiques est caractéristique de dépôt distal dans un environnement de fond océanique en milieu marin profond (Walker, 1992). Les figures de slump se mettent en place fréquemment aux têtes des canyons sous marins et le *slumping* est probablement le principal processus initiant le mouvement des sédiments depuis la zone de *nearshore* jusqu'au bassin (Wescott et Ethridge, 1980).

Position du lithofaciès grès-argilites

La colonne 2 présente une intégration des colonnes stratigraphiques provenant du lithofaciès grès-argilites et des tufs felsiques interstratifiés de la **figure 2-48** et sont une suite de la **figure 2-46**. La colonne permet de voir la transition entre les dépôts de turbidites de haute densité (faciès 1b) et le début du faciès de grès-argilites ondulants à granoclassés (faciès 2a). Cette transition est marquée par des lits de grès épais non granoclassés, ondulants, à lamination parallèles ondulantes parallèles à l'ondulation du lit qui les contient (**figures 2-48 et 2-49**). C'est une succession de grès massifs à granoclassés avec des stratifications entrecroisées en mamelons ou *Hummocky cross stratification (HCS)*, des rides de courant, des lamination planaires ou parallèles. Ces grès alternent avec des argilites à lamination parallèles selon des séquences positives et négatives. Mais globalement, les lits sont de plus en plus épais vers le sommet de la colonne (**figure 2-48**). Sur cette même figure, il est possible de remarquer que l'épaisseur des lits varie aussi latéralement. A hauteur de 106 m de la colonne de gauche, est observé le niveau de plis synsédimentaires. Cet horizon de plis synsédimentaires (**PS figure 2-49**) s'étend à la largeur de l'affleurement. Plus de détails sont donnés sur la cartouche C2-AD-05.

Le faciès 2a est interstratifié aux faciès 3a et 3b du lithofaciès volcanoclastite felsique (**figures 2-48, 2-49**). La **figure 2-50** montre des colonnes stratigraphiques des tufs felsiques dans le secteur du cimetière de Granada corrélées sur 1730 m d'Ouest vers l'Est. Il ressort de ces colonnes des séquences négatives avec les tufs fins à la base et les tufs grossiers au sommet. Mais les épaisseurs des tufs varient d'un endroit à un autre, de même que les faciès. Certaines successions sont dominées par des tufs granoclassés, d'autres par des tufs à stratifications entrecroisées.

Le faciès 2a interstratifié aux faciès 3a et 3b passe graduellement vers le Sud au faciès de grès-argilites stratifiés et entrecroisés (**faciès 2b figure 2-51**). La section cartographiée a une épaisseur moyenne de 60 m pour le faciès 2b. Le niveau de conglomérat stratifié est épais environ de 2 à 3 m et est continu latéralement d'Est en Ouest. Ce conglomérat est intimement associé à ce faciès 2b à la dimension du bassin avec

des épaisseurs variables. Le faciès 2b est surmonté par le conglomérat-grès massif à stratifié (faciès 5) s'interdigitant aux grès à stratifications planaires à entrecroisées (faciès 4b) au centre du bassin.

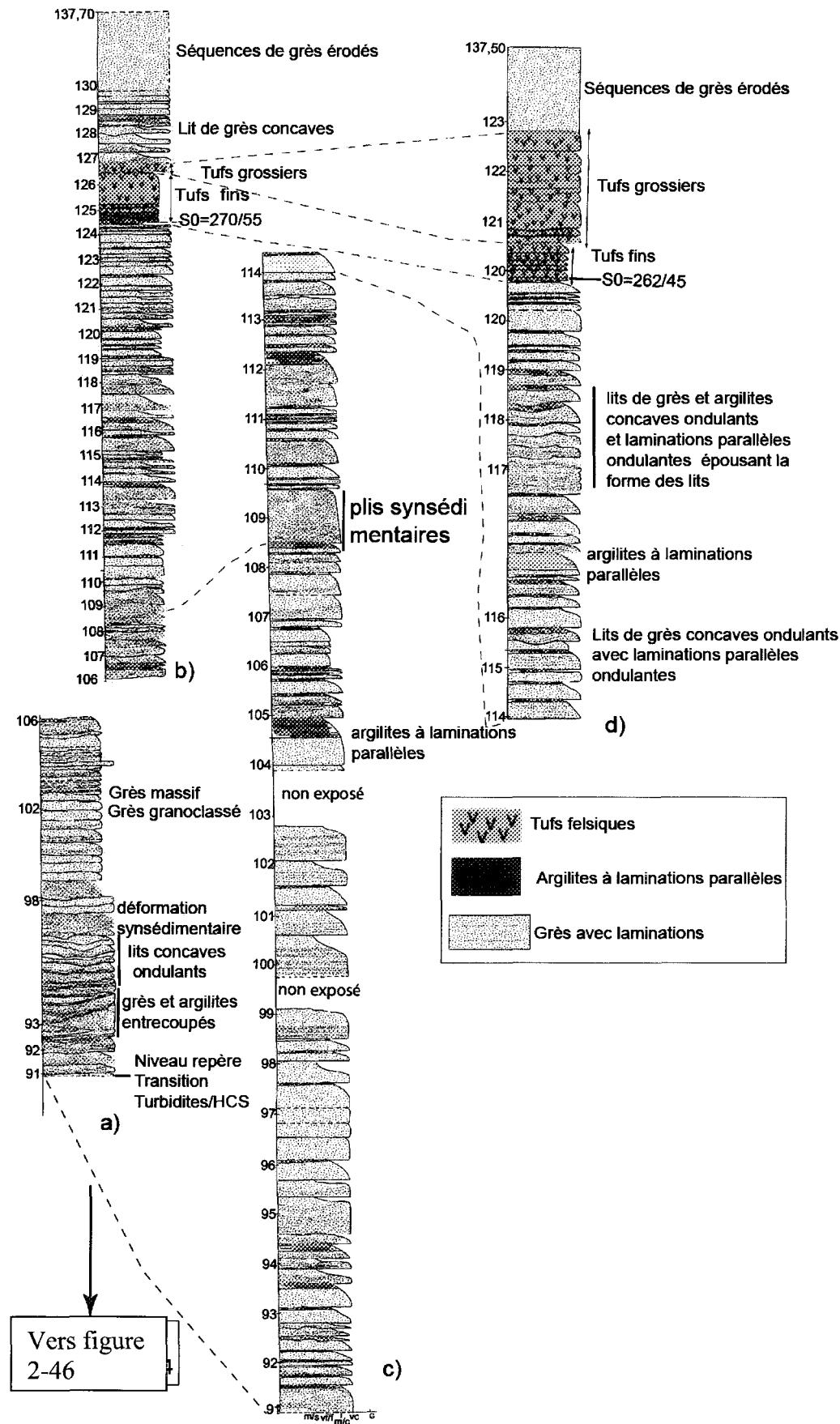


Figure 2-48. Colonnes stratigraphiques dans le bassin de Granada montrant la succession lithologique entre les faciès de grès ondulant à granoclassés (faciès 2a) du lithofaciès grès-argilites et le lithofaciès volcanoclastite felsique (faciès 3a et 3b). Le faciès 2a est interstratifié à quelques lits de grès massifs à granoclassés (faciès 1b). Voir figure 2-49 ci-dessous pour localiser les segments érigés en colonnes.

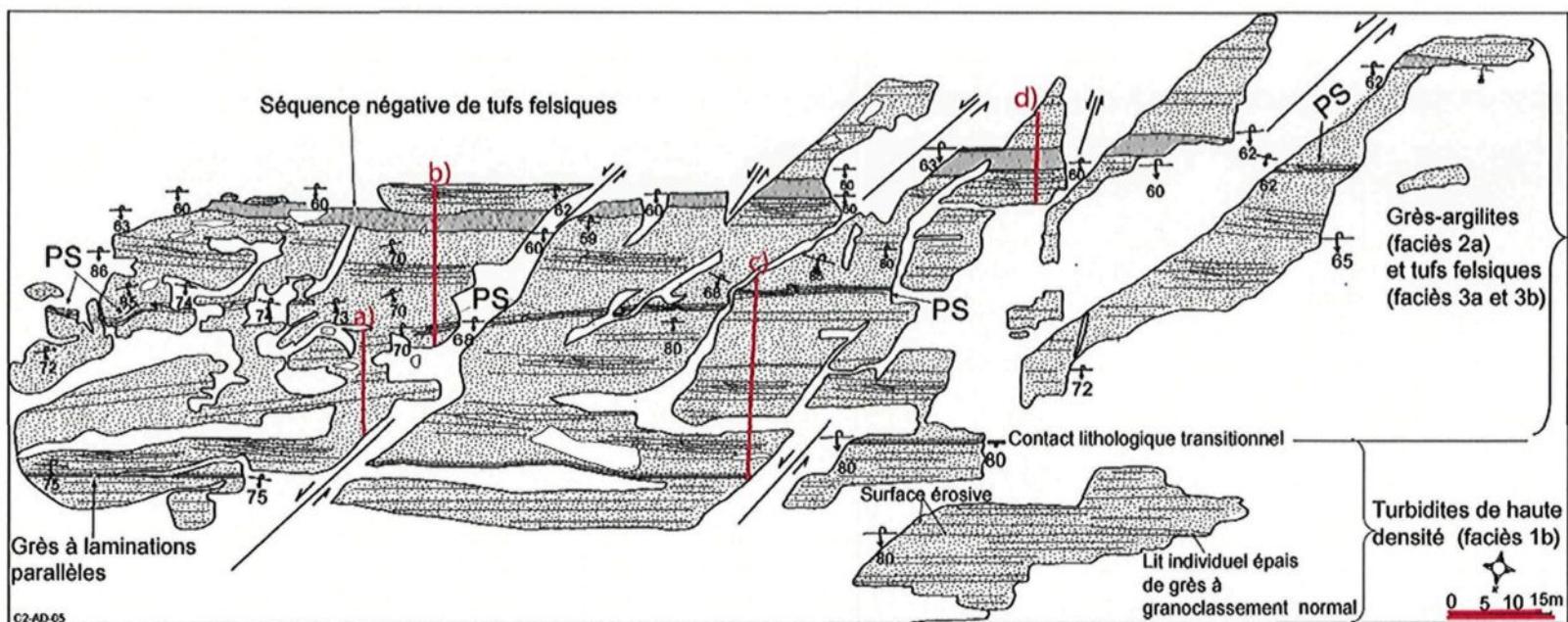


Figure 2-49. Cartographie des affleurements au cimetière de Granada montrant le passage des turbidites à lits épais (faciès 1b) aux grès à HCS (lithofaciès argilites-grès au lithofaciès grès-argilites). Le passage est transitionnel entre les turbidites de haute densité (faciès 1b) le faciès de grès ondulant à granoclassés (faciès 2a). Le faciès 2a est interstratifié au lithofaciès volcanoclastite felsique (faciès 3a et 3b). Remarquer aussi le niveau de plis synsédimentaires (PS) à la largeur des affleurements qui est l'horizon marqueur de déformation synsédimentaire. d) sont celles de la figure 2-48. Voir figure 2-9 pour la localisation de la cartouche C2-AD-05.

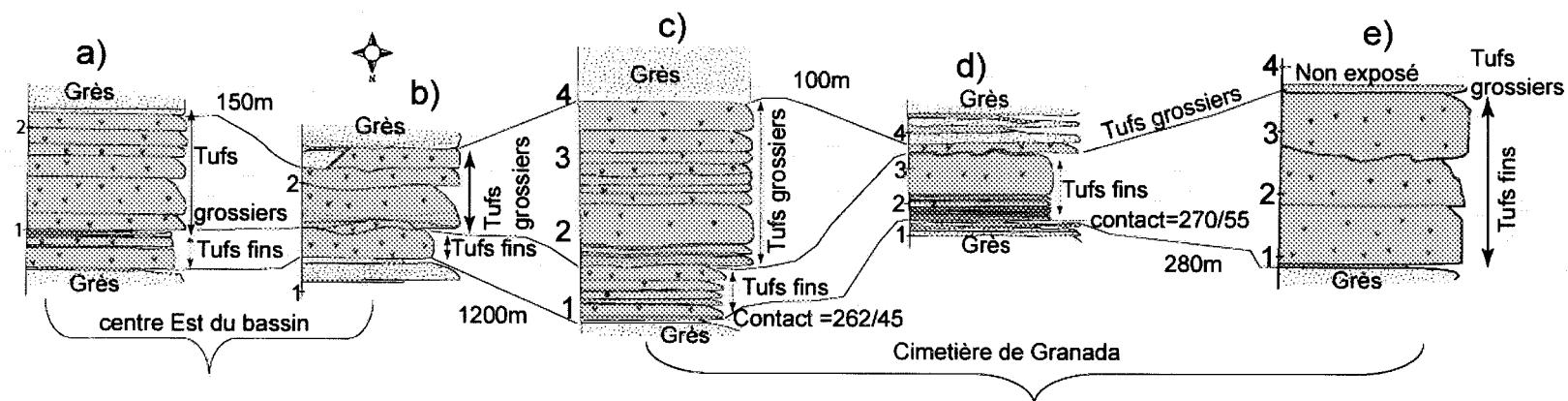


Figure 2-50. Corrélation des tufs felsiques sur 1730 m. Ces tufs sont interstratifiés au faciès de grès-argilites ondulants à granoclassés (strates sous et sus-jacents des tufs dans toutes les colonnes). Sur toutes ces colonnes les tufs grossiers sont au dessus des tufs fins ce qui forme des séquences négatives. Les tufs fins présentent à leurs sommets de fins lits de granulométrie de la taille des argiles. Pour localisation des colonnes: centre Est du bassin (C6-AD-05) et cimetière de Granada (C2 et C17-AD-05).

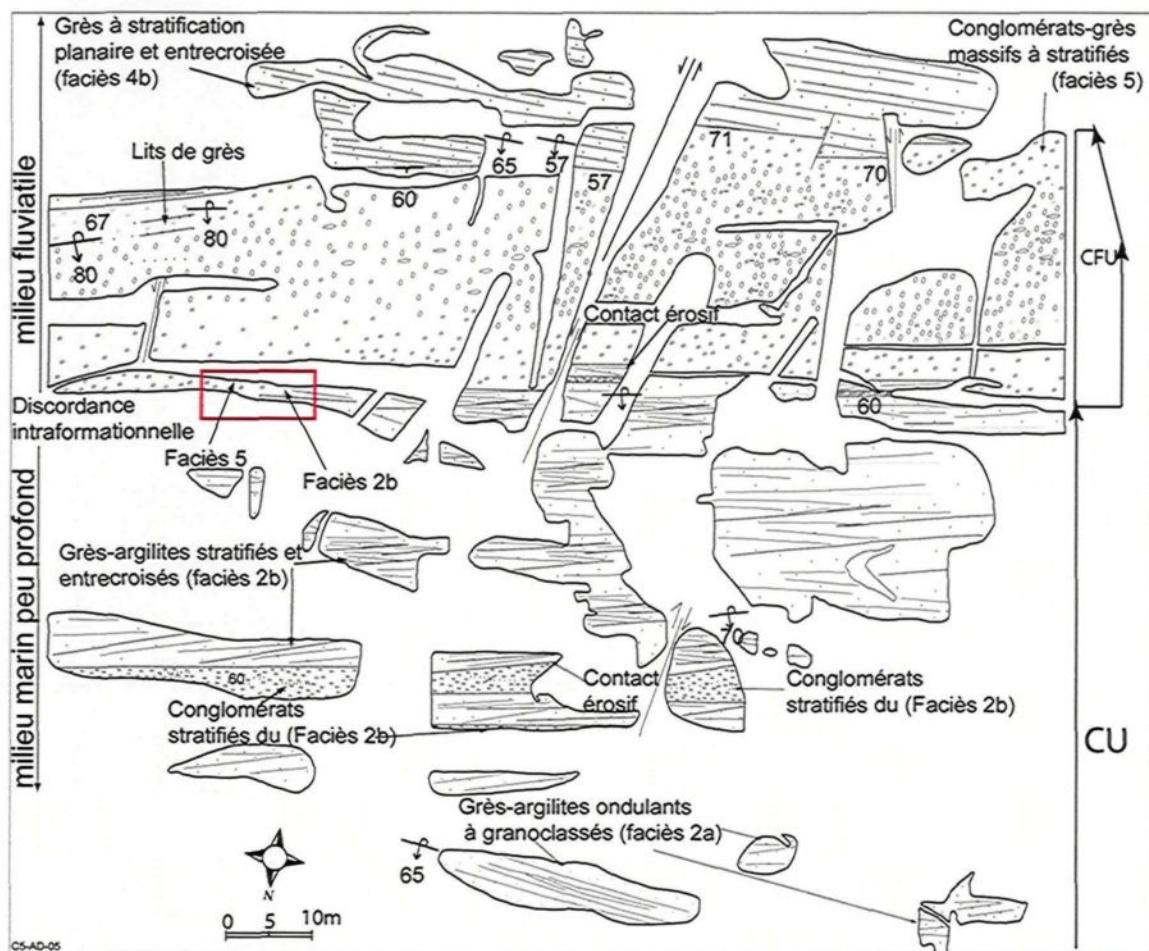


Figure 2-51. Cartouche C5-AD-05. Cartographie des affleurements montrant le passage des grès-argilites ondulants à granoclassés (faciès 2a) aux grès à stratifications planaires à entrecroisées (faciès 4b). De la base vers le sommet, la succession de faciès se fait de manière suivante: 1) grès-argilites ondulants à granoclassés (faciès 2a), 2) grès-argilites stratifiés et entrecroisés conglomerat stratifié (faciès 2b) 3) conglomerat-grès massif à stratifié (faciès 5), grès à stratifications planaires à entrecroisées (faciès 4b). Remarquer le rectangle rouge avec le faciès 2b qui passe latéralement au faciès 5. Les grès du faciès 4b et les conglomerats du faciès 5 s'interdigencent. Voir figure 2-42 pour la localisation de cette cartouche. CU= (Coarsening Upward), CFU= (Coarsening-Fining Upward).

Interprétation du milieu de dépôt

Des HCS associés à des couplets grès-argilites sont communs dans la littérature (Dott et Bourgeois, 1982; Amireh *et al.*, 1994, 2001; Makhlof, 2002; Edwards *et al.*, 2005). Ce type de stratigraphie est le résultat de crues subites (*storm surge* (Hamblin et Walker, 1979; Kreisa, 1981; Dott et Bourgeois, 1982)) en milieu marin peu profond au niveau des côtes ou avant-plage inférieur (*lower shoreface*, (Harms *et al.*, 1975; Dott et Bourgeois, 1982; Hunter et Clifton, 1982), en dessous du domaine d'action des vagues de beau temps (*below fair weather base*), au dessus du domaine d'action des vagues de tempête (*above storm wave base* (Walker, 1984)). Les séquences amalgamées de HCS sont des dépôts d'avant-plage inférieur et les laminations entrecroisées en forme de rides se développent dans un avant-plage inférieur à moyen dominé par les courants de rivage et terrestres (Colquhoun, 1995).

Les argilites représentent des dépôts de suspension durant l'absence des courants de vague. La présence de lentilles et de lits de grès entre les lits d'argilites dénote que les derniers représentent probablement une sédimentation en suspension dans un avant-plage inférieur, (*lower shoreface*) à des profondeurs d'eau en dessous de l'action des vagues de beau temps mais au dessus de l'action des vagues de tempête (Fritz et Howells, 1991). Les rides de vagues se forment à des profondeurs comprises entre 2 et 45 m (Fritz et Howells, 1991). Hamblin et Walker, (1979) soutiennent que les HCS sont des équivalents de turbidites au dessus de la pente (*upslope equivalent*), ils sont déposés en dessous de l'action des vagues de beau temps mais au dessus des vagues de tempêtes c'est-à-dire à plus de 10 m de profondeur. Le calcul effectué par Bourgeois (1980) a permis de démontrer que ces dépôts s'accumulent à une profondeur d'eau maximale de 50 m alors que Hunter et Clifton (1982) soutiennent des profondeurs comprises entre 5 et 30 m. Cambell C. V. (1981 *in* Dott et Bourgeois, 1982), suggèrent une profondeur de 80 m sans préciser les critères de fixation de ces paramètres. Wu (1982), sur la base de traces fossiles (*Rhizocorallium*), a identifié des dépôts générés par des tempêtes en dessous de l'action des vagues de tempêtes et au dessus de l'action des vagues de beau temps. P. D. Komar (1984 *in* Bose et Das, 1986)

soutient une profondeur comprise entre 5 et 10 m. Une étude faite par Bose et Das (1986) basée sur la relation entre la granulométrie des grès, la longueur d'onde entre les rides et le diamètre de vagues soutient que les laminations entrecroisées d'une séquence de HCS sont formées par des vagues de 10 m de hauteur à une profondeur de 98 m, ou des vagues de 5 m de hauteur et 76 m de profondeur. Cependant, dans les HCS du bassin de Granada, les traînées de cailloux à la base des *hummocks* tels que décrits par Dott et Bourgeois (1982a) ne sont pas observées. Leur absence peut être due à une hauteur des vagues inférieure à 3 m, en référence aux conditions de mise en place des traînées de cailloux dans les HCS soutenues par Dott et Bourgeois (1982a) et Hunter et Clifton (1982). En tenant compte des relations entre hauteur des vagues et profondeur de mise en place de Bose et Das (1986), si les HCS dans le bassin de Granada sont mis en place à des hauteurs de vagues inférieures à 3 m, par conséquent ils seraient mis en place à des profondeurs inférieures à 76 m. Les dépôts de tempêtes dans le bassin de Granada seraient périodiques et s'étendent de la zone en dessous de l'action des vagues de tempêtes à la zone au dessus des vagues de beau temps (**figure 2-52**).

Plusieurs caractéristiques du faciès 2b comme la stratification entrecroisée, le sens d'écoulement bidirectionnel (mise en évidence par la présence de *herringbone cross-stratification*), le remplissage d'argilites, la base des lits érosive et ondulante concave vers le haut ou aplatie et récurrente (*scoured*) et les faisceaux de marées (*tidal bundle*) sont des marqueurs des dépôts de courants tidaux en milieu marin peu profond (Dimarco et Lowe, 1989; Fritz et Howells, 1991; Bhattacharya et Bhattacharya, 2006).

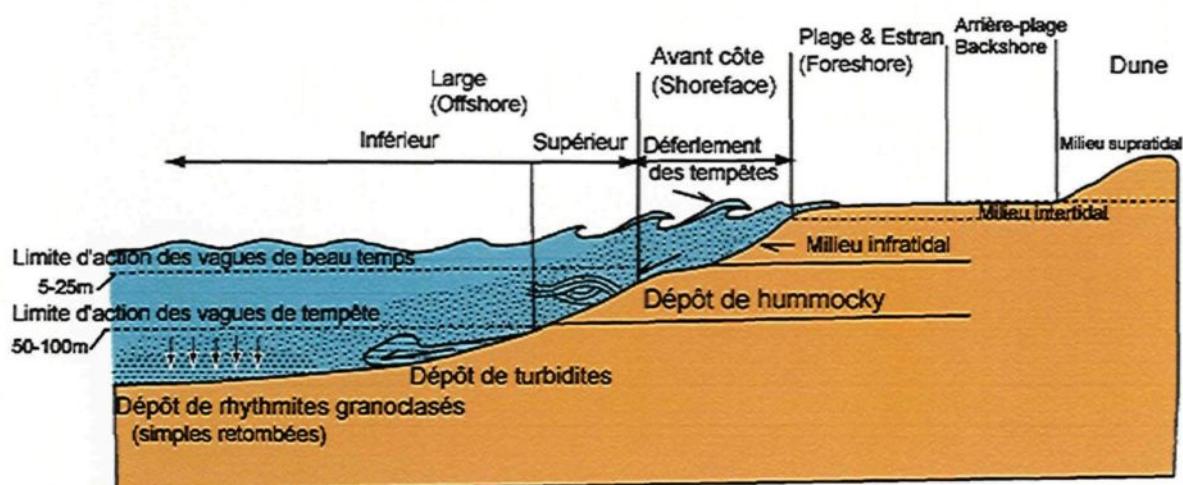


Figure 2-52. Milieu de dépôt des HCS, modifié de Dott et Bourgeois, (1982a). Etape 1 : *storm surge* (crues subites) érodent le sable au niveau des rivages. Etape 2 : les HCS se déposent et se préservent dans les mers orageuses entre les vagues de beau temps (*fair-weather wave bases*) et les vagues de tempête (*storm-wave bases*). Les lamination granodasées peuvent être déposées et préservées à des profondeurs supérieures par simple emplacement à partir de suspension ou par des courants de turbidité (Dott et Bourgeois 1982a).

Des grès-argilites à stratifications entrecroisées à grande échelle se déposent en avant-plage supérieur (*upper shoreface* Pickering *et al.*, 1996) au dessus des HCS (Edwards *et al.*, 2005). L'interstratification entre des sables à lamination planaires et à lamination entrecroisée est interprétée comme des faciès de plateau tidal comme décrit dans le Mississippi par Wescott (1982). La présence de structures comme de larges rides de vagues, les stratifications entrecroisées en auges, les surfaces de réactivation, les lamination planaires, les petites rides de lamination entrecroisée nous permettent de suggérer des profondeurs supérieures à 10 m comme l'ont suggéré Fritz et Howells (1991).

La mise en place des conglomérats stratifiés étant interstratifiés au faciès 2b au dessus des HCS, pourrait être associée à des érosions locales dans la zone intertidale. Des unités de graviers horizontalement stratifiés avec des fragments imbriqués interités avec des unités de sable sont particulièrement communes aux dépôts de tempête-berme et d'avant-plage inférieur (Wescott et Ethridge, 1980).

Le lithofaciès grès-argilites (faciès 2a et 2b) montre une évolution des milieux de dépôt de l'avant- côte inférieur (*lower shorface*) à la plage (*foreshore*). C'est la zone de transition entre les dépôts marins relativement profonds et les dépôts non marins.

Position du lithofaciès grès-conglomérat

Le faciès de grès volcanoclastiques mafiques (4a) affleure sur le flanc Nord du bassin sous forme d'affleurements dispersés sur une épaisseur moyenne variable de 100 m à 300 m. Ils sont latéralement discontinus sur la direction Est-Ouest voir carte du bassin (**figure 2-34 et 2-35**). Il s'agit de grès à stratifications entrecroisées en auge, en affleurements isolés localisés de part et d'autre du chemin des Pionniers au Nord du village de La Bruyère. Les grès de ce faciès montrent une polarité vers le Nord et affleurent entre le lithofaciès grès-argilites (faciès 2a et 2b) et le faciès de grès à stratifications planaires à entrecroisées (faciès 4b) du lithofaciès grès-conglomérats. Le contact avec le lithofaciès grès-argilites n'est pas observé sur le terrain.

Les grès à stratifications planaires à entrecroisés (faciès 4b) sont d'une épaisseur stratigraphique totale d'environ 100 m et renferment des lits de conglomérats. Ils affleurent en strates d'épaisseur variable de 15 à 40 m. Ils reposent sur le conglomérate massif à stratifié (faciès 5) qui à son tour repose sur le faciès 2b le long de contact érosif. Mais latéralement, les strates de grès du faciès 4b et les strates de conglomérats du faciès 5 sont discontinues et s'interdigitent. L'interdigitation se matérialise par les strates qui s'amincissent ou disparaissent d'Est en Ouest et d'autres qui s'épaissent aux mêmes endroits et vice versa. Il en résulte une imbrication latérale des strates de grès et des conglomérats qui se traduit par une interdigitation (**figure 2-53**).

Le contact entre le conglomérate-grès fluviatiles et les grès-argilites du milieu marin peu profond (faciès 2b) est interprété comme une discordance intraformationnelle.

Interprétation du milieu de dépôt (grès-conglomérate)

Les grès à stratifications entrecroisées en auge représentent des microdeltas (Cojan et Renard, 1997). La stratification entrecroisée pourrait provenir de la formation de petits deltas, ou représenter des barres dans des dépressions localisées (Blatt *et al.*, 1980). L'association de faciès dominée par le faciès St peut représenter des barres mineures, des dépôts de crevasse ou un remplissage de chenaux (Miall, 1985).

L'assemblage de faciès constitués par des grès à stratifications planaires, entrecroisées, des lits massifs ou à stratification horizontale (Sh-Sm-St-Sp) est interprété comme des lentilles, feuillets, bancs, prismes servant de remplissage des chenaux, de crevasse ou des barres mineures (Miall, 1992). Des grès interstratifiés aux conglomérats peuvent représenter une sédimentation dans les chenaux peu profonds à la surface des conglomérats durant les périodes d'accalmie (Rocheleau, 1980).

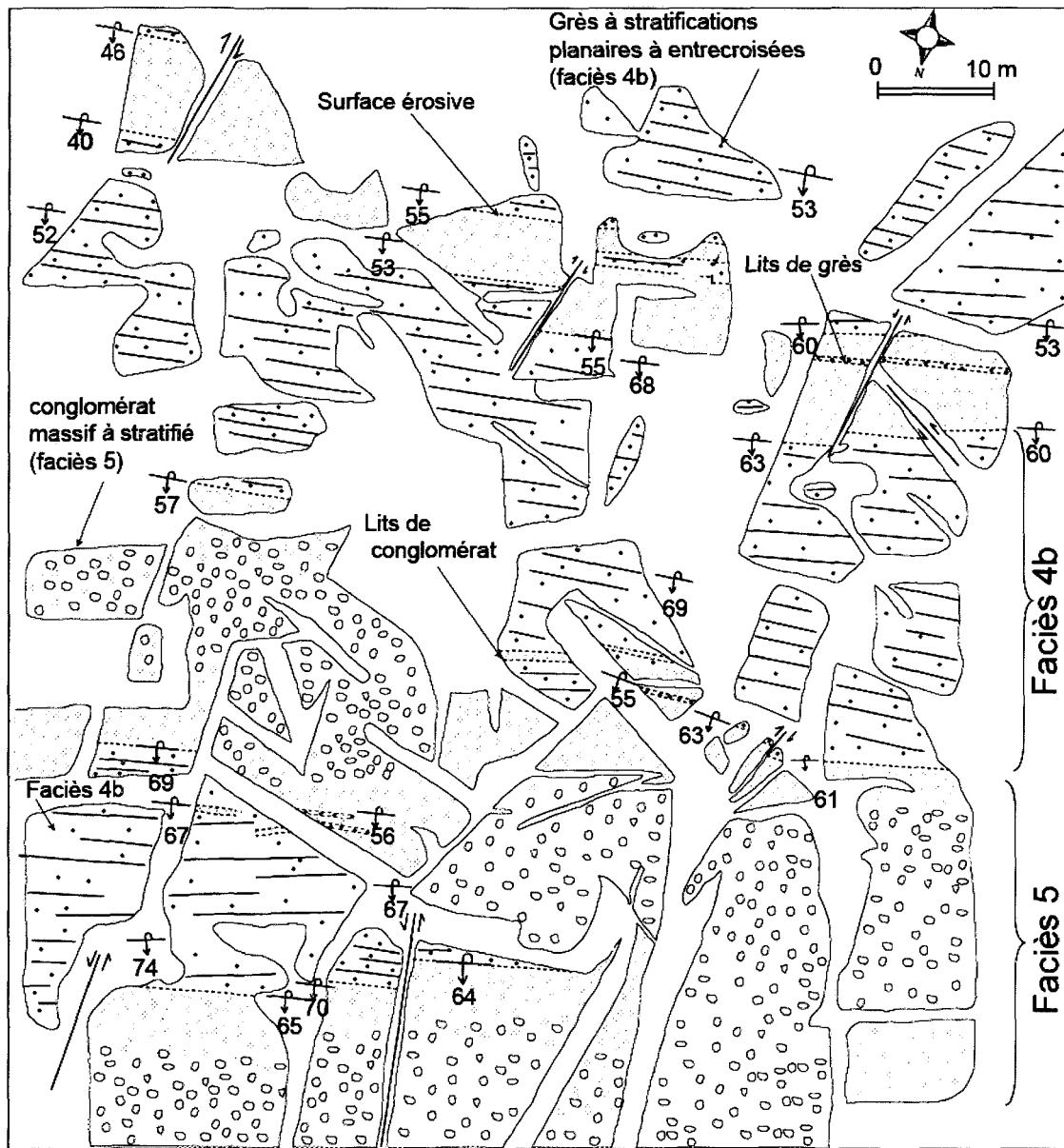


Figure 2-53. Cartouche C7-AD-05. Cartographie des affleurements au centre du bassin de Granada. La carte montre une alternance des grès à stratifications planaires à entrecroisées (faciès 4b) avec des lits de conglomérats qui alternent avec le conglomérat-grès massif à stratifié (faciès 5). Les strates de grès et de conglomérat ne migrent pas latéralement. Ils pincent latéralement les unes contre les autres ce qui crée une interdigitation entre les grès et les conglomérats. Il y a des lits et des niveaux de grès dans les conglomérats et des lits et des niveaux de conglomérats dans les grès. Voir figure 2-42 pour la localisation de cette carte.

Position du lithofaciès conglomérat-grès

Les conglomérats-grès (faciès 5) affleurent au centre et en marge sud du bassin. Au centre du bassin, ils reposent sur le faciès 2b le long d'une surface érosive et avec lesquels ils s'interdigitent localement dans la zone de contact (**figure 2-51**). Principalement le faciès 5 au cœur du bassin s'interdigitent avec le faciès 4b.

Le lithofaciès conglomérat-grès affleure essentiellement en marge sud du bassin de Granada où il est plus épais et renferme des fragments de taille des cailloux à des blocs de grand axe pouvant être supérieur à 1 m, composés de granitoïdes ou de grès. Il repose sur les turbidites de haute densité (faciès 1b) du flanc nord du synclinal de Granada selon une relation dos-à-dos. Les grès du faciès 1b (turbidites de haute densité) dans la zone de contact montrent une polarité vers le nord tandis que les lits de grès dans les conglomérats (faciès 5) montrent une polarité vers le sud. Le contact direct entre les faciès 1b et 5 n'est pas observé sur le terrain car une petite lacune pouvant être interprétée comme une faille tardive E-W sépare les conglomérats des turbidites (**figure 2-54**). Les cailloux de grès séricitisés de couleur jaunâtre dans les conglomérats de la zone de contact sont identiques aux turbidites de haute densité sous-jacentes avec leur teinte jaunâtre qui les caractérise. Les cailloux de porphyres sont également identiques aux porphyres en intrusions dans ces turbidites. Les fragments de grès et de porphyres proviendraient du remaniement des turbidites et intrusions de porphyres sous-jacentes aux conglomérats.

Plus au sud les fragments deviennent de plus en plus abondants et de plus en plus grossiers atteignant la taille galets puis des blocs. Les conglomérats à blocs se concentrent au niveau de l'axe central (**figure 2-55**). À partir de l'axe central, la taille des fragments diminue et passe de conglomérats à support de fragments à conglomérats à support de matrice à galets puis à conglomérats à support de matrice à cailloux au contact des turbidites de la Sous-province de Pontiac.

Le contact entre les conglomérats-grès fluviatiles (faciès 5) et les grès-argilites du milieu marin peu profond (faciès 2b) est interprété comme une discordance intraformationnelle. Les conglomérats-grès (faciès 5) et les grès-conglomérats du faciès 4b sont interprétés comme des faciès de transition à cause de leur interdigitation. Le contact entre les conglomérats et les turbidites de haute densité est interprété comme une discordance. Cette interprétation repose sur deux faits ; i) la présence de fragments des turbidites sous-jacentes dans les conglomérats et ii) le contact entre roches du milieu marin relativement profond (turbidites de haute densité du faciès 1b) avec les roches du milieu fluviatile (conglomérats-grès massifs à stratifiés du faciès 5). L'observation de la carte des faciès du bassin de Granada montre également que l'unité du faciès 5 en marge sud du bassin de Granada recoupe toutes les autres unités lithologiques.

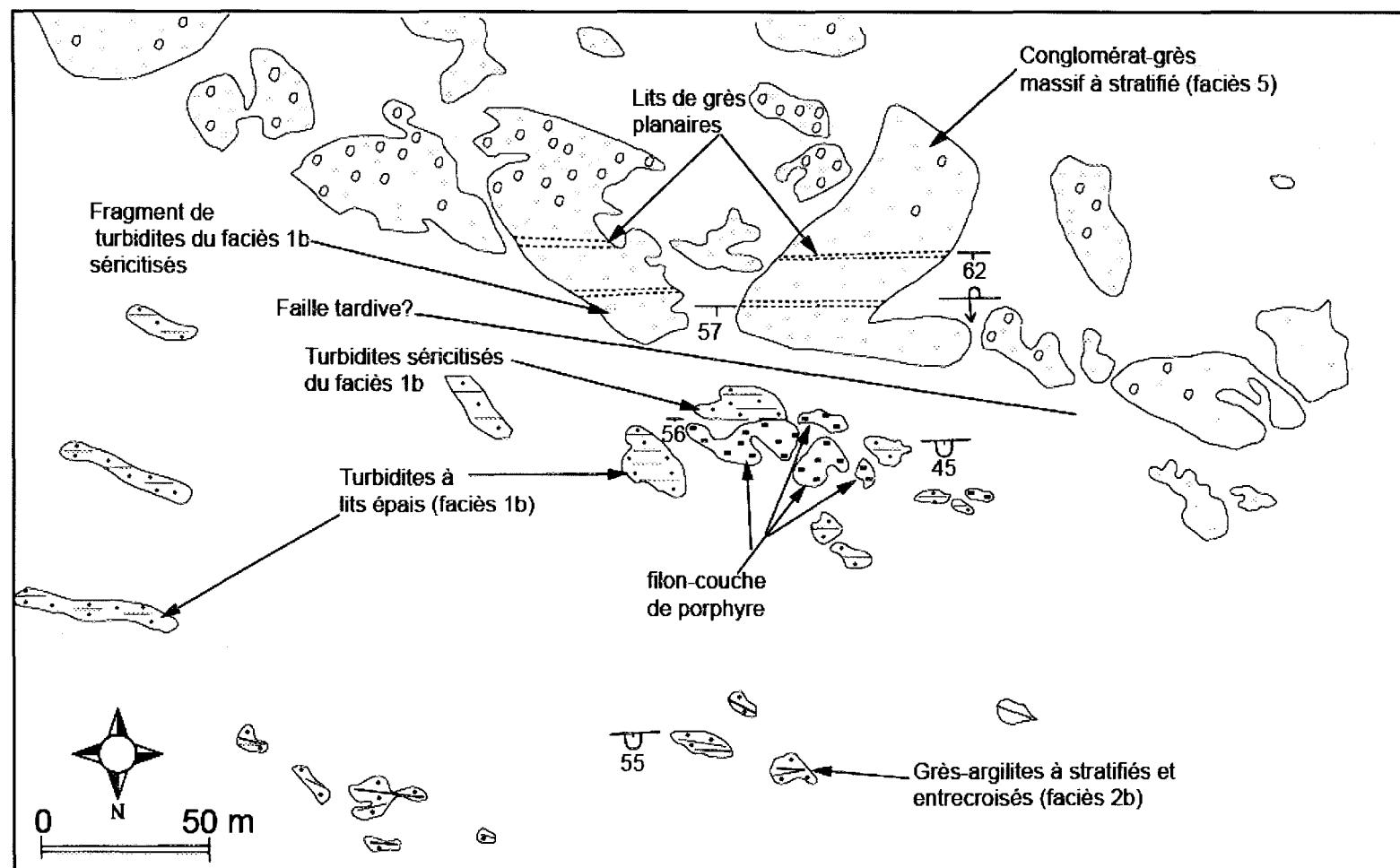


Figure 2-54. Cartographie de la zone de contact entre les turbidites à lits épais (de haute densité faciès 1b) du flanc sud du synclinale de Granada avec le conglomérat-grès massif à stratifié (faciès 5) de la marge sud du bassin de Granada. Les fragments dans le conglomérat ressemblent aux turbidites fortement séricités (présentant une teinte jaune verdâtre liée à la forte séricitation) et aux intrusions porphyriques (lithologie sous-jacente aux conglomérats). Cartouche C8-AD-05. Voir figure 2-42 pour la localisation de cette figure.

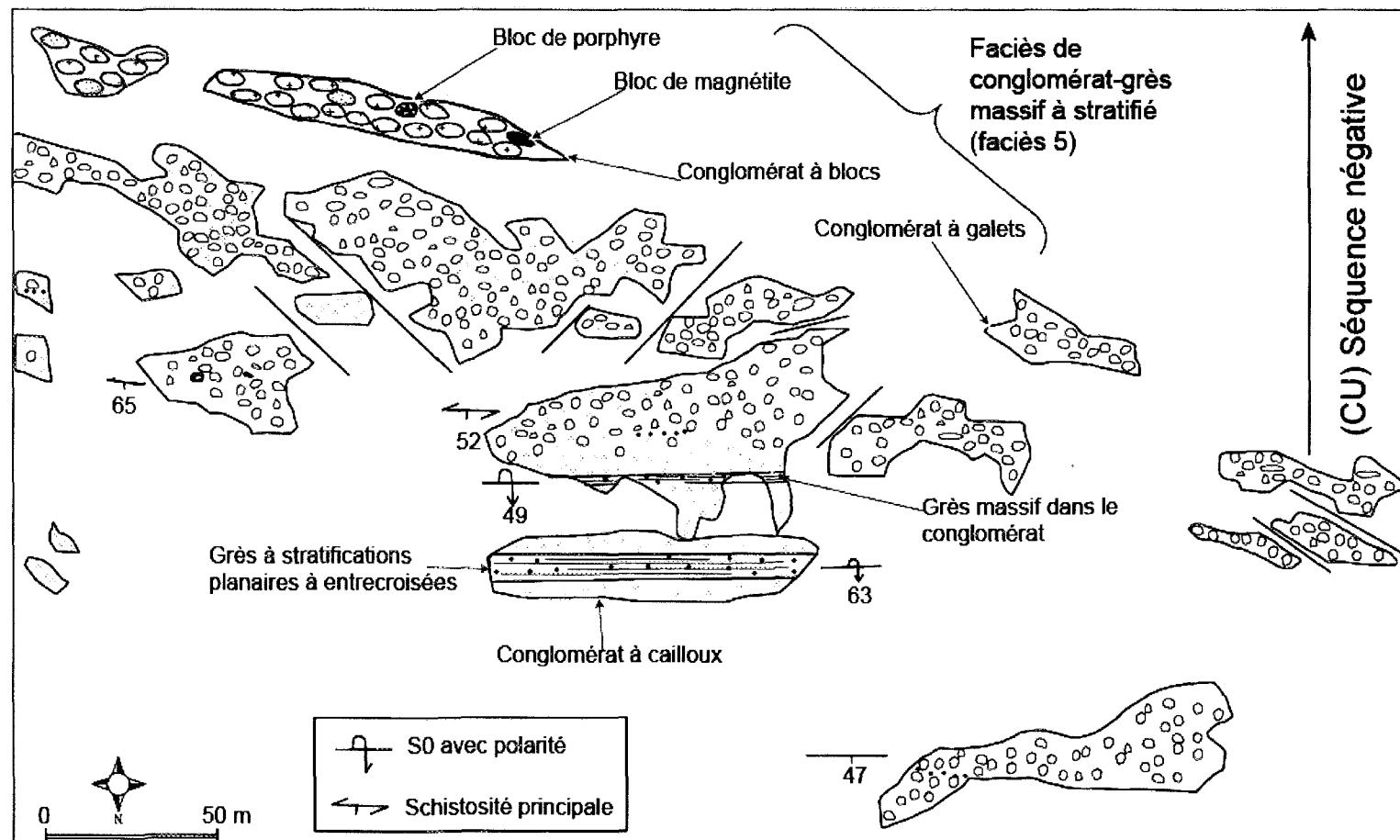


Figure 2-55. Distribution des conglomérats en fonction de la taille des fragments en marge sud du bassin de Granada. Fragment noir dans les conglomérats à blocs symbolisent les fragments de magnétite. La taille des fragments est exagérée et ne correspond pas à l'échelle. Remarquez la concentration des conglomérats à bloc dans l'axe central. Vers le Sud, la suite des conglomérats varie inversement c'est-à-dire en dessous des conglomérats à bloc, il y a les conglomérats à galets et à la base les conglomérats à cailloux. Les conglomérats à cailloux sont interstratifiés à des strates et lits de grès. Voir figure 2-42 pour la localisation de cette carte. CU= *Coarsening Upward*.

Interprétation du milieu de dépôt (conglomérat-grès)

La position stratigraphique des conglomérats-grès en relation avec les faciès plus profonds reflètent celle d'une marge proximale d'un cône deltaïque comme pour les cônes alluvionnaires décrits ailleurs par Rust et Koster (1984), ou d'une molasse (marge proximale non marine) décrite par Puigdefabregas *et al.* (1986). Les interdigitations dénoteraient la présence de cônes deltaïques bordés par des failles aux marges des bassins comme l'a décrit ailleurs Sylvester (1988). L'interdigitation entre conglomérats et grès au centre du bassin pourrait être liée à des épisodes de progradation majeure. Selon Cousineau (2000), durant les épisodes de progradation majeure, le rythme de migration latérale de faciès est irrégulier ; produisant des inversions locales de faciès qui résultent en un contact irrégulier en dents de scie. Les faciès interdigitant sont des faciès de transition et peuvent également exprimer une progradation d'un cône alluvionnaire suite à une subsidence d'un graben donnant un cône deltaïque selon Benvenuti (2003).

Les associations de faciès dans le conglomérat-grès et le grès-conglomérat pourraient être comparées respectivement à celles des parties proximale et distale d'un cône deltaïque bordé par une faille de socle.

2.2.2.2- Architecture (associations de lithofaciès et des faciès)

En se basant sur les environnements de dépôts développés ci-dessus, les cinq lithofaciès de la Formation de Granada et leur faciès peuvent être regroupés en associations de faciès (**AS tableau 2-3**) selon trois environnements principaux:

- 1) un environnement sous aquatique relativement profond sous l'influence des courants de turbidités de faible et de haute densité (ASI);
- 2) un environnement marin peu profond d'avant-plage inférieur, de prodelta et de côte associé à un assemblage volcanoclastique felsique (ASII), et
- 3) un environnement alluvionnaire et de plaines deltaïques (ASIII).

Pour l'association de faciès III, les éléments architecturaux et les codes de faciès utilisés sont ceux de Miall (1978, 1985 et 1992) en milieu fluviatile. Cette association de faciès est constituée:

1. de grès à stratifications entrecroisées en auges avec niveaux de conglomérats à support de fragments (St± Gm);
2. de grès à stratifications planaires (Sh) et stratifications planaires entrecroisées (faciès Sp);
3. de grès planaire sans structures sédimentaires (faciès Sm) avec des lits et des niveaux de conglomérats à support de fragments et à support de matrice (Sm± Gm± Gms) ;
4. de conglomérats à support de fragments et à support de matrice mal triés et non granoclassés associés à des grès planaires, massifs à stratifications planaires et entrecroisées (Gm± Gms± Sm± Sp± St± Sh, Gms± Gm± Sm± Sp± St± Sh).

Tableau 2-3. Associations de faciès du bassin de Granada. ASI-II-III= Association de Faciès I-II-III

Lithofaciès	Association de faciès	Caractéristiques	Processus	Milieu de dépôt	
Argilites-grès	AF I	→Faciès 1a et faciès 1b Argilites-grès Grès très fins à silt/argilites	→Couples grès très fins à silt granoclassés (Ta/S3), laminations parallèles (Tb), laminations entrecroisées (Tc) /argilites à laminations parallèles (Td). Lits et laminations convolutés →Interstratifiés localement à des tufs felsiques (faciès 3a)	→Courant de turbidité de faible et de haute densité. Courant de traction	→Marin relativement profond à milieu infratidal
Grès-argilites avec Conglomérat stratifié	AF II	→Faciès 2a: Grès-argilites. Grès fins à moyens →Argilites laminées	→Grès massifs et granoclassés, surface érosive marquée, stratifications entrecroisées en mamelon, laminations parallèles ondulantes, laminations planaires ou entrecroisées en forme de rides, lits entrecoupés ou amalgamés Argilites à laminations parallèles. Plis synsédimentaires →Interstratifiés localement à des tufs felsiques (faciès 3a et 3b)	→Structures de vagues de beau temps et de tempêtes, action des courants oscillatoires et de courants combinés, faible influence des courants de turbidites. Dépôts de suspensions durant les périodes de vannage des courants	→Eau peu profonde →Avant-côte, milieu infratidal, zone de déferlement des tempêtes, à marin proximal
		→Faciès 2b Grès-argilites Grès moyen à grossier Argilites laminées	→Lits épais et mince de grès à stratification planaire, oblique, tangentielle et entrecroisée en arête de poisson, laminations parallèles, ondulantes (<i>Tidal bundle</i> ou faisceaux de marées), surface de réactivation, lits d'argilites à laminations parallèles →Argilites laminées et argilites drapant les crevasses.	→Structures induites par les vagues avec conditions énergétiques hautement fluctuantes hautes décharges? →Argilites drapées pendant les phases d'accalmie →Influence des marées. Arrangement en fines suspensions avec influence des vagues, courants tidaux, migration de dunes, dunes générées par des vagues	→Milieu intertidal, Côte, plage à arrière plage. →Ligne de rivage supérieure à inférieur. →Plage. Zone de transition entre milieux fluviaitale et marin
Volcanoclastites felsiques		→Conglomérat Cailloux à galets. Grès moyen à grossiers	→Conglomérat stratifié, imbriqué mal trié, non granoclassé, fragments arrondis et aplatis. Fragments de cailloux à galets de composition variée. Lits lenticulaires de grès, massifs laminés ou entrecroisés interstratifiés.	→Dépôts de torrent avec influence probable de soulèvements mineurs de faille érosion des chenaux peu profonds remplissage de chenaux peu profonds, crevasse. Courants générés par des tempêtes.	→Dépôts de plage Avant- côte supérieure

		→Faciès 3a et faciès 3b Tufs fins et Grossiers	→Tufs laminés à grains fins, à stratification parallèle ou entrecroisée, granoclassés (Td, Tc), lits ondulants, stratifications entrecroisées en mamelon ou en forme de ride tufs grossiers à lits planaires isolés ou à stratifications entrecroisées en mamelon; à petites rides; lenticulaires ou, massif ou granoclassés (Ta/S3, TC), lits ondulants	→Structures induites par les vagues de tempête et les courants de turbidité, courant marin unidirectionnel, courants oscillatoires	→Eau peu profonde →Ligne de rivage inférieure à marin proximal →Portée des courants de turbidité
Grès-conglomérat	AF III	→Faciès 4a : Grès volcaniques mafiques fins à grossiers ± argilites ± conglomérat. Verdâtres	→Assemblage de faciès St-Sh ±Gm/ (Sl)-Sr-Fl. Faisceaux lenticulaires entrecroisés en auge. Faisceaux ondulant, et foreset concave vers le haut. Des argiles drapées à la base ou entre les faisceaux, surfaces érosives très marquées entre les faisceaux. Trainées de galets à support de fragments avec remplissage des chenaux	→Courants fluviaux de traction avec séquences positives résultant des crues et de la migration des chenaux ; Sh, sable de régime d'écoulement supérieur ; Sr, rides ou dunes de régimes d'écoulement inférieur ; Fl, arrangement en suspension fine à travers les colonnes d'eau durant les phases terminales des flux. Courants fluviaux de traction avec dépôts de suspensions	→Delta tressé sableux ou plaine tressée avec des méandres locaux.
		→Faciès 4b Grès-conglomérats à stratification planaire à entrecroisée : grossiers à très grossiers	± Gm± Gt-St-Sh-Sr-Sm-Sp : lits planaires à faible angle, lits croisés en auges, rides, conglomérats à support de fragments ou en trainées	Sable au sommet de barre dans un régime supérieur d'écoulement ; Sp, sable accrétié latéralement. →Assemblage de faciès: confiné dans de larges chenaux	→Portée médiane ou distale de cône deltaïque dominé par des ruisseaux ou proximale de ruisseaux tressés adjacents aux escarpements de faille et aux intrusions de porphyres.
		→Faciès 5 Conglomérat-grès Conglomérat : cailloux à bloc Grès interstratifiés grossiers à très grossiers	→Assemblage de faciès ±Gbx+Gms_Gm+St+Sm+Sh/Sl+Sp conglomérat massif à stratifiés dominés par des fragments anguleux; Gm, conglomérats à support de fragments à crûment stratifié ; Gt, conglomérats chenalés massifs à stratifiés ; St, grès, lits ou ensemble de lits à stratification croisée en auges ; Sh, grès à lits planaires ; Sp, régime d'écoulement inférieur.	→Gbx, chute ou avalanche de roche. Courants fluviaux de traction : Gm, gravier en feillet ou barre longitudinal de gravier ; Gt, remplissage de chenaux ; St, crête sinuée dans les dunes des chenaux ; Sh Sp Sl.	→Éboulis de talus. Dépôts proximaux de cône deltaïque dominé par des ruisseaux ou de ruisseaux tressés adjacents aux escarpements de faille sus-jacent au réservoir magmatique

2.2.2.3- Interprétation

Les roches sédimentaires détritiques du bassin de Granada sont des dépôts de transition du milieu marin relativement profond au milieu fluviatile en passant par le milieu marin peu profond. Le passage d'un lithofaciès à un autre se fait le long d'une surface érosive qui marque souvent une discordance érosive comme entre le faciès 4b et le faciès 2b, ou par une interdigitation comme le faciès 4b et le faciès 5.

Les premiers dépôts du bassin de Granada sont essentiellement turbiditiques (faciès 1a et 1b). Les sédiments recouvrant ces premiers termes s'organisent suivant une succession régressive et évoluant depuis des sédiments marins dominés par l'influence des vagues (faciès 2a et faciès 3a et 3b) vers des dépôts côtiers (faciès 2b et 5a). La zone de transition est marquée par des dépôts de grès et d'argilites transportés par les vagues et les marées entre la zone subtidale et intertidale. Les faciès continentaux sont des dépôts de plaines deltaïques (faciès 4a, 4b) et cônes deltaïques (faciès 5). Les dépôts volcanosédimentaires du bassin de Granada pourraient représenter un cône deltaïque localisé le long de côte de collision continentale. La marge Sud située du côté du continent du cône deltaïque serait bordée par une faille avec des dépôts alluvionnaires proximaux qui reposent en discordance sur un socle. Les séquences sont négatives dues à la progradation du cône du delta dans la côte. L'association de faciès constituée par les faciès 4b et faciès 5 constitue la partie subaérienne du bassin et représenterait un cône deltaïque.

Les dépôts sédimentaires et volcanosédimentaires du bassin de Granada présentent les caractéristiques suivantes:

- i) des changements latéraux et verticaux de faciès locaux de l'échelle de 1 m à celle de plusieurs kilomètres à l'échelle du bassin;
- ii) une alternance de séquences positives et de séquences négatives;
- iii) un taux d'accumulation très élevé. L'ensemble des dépôts est épais par rapport à la dimension du bassin.
- iv) une interdigitation des conglomérats avec les grès ;

- v) des discordances intra-bassins entre les conglomérats et les unités lithologiques sous-jacentes;
- vi) une source locale des conglomérats, et des séquences positives et/ou des séquences négatives dans les unités conglomératiques ;
- vii) une augmentation graduelle de l'épaisseur des lits de grès du lithofaciès argilites-grès au lithofaciès grès-conglomérats et
- viii) une distribution asymétrique des dépôts sédimentaires avec les sédiments fins et profonds au Nord du bassin et les sédiments dépôts grossiers moins profonds à subaériens au Sud du bassin.

À l'instar de l'augmentation de l'épaisseur des lits de grès du faciès de turbidites à lits fins (faciès 1a) au faciès de conglomérats-grès massifs à stratifiés (faciès 5) bien développée dans le chapitre 2, la granulométrie des grès du bassin de Granada est aussi croissante de la base au sommet de la pile stratigraphique. La taille des grains varie de silt à grès très fin pour les grès du lithofaciès argilites-grès, à grès grossier à très grossier pour les grès du lithofaciès conglomérat-grès. La variation de la granulométrie des grès du bassin de Granada est résumée par lithofaciès même si la variation est même observable à l'échelle des faciès (**figure 2-56**).

L'alternance entre les dépôts de conglomérats et les dépôts de grès implique un relais entre tectonisme et sédimentation. Les dépôts de conglomérats correspondent à des phases tectoniques actives et les dépôts de grès à des phases d'accalmie. La phase grossière dans les dépôts de conglomérats se traduisant par une séquence négative ou *coarsening upward* (CU) serait associée à la phase synchrone au soulèvement de faille. La phase fine, se traduisant par une réduction de la taille des fragments se traduit par une séquence positive ou *fining upward* (FU), est interprétée comme un relais des mouvements de faille par la sédimentation. Cette phase correspond à une pause de la tectonique pouvant se traduire par une détérioration de faille ou un *back-stepping* de faille, une phase marquée par un taux d'érosion excédant l'activité des failles (Heward, 1978). Le soulèvement des failles remobilise les sédiments sous-jacents, ce qui entraîne la proportion considérable de

fragments d'origine intra-bassin. L'épaisseur des dépôts du bassin relèverait du tectonisme qui entraîne la cyclicité et la répétition des strates.

La présence de conglomérats polymictes à fragments de granitoïdes dominants, serait liée à la présence de failles affectant le socle. Aussi, la taille des blocs dans les conglomérats (pouvant atteindre 1 m) ainsi que l'ampleur des dépôts nécessitent un fort relief qui implique un soulèvement de faille. La distribution des conglomérats en marge sud est identique à celle décrite dans les cônes alluvionnaires par Heward (1982), Rust et Koster (1984) Reineck et Singh (1986). Les variations verticales et latérales de faciès dans les conglomérats sont interprétées comme une influence du tectonisme sur la sédimentation. Les variations latérales et verticales de faciès sont fréquentes dans les bassins en marge de faille et sont interprétées comme une influence tectonique sur la sédimentation (Heward, 1978, 1982; Rust et Koster, 1984; Mueller *et al.*, 2002).

Une augmentation graduelle de l'épaisseur des lits de grès du lithofaciès argilites-grès au lithofaciès grès-conglomérat couplée à l'augmentation de la granulométrie des sédiments est due à la régression marine et/ou à la progradation des sédiments du bassin qui peut s'accompagner de l'augmentation de relief. La progradation peut expliquer l'interdigitation des conglomérats avec les grès au cœur du bassin.

La distribution asymétrique des dépôts sédimentaires suggère un relief plus élevé au Sud qu'au Nord du bassin de Granada, car la mise en place des dépôts de conglomérats d'une telle épaisseur (environ 1000 m), nécessite une topographie élevée qui probablement est induite par un soulèvement de faille. Aussi la composition élevée fragments de granitoïdes des conglomérats dénote probablement un soulèvement d'un substratum riche en granitoïdes.

Le modèle stratigraphique proposé pour les dépôts volcanosédimentaires du bassin de Granada s'apparente à celui d'un bassin sédimentaire bordé par une faille au dessus d'un substratum riche en granitoïdes; avec les sédiments marins d'un côté et les sédiments

fluviatiles de l'autre. Ces deux extrémités sont séparées par des dépôts marins peu profonds dominés par l'action des vagues de tempête et de marées. Ces dépôts forment un delta avec les dépôts fluviatiles. Ce modèle stratigraphique s'apparente à celui de cône deltaïque de région humide construit sur une côte continentale ou insulaire.

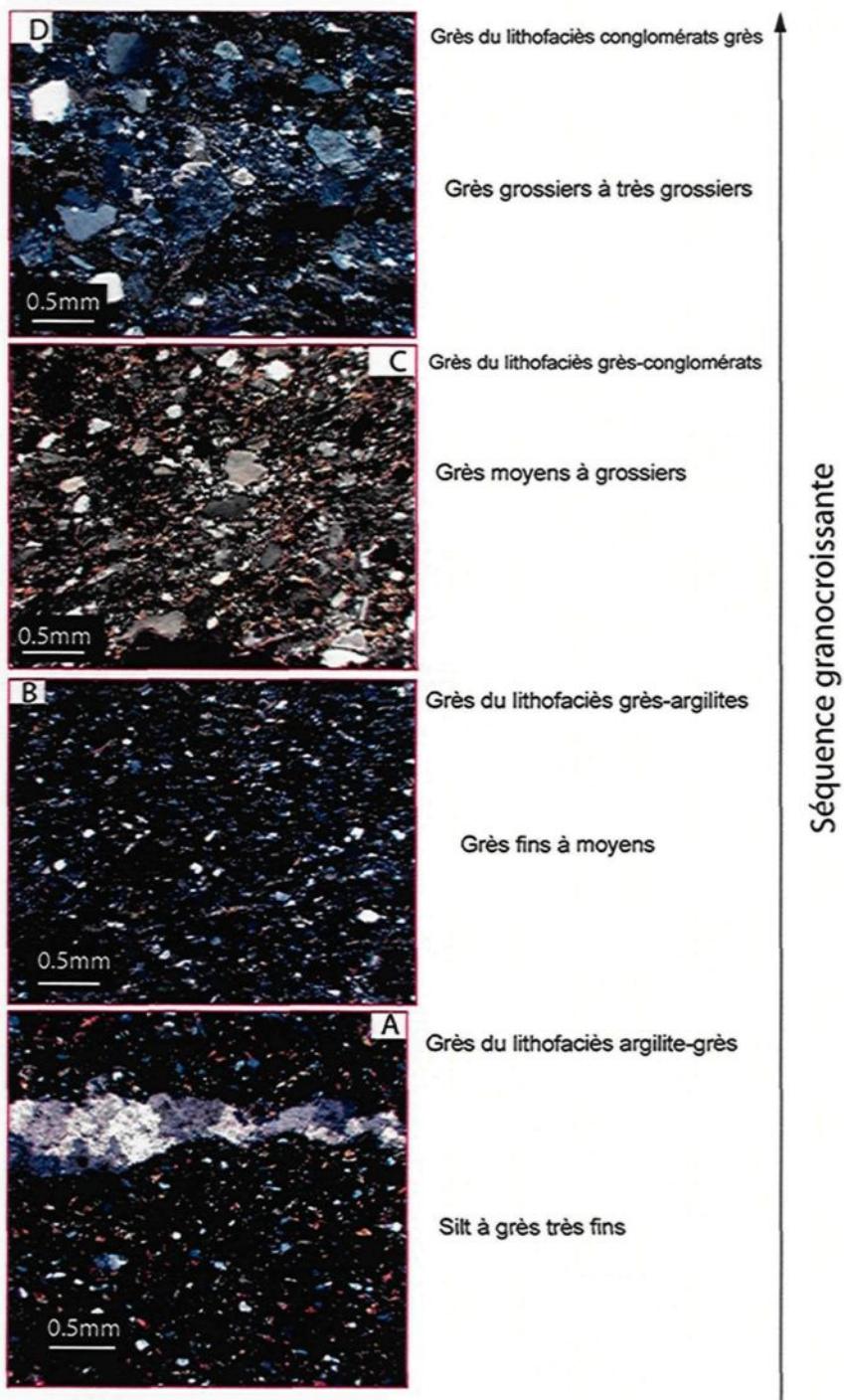


Figure 2-56. Séquence granocroissante des grès de tous les lithofaciès du bassin de Granada. La granocroissance se fait du lithofaciès argilites-grès au lithofaciès conglomérat-grès (respectivement de la base au sommet stratigraphique). Cette figure est une synthèse pétrographique basée sur les lithofaciès mais la granocroissance est même observable à l'échelle des faciès.

2.3- Conclusion sur l'analyse volcano-sédimentaire

La Formation de Granada est une succession sédimentaire très épaisse constituée de cinq lithofaciès renfermant des faciès variant des turbidites en milieu marin profond au conglomérat-grès fluviatile dans un environnement de cône deltaïque. Ce sont des faciès de transition marqués par une progradation du Sud vers le Nord. Au fur et à mesure que le bassin se développe et se remplit de sédiments, il devient progressivement de moins en moins profond et les sédiments de plus en plus grossiers. Nonobstant la reconstruction structurale du bassin qui sera réalisée au chapitre 5, la distribution des dépôts sédimentaires apparaît en première analyse asymétrique. La présence de dépôts grossiers à la marge sud ainsi que la composition des fragments composition de conglomérats dénotent le soulèvement de faille d'un substratum riche en granitoïdes. Les plis synsédimentaires et les figures de slump dans les sédiments marins fins sont des témoins de l'influence des mouvements de failles sur la sédimentation.

CHAPITRE 3

PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES INTRUSIONS PORPHYRIQUES DU BASSIN DE GRANADA

3.1- Introduction

Ce chapitre présente les résultats de la pétrographie et de la géochimie des intrusions porphyriques intimement associées au bassin de Granada. La pétrographie regroupe les analyses microscopiques des intrusions alcalines (filons-couches et stock). L'analyse pétrographique sera accompagnée d'une étude géochimique afin de circonscrire la nature et les caractéristiques de ces intrusions.

3.2- Pétrographie et géochimie des intrusions porphyriques

3.2.1- Généralités

Les intrusions porphyriques sont localisées en partie dans les grès des faciès (1a, 1b, 2a, 2b et 4b) du flanc sud du synclinal de Granada et dans le conglomérat-grès (faciès 5) en marge sud du bassin de Granada. D'autres sont localisés dans la zone de contact entre le bassin de Granada et la Sous-province de Pontiac.

Les intrusions porphyriques dans le bassin de Granada se présentent sous la forme de petits stocks, filons-couches et dykes. Les stocks (**figure 3-1**) et les dykes ont la même texture et la composition minéralogique ainsi que les mêmes caractéristiques de surface, alors ils sont décrits ensemble. Les dykes ont cependant une orientation structurale (N-S). Par contre les filons-couches présentent des caractéristiques distinctes et sont décrits séparément.

Un stock de porphyre s'allonge sur environ 40 m (**figure 3-1**). C'est une butte en relief d'environ 15 m qui constitue la partie la plus préservée de l'affleurement. Le reste de

l'intrusion affleure sous forme de petites buttes discontinues en relief élevé mais recouvert de mousse ou d'autres végétations. La roche montre une couleur ocre à rougeâtre en surface semblable à une hématisation. La cassure fraîche est rosâtre à brunâtre avec des minéraux ferromagnésiens de 2 à 3 mm et montre un rubanement marqué par une alternance de rubans plus sombres et de rubans plus clairs. Les rubans sombres de couleur rose noirâtre sont plus riches en minéraux ferromagnésiens. Les rubans plus clairs de couleur rose blanchâtre sont moins riches en ferromagnésiens et sont de texture plus fine, avec des yeux de quartz visibles macroscopiquement. La roche est fortement silicifiée. Des dykes de pegmatites composées de quartz et de feldspaths d'une épaisseur en moyenne de 10 cm sont associés à ce stock.

Des dykes de porphyre N-S d'environ 2 m, recoupent les grès et les filons-couches de porphyre. Ils sont rosâtres à ocre en surface et massifs identiques au stock. La cassure fraîche est formée d'une masse microgrenue, vert noirâtre constellée de feldspaths roses et de sulfures jaunes. Macroscopiquement il est possible de distinguer les phénocristaux de feldspaths roses de 0,6 cm, subarrondis et zonés au cœur jaunâtre couronné par une bordure blanche. Les phénocristaux de feldspaths renferment des inclusions de biotite. Les pyroxènes verts jaunâtres sans clivage seraient probablement de l'augite. Les dykes porphyriques sont caractérisés par une forte epidotisation. Ils renferment des enclaves de grès (**figure 3-2G**). Des fractures minéralisées orientées N010 sont associées à ces dykes.

Les filons-couches affleurent en bandes linéaires parallèles à la stratigraphie (E-W) dans les turbidites, les conglomérats-grès et les grès-conglomérats (**figure 3-2**) de la marge sud du bassin de Granada. Ils sont de dimensions très variables. Les épaisseurs mesurées sur les filons-couches sont variables de 1,2 à 6,2 m. Ils sont en intrusion dans les turbidites classiques, les grès et dans les conglomérats. Des cartes détaillées au 1/100 montrent les relations entre les porphyres et ces roches. Le plan de contact entre grès et porphyre est identique au plan de stratification. Macroscopiquement, les phénocristaux de feldspaths de dimensions jusqu'à 5 cm, de couleur blanc-laiteux, blanc rosâtre ou rose blanchâtre et noirâtre à jaunâtre lorsqu'ils sont carbonatés sont observables. Les mâcles de l'albite, les

mâcles de Carlsbad de l'orthose ou les mâcles quadrillées du microcline sont identifiables à l'œil nu sur les gros phénocristaux. Certains filons-couches de plus grande dimension n'ont pu être identifiés sur le terrain et sont déduits de la carte Sigeom du Ministère des Ressources Naturelles du Québec. Cependant nous avons pu identifier des porphyres, sur le chemin de Lavigne Est.

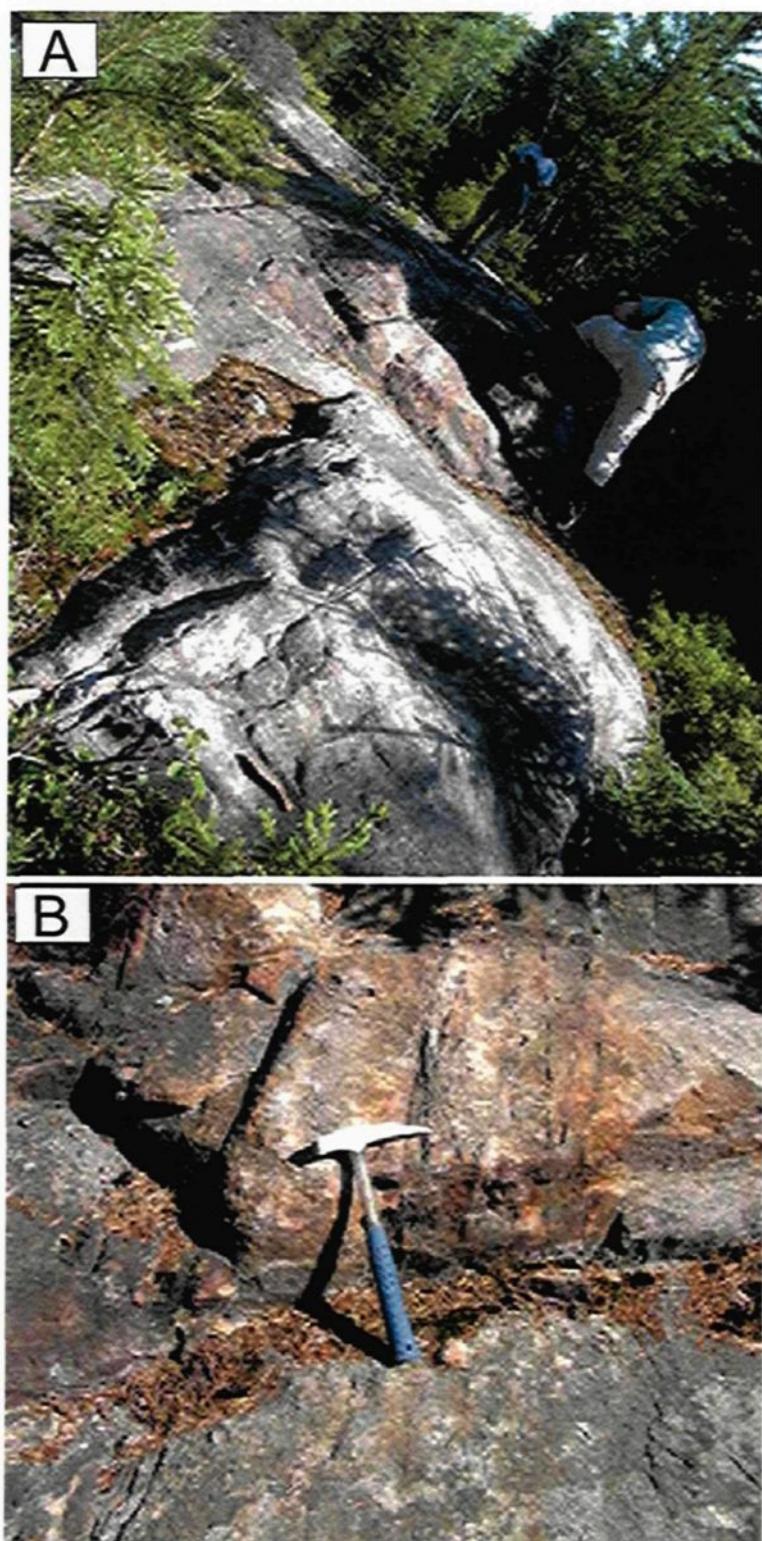


Figure 3-1. Vue d'ensemble du stock à l'affleurement. En A, vue globale du stock et en B, vue plus détaillée de l'affleurement mettant en relief la coloration ocre de la roche à l'affleurement.

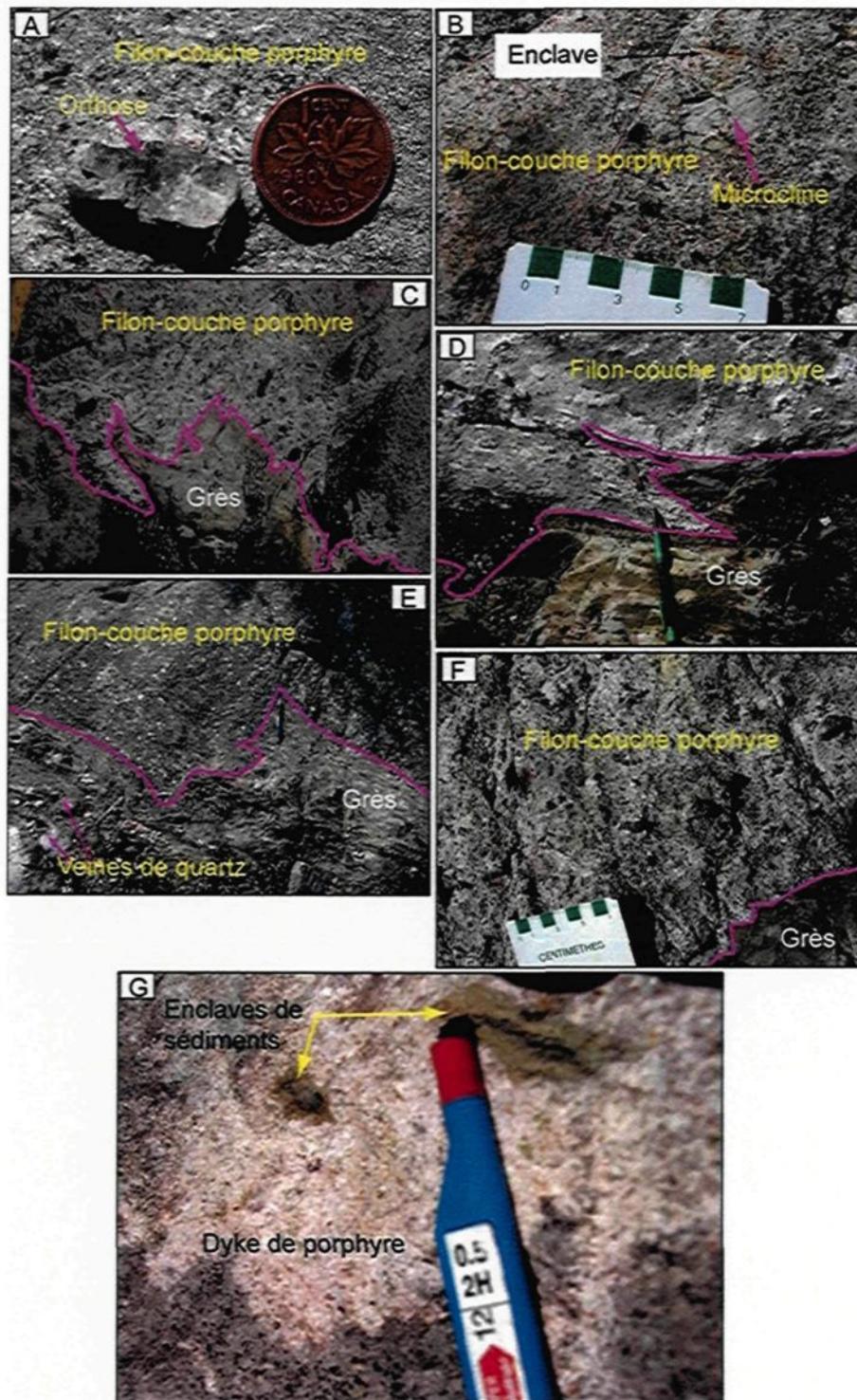


Figure 3-2. Filons-couches de porphyre (A à F) montrant des caractéristiques variées à l'affleurement et dyke de porphyre avec des enclaves de grès (G). Les filons-couches montrent un contact irrégulier avec les grès.

3.2.2-Pétrographie des intrusions porphyriques

L'étude pétrographique des intrusions porphyriques est basée sur sept échantillons jugés représentatifs de l'ensemble. La **figure 3-3** montre une localisation de ces échantillons à travers le bassin. Pour leur description, une distinction est faite entre les filons-couches et les stocks qui ont des aspects pétrographiques différents. Par contre les dykes et stocks sont regroupés puisqu'ils présentent les mêmes caractéristiques aussi bien macroscopiques que microscopiques.

Les stocks et dykes porphyriques

Les stocks et dykes ont une texture porphyrique marquée par la présence de phénocristaux de feldspaths automorphes, subautomorphes ou hypidiomorphes. Ces phénocristaux sont distribués de façon bimodale, c'est-à-dire sont formés de deux classes de phénocristaux. Les phénocristaux nagent dans une mésostase granophyrique parfois recristallisée, sérichtisée et carbonatée, riche en silice. La mésostase a subi une recristallisation et une silicification intenses avec des sous-grains de quartz aux bordures angulaires.

La phase cristalline est constituée de 40 à 90% de feldspaths (de la roche totale) avec un pourcentage de feldspaths potassiques (orthose, microcline) 40-80% de la totalité des feldspaths et 10% de plagioclases. Les plagioclases sont essentiellement de l'albite. Les phénocristaux de feldspaths sont zonés, perthitiques, myrmikitiques et albitisés (texture constituée de macles en damier). Dans les phénocristaux zonés, les couronnes concentriques de la zonation initiale sont toujours identifiables même dans les phénocristaux de feldspaths les plus déformés ou altérés.

Les ferromagnésiens, 5 à 15% des phénocristaux sont des reliques d'amphiboles (hornblende et actinote), des pyroxènes et de la biotite. Certains échantillons renferment de la muscovite.

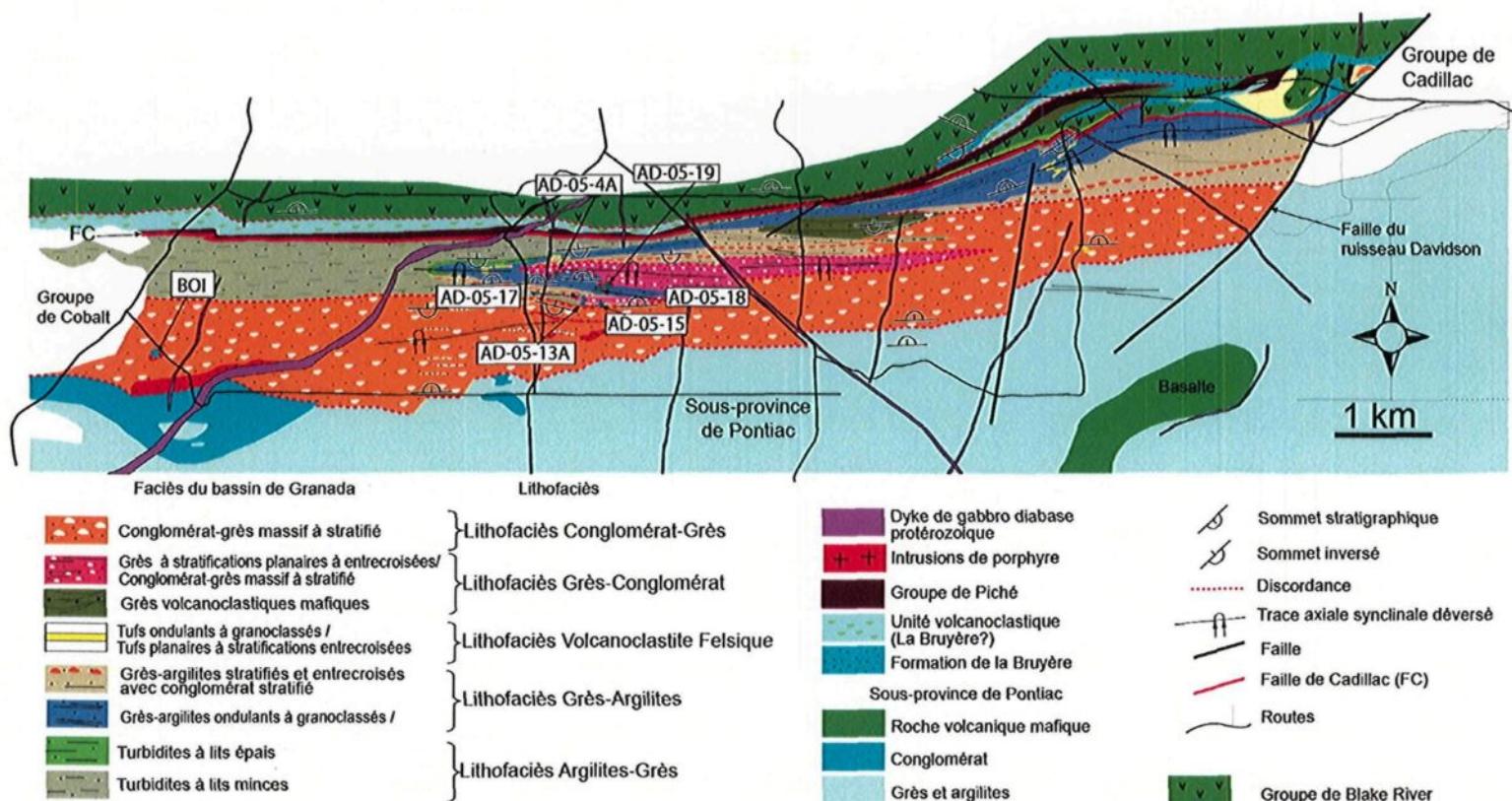


Figure 3-3. Carte de localisation des échantillons d'intrusions porphyriques du bassin de Granada. L'échantillon AD-05-4A représente l'échantillon de stock. BOI semble être un dyke mais présente la même texture que les filons-couches. Les autres échantillons représentent des filons-couches.

Des yeux de quartz de 1 à 2 mm observables sont présents dans la phase cristalline. Le quartz constitue moins de 3 à 5% des cristaux et de la composition de la roche totale sauf dans les dykes où la roche est fortement enrichie en quartz. Le quartz est souvent essentiellement secondaire, provenant de l'altération des feldspaths et des ferromagnésiens. Certaines lames minces montrent la présence de grenat. Les caractéristiques pétrographiques des dykes et stocks de porphyres sont résumées au **tableau 3-1** et illustrées par les figures 3-4 et 3-5.

Tableau 3-1. Résumé des caractéristiques pétrographiques des dykes et stocks porphyriques

Matrice	Phase cristalline	
Microcristaux de quartz, feldspath, oxyde \pm chlorite séricite	Feldspaths (80-90%)	Orthose 70% Albite 10%
	Ferromagnésiens 5 à 15%	Hornblende et Biotite 1% Orthopyroxène 10-14%
	Quartz 5-7%	
	Grenat 0-1%	0,7 mm/0,6 mm subarrondi poeciloblastique

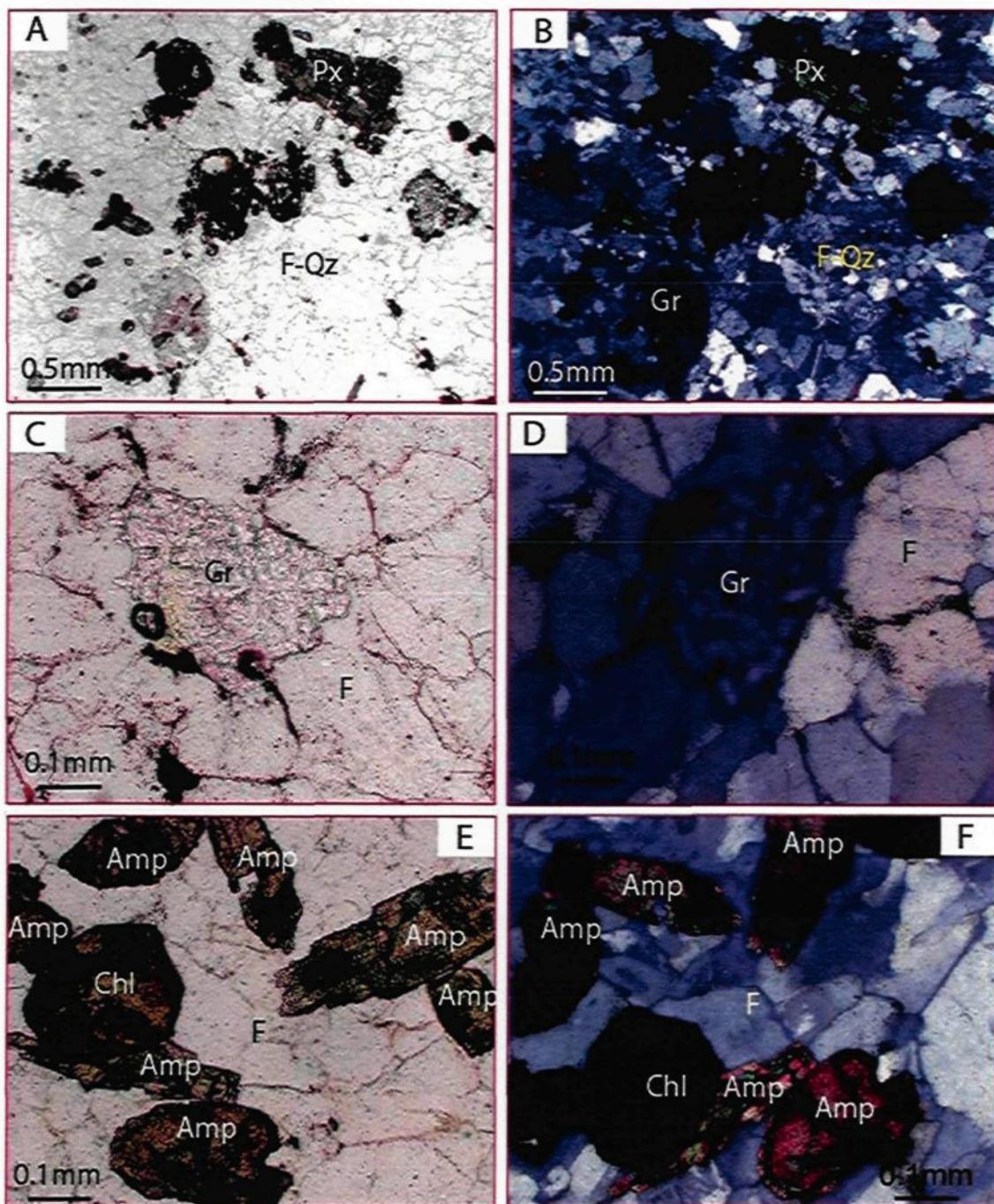


Figure 3-4. Mésostase microcristalline constituée de feldspaths et de quartz dans un échantillon de stock de porphyre. Les minéraux ferromagnésiens sont des amphiboles (Amp), des pyroxènes (Px) et du grenat (Gr). Certaines reliques de minéraux sont constituées de chlorite (Chl) qui ne présente pas de clivage comme les Amp. F=Feldspath. A gauche (observation en lumière naturelle), à droite, les observations en lumière polarisée.

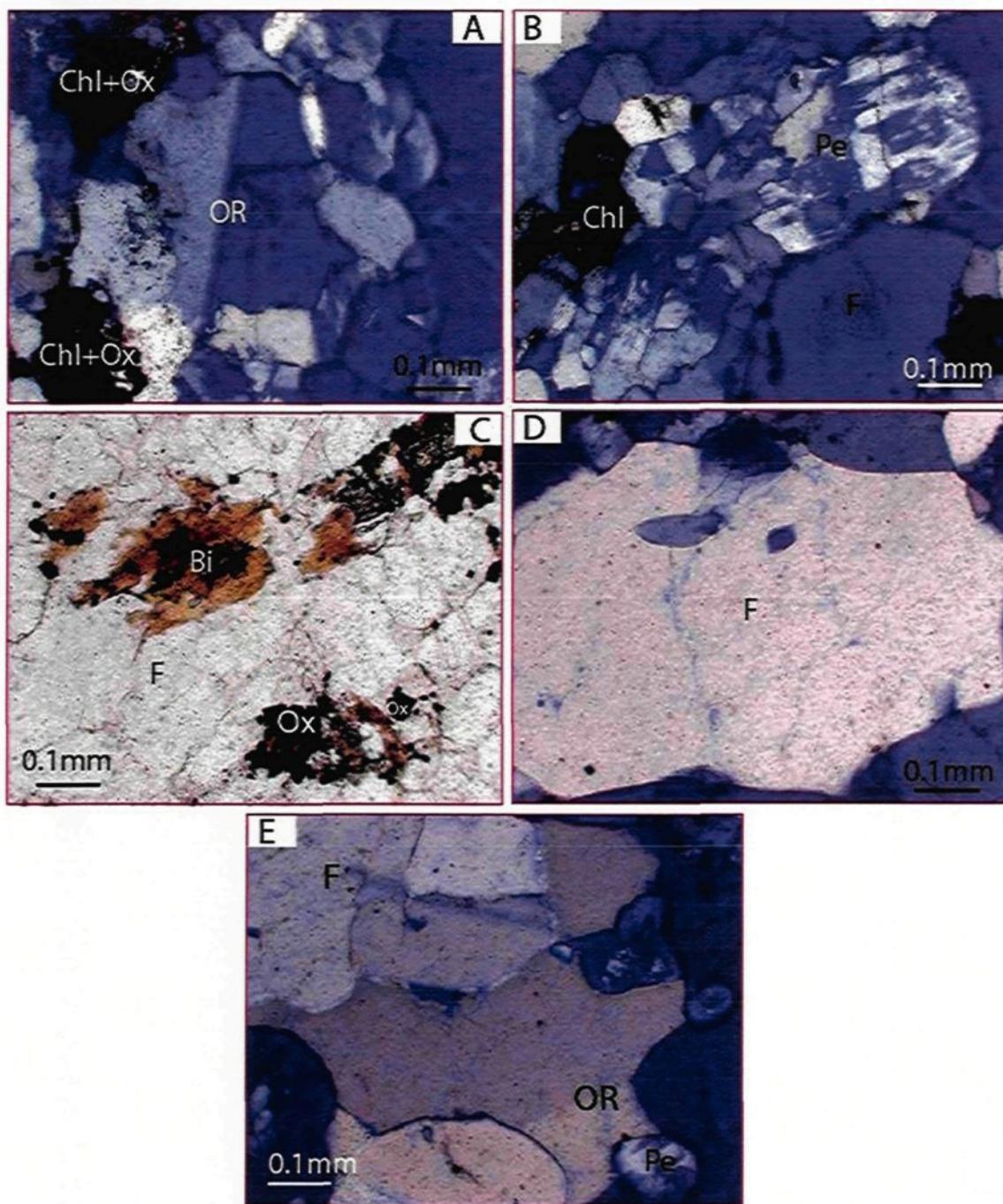


Figure 3-5. La mésostase recristallisée est sous forme d'agrégats de microcristaux de quartz et de feldspaths B= perthite. Albitisation des feldspaths. C=Biotite (Bi) feldspath perthitique (Pe). D= yeux de quartz dans les feldspaths OR= Orthose. E = contact entre les cristaux est concavo-convexe, sous-grains de feldspaths perthitique (pe).

Les filons-couches porphyriques

Globalement, la composition minéralogique est variable d'un échantillon de porphyre à un autre dans les filons-couches. Les porphyres du bassin de Granada présentent une texture porphyrique marquée par une phase cristalline dans une mésostase. La phase cristalline varie de 30 à 40% de la roche totale et la mésostase de 60 à 70 % de la roche totale.

La phase cristalline est composée essentiellement de phénocristaux de feldspaths selon un pourcentage pouvant atteindre 80%. Le reste de la phase cristalline est constitué de 15 à 20 % de minéraux ferromagnésiens. La phase cristalline est pauvre en quartz, le pourcentage varie de 0 à 1%. L'altération des minéraux ferromagnésiens donnent une association oxydes- chlorite.

Les feldspaths de la phase cristalline sont essentiellement potassiques; orthose (plus fréquent) ou microcline selon un pourcentage de 60 à 70% et de l'albite 30 à 40% des feldspaths. L'orthose et le microcline sont même identifiables macroscopiquement. Les phénocristaux de microcline sont variables de 1,5 cm à 3 cm avec des microfractures parallèles à la largeur des phénocristaux, remplies de calcite, de quartz en microcristaux recristallisés, de chlorite et/ou d'actinote. Les phénocristaux microscopiques d'orthose sont sous forme de baguettes de dimension variable entre 2,5/0,9 mm et 7,5/1,6 mm. Les phénocristaux d'orthose de taille 7,5/1,6 mm sont pœcilitiques et présentent des inclusions d'amphibole ou d'albite. Les phénocristaux d'albite mesurent entre 0,7 mm et 8,5 mm et certains sont zonés.

La nature des ferromagnésiens présents dans les porphyres varie d'un échantillon à l'autre. Tantôt ce sont de la hornblende et de l'actinote plus ou moins biotite tantôt la biotite et la muscovite sont les principaux ferromagnésiens. Les minéraux ferromagnésiens sont en forme de lamelles pouvant atteindre 2 mm de long sur 0,5 mm de large en moyenne.

La calcite et l'épidote se présentent en amas microcristallins dans les fractures ou comme en minéral secondaire.

Les porphyres sont fortement marqués par une albitisation des feldspaths alcalins et une épidotisation et une carbonatation (altération en calcite) des feldspaths et des ferromagnésiens. L'albite est souvent observée en damourisation ou zoné.

La mésostase granophyrique est formée de microcristaux de la phase cristalline oxyde + chlorite + épidote + calcite et enrichie en quartz. La mésostase est parfois très riche en microcristaux de sulfures.

Les caractéristiques pétrographiques sont résumées au tableau 3-2 et la figure 3-6 montrent des variations au niveau de la composition minéralogique et de la texture ainsi que différentes caractéristiques des filons-couches de porphyres.

Tableau 3-2. Résumé des caractéristiques pétrographiques des filons-couche porphyriques

Phase cristalline 30-40%		Mésostase 60-70%	Autres
Feldspaths (80%)	Orthose 60-70% Albite 30-40%		Damourisation et altération en carbonate (calcite)
-Ferromagnésiens (15-19%) (épidote + oxyde + calcite + quartz + chlorite) Biotite et muscovite (0-4%)	Hornblende	microcristalline, microcristaux de la phase cristalline et enrichie en quartz par comparaison à la phase cristalline + oxyde + chlorite + épidote + calcite	Perthite Zonage Distribution bimodale des phénocristaux Présence de veinule de quartz+tourmaline, quartz-feldspath, feldspath-calcite-quartz...
Quartz 0-1%	monocristallin à extinction ondulante ou polycristallin en agrégats de microcristaux 0,4/0,2 mm		
oxydes	0,3/0,2 mm		

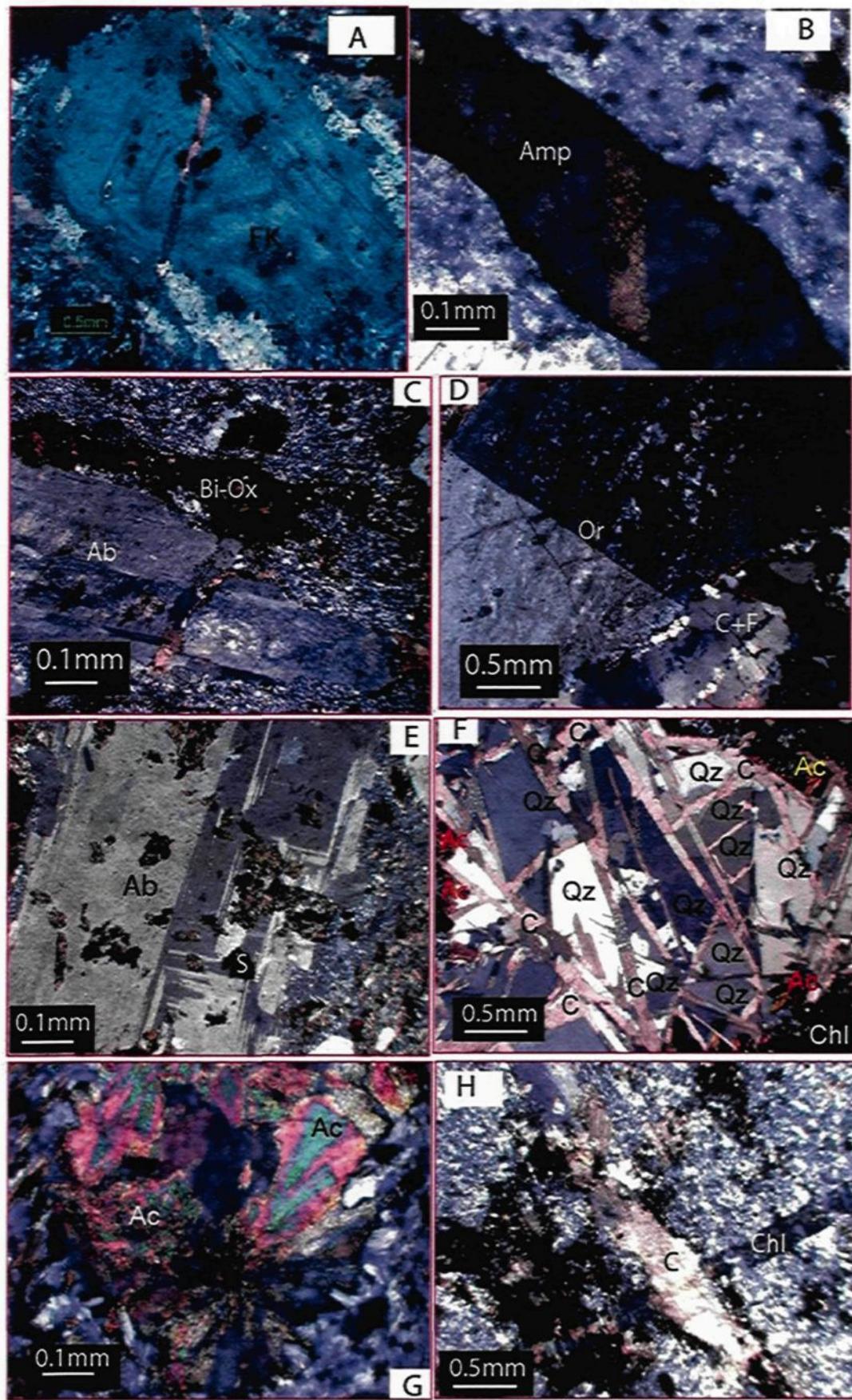


Figure 3-6. Composition minéralogique et textures des filons-couches de porphyre. A=Ech. BOI: Feldspath alcalin zoné; B=Ech. AD-05-18: Hornblende dans la mésostase granophyrique; microcristaux de sulfures dans la mésostase C=Ech. AD-05-13A: phénocristaux d'albite et amas de biotite-oxyde; D=Ech. AD-05-13A: Phénocristal d'orthose; E=Ech. AD-05-17: orthose albitisé, remarquer les macles quadrillés ou les macles de l'albite se superposant aux macles Carlsbad de l'albite; F=Ech. WR-05-04: veines de calcite qui démembre le quartz, les feldspaths potassiques (FK), sont zonés, orthose albitisé avec macles Carlsbad en damier; G=Ech. WR-05-04: Actinote fibreuse (texture de dévitrification); H=Ech. AD-05-18: Mésostase granophyrique recristallisée enrichie en silice avec veine de feldspaths -quartz-et calcite et veine de chlorite-calcite-quartz-feldspath séricités et déformés dans la matrice.

3.2.3-Géochimie des intrusions porphyriques

L'analyse géochimique sur roche totale a porté essentiellement sur les intrusions de porphyres du bassin de Granada. La majorité des porphyres étant grossiers, des échantillons de 2 kg et plus ont été broyés pour les analyses. Les éléments majeurs et les éléments en trace ont été analysés.

Analyses des éléments majeurs

Les faibles valeurs de pertes au feu variant de 0,55 à 3,83 % permettent de dire que les porphyres sont globalement peu altérés (**tableau 3-3**) ce qui permet d'étudier le comportement des éléments majeurs.

La teneur en SiO_2 varie de 59 wt% dans les filons-couches à 71 wt% dans les stocks qui sont plus silicifiés. Les teneurs en TiO_2 (0, 01-0,5 wt%) et P_2O_5 (presque constante de 0,2 wt%) sont très faibles. Les teneurs en K_2O sont variables de 1-4 wt% relativement faibles si l'on considère les teneurs en K_2O dans les roches alcalines généralement supérieures à 10 wt % (Ben Otman *et al.*, 1990)

L'étude du diagramme alcalin total ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) versus SiO_2 (**figure 3-7**) permettant de classifier les granitoïdes est adaptée pour les intrusions porphyriques du bassin de Granada. L'analyse donne les résultats suivants :

- 1) les filons couches sont de composition chimique variée entre calco-alcaline à alcaline.

2) Leur composition varie de syéno-granodiorite (40%), monzonite (40%) à syénite (20%).

3) le stock est de composition chimique différente de celle des filons-couches.

Il a une composition plus riche en silice et alcaline et vu ses caractéristiques macroscopiques et sa texture au microscope, il pourrait bien être une monzogranite ou une syénogranite.

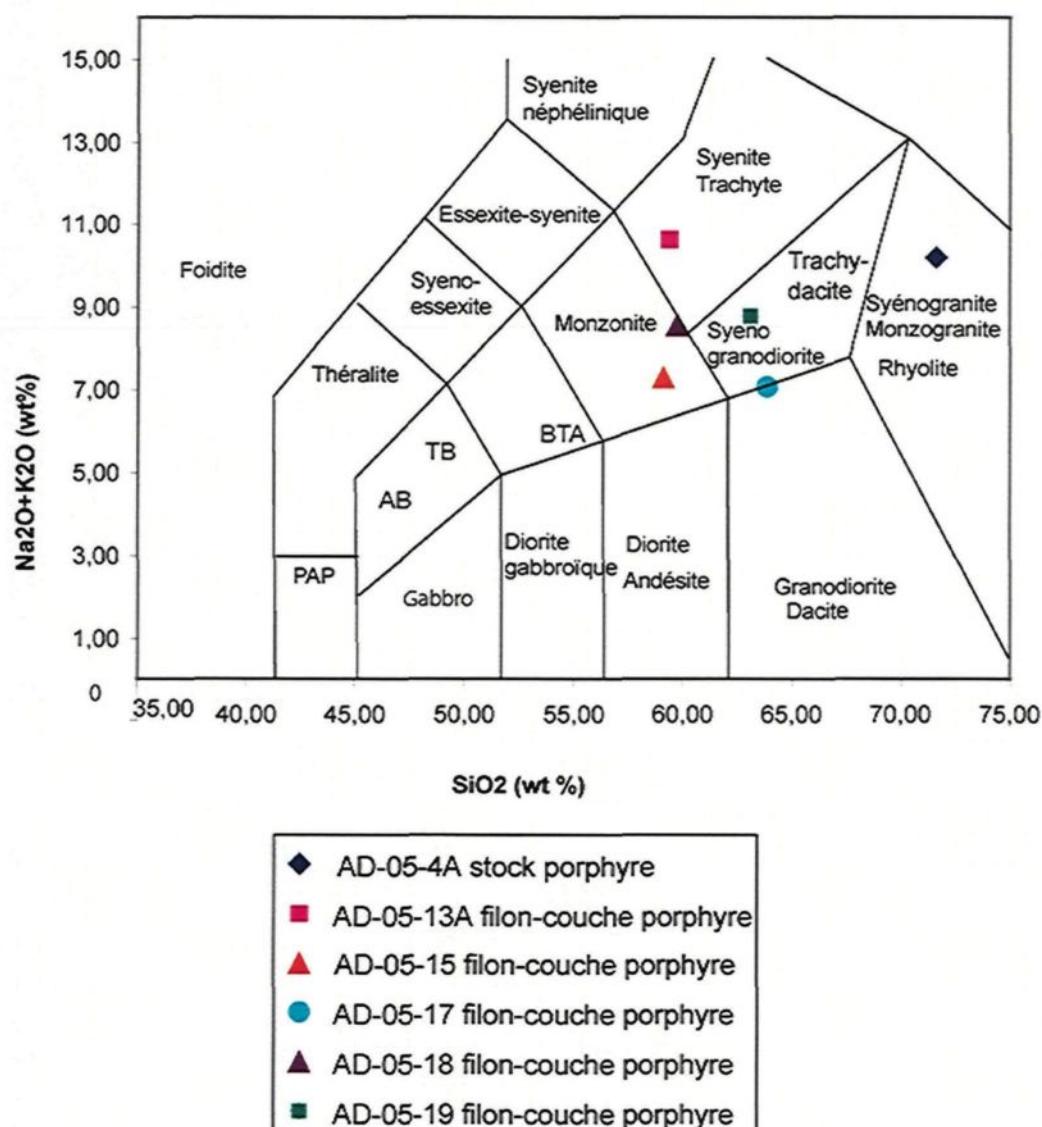


Figure 3-7. Diagramme alcalin total versus SiO₂ adapté de (Müller *et al.*, 2001) des intrusions porphyriques (AD-05-13a, 15, 17, 18, 19) et des stock de porphyre (AD-05-4a) du bassin de Granada.

Analyses des terres rares

La composition en terres rares est consignée dans le **tableau 3-4**. L'analyse des spectres des terres rares des intrusions porphyriques du bassin de Granada (**figure 3-8**) montre que les filons-couches ont communément un spectre plat alors que l'échantillon de stock montre un spectre qui a des variations différentes. Le spectre du stock a une anomalie négative en Eu. Les filons-couches affichent une légère anomalie négative en Eu presque imperceptible.

Individuellement, les spectres des terres rares pour les filons couches ont une allure plus variable, ils sont tous plus riches en terres rares légères et plus pauvres en terres rares lourdes.

En guise de comparaison les intrusions du bassin de Granada ont des teneurs relativement élevées en La de (48 à 70 ppm) et en ratio La/Yb de (14-29) et une anomalie en Eu insignifiante en commun avec les roches volcaniques alcalines du Timiskaming communément interprétées comme des roches alcalines (Cooke et Moorhouse, 1969 ; Capdevila *et al.*, 1982 ; Ujike, 1985, Ben Othman *et al.*, 1990). Les intrusions du bassin de Granada ont des teneurs en Yb variables entre 1,5 et 3,2 ppm ; des teneurs comparables à celles des roches volcaniques du Timiskaming analysées par Ujike, (1985) avec des teneurs variables en Yb comprises entre 1,4 et 3,3 ppm.

Environnement tectonique des porphyres

Différents diagrammes de Pearce *et al.* (1984) utilisant les éléments en trace et étudiant la variation du Rb, du Ta et du Nb versus l'Y et l'Yb (**figure 3-9**) qui sont immobiles montrent en majorité que les échantillons d'intrusions tombent dans le champ des Granites d'Arcs Volcaniques (GAV). Seul dans le diagramme Nb versus Y, les échantillons d'intrusions tombent dans le champ des Granites Syncollisionnels (G Syn-COL). La tendance générale des intrusions porphyriques du bassin de Granada est celle de

granite d'arcs volcaniques. La composition en éléments traces est consignée dans le **tableau 3-5**.

Tableau 3-3. Composition en éléments majeurs (en %) des intrusions de porphyres du bassin de Granada

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
Limite détection	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	n/a
AD-05-4A	71,62	0,11	14,17	2,58	0,04	0,12	0,60	6,03	4,18	N.D.	0,55	100,00
AD-05-13A	59,39	0,42	16,49	4,70	0,12	1,17	3,54	6,38	4,26	0,19	3,11	99,78
AD-05-15	59,10	0,49	17,96	5,29	0,12	1,29	5,70	6,23	1,08	0,22	2,51	99,99
AD-05-17	63,88	0,40	16,59	4,63	0,09	1,72	3,26	4,84	2,24	0,22	1,97	99,85
AD-05-18	59,74	0,42	16,71	4,74	0,11	1,51	4,05	6,48	2,08	0,20	3,83	99,88
AD-05-19	63,12	0,38	16,15	4,52	0,12	1,50	3,08	5,64	3,16	0,22	1,94	99,82

Tableau 3-4. Composition en terres rares (en ppm) des intrusions de porphyres du bassin de Granada comparés aux tufs et aux grès volcanoclastiques

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
AD-05-4A	48	68,3	5,77	16,6	2,31	0,593	2,55	0,401	2,93	0,717	2,56	0,443	3,24	0,493
AD-05-13A	70,2	136	15,4	57,1	10,5	2,66	8,73	1,06	5,61	1,03	2,86	0,416	2,84	0,416
AD-05-15	59,4	114	12,9	47,8	8,81	2,31	7,4	0,904	4,78	0,872	2,42	0,352	2,38	0,349
AD-05-17	57,1	110	12,3	44,9	7,94	2,18	6,61	0,78	4,13	0,759	2,09	0,3	2,04	0,308
AD-05-18	69,9	131	14,7	54	9,82	2,68	8,37	0,982	5,18	0,936	2,61	0,377	2,57	0,379
AD-05-19	55,3	105	11,5	42,3	7,42	1,99	6,18	0,724	3,82	0,697	1,93	0,28	1,89	0,284
AD-05-25A	31,8	63	7,65	29,2	5,27	1,44	4,5	0,545	3,06	0,585	1,65	0,233	1,56	0,229
WR-05-08	41,7	83,2	9,4	35,5	6,31	1,65	5,15	0,59	3,15	0,581	1,61	0,228	1,51	0,224

Tableau 3-5. Composition en autres éléments de trace (en ppm) des intrusions de porphyres du bassin de Granada

	Sr	Zr	Nb	Ba	Rb	Th	U	Y	Nb	Cs	Hf	Ta
AD-05-4A	67	732	7	N.D.	>150	72,5	12,8	24,5	7,5	5,52	19,7	1,1
AD-05-13A	1170	394	13	1930	92,1	17,4	5,26	28,3	14,4	7,46	9,4	0,93
AD-05-15	2100	446	15	256	46	16,7	5,89	24,2	16,2	5,86	10,2	1,21
AD-05-17	1030	277	9	1620	47,9	12,6	3,71	20,8	9,6	2,6	6,6	0,92
AD-05-18	970	410	14	1370	53,4	17,6	5,81	25,2	14,9	3,27	9,6	1,09
AD-05-19	1100	267	9	1830	56,3	12,2	3,56	19	9,6	3,48	6,5	1,05

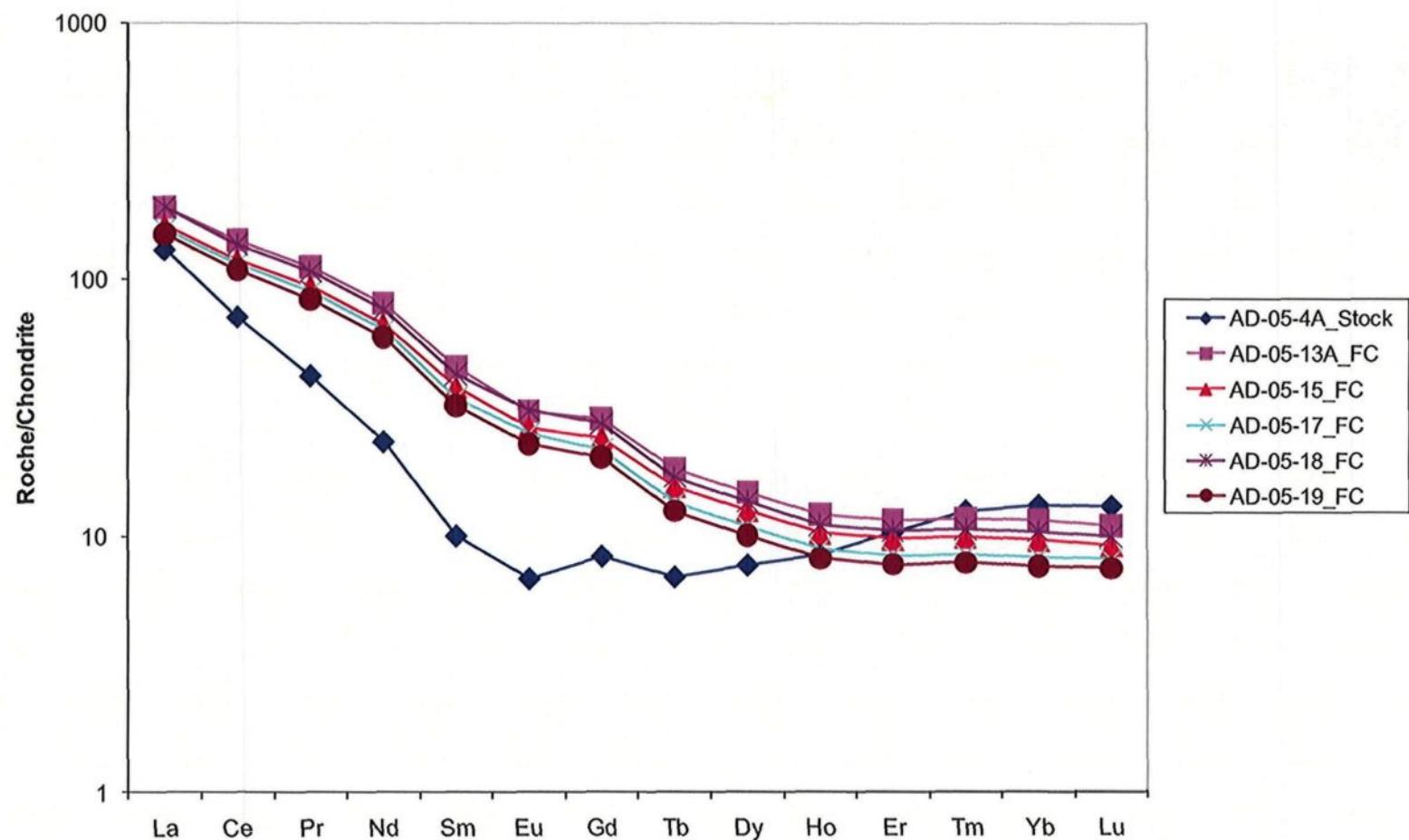


Figure 3-8. Spectres des terres rares normalisées à la chondrite (Taylor et McLennan, 1985) des intrusions porphyriques du bassin. Les spectres des terres rares comparés entre les filons-couche et le stock de porphyre montrent une légère différence de comportement. Le stock affiche une anomalie négative en Eu alors que les échantillons issus des filons-couche de porphyre présentent des spectres faiblement enrichis en ETR légères.

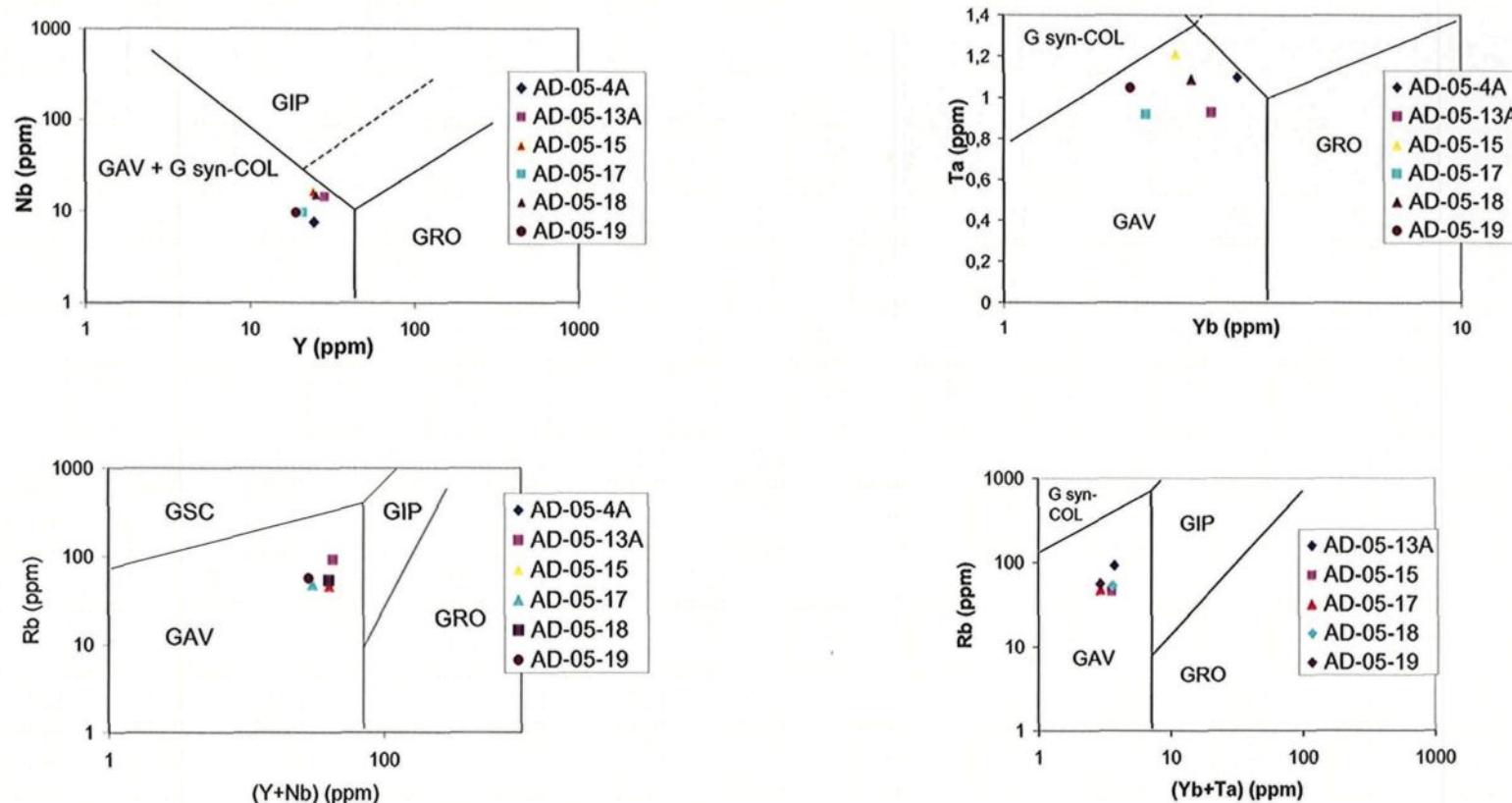


Figure 3-9. Diagramme de (Pearce *et al.*, 1984) Granite syncollisionnel (G syn-COL), granites intraplaques (GIP) granite d'arc volcanique (GAV) granite de ride océanique (GRO). L'Échantillon AD-05-4A est un stock de porphyre, tous les autres échantillon sont des filons-couches de porphyre. À l'exception du diagramme Nb versus Y, tous les autres diagrammes montrent que les échantillons tombent dans le champ des GAV.

Synthèse et discussion sur la géochimie

L'analyse géochimique des intrusions porphyriques du bassin de Granada montre que les filons-couches et les stocks ont une composition chimique variée. Les filons-couches ont une composition variable allant d'alcaline à calco-alcaline. Ce sont des syénogranodiorites, des monzonites et des syénites. Les stocks sont plus riches en silice et sont de composition alcaline et peuvent être classifiés comme des monzogranites ou des syénogranites.

Le stock qui a une anomalie négative en Eu semble subir un fractionnement des plagioclases beaucoup plus important que les filons-couches. L'Eu remplace le Ca dans les plagioclases. Sinon l'anomalie négative en Eu pourrait être expliquée par la présence de grenat ; dans une moindre mesure, le grenat comme le sphène, la hornblende et les pyroxènes peuvent entraîner une anomalie négative dans une fusion felsique (Rollinson, 1993). La présence de grenat, de la hornblende et de pyroxènes dans l'échantillon de stock du bassin de Granada pourrait expliquer le fait qu'il présente une anomalie négative en Eu contrairement aux échantillons de filons-couches. Le stock est plus appauvri en Terre Rares Légères et plus enrichi en Terres Rares Lourdes que les filons-couches.

Les filons-couches, le stock et les dykes du bassin de Granada se sont mis en place dans un environnement d'arc volcanique. Ils présentent des caractéristiques chimiques similaires à celles décrites pour les roches volcaniques et les intrusions du Groupe de Timiskaming: une concentration en éléments incompatibles élevée, pauvres en Nb, P₂O₅ et TiO₂ (Cooke et Moorhouse, 1969; Capdevilla, *et al.*, 1982; Ujike 1985) et des variations de ratios entre éléments incompatibles similaires à celles décrites pour les roches alcalines du Timiskaming et d'autres analogues des arcs insulaires matures. Ces caractéristiques chimiques sont attribuées à la présence de sédiments subductés dans le manteau source du magma (Holm *et al.*, 1982; Peccerillo *et al.*, 1984). Selon Ben Othman *et al.* (1990), un mécanisme similaire expliquerait la composition chimique des roches volcaniques et stocks

du Timiskaming, mais ne permettent pas d'expliquer les processus pétrogénétiques vu l'altération hydrothermale pervasive et la carbonatation qui rendent les analyses en Rb et Sr non fiables.

Pour vérifier l'hypothèse de subduction associée à la mise en place des intrusions porphyriques du bassin de Granada impliquant la présence de sédiments subductés dans le manteau source du magma, les éléments incompatibles sont analysés (**tableau 3-6 et figure 3-10**).

Les diagrammes multi-éléments montrent que les intrusions porphyriques sont plus riches en éléments plus mobiles appelés éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE, Large Ion Lithophile Elements) comme Rb, K, et Sr par rapport aux éléments moins mobiles appelés éléments à fort effet de champ (HFSE, High Field Strength Elements) comme Y, Hf, Zr, Ti, Nb et Ta. Les intrusions porphyriques sont légèrement plus enrichies en LILE par rapport aux OIB et sont fortement plus enrichies par rapport aux MORB (**figure 3-11**).

Elles ont une anomalie négative en Nb et une anomalie négative plus prononcée en P et en Ti, mais une anomalie positive très élevée en Th et une anomalie positive élevée en Ce (à l'exception de l'échantillon de stock). Le diagramme multi-éléments du stock porphyrique présente des variations chimiques plus proches des OIB (Ocean Island Basalts) moyens avec des valeurs de Sr et K sont confondues et un ratio LILE/HFSE inférieur à celui des filons-couches. Cependant l'échantillon de stock montre une anomalie positive en Th alors que les OIB n'en possèdent pas. Le ratio La/Ta des filons-couches varie de 43,6 à 75; tandis que celui du stock de porphyre est de 17,7 inférieur à 26.

Une forte concentration en LILE peut être contrôlée par des fluides aqueux, mais ces éléments sont concentrés dans une croûte continentale et peuvent être utilisés comme indicateurs de contamination crustale des magmas (Rollinson (1993). Une forte concentration en LILE est aussi interprétée comme due à la maturité d'un arc volcanique (Sinha *et al.*, 1997). Cette dernière hypothèse pourrait expliquer l'enrichissement en LILE

des intrusions du bassin de Granada et contrôlé par des fluides aqueux dans le magma. Un enrichissement en LILE et un appauvrissement en HFSE sont une caractéristique principale qui différencie la composition chimique des laves d'arc de celle des laves de MORB ou OIB (Hawkesworth *et al.*, 1997). Les laves d'arc sont plus enrichies en volatiles (Gill, 1981), ce qui pourrait justifier la forte concentration en LILE des intrusions du bassin de Granada.

Une anomalie négative en Nb est interprétée comme une origine crustale (Rollinson, 1993). L'anomalie négative faible Nb des intrusions porphyriques du bassin de Granada exclut toute origine crustale pour ces intrusions. Cependant elle pourrait signifier une contamination par la croûte continentale comme il est soutenu ailleurs par Least *et al.* (1988). Cette hypothèse de source non crustale contaminée par une source continentale peut être appuyée par les fortes valeurs de ratio La/Ta. Ces ratios sont très supérieurs à 26. Des ratios La/Ta supérieurs à 26 dénotent selon El Hadi *et al.* (2006) une source lithosphérique. Cela permet de supposer que le stock de porphyre aurait une source différente de celles des filons-couches.

La forte anomalie positive en Th peut être interprétée, comme une assimilation de croûte continentale, lors du stockage des magmas à des profondeurs intermédiaires comme c'est le cas du volcan Parinacota au Chili (Bourdon *et al.*, 2000); comme une fusion de croûte océanique comme dans le cas du sud du Chili (Sigmarsson *et al.*, 1998), ou de la Papouasie-Nouvelle Guinée (Gill *et al.*, 1993).

La présence d'anomalies en Ce dans les laves d'arc, ne peut être expliquée autrement que par l'incorporation de sédiments dans la source (Hole *et al.*, 1984; Morris *et al.*, 1990). Les sédiments seraient ajoutés par le biais d'un processus qui enrichit préférentiellement le Nd et le Th respectivement par rapport au Ta et au Ce; un tel fractionnement serait dû à la fusion partielle ou à la formation d'un liquide silicaté supercritique (Dosseto, 2003)

L'anomalie négative en Ti serait probablement associée à un fractionnement de l'ilménite. Elle est plus prononcée pour le stock que pour les filons-couche.

L'ensemble de ces observations concourt à un volcanisme d'arc mature dans un contexte de subduction d'un prisme accrétionnaire (la Sous-province de Pontiac) sous un arc volcanique (la Zone Volcanique Sud de la Sous-province de l'Abitibi) pour les intrusions porphyriques du bassin de Granada. Cette subduction est compatible avec la formation de bassin piggyback frontal comme dans le cas de la Péninsule d'Alaska (Débelmas et Mascle, 1991). Le magma formé lors de cette subduction serait constitué d'un mélange de matériel de fusion provenant d'une croûte océanique et de sédiments. Le volcanisme associé au stock serait mise en place dans une phase tectonique différente de celle associée à la mise en place des filons-couche et n'aurait pas impliqué la fusion d'un matériel provenant de sédiments. Le mécanisme le plus probable serait une extension.

Tableau 3-6. Composition en éléments incompatibles (en ppm) des intrusions de porphyres du bassin de Granada en comparaison avec les valeurs de MORB de type-N moyens de Saunders et Tarney (1984) et Sun (1980) et des OIB moyen de Sun (1980). Les valeurs de normalisation sont celle de Pearce (1983).

	Sr	K	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P	Zr	Hf	Sm	Ti	Y	Yb
MORB de type N moyens	136,00	830,00	1,00	12,00	0,20	0,16	2,50	10,00	570,00	88,00	2,50	3,30	8400,00	35,00	
OIB moyens	800,00	9600,00	22,00	380,00	3,40	3,00	53,00	72,00	2760,00	220,00		13,00	20000,00	30,00	
AD-05-4A	67,00	10,00	150,00		72,50	1,10	7,50	68,30	10,00	732,00	19,70	2,31	110,00	24,50	3,24
AD-05-13A	1170,00	4180,00	92,10	1930,00	17,40	0,93	14,40	136,00	0,00	394,00	9,40	10,50	420,00	28,30	2,84
AD-05-15	2100,00	4260,00	46,00	256,00	16,70	1,21	16,20	114,00	190,00	446,00	10,20	8,81	490,00	24,20	2,38
AD-05-17	1030,00	1080,00	47,90	1620,00	12,60	0,92	9,60	110,00	220,00	277,00	6,60	7,94	400,00	20,80	2,04
AD-05-18	970,00	2240,00	53,40	1370,00	17,60	1,09	14,90	131,00	220,00	410,00	9,60	9,82	420,00	25,20	2,57
AD-05-19	1100,00	2080,00	56,30	1830,00	12,20	1,05	9,60	105,00	200,00	267,00	6,50	7,42	380,00	19,00	1,89
MORB (Normalisation)	120,00	150,00	2,00	20,00	0,20	0,18	3,50	10,00	120,00	90,00	2,40	3,30	1500,00	30,00	3,40

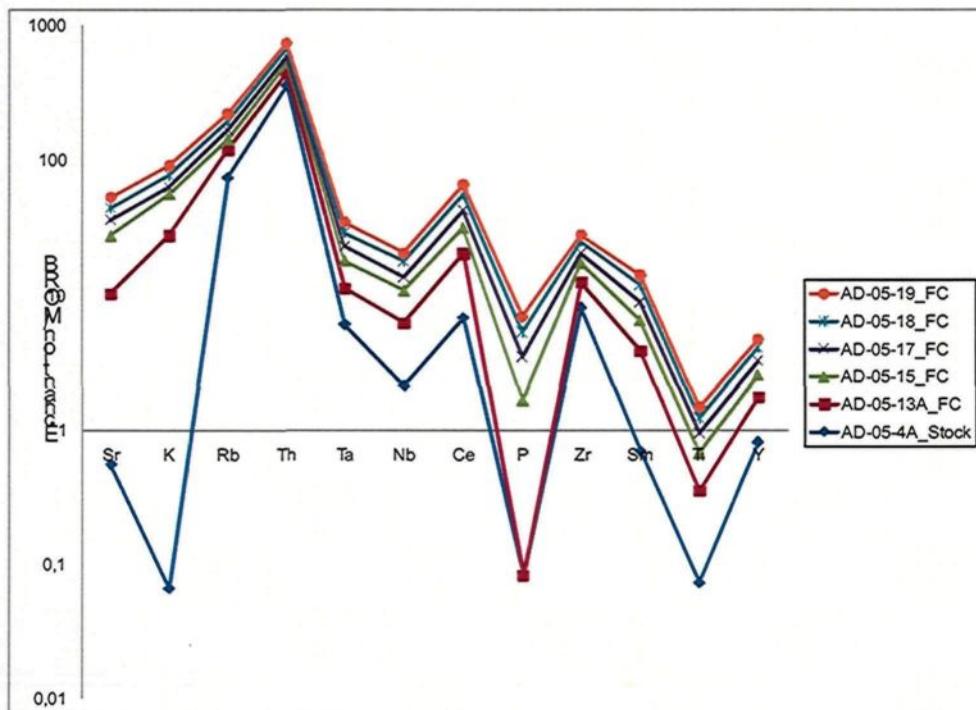


Figure 3-10. Spectre multi-éléments des intrusions porphyriques du bassin de Granada normalisés au MORB de Pearce (1983).

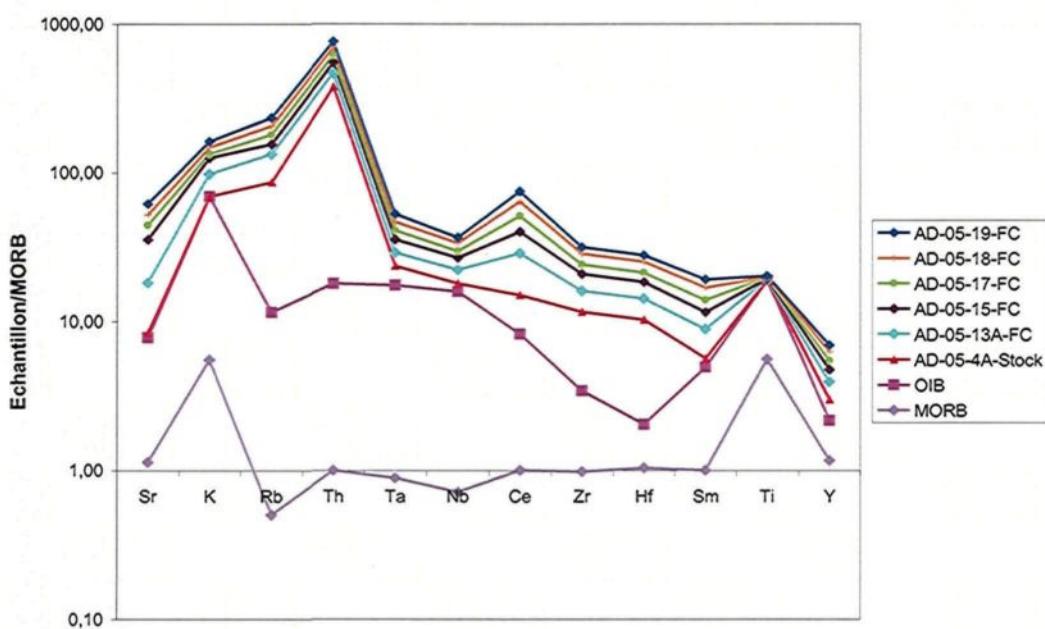


Figure 3-11. Spectre multi-éléments des intrusions porphyriques du bassin de Granada comparés à ceux des OIB (Basaltes de îles Océaniques) moyens de Sun (1980) et des MORB (Basaltes des Rides Médio-Océaniques) de type N moyens de Saunders et Tarney (1984) et Sun (1980). Les éléments sont normalisés au MORB de Pearce (1983). L'anomalie positive en Ti des MORB et OIB cachent ici l'anomalie négative en Ti des porphyres.

Ben Othman *et al.* (1990) ont comparé le stock d’Otto avec les roches volcaniques du Timiskaming dans la région de Kirkland Lake en Ontario et soutiennent qu’ils ont les mêmes caractéristiques chimiques et sont comagmatiques. Le stock d’Otto et les roches volcaniques du Timiskaming sont riches en K et proviennent d’arcs matures (Ben Othman, *et al.*, 1990). Le stock d’Otto est un pluton syénogranitique zoné de 50 km de diamètre, de compositions chimiques respectives de la marge vers le cœur ; syénite néphélinique (A12), syénite (A13) et granite (A14). Ce stock intrude les laves mafiques de la ceinture de roches vertes de l’Abitibi à 10 km au Sud de la ville de Kirkland Lake (Ben Othman *et al.*, 1990).

Les intrusions porphyriques du bassin de Granada ont des concentrations fortes en éléments compatibles et des anomalies négatives en Nb et Ti à l’image des caractéristiques chimiques des roches volcaniques du Timiskaming soutenues par Cooke et Moorhouse (1969), Capdevila *et al.* (1982) et Ujike 1985). Les teneurs en éléments incompatibles (K₂O et Th) comprises dans la moyenne des valeurs des roches volcaniques du Timiskaming sont présentées en guise de comparaison par Ben Othman *et al.* (1990). Les valeurs de Nb et Ti sont beaucoup plus basses que celles du stock d’Otto et des roches volcaniques présentées dans le **tableau 3-7**.

A l’image des roches volcaniques du Timiskaming, les intrusions du bassin de Granada sont très proches du volcanisme d’arc insulaire mature par comparaison aux données de la Région de Roman et Papouasie Nouvelle Guinée présentées dans le tableau 3-7.

Tableau 3-7. Comparaison de la composition chimique en éléments majeurs et de traces des intrusions du bassin de Granada avec des roches volcaniques et intrusions du Groupe de Timiskaming et roches volcaniques alcalines décrites dans la littérature. Les données suivantes sont prises de Ujike (1985): Région Roman et Papua Nouvelle Guinée sont des arcs insulaires matures; Southern Queensland en Australie (intra plaque), Gregory Rift en Afrique (environnement continental) et Easter Island (Southern pacifique environnement océanique).

	Cooke et Moorehouse (1969) Laves	Cooke et Moorehouse (1969) porphyres	Bassin de Granada Cette thèse	Ben Othman et al. (1990) Roches volcaniques	Ben Othman et al. (1990) stock	Capdevila et al. (1982)	Ujike (1985)	Région de Roman	Papua N. G.	S. Queensland Intra plaque.	Greogor y Rift	Easter Island
TiO ₂ wt%	0,21-1	0,43-0,53	0,01-0,5	0,2-1	0,1-0,3		0,5-1,2	0,3-1,1	0,6-1,0	1,9-3,0	0,8-3,1	1,4-4,5
K ₂ O wt%	0,02-9,64	1,73-2,54	0,01-4	2,7-14,6	4,4-5,1							
P ₂ O ₅ wt%	0,11-0,5	0,3-0,3	0,2-0,2	0,05-1	0,03-0,1		0,2-1					
Rb ppm			46-> 150	151-541	128-320	-350	50-300	150-670	44-81	10-57	8-140	
Sr ppm			67-2100	141-2610	501-2650	-750	500-1800	240-2200	1500-2100	280-720	13-490	
La ppm			48-70	50-274	12-156	140-700	87-155					
Th ppm			12-72	12-91	8-21	-45	6-47	7-110				
Zr ppm			267-732	163-539	141-381	-700	180-499					
Y ppm			19-28	18-107	8-32	-50	15-48	28-70	15-25	23-88	24-88	42-110
Yb ppm			1,5-3	2,5-9,6	0,9-3,3		1,0-3,9	2,0-2,9			1,9-9,2	3,9-88
Ta ppm			0,9-1,09				0,2-0,2	0,8-1,3				
La/Sm			6,7-20,78				4,7-8,2	2,2-6,9			4,0-8,7	2,5-3,0
Sm/Yb			0,7-3,9				3,3-14	6,6-9,0			1,7-3,0	2,1-2,8
La/Yb			14-29	13-63			18-95	46-49			9,5-21	5,3-8,5
Zr/Th			10-26,7				8-23	5-17		51-107	25-55	
Hf/Th			0,27-0,61				0,2-0,6	0,1-0,2			0,8-1,4	
Th/Ta			3,4-21				8-52	50-61			1,3-2,4	
Zr/Y			4,2-10				5-15	4-20	8-16	6-9	4-8	5-6

CHAPITRE 4

LES ENCAISSANTS DU BASSIN DE GRANADA

4.1- Introduction

La définition des limites du bassin de Granada représente un défi important car ses contacts avec les différents encaissants ont été l'objet de nombreux débats (introduit au chapitre 1). Si dans les grandes lignes le Groupe de Blake River est bien reconnu au Nord et le Groupe de Pontiac au sud, la nature de leurs contacts respectifs avec la Formation de Granada doit être précisée. De plus, la présence d'unités comme la Formation de La Bruyère et le Groupe de Piché vient également interférer dans la définition des contacts. Ce dernier cas est plus problématique car le Groupe de Piché représente une unité très déformée et spatialement associée à la faille de Cadillac. Sa position stratigraphique est donc incertaine et ses contacts avec les autres unités pourraient n'être que de nature structurale.

4.2 - Généralités sur les principaux encaissants

Selon Davis (2002), les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac sont intrudées par le pluton du Lac Fournière daté de 2682 ± 1 Ma. Des âges similaires de 2684 ± 1 Ma ont été déjà mesurés sur le pluton syénitique de Cléricy qui recoupe le Groupe de Kewagama par Mortensen (1993). Ces données placent les âges de dépôt des grauwackes des Sous-provinces du Pontiac et de l'Abitibi autour de 2685 Ma. Les âges de zircons détritiques les plus jeunes démontrent que les dépôts des sédiments du Pontiac se sont produits en majorité si ce ne sont pas tous après le volcanisme de la Sous-province de l'Abitibi (Davis, 2002; Gariépy *et al.*, 1984).

Le Groupe de Timiskaming au Québec est distinctivement plus jeune que les autres roches métasédimentaires. L'unité volcanoclastique (tuf felsique du bassin de Granada

faciès 3a et 3b) qui y est trouvée interstratifiée aux grès-argilites (faciès 2a) à Granada dans le secteur du cimetière est datée de 2673 ± 2 Ma (Davis, 2002) alors que les plutons de syénite à feldspath porphyrique qui intrudent les roches détritiques du bassin de Granada sont datés de 2672 ± 1 Ma (Davis, 2002).

Le Groupe de Timiskaming est l'unité lithologique archéenne la plus jeune de la Province de Supérieur (David et Lajoie, 1989; Mueller *et al.*, 1991; Shegelski, 1980). Il est reconnu comme un assemblage syntectonique ayant enregistré les déformations de la dernière phase de cratonisation de la Province de Supérieur dans la partie ontarienne de l'Abitibi à Kirkland Lake (Legault, 1994; Mueller *et al.*, 1994) et à Duparquet (Mueller *et al.*, 1996; Mueller *et al.*, 1991). Les unités sédimentaires appartenant au Groupe de Timiskaming dans le secteur de Kirkland Lake reposent en discordance sur les roches volcaniques du Groupe de Blake River et plus au Sud, elles reposent en concordance sur le Groupe de Pontiac (Dimroth *et al.*, 1975; Dimroth *et al.*, 1982; Goulet, 1978; Rocheleau, 1980).

4.2.1- Groupe de Blake River

Le Groupe de Blake River (GBR) représente une séquence de roches volcaniques mafiques et felsiques datée entre 2704 et 2696 Ma (Corfu 1993; Mortensen 1993; Mueller *et al.* 2007) et qui fait partie de la Zone volcanique Sud telle que définie par (Chown *et al.* 1992). Le GBR comprend les sous-groupes de Misema et de Noranda (Goodwin, 1977; Péloquin, 2000). Le GBR au contact avec le bassin de Granada fait partie du Sous-groupe de Misema et est dominé par des séquences de roches volcaniques mafiques. Une unité de lave variolaire est reconnue dans le GBR au nord du bassin de Granada et est considérée comme un marqueur stratigraphique (Dimroth *et al.* 1974). Récemment le GBR a été interprété comme un complexe de calderas imbriquées en milieu sous-marin (Pearson et Daigneault, 2009).

Le contact de la Formation de Granada avec les roches volcaniques de Blake River est une faille (Hubert *et al.*, 1984) ou une discordance (Goulet, 1978).

4.2.2- Groupe de Pontiac

La Sous-province de Pontiac est subdivisée en trois zones (Card, 1990):

- 1) une zone nord constituée de roches métasédimentaires de faible à moyen grade métamorphique correspondant au Groupe de Pontiac,
- 2) une région centrale de gneiss métasédimentaires et d'intrusions granitiques ; le complexe de la rivière d'Outaouais ;
- 3) et une zone sud; le domaine volcanique de Belleterre composé de métavolcanites de faible grade, de roches métasédimentaires et des roches plutoniques reliées.

Le Groupe de Pontiac est constitué de roches métasédimentaires turbiditiques (Rocheleau, 1980; Rocheleau and Dimroth, 1985; Vogel, 1978). En plus de la prédominance des séquences de grauwackes du Groupe de Pontiac, il est localement interstratifié à des conglomérats polymictes contenant des fragments métavolcaniques et métasédimentaires (Goulet, 1978).

Dimroth *et al.* (1982) et ensuite Rocheleau et Dimroth (1985) considèrent les Groupes de Pontiac, de Cadillac et de Timiskaming comme des équivalents stratigraphiques représentant respectivement les faciès distal, médian et proximal d'une séquence négative vers le Nord (*northward and upward-coarsening sequence*).

4.2.3- Formation de La Bruyère

La Formation de La Bruyère représente la portion du Groupe de Timiskaming au Nord de la faille de Cadillac (Rocheleau, 1980). Elle est constitué de grauwackes et de conglomérats à jaspe (Dimroth *et al.*, 1975; Goulet, 1978; Rocheleau, 1980). Les alternances de lits de grès et d'argilites sont communément arrangées en séquences de Bouma considérées comme représentant des turbidites proximales (Hyde, 1980). Cette

unité de turbidites est soit contemporaine ou postérieure à l'unité de conglomérat-grès et son dépôt est probablement suivi de la juxtaposition de deux blocs tectoniques le long de la faille de Cadillac (Legault, 1994).

4.2.4- Groupe de Piché

Le Groupe de Piché est une unité spatialement associée à la Zone de Faille de Cadillac Larder Lake (ZFCLL) (Gauthier, 1986; Landry, 1991; Latulippe, 1976; Trudel and Sauvé, 1992). Il est caractérisé dans certains secteurs comme constitué de laves ultramafiques, essentiellement des laves komatiitiques et peu de basalte (Latulippe, 1976; Trudel and Sauvé, 1992). Dans le secteur de Cadillac, l'unité associée au Groupe de Piché est essentiellement volcanique à volcanoclastique avec des laves mafiques aphanitiques et bréchiques à dominante ultramafique et marque le contact entre les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac au Nord, et celles du Groupe de Pontiac au Sud (Landry, 1991). Les unités volcaniques ultramafiques associées avec la minéralisation aurifères sont des schistes à quartz, carbonate, biotite et talc illustrant des textures mylonitiques (Latulippe, 1976; Trudel et al., 1992).

Dans le secteur du bassin de Granada, l'unité associée au Groupe de Piché forme une bande étroite de 200 m d'épaisseur et est localisé directement sur la position de la faille de Cadillac passant dans le secteur de la mine Astoria (Gauthier, 1986). Les relations entre la Formation de Granada et le Groupe de Piché sont donc ambiguës et difficiles à interpréter à cause du degré élevé de la déformation.

4.3- Secteurs d'intervention

Pour délimiter le bassin de Granada, les zones de contact avec les encaissants au Nord et au Sud de la Formation de Granada ont été repérées en se basant sur les données de la littérature afin de les définir plus en détail. En marge nord de la Formation de Granada, les deux secteurs où le contact entre les Groupes de Timiskaming et de Blake River sont

reconnus ont été revisités soit le secteur de la mine Astoria et le secteur du Lac Moore. Un nouveau secteur situé à 1 km à l'Est de la Mine Astoria a également été identifié et décrit. Pour le contact entre la Formation de Granada et le Pontiac, le peu d'exposition rend difficile la tâche de porter un jugement. Toutefois, nos travaux ont permis de préciser ce contact dans deux secteurs situés au Nord du village de La Bruyère et au Sud Est du village de Granada. Tous les secteurs d'interventions sont localisés à la **figure 4-1**.

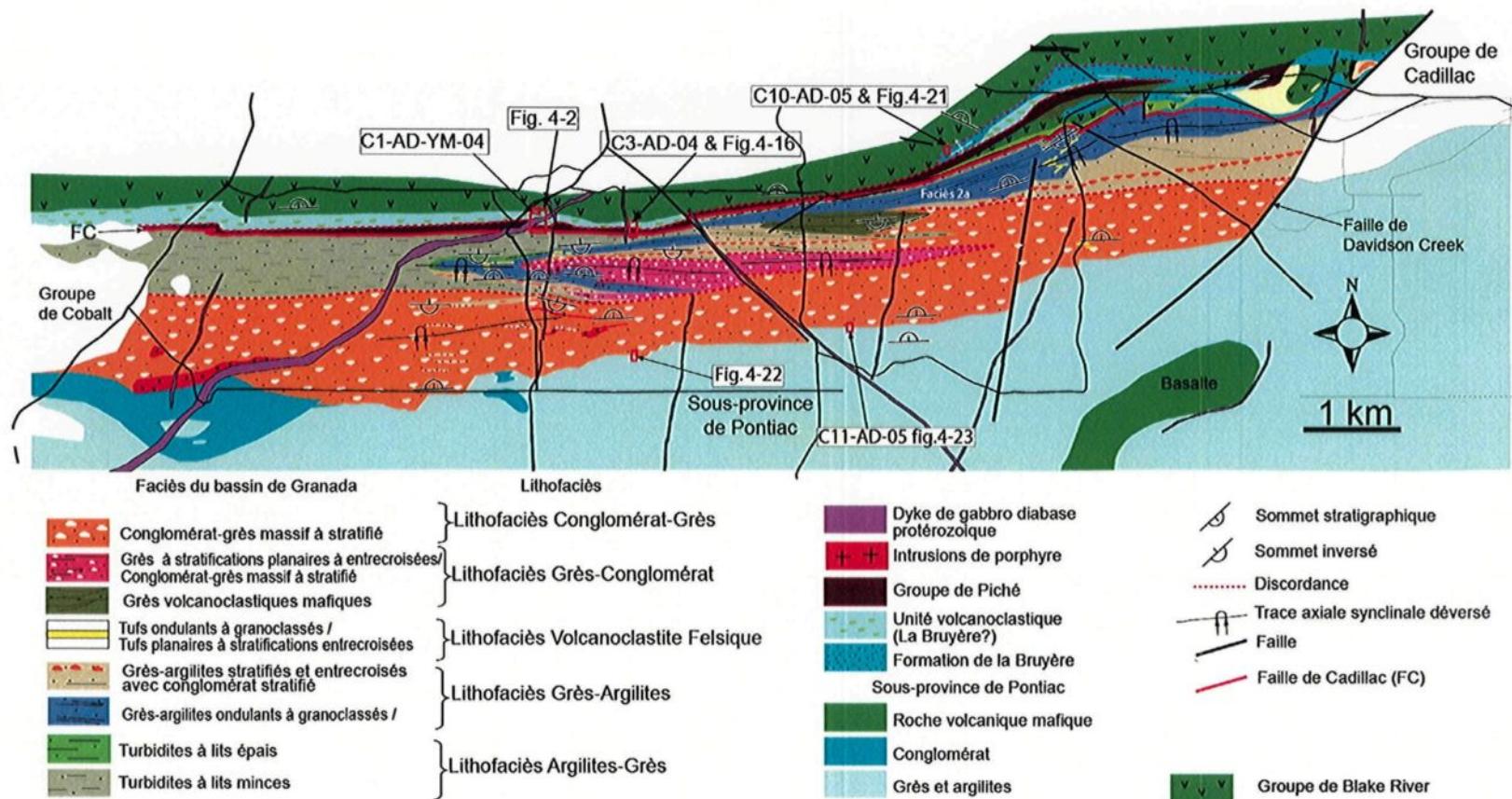


Figure 4-1. Carte de localisation (rectangles rouges) des secteurs où la cartographie en détail des zones encaissantes du bassin de Granada. Secteur nord, impliquant Blake River, Piché, la Bruyère. 1) Figure 4-2=Secteur de la mine Astoria, 2) figure 4-16=Secteur à 1 km de la mine Astoria, 3) figure 4-21=Secteur au Nord du Lac Moore. Secteur sud Pontiac, figures 4-22 au Sud Est du village de Granada et 4-23 au Nord du village de la Bruyère.

4.4- Relations avec les encaissants nord

4.4.1 - Secteur de la Mine Astoria

Le secteur de la mine Astoria expose plusieurs relations entre différentes unités localisées à la marge nord du bassin de Granada (**figure 4.2**). De plus, ce secteur représente une section type qui expose la faille de Cadillac.

Du nord vers le Sud, on reconnaît les unités suivantes:

- 1) les roches volcaniques du Groupe de Blake River ;
- 2) une unité de roches volcanoclastiques (qui pourrait être attribuée à l'équivalent de la Formation de La Bruyère);
- 3) une unité mixte de roches volcaniques et volcanoclastiques mafiques et ultramafiques (que nous avons attribué au Piché);
- 4) et une unité de roches sédimentaires appartenant à la Formation de Granada et correspondant à la marge Nord du bassin de Granada en contact avec la faille de Cadillac.

4.4.1.1- Unité de volcanites mafiques du Groupe de Blake River

Une mince portion du Groupe de Blake River a été cartographiée pour les besoins de la caractérisation des contacts du bassin de Granada et de ses encaissants. Les unités reconnues du Nord au Sud (**figure 4.2**, sont : i) des laves basaltiques en coussins et ii) des brèches de laves.

Unité de basalte en coussins

L'unité de basalte en coussins a été observée sur au moins une épaisseur de quelques 200 m. Les coussins ont des grands axes compris entre 20 cm à 1,6 m (**figure 4.3**). Ils sont allongés selon l'orientation de la schistosité régionale et montrent une polarité vers le N.

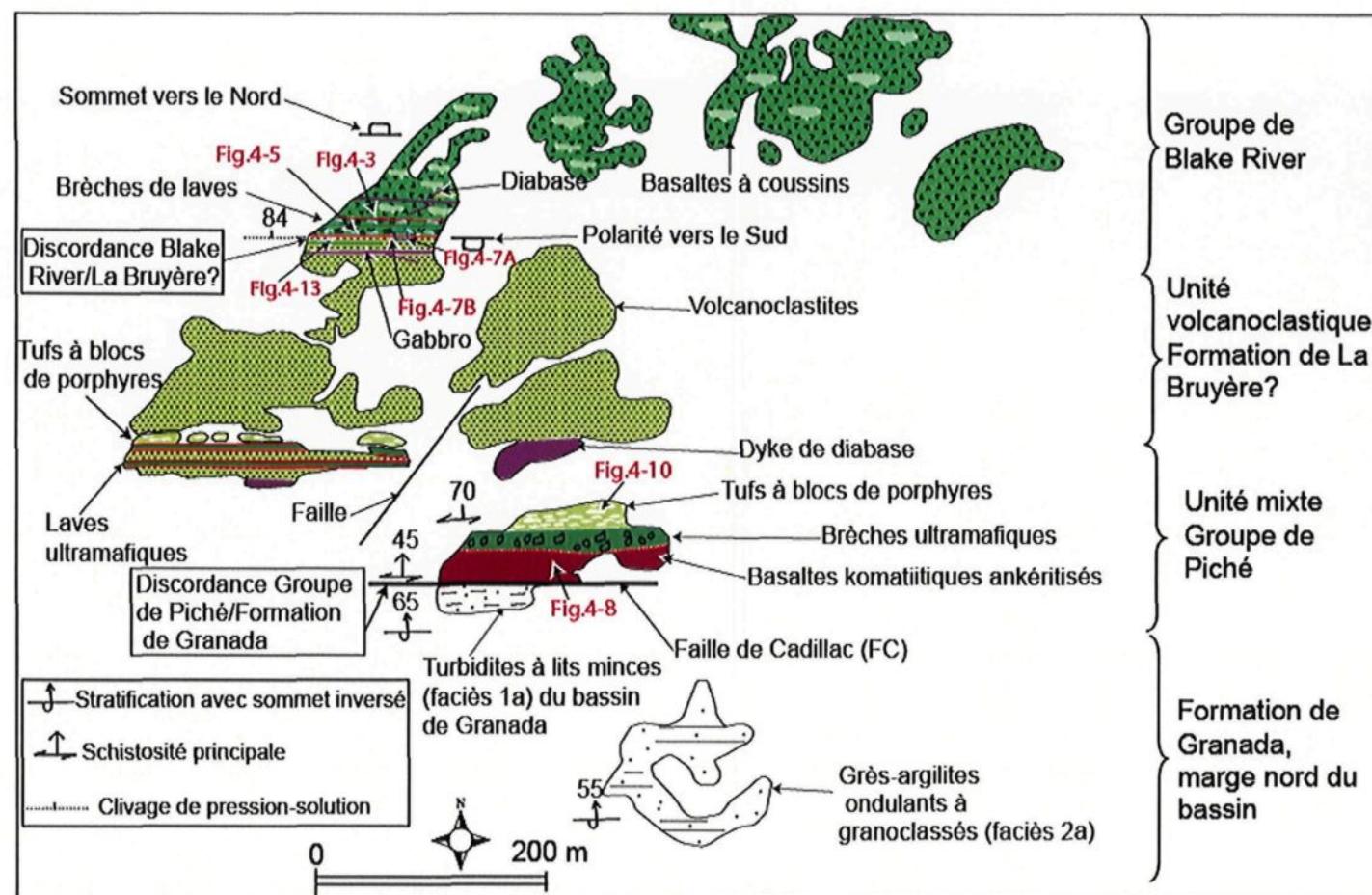


Figure 4-2. Section de la mine Astoria, cartographie de la discordance entre les volcanoclastites situées au Nord de la FCLL et les brèches de laves du Groupe de Blake River d'une part, et d'autre part le contact du bassin de Granada avec la FCLL (sud de la discordance). La succession lithologique s'étend à l'Est du village de Granada, au Sud du lac Françoise jusqu'à la mine Astoria. Dans la zone de discordance entre le GBR et les volcanoclastites de la Formation de la Bruyère (?), la polarité est vers le Nord matérialisée par les coussins des basaltes du GBR et elle est vers le Sud matérialisée par la surface érosive du contact entre les brèches et les volcanoclastites.

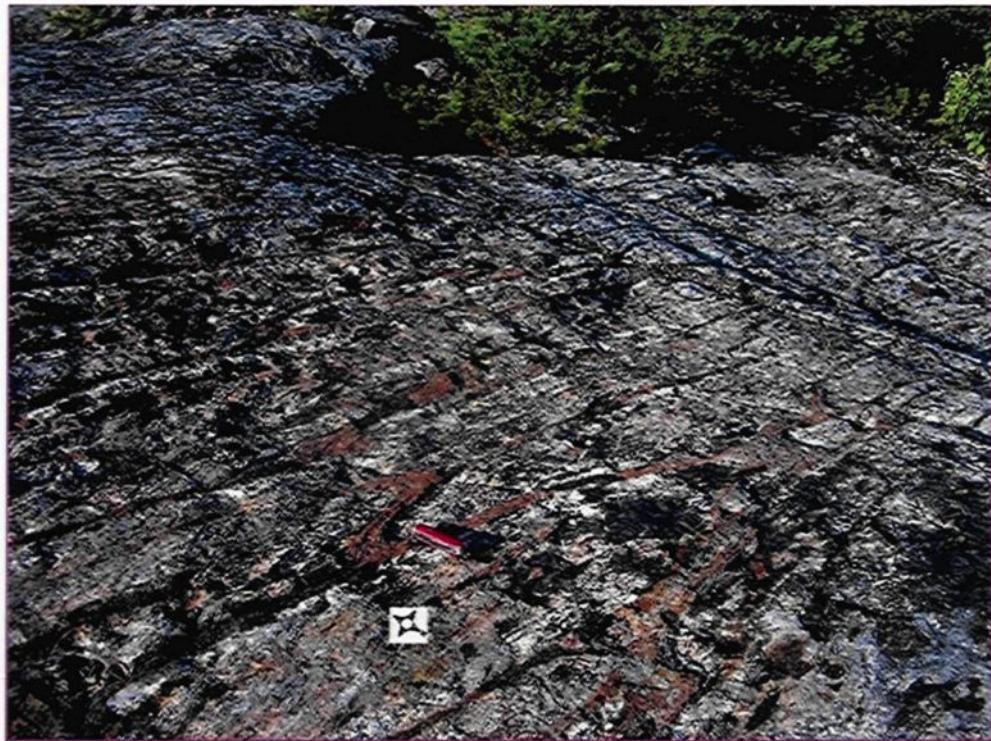


Figure 4-3. Photo de terrain montrant les basaltes à coussins dans le Groupe de Blake River. L'orientation des pédoncules des coussins indique une polarité vers le Nord. Le couteau mesure environ 8 cm. Voir figure 4-2 pour la localisation.

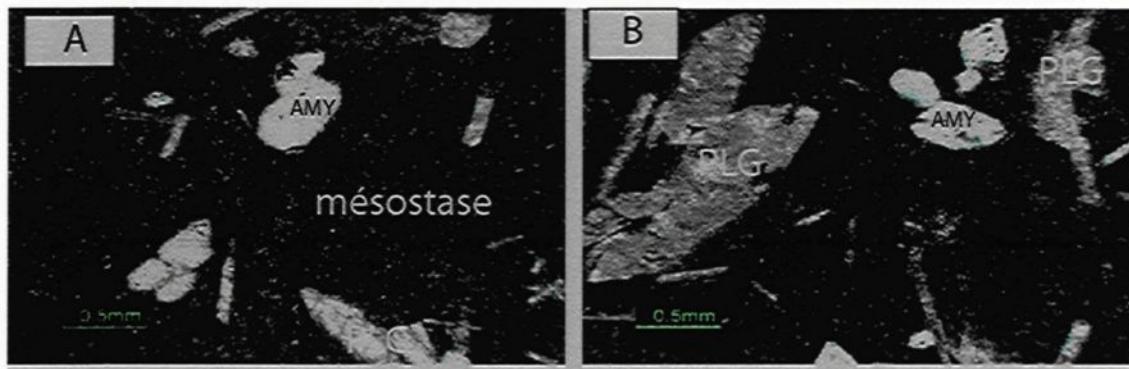


Figure 4-4 Basalte du Blake River. Texture microlithique avec des plagioclases (PLG) carbonatés et des amygdules (AMY) de chlorite et calcite dans une mésostase chloritisée. Échantillon BRBLG.

En lames minces, les basaltes en coussins présentent une texture microlithique avec quelques phénocristaux (**figure 4-4**) de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes) altérés de taille moyenne de 2,5 mm. Les reliques de minéraux altérés sont composées par des assemblages de plagioclase, chlorite et oxydes. La mésostase trachytique est constituée de microlites de plagioclase dans une masse chloritisée et épidotisée riche en microcristaux d'oxyde. Les plagioclases forment des lattes épidotisées de 1,7 mm de long sur 0,35 mm de large en moyenne. Des amygdales remplies de chlorite et feldspath sont observées.

Unité de brèche de laves

Une unité de brèche de lave d'une vingtaine de mètres d'épaisseur est reconnue à la base du Blake River soit immédiatement en contact avec les séquences volcanoclastiques qui seront discutées plus loin. Les brèches de laves sont constituées de fragments de laves volcaniques dans une mésostase aphanitique. Les fragments sont anguleux et de dimensions variables. Le grand axe peut varier de < 1 cm à 20 cm (**figure 4-5**).

En lames minces, les fragments de laves sont altérés et se caractérisent par un assemblage de microcristaux quartzo-feldspathiques associés à des oxydes de fer et à de la chlorite en amas anguleux à subarrondis. La matrice est essentiellement constituée d'une masse chloriteuse avec des microcristaux d'oxyde de fer. Les rares phénocristaux ferromagnésiens dans la matrice sont altérés en oxyde et calcite.

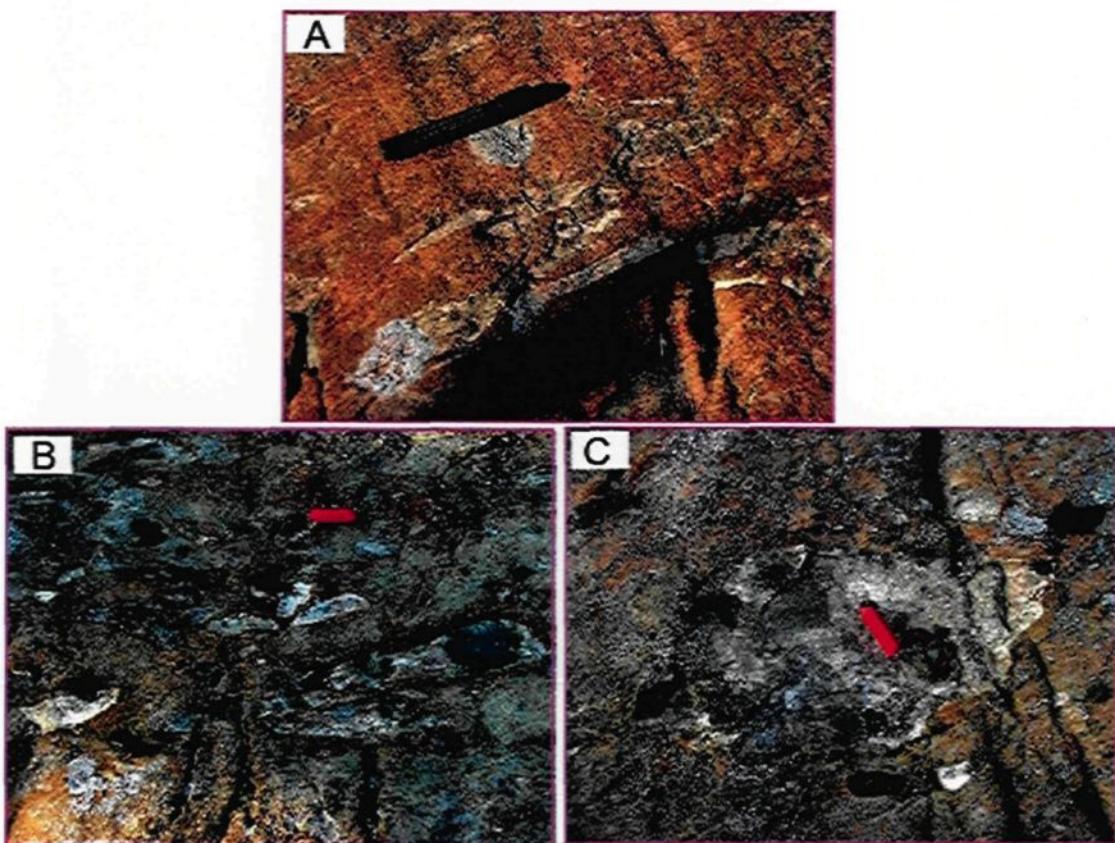


Figure 4-5. Photo de terrain d'une brèche volcanique et la forme de fragments. Les fragments montrent un allongement parallèle de direction E-W. La craie mesure 3 cm. Voir figure 4-2 pour la localisation.

4.4.1.2- Unité volcanoclastique (Formation de La Bruyère ?)

L'unité volcanoclastique située au nord de la faille de Cadillac est différente des tufs felsiques du bassin de Granada. Elle fait environ 200 m d'épaisseur. Les volcanoclastites présentent un litage E-W matérialisé par une alternance de lits de grès et d'argilites avec des épaisseurs variables de 5 à 10 cm (**figure 4-6**). Au microscope les volcanoclastites sont caractérisés par une alternance de lits clairs et de lits sombres de quelques millimètres à 1 cm d'épaisseur. Les lits clairs sont caractérisés par la dominance de microcristaux de feldspaths et quartz et la pauvreté en chlorite. Dans les lits sombres, la chlorite et les microcristaux d'oxyde dominent ; ils sont associés à des feldspaths dans une matrice carbonatée. Au fort grossissement, la chlorite est fibroradiée. Les lits clairs sont discontinus. Ils renferment une quantité moindre de calcite, d'épidote et de traînées d'oxyde par rapport aux lits sombres.

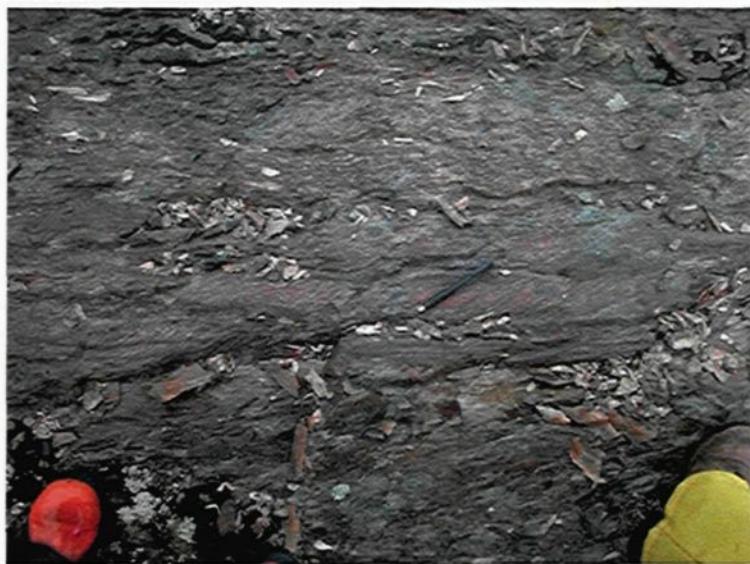


Figure 4-6. Clivage de crénulation (marqué par le crayon) dans les volcanoclastites. Ces clivages affectent des lits de 5 à 10 cm d'épaisseur orientés E-W.

Les volcanoclastites reposent sur les brèches volcaniques selon un contact interprété comme une discordance érosive (**figures 4-2 et 4-7A**). Les volcanoclastites renferment localement des blocs de brèches volcaniques de composition minéralogique identique à celles sous-jacentes aux volcanoclastites (**figure 4-7B**).

Les volcanoclastites sont affectées par plusieurs fabriques planaires liées à la déformation. Ces fabriques prennent la forme de clivage de pression-solution à angle avec le plan de litage et par rapport au contact avec l'unité de lave mafique décrite précédemment. Le niveau élevé de déformation de cette unité la rend difficile à interpréter et il n'est pas exclu que cette unité puisse représenter un équivalent des unités de grès-argilites (faciès 1a et 1b) observées dans le bassin de Granada.

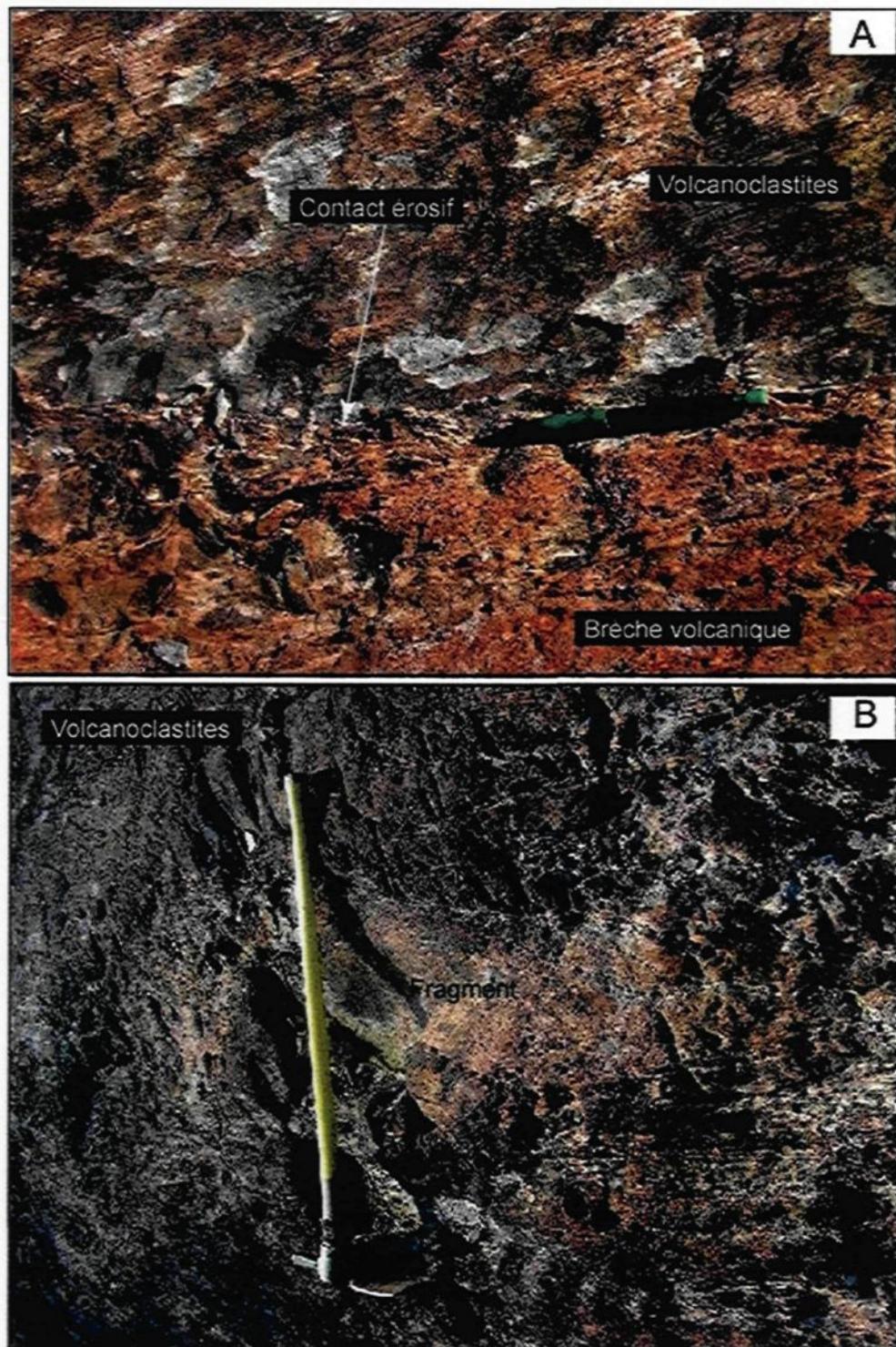


Figure 4-7. Photos de terrain montrant les volcanoclastites remaniés au dessus des brèches volcaniques (en A) et un fragment de brèches volcanique dans les volcanoclastites épargné par le clivage de pression-solution. Ce clivage dans les volcanoclastites crée un contraste très net avec les brèches volcaniques. Voir figure 4-2 pour la localisation.

4.4.1.3-Unité mixte volcanique et volcanoclastique mafique à ultramafique du Groupe de Piché

Une unité mixte comprenant des sous-unités de roches volcaniques et volcanoclastiques de compositions mafique à ultramafique est retrouvée dans une bande dont l'épaisseur varie de 50 à 150 m et qui constitue directement le contact nord du bassin de Granada puisque les unités du faciès de turbidites à lits minces (faciès 1a) y sont retrouvées immédiatement au sud (**Figure 4-2**).

À l'affleurement, ces laves ultramafiques sont sous forme de masse volcanique à texture aphanitique de couleur vert pâle à vert bleuâtre et au toucher lisse savonneux. Elles sont massives, ne présentent ni litage ni déformation. Les strates sont épaisses de 3 à 5 m. Elles alternent avec les volcanoclastites remaniés selon un contact concordant. Les laves se distinguent par l'absence de clivage de pression-solution. Les laves et les volcanoclastites sont intrudées par un dyke de gabbro NE.

L'observation pétrographique des laves ultramafiques montre des reliques de textures pœcilitiques (**figure 4-8A**). La texture est matérialisée par des cristaux de calcite englobant des baguettes d'actinote, où la calcite représenterait les plagioclases pseudomorphosés, et les baguettes d'actinote, d'anciens cristaux de pyroxènes probablement de l'orthopyroxène. Ils s'agiraient de laves ultramafiques altérées et remaniés. Cette altération s'observe par la forte précipitation d'oxyde (**figure 4-8B et 4-8C**).

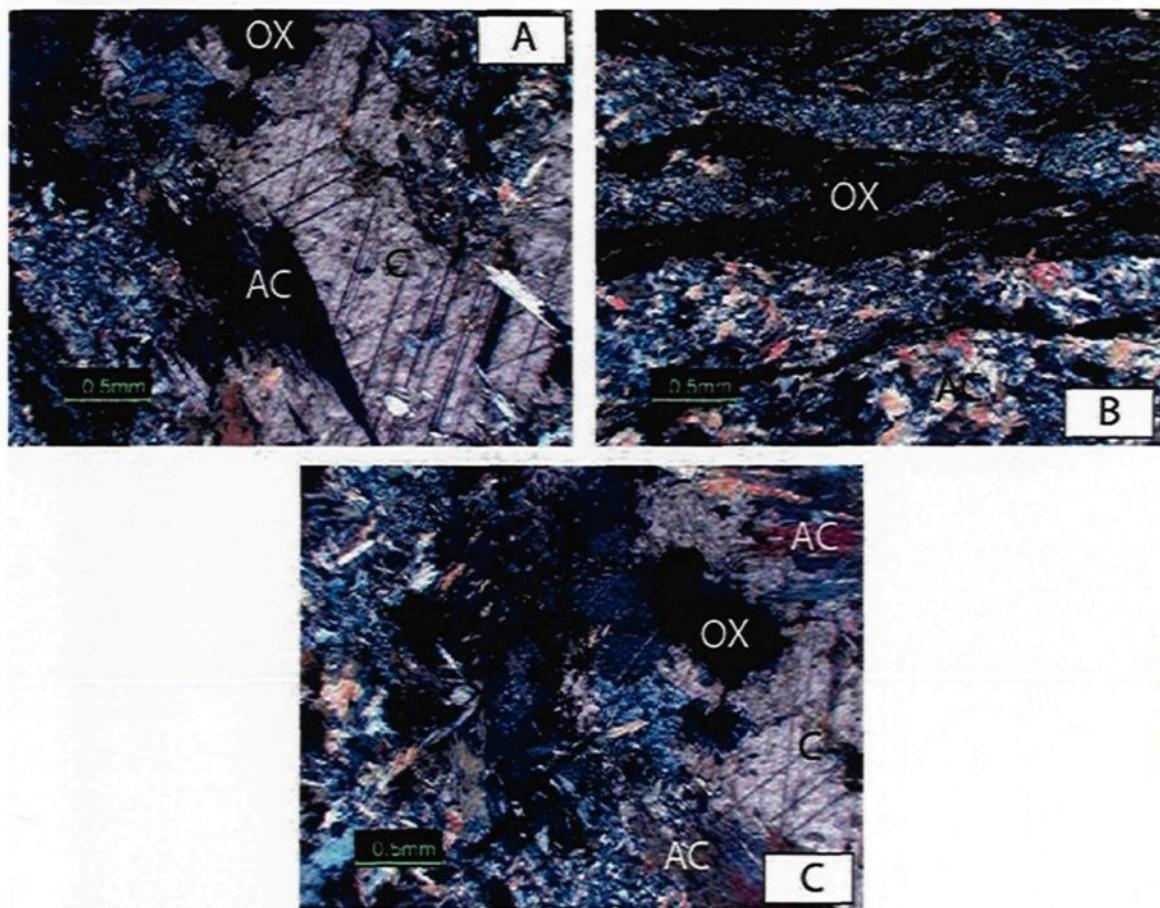


Figure 4-8. Roches ultramafiques interstratifiées aux volcanoclastites mafiques. A= calcite pœcilitique à inclusion d'actinote (AC). B= section montrant l'altération des minéraux ferromagnésiens libérant les oxydes (OX). Echantillons GRBLk.

Les échantillons prélevés dans la zone de basalte komatiitique ankéritisé présentent une composition qui reflète celles d'anciennes laves volcaniques ultramafiques (figures 4-9A, 4-9B et 4-9C). Malgré la forte altération en carbonate de fer (figures 4-9B et 4-9C), la texture des traînées d'oxydes associée à l'actinote et d'autres minéraux ferromagnésiens comme le talc et la chlorite, dessine un aspect arborescent. Dans un contexte d'altération poussée comme à la mine Astoria, l'olivine très instable se transforme en talc et chlorite. Les filaments d'actinote seraient d'anciens pyroxènes.

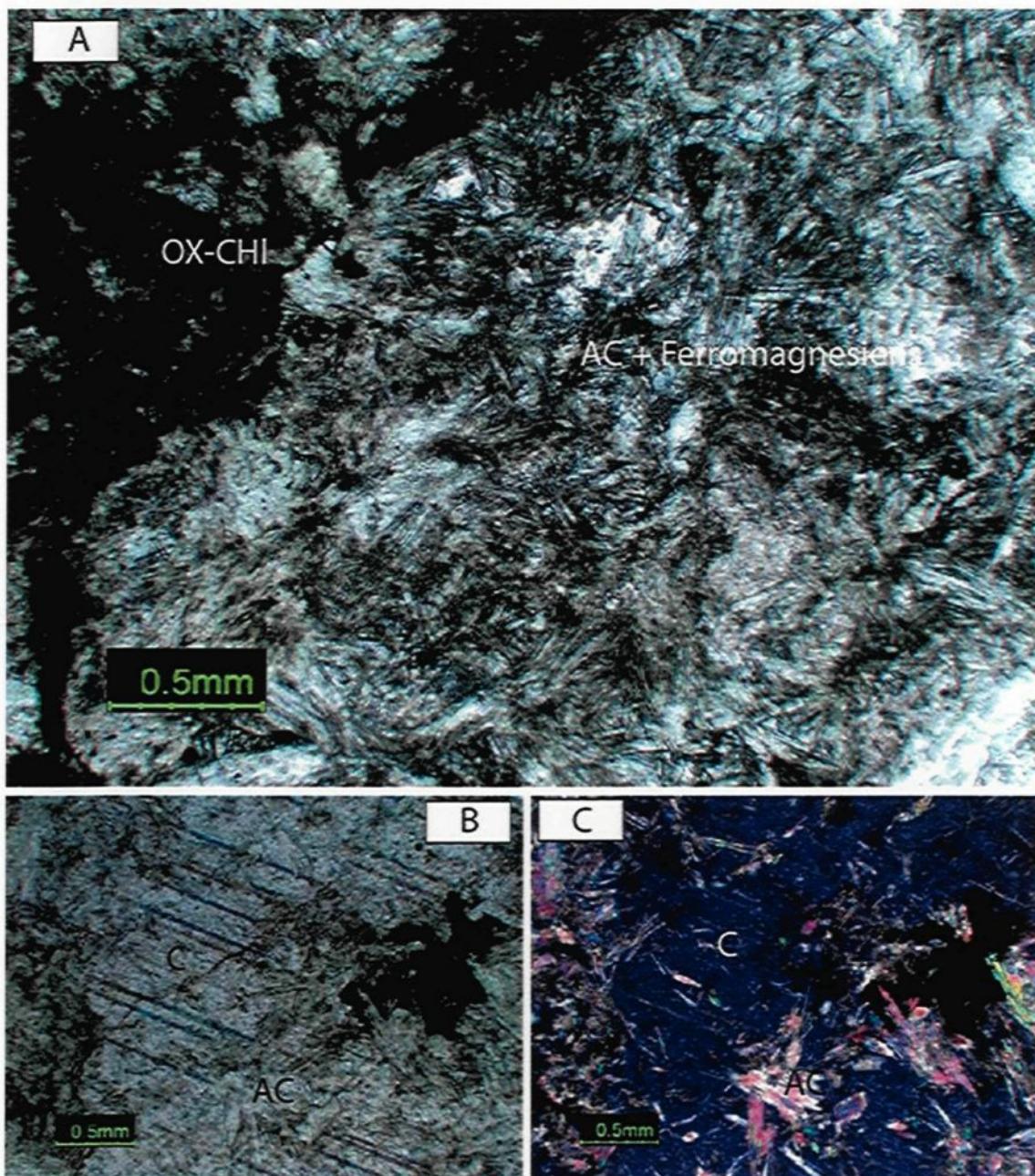


Figure 4-9. Texture et composition minéralogique des basaltes komatiitiques. A et B rosette d'actinote (AC) en LN. C en LP observer la forme aciculaire arborescente des aiguilles d'actinote. B (LN) et C (LP) altération en carbonate (C) de fer. OX= Oxydes. Échantillon GRA3. Voir figure 4-2 pour la localisation.

L'ensemble de la bande présente un degré élevé de déformation et d'altération si bien que les lithologies ont davantage été rapportées comme étant des schistes à carbonates

et chlorite (Gauthier 1986). Le degré élevé de déformation est associé à la présence de la faille de Cadillac. Le niveau de komatiites ankéritisées correspond au niveau de schiste à talc-chlorite carbonate de Landry (1991).

La succession lithologique au dessus de l'unité mixte est marquée par un ensemble lithologique représentant la signature de la faille de Cadillac avec des komatiites ankéritisées avec un niveau bréchique ultramafique à la base. Des faciès de komatiites, de pyroxénite et de laves bréchiques ultramafiques y sont interprétés.

Unité volcanoclastique à fragments de porphyre (tuf à blocs de porphyres)

Une sous-unité volcanoclastique à fragments de porphyre est reconnue au sein de l'unité Mixte. Un premier niveau d'épaisseur moyenne de 3 m est reconnu immédiatement au sud de l'unité volcanoclastique décrit plus haut. Un second niveau se retrouve directement sur le site de la mine Astoria avec une épaisseur moyenne de 4 à 6 m. La roche est constituée de fragments de porphyre dans une matrice volcanoclastique remaniée (**figure 4-10**).

La composition des fragments est felsique à intermédiaire. Leur taille varie des cailloux déformés aux blocs lenticulaires supérieurs à 1 m de long. Les fragments de porphyres sont constitués de feldspaths, de quartz et de ferromagnésiens altérés en chlorite et oxyde dans une matrice très fine microcristalline (**figures 4-11A et 4-11B**). L'observation de la matrice au microscope montre des lamines chlorito-sériciteux et sériciteux qui alternent avec des lamines quartzo-feldspathiques moins riches en chlorite et séricite. Les fragments de porphyres sont caractérisés par une texture porphyrique matérialisée par des phénocristaux de feldspaths potassiques et de quartz porphyriques associés à des minéraux ferromagnésiens altérés. Les phénocristaux porphyriques nagent dans une matrice microcristalline constituée d'un assemblage des microcristaux représentant les minéraux porphyriques. Une observation détaillée des fragments de porphyre montre que les feldspaths (90% des phénocristaux) sont essentiellement de l'orthose. Les phénocristaux peuvent s'allonger sur 1 cm/ 2 mm (**figure 4-11C**). Le quartz à

extinction ondulante constitue moins de 10% de la phase cristalline. Il est formé de cristaux anguleux de dimension maximale 4,1 mm/2,72 mm, aux bords résorbés par la matrice (**figure 4-11D**). Les minéraux ferromagnésiens sont altérés en oxyde et chlorite. La matrice microcristalline fine résorbant les phénocristaux semble initialement hyaline. Certains fragments ont une texture porphyrique avec des cristaux de feldspaths arrondis et une matrice à microcristaux plus grossiers.

L’unité volcanoclastique à fragments de porphyre présente quelques caractéristiques particulières. L’abondance de ce type de fragments, leur forme allongée et leur taille sont des caractéristiques qui n’ont pas été reconnues dans aucune autre unité du secteur. Les fragments sont boudinés et cisailés dans une direction parallèle au grain stratigraphique et tectonique E-W. Certains fragments allongés montrent également des évidences de plissement.

La forme allongée, boudinée et plissée de plusieurs fragments et leur nature monogénique au sein de l’unité laissent à penser que la nature fragmentaire pourrait être générée par le démembrlement de dykes de porphyre dans une zone de déformation.

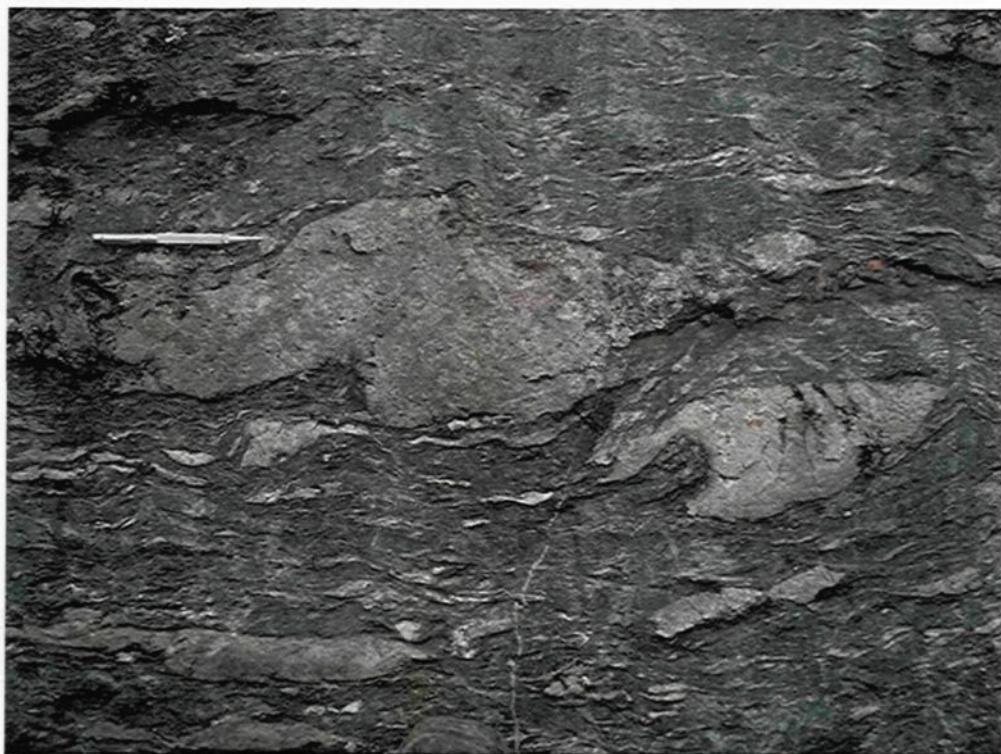


Figure 4-10. Photo de terrain montrant les dykes de porphyre boudinés, démembrés se présentant en forme de clasts dans une matrice volcanoclastique.

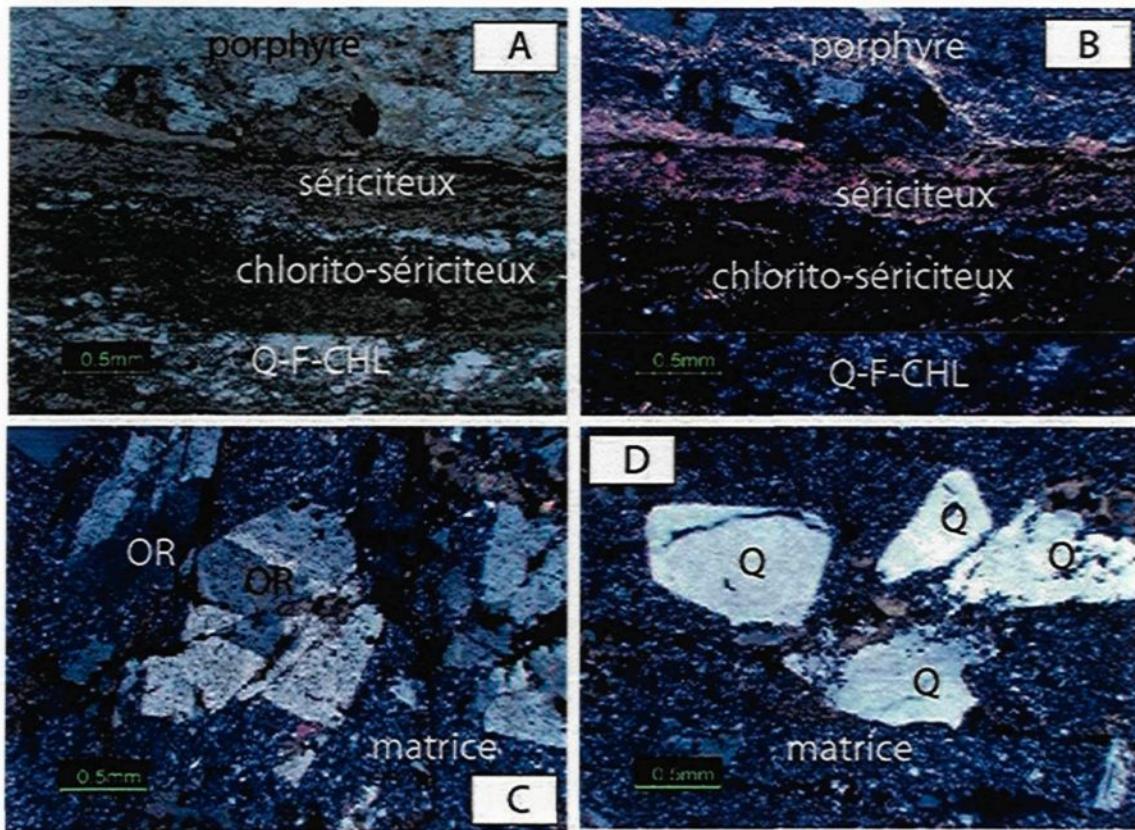


Figure 4-11. Tufs à bloc ou volcanoclastites conglomeratiques à fragments de porphyre au Nord de la Faille de Cadillac Larder Lake. En A observation en lumière naturelle, la matrice est constituée par une alternance de lits sériciteux et chlorito-sériciteux avec des lits de quartz-feldspath-chlorite (à la base de la photo), une partie du fragment de porphyre en haut de la photo. En B même chose en (LP). En C, section du fragment de porphyre riche en orthose (OR). En D une section du fragment de porphyre riche en quartz (Q). En E, feldspaths sont arrondis. Échantillon GRBLj. Voir figure 4-2 pour la localisation.

Filons-couches mafiques et ultramafiques

Des intrusions de gabbros et de pyroxénites sont cartographiées dans la zone du secteur de la Mine Astoria. Les intrusions de gabbro associées aux volcanoclastites dans la zone de contact avec le Groupe de Blake River sont sous forme de filons-couches d'épaisseur variable de 3 m à 20 m. Ils ont une texture porphyrique visible macroscopiquement, matérialisée par des phénocristaux de plagioclases et des minéraux ferromagnésiens chloritisés dans une mésostase également chloritisée (figure 4-12).

Au microscope, la roche a une texture intersertale (**figure 4-13**) constituée de lattes de plagioclase (0,2 mm à 1,8 mm) qui s'agrippent les unes sur les autres et laissant entre elles des interstices qu'occupent les reliques de minéraux ferromagnésiens probablement des pyroxènes. Les reliques sont de deux sortes: i) des amas de chlorite et d'oxyde de fer et ii) des cristaux d'actinote en lamelles de 0,5 mm à 1,8 mm ou en agrégats de fibres radiales ou en éventail. Les reliques de pyroxène sont poecilitiques renfermant des lattes de plagioclase en inclusion. Des sections amorphes rougeâtres à bordure d'oxyde représenteraient des reliques d'olivine altérée. L'intrusion serait un gabbro à olivine.



Figure 4-12. Photo de terrain montrant un filon-couche de gabbro.

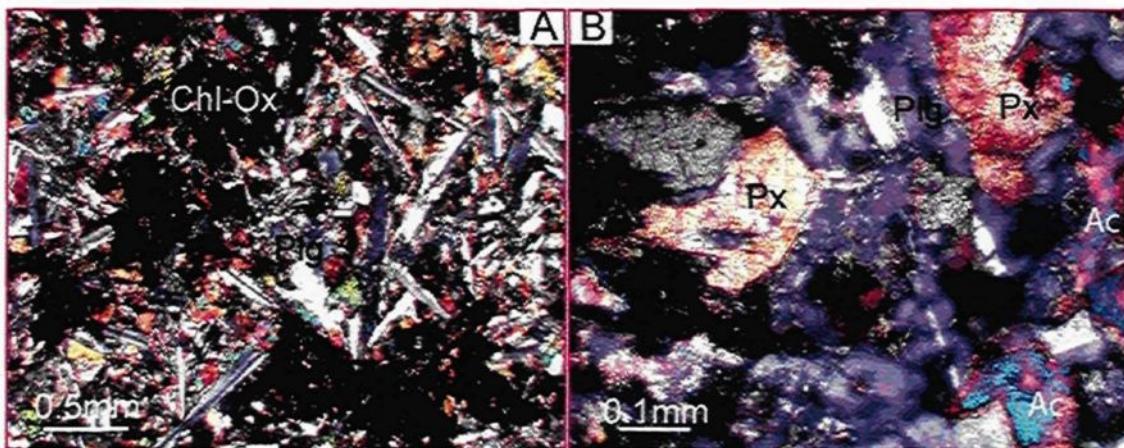


Figure 4-13. Planche microphotographique montrant les caractéristiques pétrographiques des intrusions de gabbro dans les volcanoclastites. Gabbro montrant une texture intersertale avec des latte entrelacées de plagioclase laissant les interstices occupées par des reliques de pyroxènes ou les produits de leur altération. A=texture intersertale ; B=relique de Px maclé avec les clivages à angle droit. Ac= actinote. Chl-Ox= chlorite-oxydes.

Le filon-couche de pyroxénite dans l'unité volcanoclastique est orientée E-W parallèle à la lithologie globale des volcanoclastites dans lesquels il est en intrusion. Son épaisseur est d'environ 50 cm. Le contact avec les volcanoclastites est irrégulier, il n'est pas net et semble s'interdigiter avec les volcanoclastites. À l'affleurement, la roche présente une texture porphyrique et une couleur noire comme du goudron. Elle renferme des agglomérats de boules noires dans une mésostase aphanitique verte.

Au microscope, la roche montre une relique de texture porphyrique avec des phénocristaux altérés en actinote, epidote et calcite dans une mésostase granophyrique silicifiée (**figure 4-14**). La roche est constituée de 60 à 70% de phase cristalline et de 30 à 40% de mésostase. La phase cristalline est constituée de 50% de calcite, 40-45% d'actinote et de 5-10% d'épidote. L'ensemble de ces minéraux forme des agrégats de microcristaux en association avec des oxydes entremêlés avec les fibres d'actinote. Ces sections sont continues en maillons irréguliers.

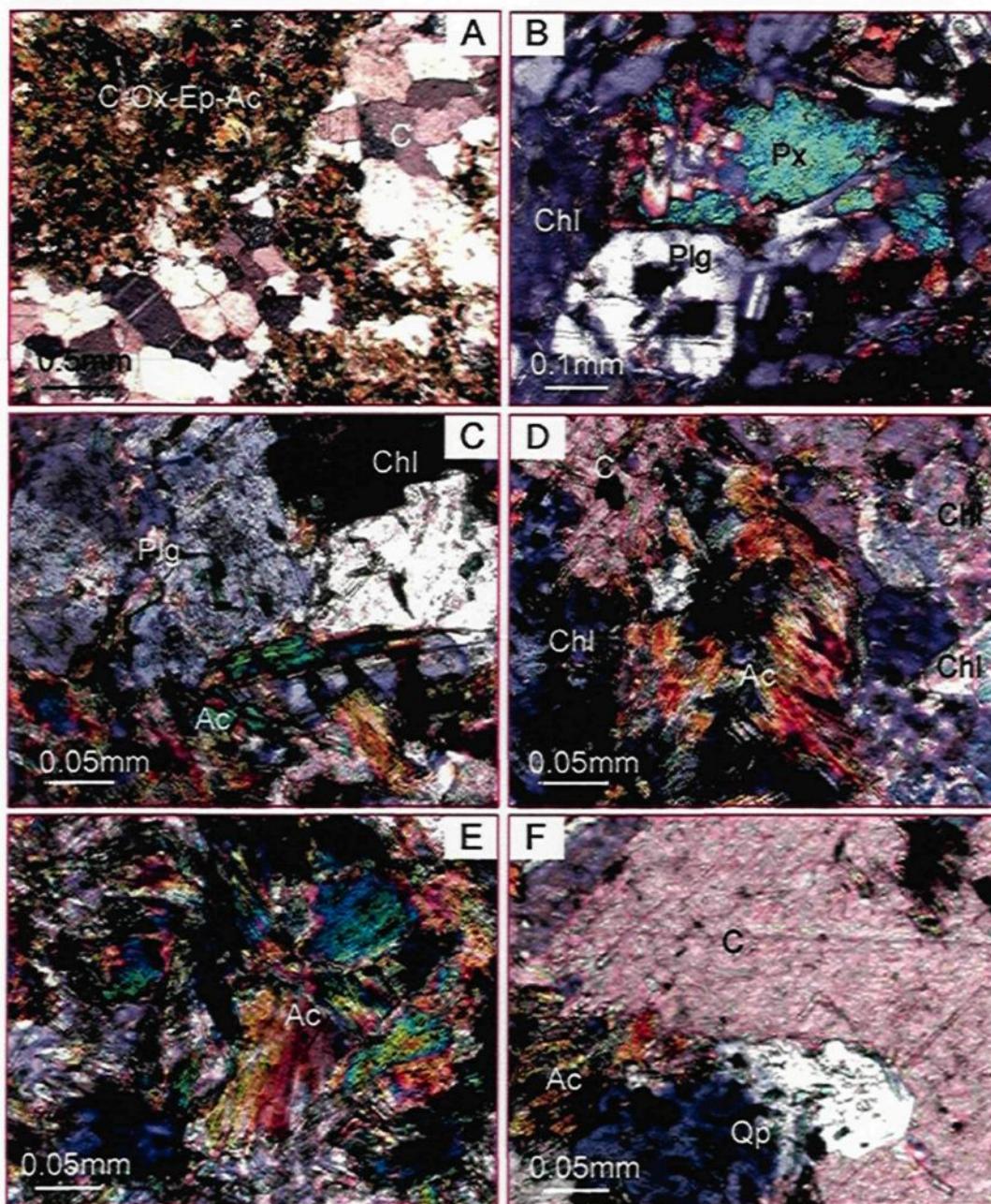


Figure 4-14. Planche microphotographique montrant des caractéristiques microscopiques des filons-couches ultramafiques dans les roches volcanoclastites en marge sud du bassin de Granada. A= relique d'une texture porphyrique avec des phénocristaux altérés en (C—Ox-Ep-Ac) calcite+oxydes+épidote+actinote fibreuse, fractures hydrauliques remplie de calcite recristallisé en microcristaux; B= phénocristaux de plagioclase et de pyroxène dans une mésostase chloritisée; C, D, E et F= observation en détail de la section, D= actinote fibreuse axillaire, E= actinote fibreuse radiaire, F= altération secondaire d'un «minérale en actinote+calcite +quartz. Échantillon AD-05-29.

4.4.1.4- Unité sédimentaire de la Formation de Granada

Au sud de l'assemblage de roches ultramafiques ankéritisées reposent les turbidites à lits minces (faciès 1a) de la Formation de Granada. Les turbidites sont formées des divisions Ta, Tb et Tc. L'épaisseur stratigraphique du niveau de turbidites est d'environ 4 m. L'épaisseur moyenne des séquences de Tad du faciès 1a varie de 1 à 4 cm. Ces turbidites classiques présentent les mêmes caractéristiques sédimentologiques que celles identifiées au cimetière de Granada. Elles sont situées au même niveau stratigraphique et constituent la marge Nord du bassin de Granada.

4.4.1.5- Dykes de diabase

Des dykes de diabase N-S recoupent les gabbros, l'unité volcanoclastique et les unités volcaniques du Groupe de Blake River ainsi que le contact lithologique entre les unités. Le contact des dykes de diabase avec les volcanoclastites est souligné par une concentration de sulfures en paillette et essentiellement disséminés.

Les dykes de diabase présentent une texture microlithique (**figure 4-15**). L'altération est relativement faible, de ce fait la texture primaire est très bien préservée de même que la paragenèse primaire. Les phénocristaux sont représentés par de l'olivine et des pyroxènes. Les plagioclases forment de petites baguettes différentes des lattes généralement observées dans la texture doléritique habituelle. La mésostase légèrement altérée est constituée de microlites de plagioclase dans une masse fine chloritisée riche en microcristaux d'oxyde.

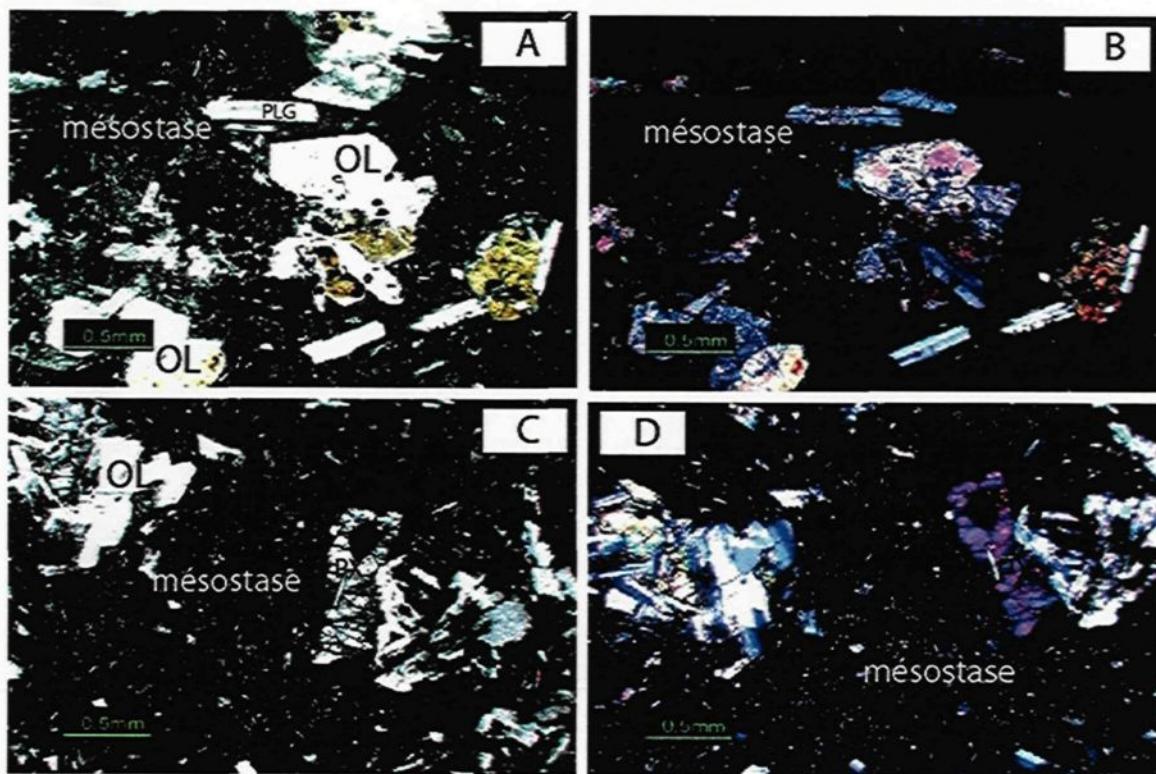


Figure 4-15. Pétrographie des dykes (N-S) mafiques porphyriques (diabase) recouplant l'ensemble des lithologies y compris les gabbros dans la zone de contact entre les Groupes de Blake River et de Piché en marge nord du bassin de Granada. Olivine (OL) et pyroxène (PX) porphyrique dans une mésostase microlithique altérée. Échantillon GRBF.

4.4.2- Secteur du lac Ted

La section du lac Ted est située à 1 km à l'est de la mine Astoria (Figure 4.2). La **figure 4-16** montre l'organisation des différentes unités lithologiques présentes. Au nord, on reconnaît :

- 1) le Groupe de Blake River, caractérisé par des faciès volcaniques mafiques ;
- 2) une unité volcanoclastique équivalent de celle du secteur de la mine Astoria (Formation de La Bruyère ?),
- 3) une unité de tufs à lapilli, affleurant uniquement dans ce secteur et observée pour la première fois. Elle est la limite entre les volcanoclastites et le faciès 1a de la Formation de Granada.
- 4) et enfin une unité sédimentaire et volcanosédimentaire associée à la Formation de Granada.

4.4.2.1- Unité volcanique du Blake River

Des unités volcaniques mafiques de basaltes en coussins, de brèches interdigitant à des volcanoclastites sont reconnues sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Le faciès de lave en coussins se caractérise par des coussins montrant une polarité NW (**figure 4-16**). La schistosité principale mesurée dans les basaltes est de 229/41. Les coussins sont allongés selon la même orientation (**figure 4-17A**). La schistosité principale est associée à une linéation d'étirement de direction NW avec une plongée modérée de 41°. En plan, les coussins ont une élévation moyenne de 1 m et font par 40 cm de largeur. La schistosité principale est légèrement à angle par rapport au plan de stratification qui peut être estimé par le contact entre les basaltes et les niveaux de brèches et se situe autour de 250/50°.

L'unité de brèche fait près de 40 m d'épaisseur apparente. Les brèches contiennent des fragments volcaniques angulaires, de taille variable entre 1 et 6 cm (figure 4-18B). Les brèches sont identiques à celles cartographiées dans le secteur de la mine Astoria. Les fragments sont aplatis parallèlement à la schistosité principale. Les fragments dans les brèches sont carbonatés et font effervescence avec l'acide. Un niveau de volcanoclastite est

interdigité avec les brèches volcaniques. Son épaisseur est de seulement 1,2 m. Un deuxième niveau de volcanoclastites présente un degré élevé de déformation et ses caractéristiques primaires sont difficiles à établir. Il est caractérisé par une schistosité principale 235/53 et marqué par une alternance de lits clairs et sombres (pression-solution, **figure 4-18**).

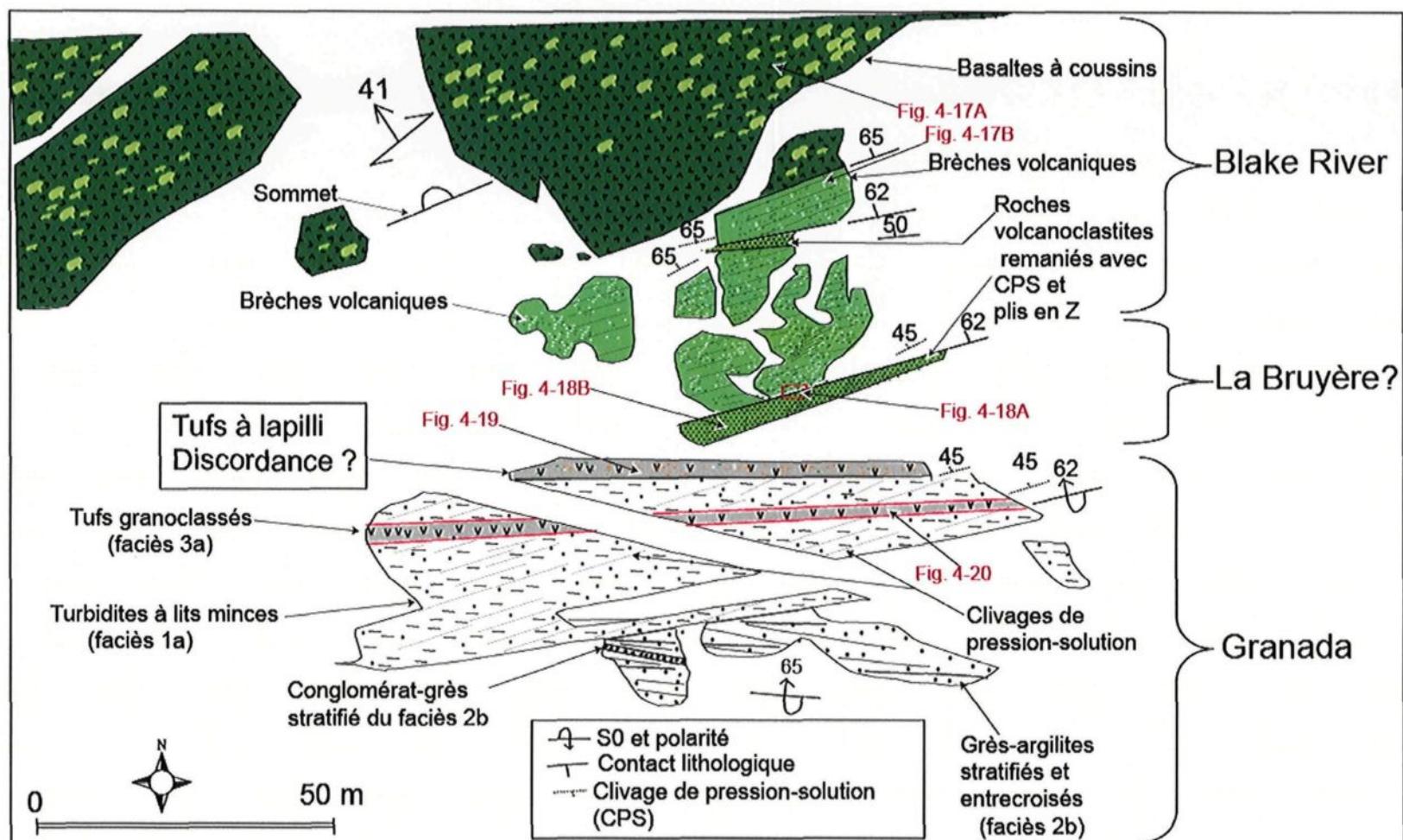


Figure 4-16. Section du lac Ted à 1 km à l'Est de la Mine Astoria. Localisation idem C3-AD-04.

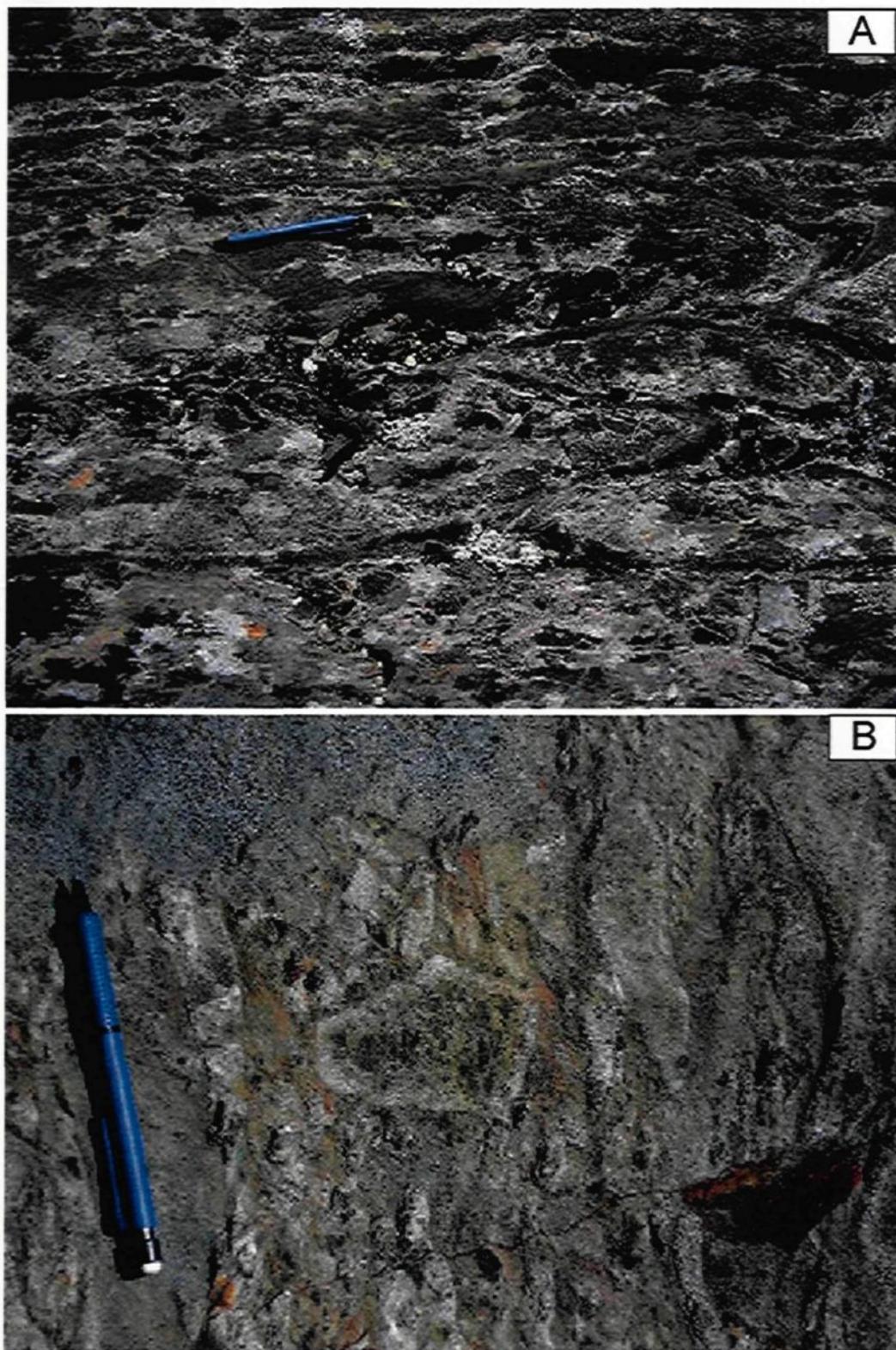


Figure 4-17. Photos de terrain montrant des basaltes coussinés (A) et des brèches volcaniques (B).

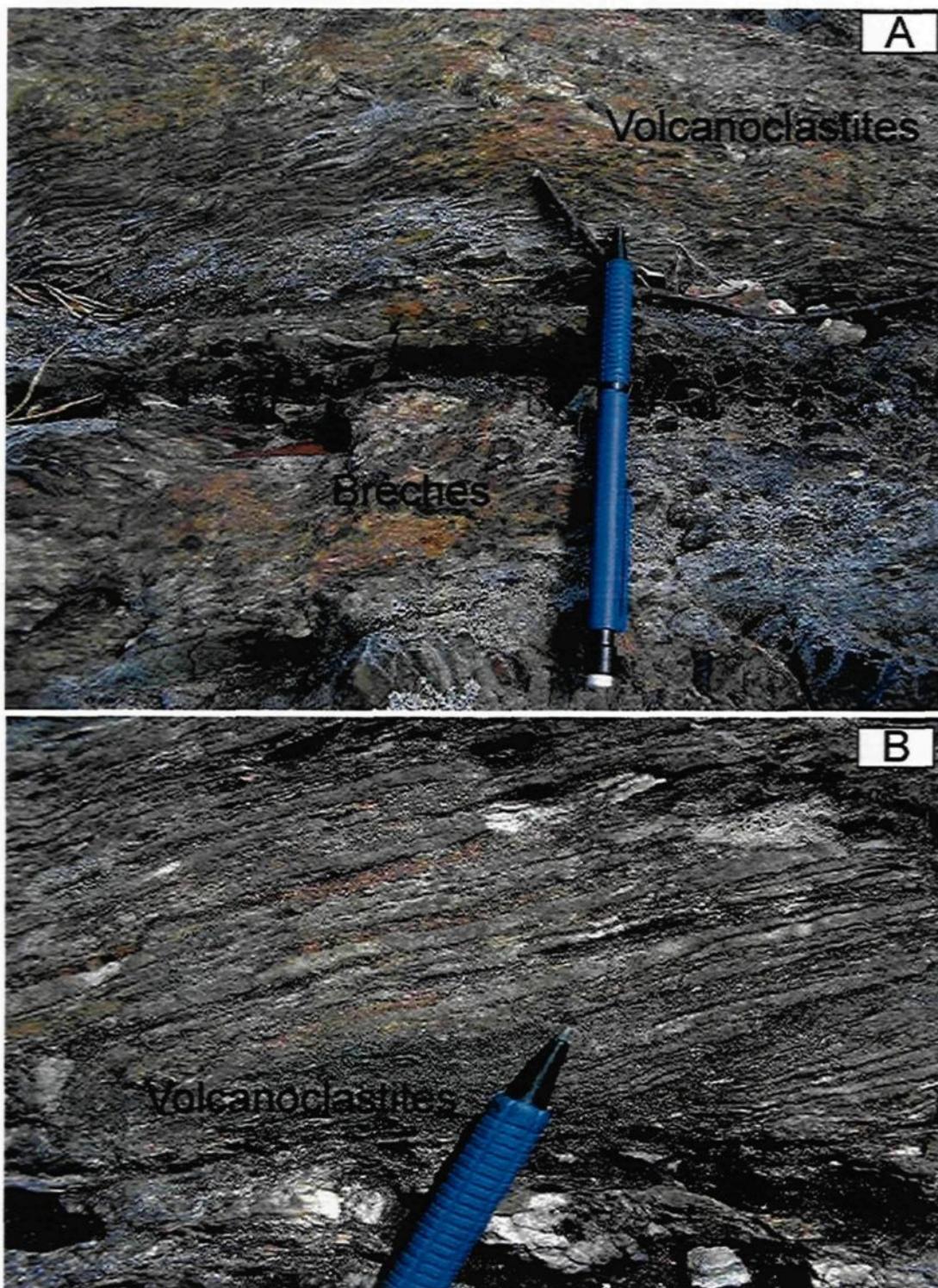


Figure 4-18. Photo de terrain montrant les volcanoclastites très déformées. En A, une vue d'ensemble sur les volcanoclastites et les brèches volcaniques. En B, une vue en détail sur le clivage de pression-solution.

4.4.2.2- Unité de tuf à lapilli

Une unité de tuf à lapilli de 2 m d'épaisseur et s'étendant sur 3-5 m E-W. Cette unité représente le contact présumé entre les assemblages volcaniques au nord et sédimentaires au sud. Le tuf à lapilli est à support de fragments avec des fragments aplatis. La majorité (60%) des fragments sont des tufs felsiques (**figure 4-19A**) identiques à la matrice. Les autres fragments sont des porphyres (10%), des granitoïdes (10%), des fragments de roches riches en fuchsite (**figure 4-19B**), aussi des fragments de quartz (5%) et de roches volcaniques intermédiaires ou mafiques aplatis parallèlement à la schistosité principale (15%). La taille des fragments varie de 5 à 27 cm. Le plan de contact entre les tufs à lapilli et les turbidites à lits fins est orienté 273/59.

4.4.2.3- Unité sédimentaire et volcanosédimentaire de la Formation de Granada

Cette unité comprend des turbidites à lits minces semblables au faciès 1a décrit pour le bassin de Granada. Ce sont des successions fines de Tad avec des Ta de 1 cm et Td de 4 cm. La S_0 dans les turbidites est de 259°/62° vers le nord. L'épaisseur stratigraphique observée de ces turbidites est 5 m. Les turbidites sont interstratifiées à des tufs felsiques. Ces turbidites présentent les mêmes caractéristiques sédimentologiques que celles identifiées au secteur de la mine Astoria et au cimetière de Granada.

Les tufs felsiques (faciès 3a) sont formés de lits granoclassés de 15 cm d'épaisseur en moyenne (**figure 4-20**). Ces lits sont supérieurs à ceux des successions de turbidites à lits minces (faciès 1a) auxquelles ils sont interstratifiés.

Les grès-argilites-conglomérat stratifié (faciès 2b) reposent sur les turbidites. Ils ont une épaisseur stratigraphiques de 6 m avec une S_0 de 275°/ 65°. Le niveau de conglomérat dans les grès argilites est à support de fragments ; il est stratifié et d'une épaisseur de 80 cm. La taille des fragments varie entre 8/5 cm et 5/4 cm. Les fragments de conglomérats sont essentiellement des porphyres. Ils sont associés à des lentilles de fuchsite 5% et 1% de jaspe.

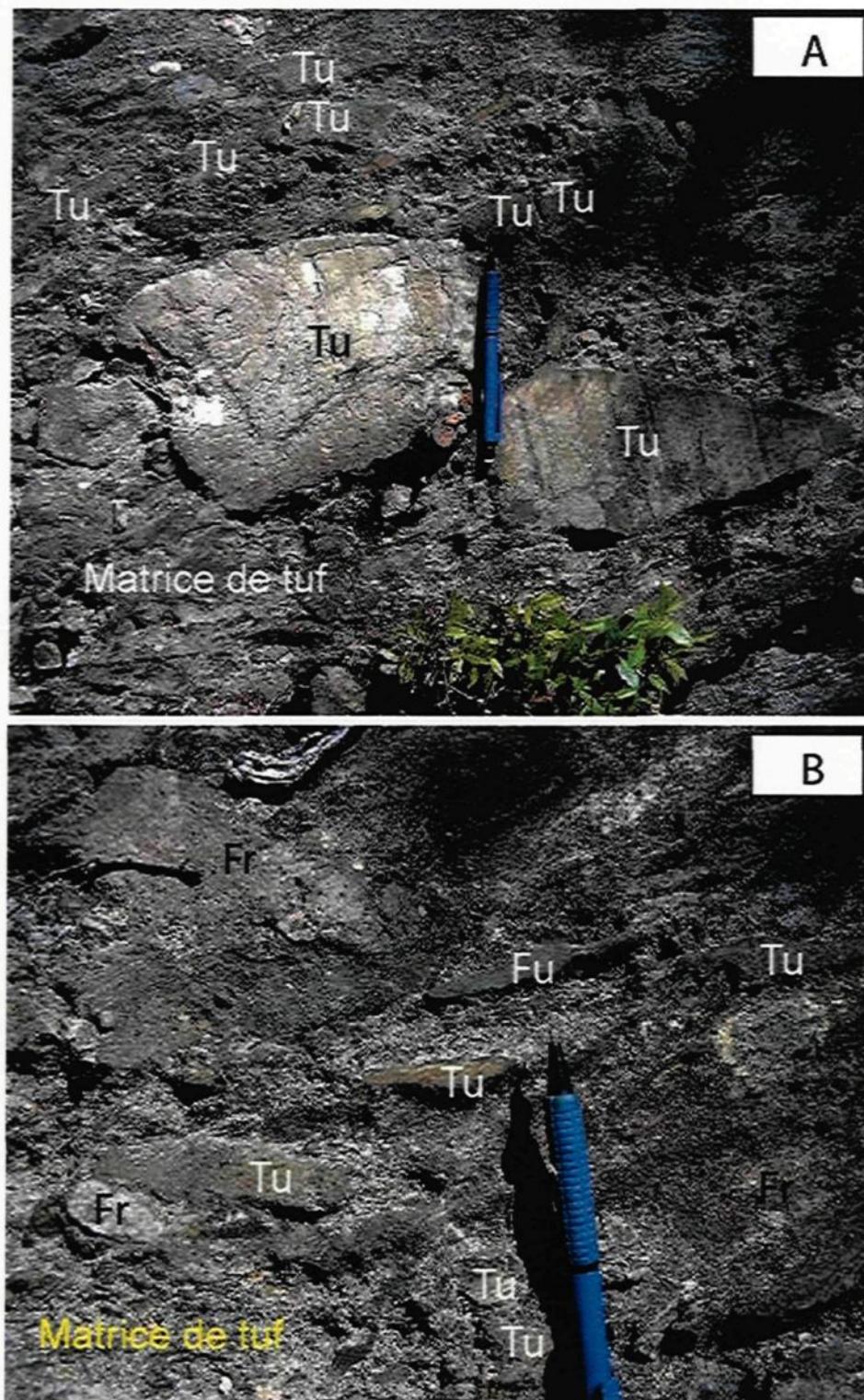


Figure 4-19. Photos de terrain montrant les tufs à lapilli avec fragments de tufs felsiques (Tu) et de roches riches en fuchsite (Fu) et autres fragments (Fr). La matrice est constituée de tufs felsiques.

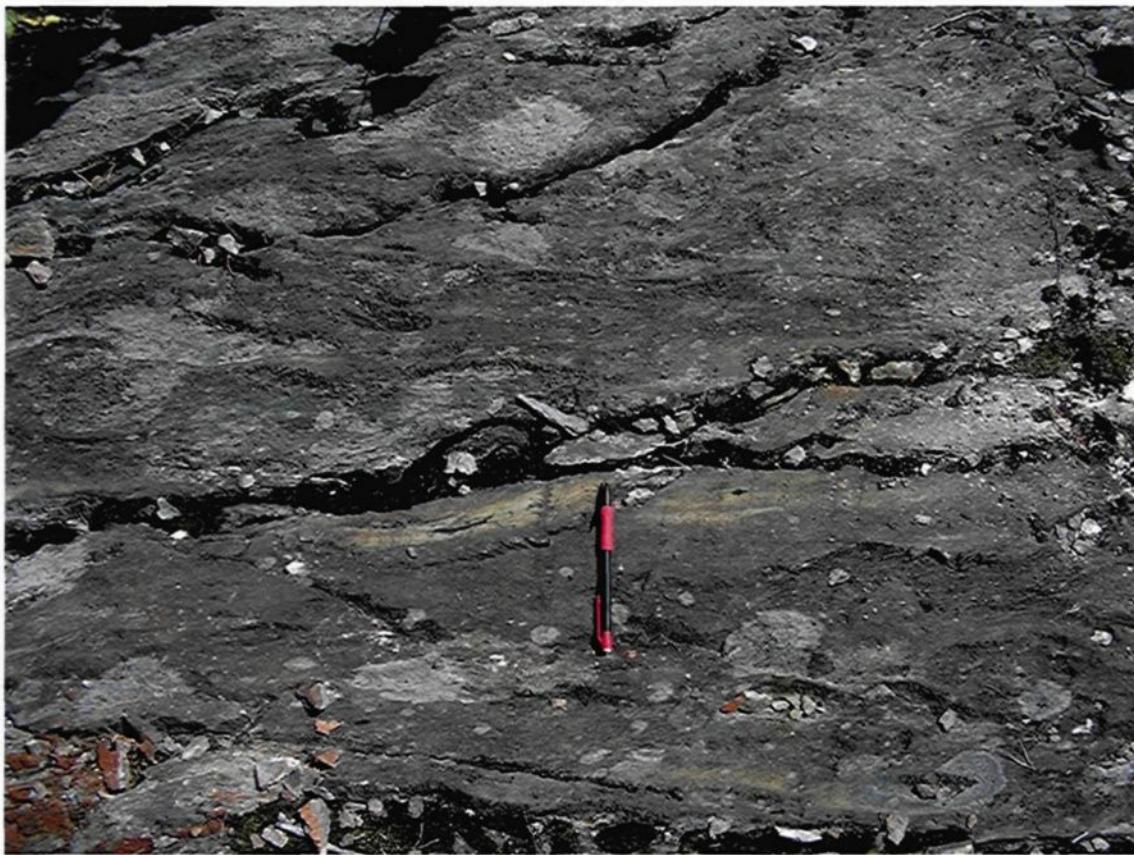


Figure 4-20. Photo de terrain montrant les tufs felsiques granoclassés (faciès 3a) interstratifiés aux turbidites à lits minces (faciès 1a). Certains lits sont à épaisseur irrégulière et à surface érosive ondulante.

La succession lithologique au secteur du lac Ted est globalement similaire à celle observée dans la zone de discordance dans le secteur de la mine Astoria. La composition des fragments monolithiques ainsi que leur forme de même que la composition de la matrice des brèches volcaniques au sud des basaltes sont identiques à celles des brèches du secteur Astoria. Il s'agit probablement de la même unité. Le contact entre les volcanoclastites et les brèches volcaniques du Blake River est une surface érosive montrant une polarité vers le Sud. Par contre une variation notable est observée sur l'orientation du grain stratigraphique et de la schistosité principale au sein des basaltes du Blake River qui est NE alors qu'elle est E-W dans le secteur Astoria. L'unité de volcanoclastite est moins épaisse que celle du secteur Astoria mais représente la même unité. Les turbidites classiques représentent la marge nord de la Formation de Granada. Elles sont légèrement à

angle par rapport à l'unité volcanoclastite et aux volcanites du Groupe de Blake River et reposent en discordance sur l'unité de tuf à lapilli. Les turbidites classiques et les tufs felsiques auxquels elles sont interstratifiées, de même que les grès-argilites-conglomérats sus-jacents ont une polarité vers le Sud, opposée à la polarité NW des basaltes du Groupe de Blake River.

4.4.3- Secteur du Lac Moore

Le secteur du lac Moore est localisé dans la portion est du Groupe de Timiskaming au Nord de la Faille de Cadillac Larder Lake au SE du village de McWatter.

Ce secteur permet l'observation du contact entre des unités sédimentaires de la Formation de la Bruyère et des volcanites du Groupe de Blake River. Mais pour des fins de compréhension, il est bon de mentionner que ce secteur se situe dans une zone présentant des relations structurales complexes qui n'ont pas été abordées spécifiquement dans cette thèse. La **figure 4.1** montre qu'au contact nord du Bassin de Granada en s'approchant de la Faille du ruisseau Davidson, la Faille de Cadillac subit un changement de direction devenant ENE. De plus, la faille se divise en deux branches. La branche nord isole un segment étroit de roches sédimentaires interprétées comme étant la Formation de La Bruyère par Rocheleau, (1980). Les laves du GBR se retrouvent au sud de la branche nord de la Faille. La branche sud sépare ce segment de GBR des roches du Bassin de Granada.

La **figure 4-21** correspondant à la carte C10-AD-05 représente une cartographie d'une section montrant le passage des roches du GBR vers les roches sédimentaires du segment interprété comme du La Bruyère. On y retrouve du Nord vers le Sud :

- 1) une unité volcanique constituée de basaltes coussinés et de basaltes sans coussins du Groupe de Blake River ;
- 2) une unité sédimentaire constituée de conglomérat et de successions de grès-argilites et de grès granoclassés de la Formation de La Bruyère.

4.4.3.1- Unité volcanique du Blake River

Dans la partie nord de l'affleurement, les basaltes renferment des coussins de taille variable entre 0,6 m et 3,5 m (**figure 4-21 et 4-22A**). Ils contiennent des varioles de taille variable pouvant atteindre 1 cm. Les chambres de quartz (tablettes) dans les coussins montrent un plan 285/75 à 310/50 correspondant à la S_0 dans les basaltes. Le basalte renferme des veines de quartz-feldspaths-épidote. Les coussins sont allongés dans la direction NE-SW et montre une polarité NNE. Dans la partie sud de l'affleurement, les coussins ne sont pas visibles et les basaltes montrent une altération plus forte en épidote (**figure 4-22B**).

4.4.3.2- Unité sédimentaire de la Formation de La Bruyère

L'unité sédimentaire présente dans la portion sud de l'affleurement est interprétée comme faisant partie de la Formation de La Bruyère. L'épaisseur des conglomérats est de 1,2 m à l'Est de l'affleurement et 1,4 m à l'Ouest (**figures 4-21 et 4-23**). Les fragments dans les conglomérats sont de tailles variables entre 1 cm et 5 cm de grand axe avec une moyenne de 2 cm/1,5 cm. Les fragments sont de composition hétérogène et semblent tous provenir de roches volcaniques (mafiques et felsiques). Les fragments mafiques sont angulaires tandis que les fragments felsiques sont subarrondis à arrondis (**figure 4-24**). La matrice est très chloritisée.

Le plan de contact entre les conglomérats de la Formation de La Bruyère et les basaltes du GBR est très irrégulier ; à l'Est de l'affleurement, il est 261/56 ; à l'Ouest, le contact est érodé mais les couches sont orientées E-W. Les conglomérats sont en contact supérieur avec des grès-argilites (comparables aux faciès 1a et 1b du bassin de Granada) le long d'une surface érosive selon une direction N250 avec un pendage mal exposé.

Les successions de grès-argilites de la Formation de La Bruyère ont une épaisseur de 0,6 m à l'Ouest de l'affleurement et de 2,6 m à l'Est. Ce sont des lits fins de grès très fin à silt, à granoclassement normal et d'épaisseur 2 à 10 cm, surmontés ou pas de lits très

minces d'argilite (5 mm). Certains lits de grès sont finement laminés et sont formés d'une alternance de lames sombres et des lames claires. Quelques petits fragments des grès ou felsiques sont observés dans ces grès, dont certains sont allongés dans la direction du litage (**figure 4-25B**). La taille des fragments est inférieure à 1 cm de grand axe. Les lits d'argilites présentent des laminations parallèles. Au Sud, les successions de grès-argilites sont en contact inférieur avec des grès granoclassés le long d'une surface érosive selon un plan de direction 254. Les strates de grès-argilites (de La Bruyère) pincent et disparaissent latéralement. Elles s'interdigent les grès ranoclassés (de La Bruyère) avec les conglomérats (de La Bruyère au contact avec les volcanites du GBR). Ces successions de grès-argilites peuvent être interprétées comme des séquences de Tad ou Tbd à l'image des turbidites à lits minces en marge nord du bassin de Granada (faciès 1a). Les Ta correspondent aux lits de grès granoclassés, les Tb les lits de grès laminés parallèlement et granoclassés et les Td les lits d'argilites à laminations parallèles. Les fragments sont interprétés comme des intraclasts.

Le niveau de grès granoclassé au sud de l'affleurement (appartenant à la Formation de La Bruyère) a une épaisseur de 3 m (**figures 4-23**). Il est formé de lits de grès fin à moyen, à granoclassement normal et d'épaisseur moyenne 40 cm. La S_0 moyenne est égale à 250/45. Le plan S_0 est à angle avec le plan moyen des chambres de quartz dans les coussins des basaltes du GBR qui est de 298/63 correspondant au plan S_0 dans les basaltes. Ce niveau de grès peut être interprété comme des turbidites de haute densité ou des turbidites à lits épais à l'image du faciès 1b du bassin de Granada. Les polarités dans les unités sédimentaires de La Bruyère sont orientées vers le sud alors que les basaltes ont une polarité NE. L'unité sédimentaire de La Bruyère et l'unité volcanique du GBR sont dos-à-dos. Le conglomérat dans cet affleurement constitue la zone de discordance entre la Formation de La Bruyère et le GBR.



Figure 4-21. Section du Lac Moore. Les affleurements illustrent la succession lithologique du Groupe de Blake River au contact avec l'unité sédimentaire au sud constituée de conglomérat de base/grès-argilites (faciès 1a)/grès granoclassés (faciès 1b). Cartouche C10-AD-05.

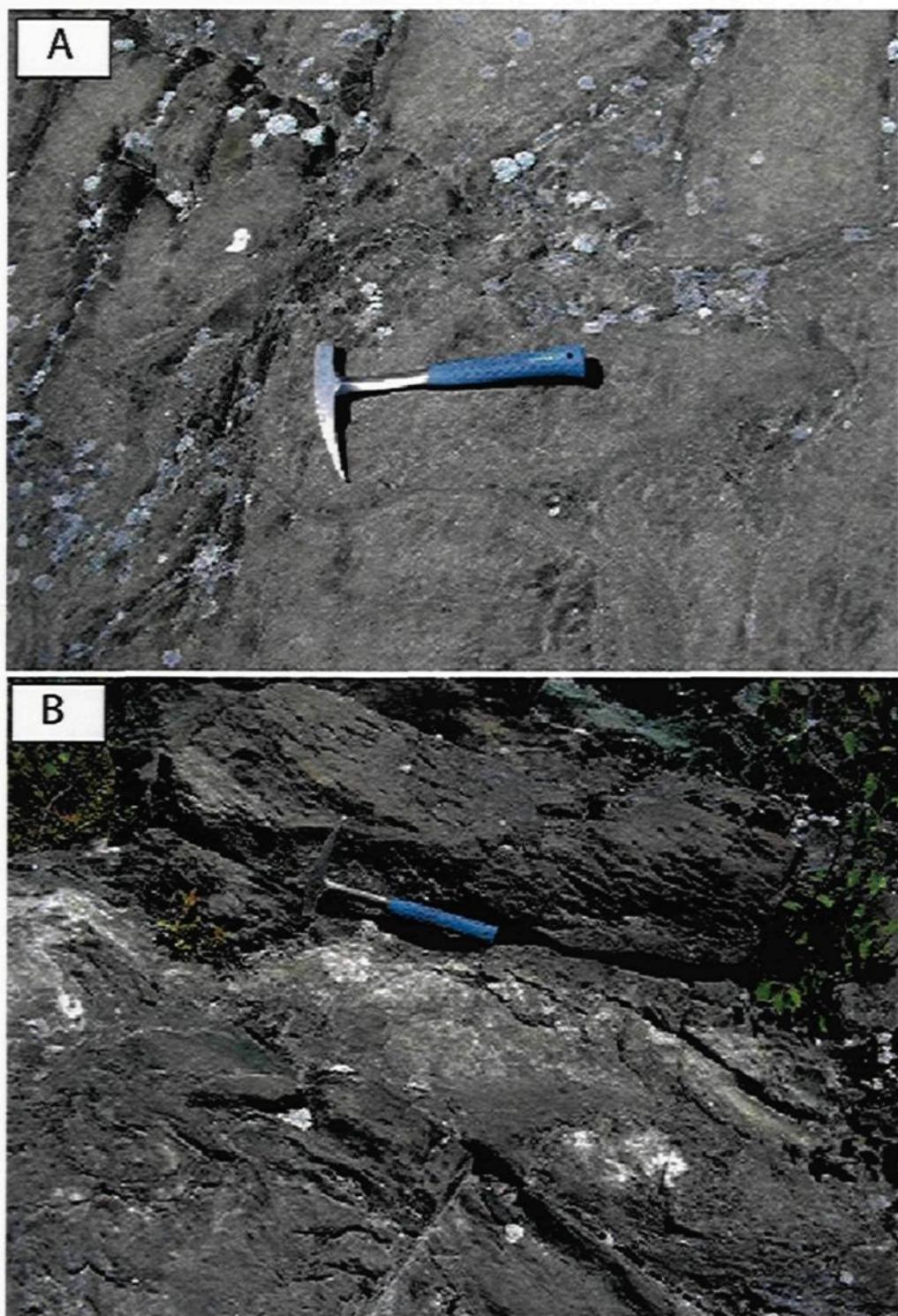


Figure 4-22. Basaltes du secteur du Lac Moore. En A basalte avec coussins à polarité vers le NNE, direction perpendiculaire au marteau ; en B basaltes sans coussins avec une forte altération en epidote.

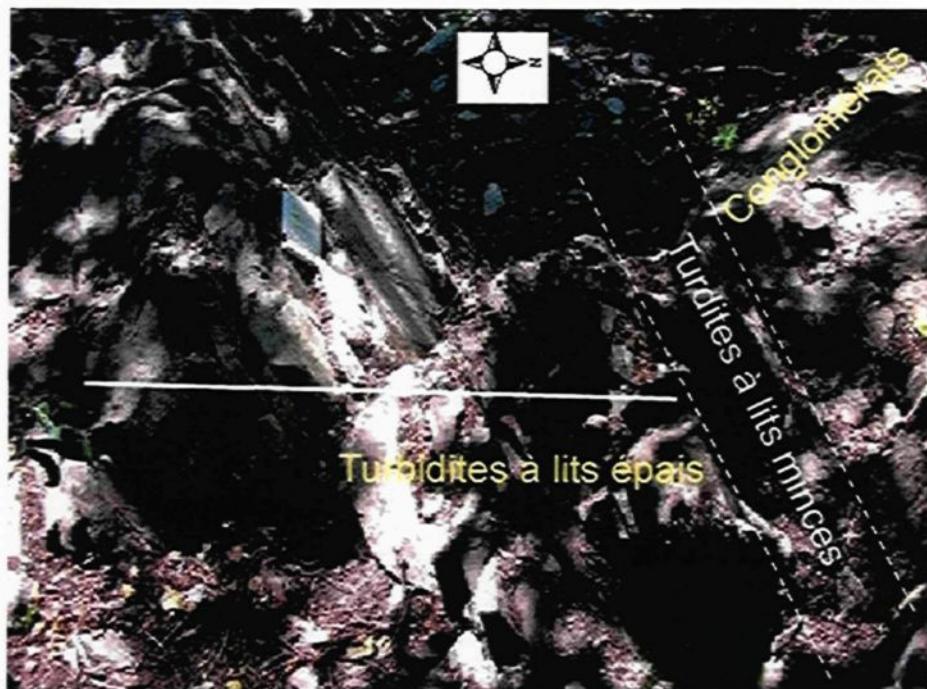


Figure 4-23. Contacts entre les faciès de l'unité sédimentaire (de la Formation de La Bruyère) au contact avec les volcanites du GBR dans le secteur du lac Moore. Le carnet de terrain est placé dans le plan S_0 du grès granoclassés.

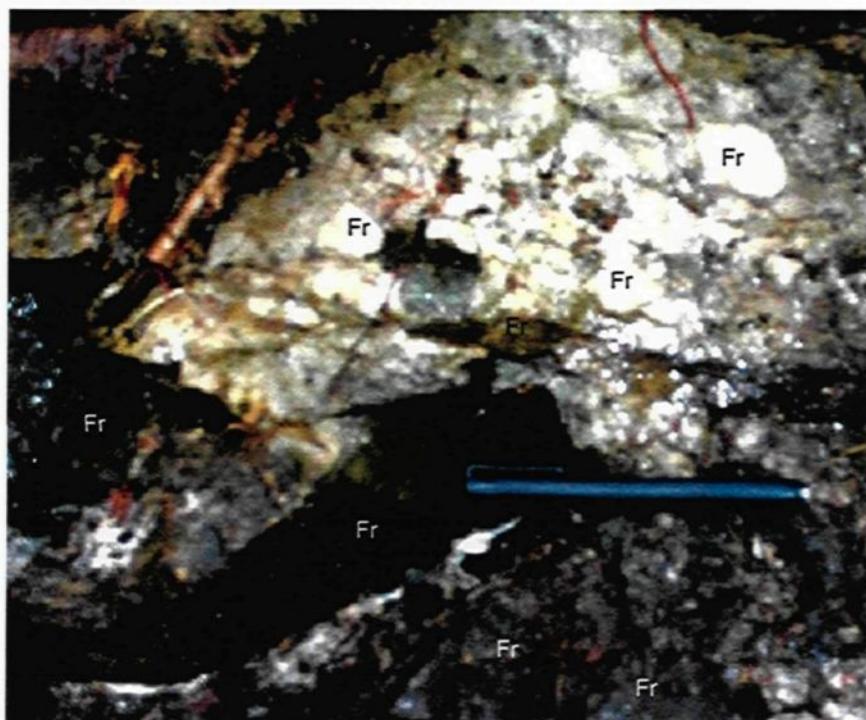


Figure 4-24. Conglomérat du secteur de Lac Moore (discordance entre le GBR et la Formation de La bruyère) avec fragments (Fr) mafiques (angulaires) et felsiques subarrondis à arrondis dans une matrice altérée.

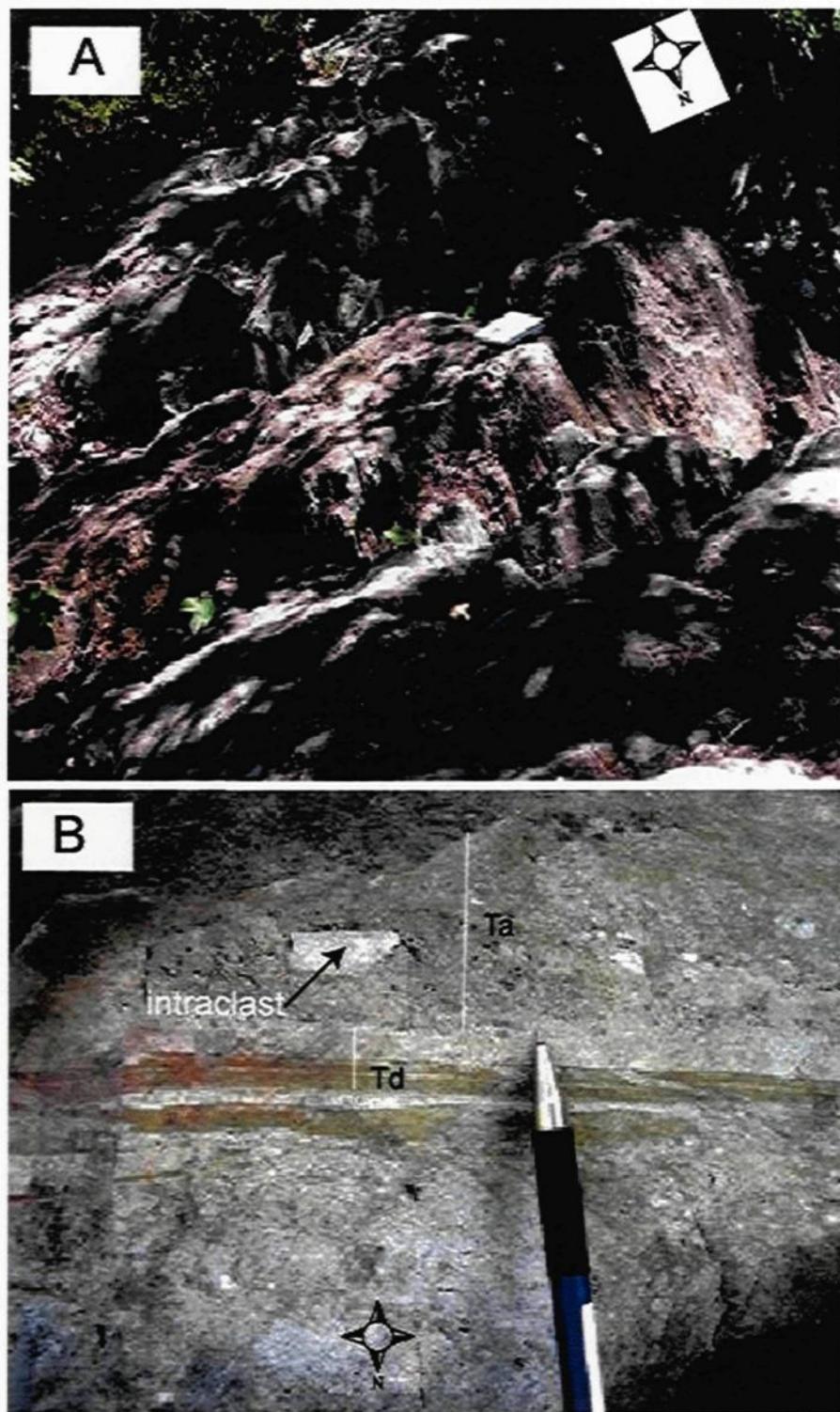


Figure 4-25. Lithofaciès argilites-grès dans le secteur du Lac Moore. En A, vue globale du niveau de grès granoclassés. En B détail d'une pile de turbidites avec Ta (grès granoclassés) et des Td (Argilites laminées). Les fragments dans les grès sont des intraclasts. La polarité est vers le sud sommet de la photo B.

Le contact entre le conglomérat à la base de cette unité sédimentaire avec les basaltes du GBR est irrégulier. Globalement les plans de contact lithologique et de S_0 dans l'unité sédimentaires sont à angle par rapport à la S_0 dans les basaltes relevant de l'attitude des coussins et des chambres de quartz. L'unité sédimentaire du secteur de lac Moore repose en discordance angulaire sur les basaltes GBR. Les fragments angulaires mafiques de ce conglomérat pourraient provenir directement des basaltes sous-jacents à l'unité sédimentaire. Les successions grès-argilites et les grès granoclassés présentent des caractéristiques similaires aux turbidites du lithofaciès argilites-grès dans la marge nord du bassin de Granada. Cependant, la pile de turbidites à lits minces est moins épaisse dans le secteur du lac Moore. Aussi la discontinuité de l'affleurement de grès ne permet pas une bonne estimation des épaisseurs et des extensions latérales.

4.5– Relations avec les encaissants sud

Les relations entre la Sous-province de Pontiac et les conglomérats de la marge sud du bassin de Granada sont observées dans deux secteurs (voir localisation **figure 4-1**).

4.5.1- Secteur SE Granada

Ce secteur est localisé au Sud-Est du village de Granada (**figure 4-26**), voir figure 4-1 pour sa localisation. La zone de contact a été cartographiée en détail à partir d'un ensemble de petits affleurements parsemés. Toutefois, l'un des affleurements a permis d'observer le contact présumé entre le conglomérat formant la base du bassin de Granada et une succession de grauwackes interprétés comme appartenant au Groupe de Pontiac. Le conglomérat dans cette zone renferme des fragments de magnétite de la taille des cailloux à galets. Le plan de contact observé sur le terrain est une surface érosive. Le plan de contact de même que la S_0 dans les grauwackes du Pontiac sont subhorizontaux par comparaison aux plans de contact et S_0 dans la Formation de Granada.

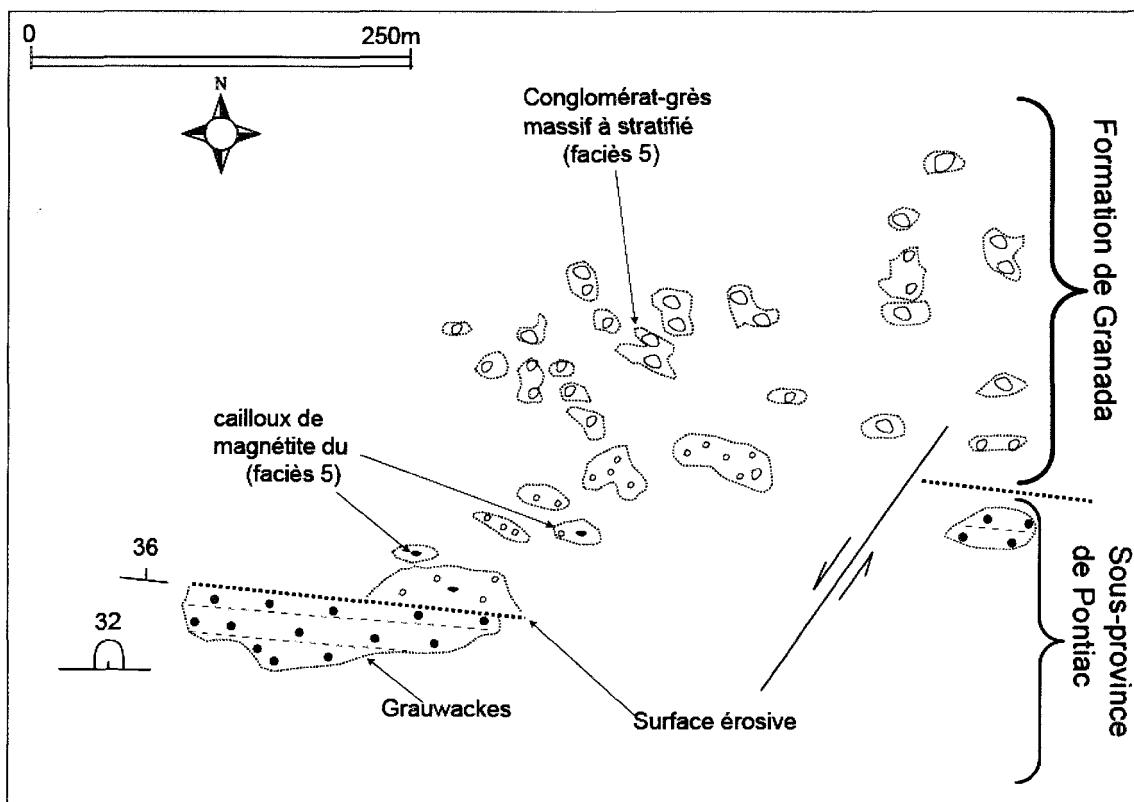


Figure 4-26. Cartographie des affleurements dans une zone de contact entre les conglomérats à magnétite de la Formation de Granada et les grès lités et lithiques granoclassés (grauwackes) de la Sous-province de Pontiac. Cet affleurement est localisé au Sud Est du village de Granada. Voir figure 4.1 pour sa localisation.

4.5.2- Secteur Nord du village de La Bruyère

Le niveau de grauwackes du Pontiac au contact des conglomérats du bassin de Granada est d'une épaisseur moyenne de 3 m. Le plan S_0 dans cette zone est de 300/35. Les conglomérats à cailloux du bassin de Granada sont à support de matrice. L'affleurement est malheureusement discontinu, mais un niveau de grauwackes du Pontiac plus épais est retrouvé plus au Sud de la zone de contact conglomérats à cailloux du bassin de Granada / grauwackes du Pontiac. Ce niveau affleure en coupe et permet l'observation sur une épaisseur de 4 m. Les grauwackes du Pontiac à ce niveau montre une carbonatation très élevée. Cette seconde zone est cartographiée en détail (**C11-AD-05** correspondant à la **figure 4-27** et **figure 4-28**). La **figure 4-29** montre que les lits de grès dans les conglomérats du bassin de Granada et les grauwackes du Pontiac ont une polarité vers le

Nord. La polarité vers le Nord dans les roches sédimentaires de la Sous-province de Pontiac est bien mise en évidence par les empreintes de charges et le granoclassement des lits de grauwackes comme le montre **la figure 4-29A**. Le contact entre les grauwackes et les conglomérats est une surface érosive. Les grauwackes sont finement lités (**figure 4-29B**) avec des lits de 0,5 cm à 2 cm et renfermant du grenat. Les lits brunâtres à ocre alternent avec des lits plus épais. Certains lits sont riches en feldspaths et d'autres en minéraux argileux. Le quartz est quasiment absent. La masse noirâtre à gris est parsemée de plagioclases blancs. La cassure fraîche est noirâtre à grains grossiers avec des minéraux mafiques dominants. Certains fragments de roches sont visibles à l'œil nu. Mais leur composition est déterminée avec plus de précision en lame mince.

Le plan S_0 dans les conglomérats est parallèle au plan d'étiirement des fragments de la taille des cailloux. Ce niveau est coupé par une faille dextre tardive N040 à N050. Cette zone de faille est seulement épaisse de 2 m. Dans ce couloir de déformation tardif à l'Est de l'affleurement cartographié, le plan SP est de N260/55-45° (**figure 4-27**). La schistosité principale affecte la S_0 300/50. La SP est à angle avec la stratification. Dans le couloir de faille, les grès montrent une alternance de lits de 1 cm à 2 cm et 0,5 cm lit plus foncé/lit plus clair. Les lits clairs sont composés de grès et les lits sombres d'argilites.

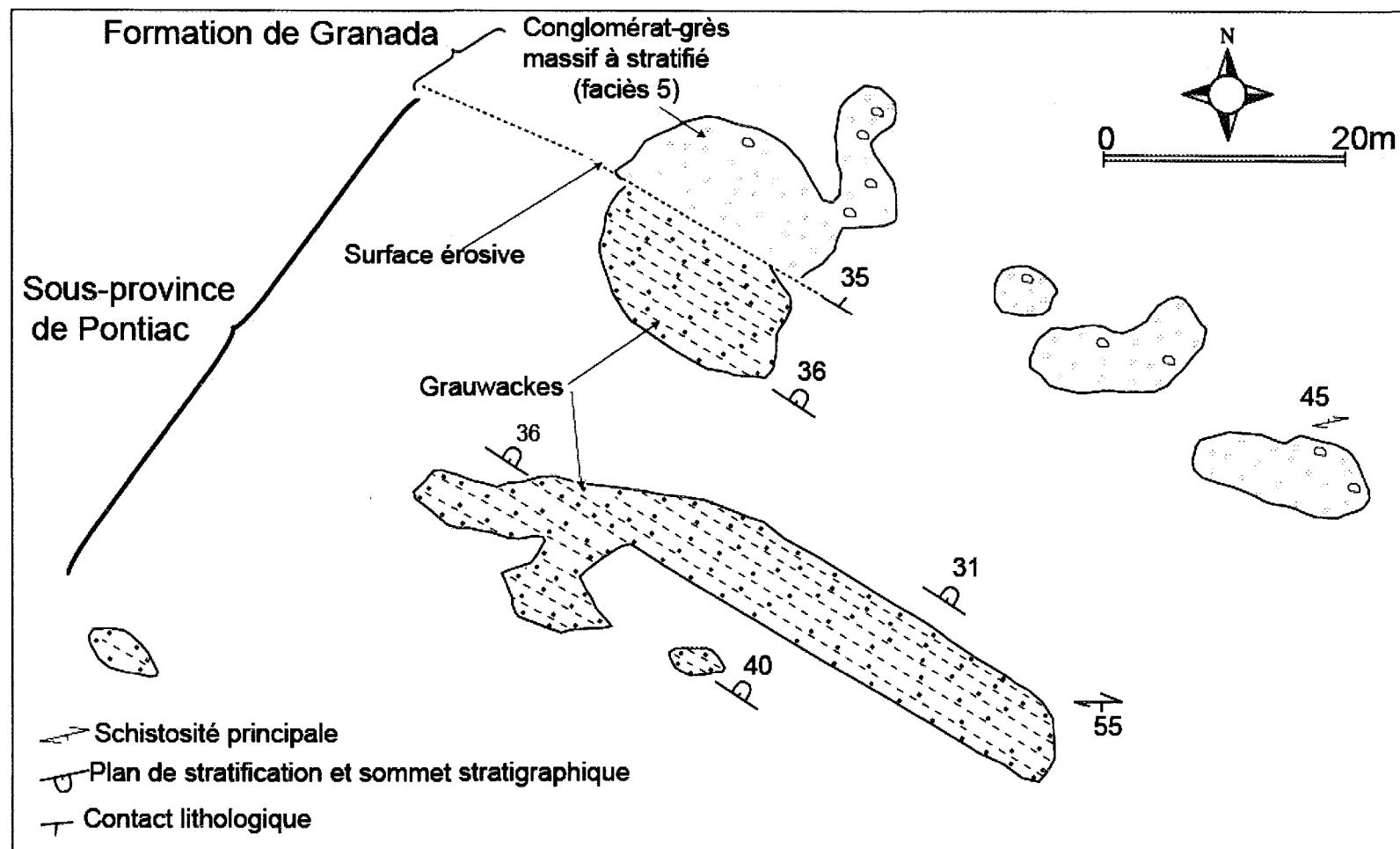


Figure 4-27. Cartouche C11-AD-05. Cartographie détaillée des affleurements dans la zone de contact entre le bassin de Granada et la Sous-province de Pontiac. Cet affleurement est localisé. Au Nord du village de la Bruyère voir figure 4.1 pour la localisation de cette carte.

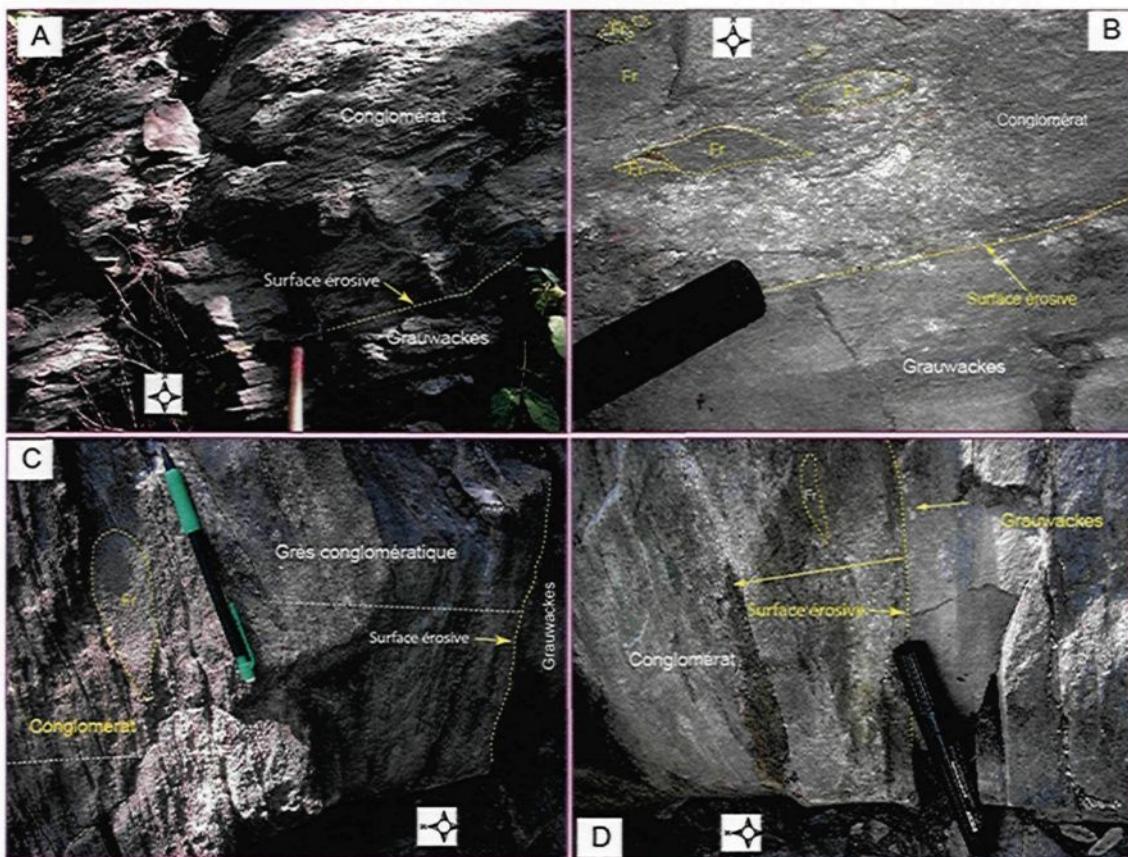


Figure 4-28. Photos de terrain montrant le contact entre le conglomérat en marge sud du bassin de Granada et les grauwackes de la Sous-province de Pontiac. En A) contact érosif. Remarquer la déformation plus intense au niveau du conglomérat (flèche à deux têtes) ; l'intensité de la déformation de plus en plus vers le contact. Les grauwackes sont moins déformé, remarquer aussi les pendages plus doux dans les grauwackes ; en B) remarquer la taille des fragments et leur dispersion, la surface érosive, le litage dans les grauwackes. C) remarquer la zone de transition constituée de « grès conglomératique » à cause de la rareté des fragments. Aussi remarquer le plan de stratification des grauwackes qui est à angle par rapport à celle du conglomérat et à la schistosité principale dans le conglomérat marqué par l'étirement des fragments D) le conglomérat et les grauwackes ont une polarité vers le Nord indiquée par le sens des flèches.

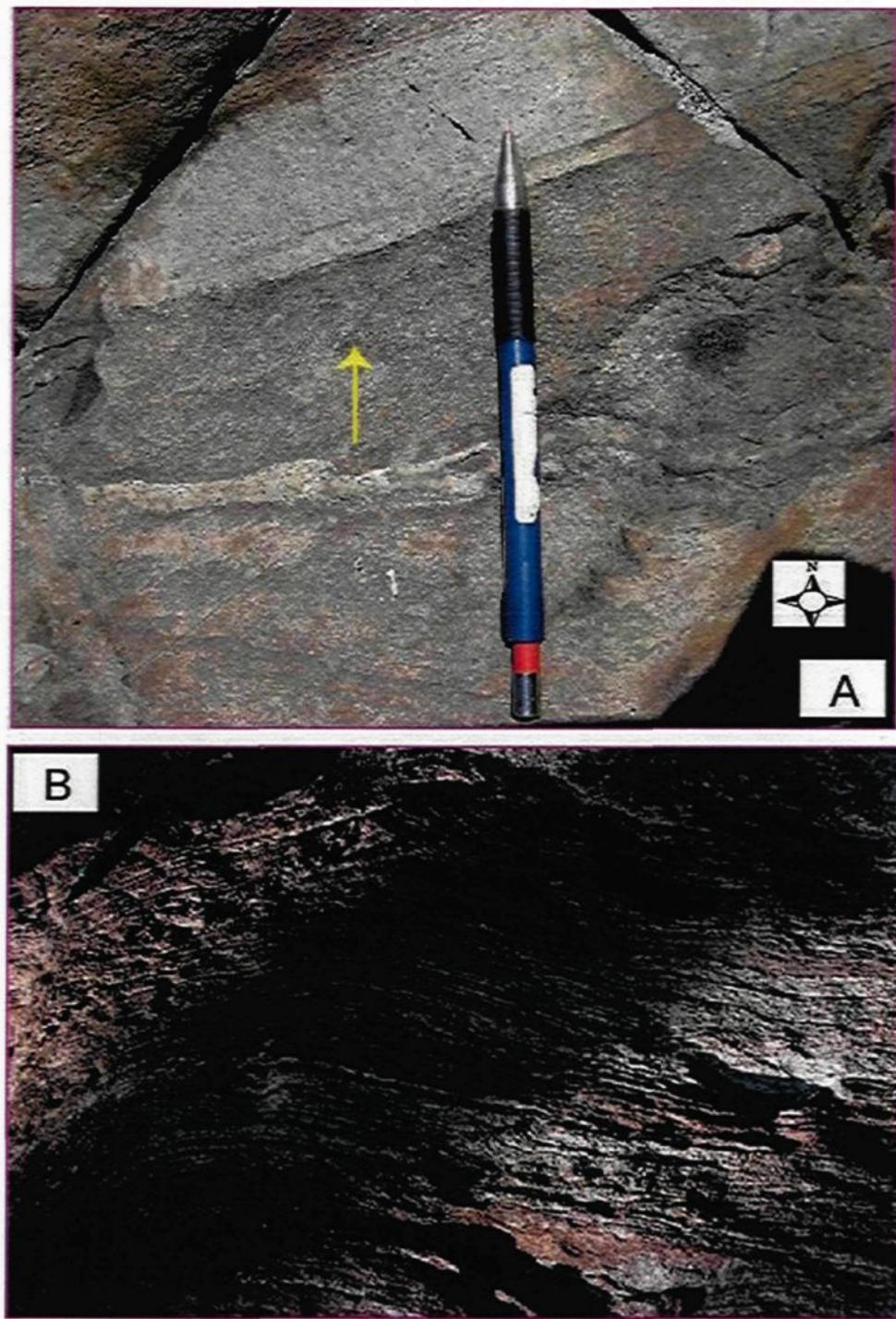


Figure 4-29. Photo de terrain montrant les structures sédimentaires associées aux grauwackes (grès lités lithiques) de Pontiac. A) les empreintes de charge montrant une polarité vers le Nord, aussi observer la coloration jaunâtre témoin de la forte carbonatation ; B) l'alternance de strates claires et strates sombre. Les lits ôcres sont oxydés. L'ondulation des lits est une déformation.

4.6- Synthèse, interprétation et discussion

4.6.1 - Relations entre le bassin de Granada et les encaissants nords

La figure 4-30 montre une synthèse schématique des observations réalisées à la marge nord du bassin de Granada selon les trois secteurs d'intervention soient Astoria, Lac Ted et Lac Moore.

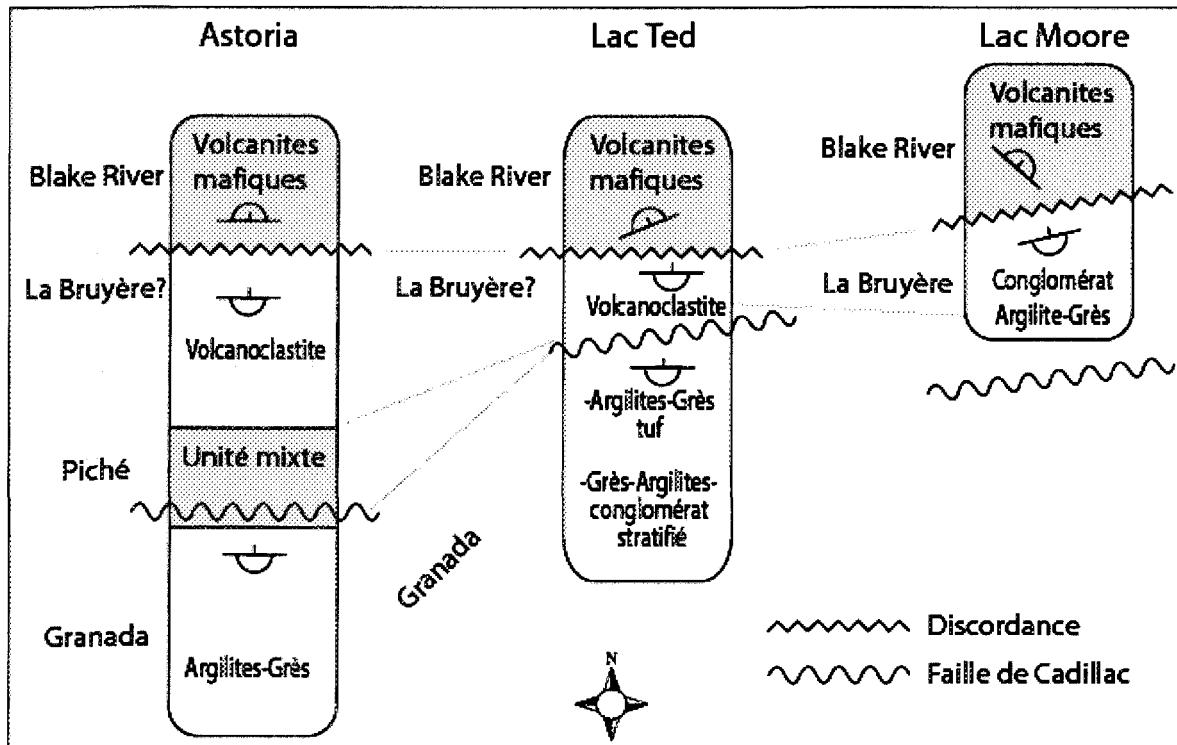


Figure 4-30. Synthèse schématique des observations réalisées à la marge nord du bassin de Granada selon les trois secteurs d'intervention soient Astoria, Lac Ted et Lac Moore. (Sans échelle).

Groupe de Blake River

La cartographie d'une portion appartenant au Groupe de Blake River dans les trois secteurs d'observation a permis d'identifier que l'empilement volcanique mafique présente globalement un sommet vers le Nord. La direction déduite du S_0 dans les roches volcaniques est globalement E-W pour le secteur d'Astoria, elle est NNE pour le secteur du Lac Ted et elle devient SE dans le secteur du Lac Moore. Le Groupe de Blake River est toutefois en contact avec une unité de volcanoclastites et de roches sédimentaires

directement au sud (discutés à la section suivante). Le contact est interprété comme une discordance angulaire puisque d'une part les sommets sont en opposition (relation dos-à-dos), soit au Nord dans le GBR et au sud dans les successions volcanoclastiques et sédimentaires. Les différentes orientations du S_0 dans le Blake River peuvent donc manifester des variations de la direction des couches volcaniques avant leur érosion matérialisée par la discordance angulaire. Ces variations peuvent également représenter les effets d'une déformation précoce dans le Blake River.

Unité au sud de la discordance

L'unité immédiatement au sud de la discordance avec le GBR est constituée des volcanoclastites dans les secteurs d'Astoria et du Lac Ted mais représente un assemblage de conglomerat et d'argilites-grès dans le secteur du Lac Moore. La marge nord du bassin de Granada est constituée des turbidites à lits minces (faciès 1a du lithofaciès argilites-grès) reposant sur les komatiites dans le secteur d'Astoria et des turbidites à lits minces (faciès 1a du lithofaciès argilites-grès) interstratifiés à des tufs felsiques reposant en discordance sur des tufs à lapilli dans le secteur du Lac Ted avec le lithofaciès grès-argilites-conglomerat au sud. Les volcanoclastites des secteurs d'Astoria et du lac Ted sont fortement affectées par plusieurs générations de clivages de pression-solution et sont donc difficiles à définir en détails.

Les interprétations possibles de cette unité sédimentaire et volcanoclastique sont :

1) Formation de La Bruyère

Le secteur du Lac Moore représente un contact entre le GBR et une unité sédimentaire qui a déjà été interprétée comme la Formation de La Bruyère appartenant au Groupe de Timiskaming (Rocheleau 1980 et Figure 4.1). Cette unité constitue une espèce d'écailler puisque la Faille de Cadillac passe juste au sud et que les roches volcaniques du GBR sont à nouveau présentes au sud de la faille avant d'entrer dans le Bassin de Granada proprement dit. Ce secteur exhibe d'ailleurs des relations structurales particulièrement complexes avec la présence de plissements et de plusieurs unités séparées par des failles.

La présence de roches sédimentaires appartenant au Groupe de Cadillac est d'ailleurs notée dans ce même secteur et vient donc également contribuer au problème. Les niveaux de volcanoclastites observés dans les sections d'Astoria et du lac Ted et les niveaux de roches sédimentaires immédiatement au sud de la discordance dans le secteur du lac Moore pourraient tous faire partie de la Formation de La Bruyère. Selon cette interprétation, le contact discordant et la relation dos-à-dos entre le Blake River au Nord et le La Bruyère serait la représentation de la discordance entre les unités volcaniques et le Groupe de Timiskaming.

2) Groupe de Cadillac

Il est également possible que les unités décrites plus haut soient tout simplement des morceaux provenant du Groupe de Cadillac qui comprend aussi des successions de turbidites et des niveaux de conglomérat. Dimroth *et al.* (1982) ont rapporté une interdigitation entre les roches sédimentaires de la Formation de Granada avec celles du Groupe de Cadillac et du Groupe de Pontiac. Cette étude n'a cependant pas permis de définir une relation lithologique entre les roches de la Formation de Granada et du Groupe de Cadillac. Le bassin de Granada étudié se limite à la portion située à l'ouest de la Faille du Ruisseau Davidson et les relations vers l'est n'ont pas été établies. Toutefois, la relation de discordance angulaire observée suggère que la première interprétation est la plus plausible.

Unité mixte volcanoclastique et volcanique mafique à ultramafique

Nous attribuons au Groupe de Piché les différentes unités lithologiques au sein de l'unité mixte constituée d'horizons mafiques à ultramafiques et de volcanoclastiques. Le Groupe de Piché occupe un horizon continu mais a surtout été observé dans le secteur de la mine Astoria et serait associé à la zone tectonique de la Faille de Cadillac. Les petits corps ultramafiques localement observés au sein de la zone de faille de Cadillac pourraient s'être mis en place tectoniquement. Ils pourraient représenter des blocs entraînés le long de la Faille de Cadillac, faisant remonter en surface les roches situées sous l'arc volcanique de la ZVS en collision. Ce phénomène a été décrit (Clift *et al.*, 2004) dans les calédonides de

l’Irlande de l’Ouest, où les corps ultramafiques localisés uniquement dans une zone de discordance ou près d’une faille ne peuvent avoir une origine intrusive. Ils représentent des roches mantelliques ou de croûte inférieure entraînées en surface le long de structure majeure d’échelle crustale.

Les volcanoclastites à fragments de porphyres sont observés uniquement dans le secteur de la mine Astoria. Étant donné le degré élevé de déformation de cette unité, il est difficile de faire une interprétation correcte mais la possibilité que ces fragments soient des dykes transposés et démembrés doit être envisagée. Ceci est appuyé par la forme très allongée, plissée et boudinée de plusieurs fragments et par la nature monolithique de ceux-ci.

Relation entre le Piché et la Formation de Granada

Les turbidites à lits minces à la base de la Formation de Granada montrent directement au contact avec le Groupe de Piché un sommet vers le sud. Il est impossible de déterminer la nature exacte du contact lithologique entre le Piché et les turbidites du Bassin de Granada. Les komatiites qui sont l’interprétation des schistes à talc et à chlorite représentant le marqueur de la Faille de Cadillac. La lithologie associée à la Faille de Cadillac, est essentiellement volcanique à volcanoclastique avec des laves mafiques aphanitiques et bréchiques à dominante ultramafique. Cette lithologie est différente de celle observée dans le bassin de Granada. Son contact pourrait être aussi bien une discordance ou un contact structural, le degré de déformation étant trop élevé pour le déterminer.

4.6.2- Relations entre le bassin de Granada et la Sous-Province de Pontiac

Les conglomérats de la marge sud de la Formation de Granada reposent sur les grauwackes turbiditiques de la Sous-province de Pontiac selon un contact érosif. Le contact entre les deux groupes sédimentaires est donc interprété comme une discordance. La discordance est basée sur la présence de fragments de magnétite dans les conglomérats de la Formation de Granada qui proviendraient vraisemblablement du Pontiac.

En progressant vers le Sud, les roches du Pontiac exhibent un degré de métamorphisme plus élevé allant au faciès supérieur des schistes verts avec la présence de biotite, hornblende et grenat. Ce contraste métamorphique entre les roches de la Formation de Granada au faciès des schistes verts et la Sous-province de Pontiac, pourrait être interprété comme le résultat d'une exhumation induite par un soulèvement du Pontiac le long d'une structure en extension (Daigneault *et al.*, 2002). Ce scénario sera examiné après la présentation du chapitre structural.

4.7- Sommaire

De cette analyse lithologique, ressortent les conclusions suivantes :

- i) le bassin de Granada est limité au Nord par le Groupe de Piché en bordure de la Faille de Cadillac et au Sud par le Groupe sédimentaire de la Sous-province de Pontiac ;
- ii) le Groupe de Piché correspond à des assemblages mixtes de volcanoclastites, de laves volcaniques mafiques à ultramafiques et de tufs à blocs de porphyre affleurant uniquement dans le secteur de la Mine Astoria. Cette unité affleure entre l'unité volcanoclastite et les turbidites de la marge nord du bassin de Granada ;
- iii) la succession de volcanoclastites au Nord du Piché dans le secteur Astoria, la succession de volcanoclastites dans le secteur du lac Ted et la succession sédimentaire dans le secteur du lac Moore peuvent être interprétées comme un équivalent de la Formation de la Bruyère ou tout simple interprétées comme le lithofaciès argilites-grès de la Formation de Granada. La Formation de Granada dans ce cas reposeraient en discordance sur le GBR ;
- iv) les unités volcanoclastiques et sédimentaires reposent en discordance angulaire sur les roches volcaniques du Groupe de Blake River.

v) les roches du Bassin de Granada reposent au Sud en discordance érosive sur les turbidites de la Sous-province de Pontiac.

CHAPITRE 5

CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DU BASSIN DE GRANADA

5.1- Introduction

Dans la Province de Supérieur, les ceintures de roches vertes dominantes comme Wawa et la ZVS en Abitibi peuvent être considérées comme des marges actives de type Andéen (Dimroth et al., 1983b; Hodgson and Hamilton, 1988; Ludden et al., 1986). Dans ce contexte, les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac peuvent être interprétées comme un prisme accrétionnaire associé à une zone de subduction dont la ligne de suture pourrait correspondre à la zone de faille de Cadillac Larder Lake (Card, 1990; Daigneault *et al.*, 2002; Kerrich et Feng, 1992; Ludden *et al.*, 1993; Ludden *et al.*, 1986).

Le Groupe de Timiskaming est l'unité lithologique archéenne la plus jeune de la Province de Supérieur (David and Lajoie, 1989; Mueller et al., 1991; Shegelski, 1980). Il est reconnu comme un assemblage syntectonique ayant enregistré les déformations de la dernière phase de cratonisation de la Province de Supérieur dans la partie ontarienne de l'Abitibi à Kirkland Lake (Legault, 1994; Mueller *et al.*, 1994b) et à Duparquet (Mueller *et al.*, 1996; Mueller *et al.*, 1991).

Le bassin de Granada fait partie du Groupe de Timiskaming et est localisé entre les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac et les roches volcaniques de la Sous-province d'Abitibi. De plus, il est adjacent à la zone de faille de Cadillac Larder Lake. Ce chapitre permettra donc de présenter et d'analyser les données structurales associées à la mise en place et au développement du bassin de Granada afin de définir le style structural présent dans le dépôt et à préciser l'évolution du bassin. Ceci devrait permettre de préciser la géométrie originale du bassin avant la déformation et de proposer un environnement géodynamique dans lequel il a évolué.

5.2- Analyse structurale du bassin de Granada et des zones de contact avec ses encaissants

Plusieurs éléments de déformation sont reconnus au sein du bassin de Granada. Les couches sont généralement basculées et présentent des pendages modérés, ce qui au départ contraste fortement avec les caractéristiques générales du reste de la Sous-province d'Abitibi où les couches sont généralement subverticales. On y reconnaît également plusieurs générations de fabriques planaires et linéaires ainsi que des plissements à différentes échelles. De plus, certains couloirs plus déformés manifestent la présence de zones de cisaillement.

Le style structural dans le bassin de Granada est complexe et le degré de déformation est variable d'un secteur à un autre. Globalement, la déformation est plus intense aux marges Nord et Sud, respectivement au contact avec le Groupe de Piché et avec les roches sédimentaires de la Sous-province de Pontiac. Des couloirs locaux de déformation intense sont observés également au sein du bassin.

5.2.1- Caractéristiques et distribution du plan S_0

Le plan de stratification S_0 est bien marqué dans toutes les lithologies sédimentaires. Dans les sédiments détritiques et volcanoclastiques, il se définit par l'alternance de lits gréseux et de lits argileux ou silteux séparés par des surfaces érosives. Dans les conglomérats, il est défini par les lits de grès interstratifiés. Le plan S_0 possède une orientation globale E-W. Les valeurs de pendages sont variables et comprises entre 30° et 80° mais systématiquement vers le nord. Les pendages les plus faibles sont observés à la marge sud dans les conglomérats avec des valeurs communément inférieures à 30°, mais la tendance dominante est un pendage compris entre 55 et 65°. Les valeurs plus fortes de pendage sont observées dans le centre du bassin. La partie NE du bassin montre quelques

modifications du plan S_0 qui prend des directions plus NE. La présence de plis tardifs dans ce secteur peut expliquer ce comportement (voir plus loin).

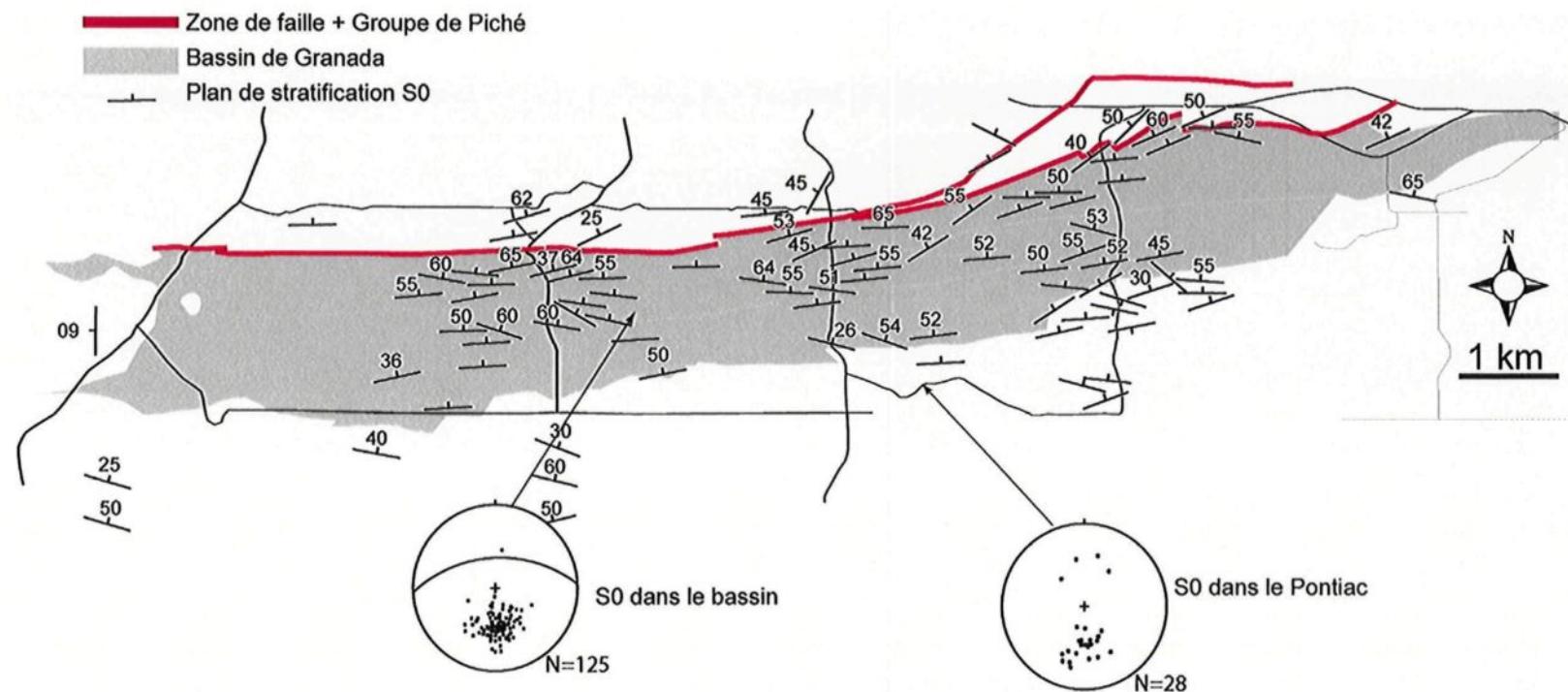


Figure 5-1. Cartographie de la stratification dans le bassin de Granada et dans les zones de contact avec ses encaissants. La S₀ dans toutes les zones est orienté E-W avec des valeurs de pendage assez modérées à fortes et dominant vers le nord. Le comportement du plan S₀ est plus constant dans le bassin que dans la Sous-province de Pontiac, mais le plan moyen est identique dans les deux zones. Dans le Pontiac, des pendages vers le sud sont localement observés.

5.2.2- Description et distribution de la schistosité principale

La déformation se manifeste par la présence d'une fabrique principale dominante correspondant à une schistosité de flux. Cette fabrique est désignée Sp et correspond à un débit feuilletté manifesté surtout par les minéraux comme la chlorite et la séricite mais aussi des traînées d'oxydes, des minéraux ferromagnésiens et des cristaux de quartz et feldspath.

Dans les conglomérats, en plus des marqueurs observables dans la matrice gréseuse (**figure 5-2**), la fabrique Sp est soulignée par la direction d'aplatissement apparent des fragments de roches et de minéraux. Dans les basaltes, elle est marquée par l'aplatissement apparent des coussins. Dans les porphyres, elle se matérialise par l'allongement marqué des phénocristaux de feldspaths.

La fabrique Sp est généralement bien développée mais elle devient mylonitique au voisinage de la Zone de Faille de Cadillac Larder Lake (ZFCL). Elle est également très développée à la marge sud dans les conglomérats au contact avec les roches du Pontiac. Sa direction moyenne est E-W mais, tout comme le plan S_0 , elle montre des variations significatives en pendages entre 35 et 70°. Le plan Sp est généralement parallèle au S_0 mais en plusieurs endroits, des relations angulaires notables permettent de dire que cette fabrique est de plan axial aux principaux plis du bassin de Granada.

Les différentes mesures sont projetées sur un canevas de Wulf pour une étude statistique de la distribution. Le plan Sp a une attitude moyenne de 260/60 mais des variations sont constatées au Nord comme au Sud ce qui permettra de définir des zones structurales spécifiques plus loin. Mais d'une manière générale, le plan Sp montre une direction E-W dans la partie ouest du bassin et une direction plus NE en progressant vers l'est soit dans le secteur de la faille du Ruisseau Davison.

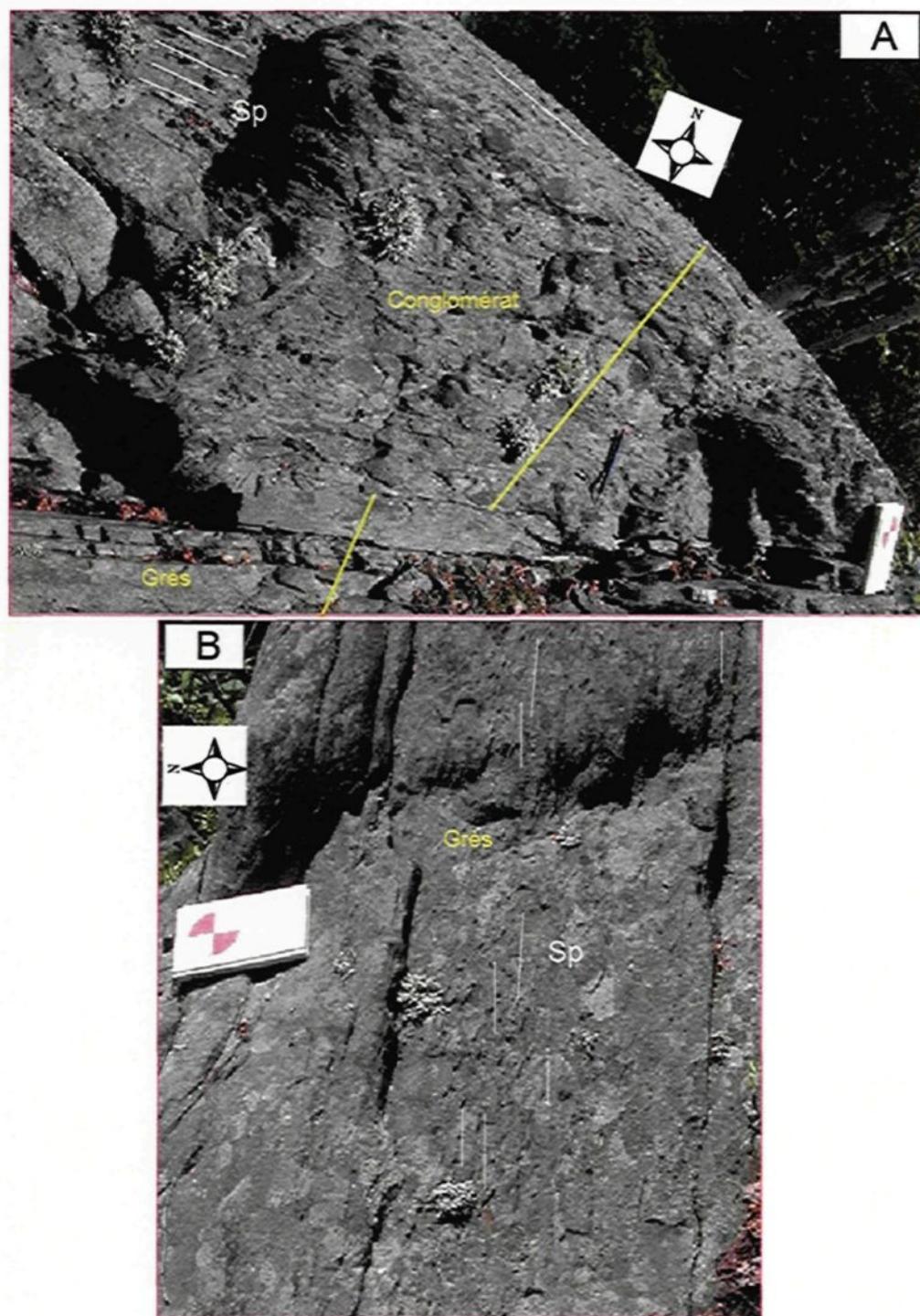


Figure 5-2. Schistosité principale Sp. En A dans le conglomérat et en B dans les grès. La schistosité est orientée E-W avec des pendages vers le Nord. Elle est caractérisée par un débit en feuillets de la roche; ces feuillets sont matérialisés par les traits blancs discontinus (Sp) en A et en B. Dans le conglomérat, les fragments sont allongés parallèlement à Sp.

5.2.3-Description et distribution de la linéation d'étirement

La fabrique Sp est généralement associée à une linéation d'étirement (Lé) matérialisée par l'orientation préférentielle dans le plan de schistosité des minéraux phylliteux, des fragments (figure 5-3) et des cristaux de quartz et /ou feldspath dans les porphyres. La Lé est communément bien imprégnée dans toutes les roches du bassin et de ses encaissants.

La distribution des valeurs des linéations d'étirement montre une plongée moyenne de 45° vers le nord nord-ouest. De fait, deux populations peuvent être distinguées soit le secteur ouest du bassin où la Lé plonge vers le N et la portion est du bassin où elle plonge vers le NW.

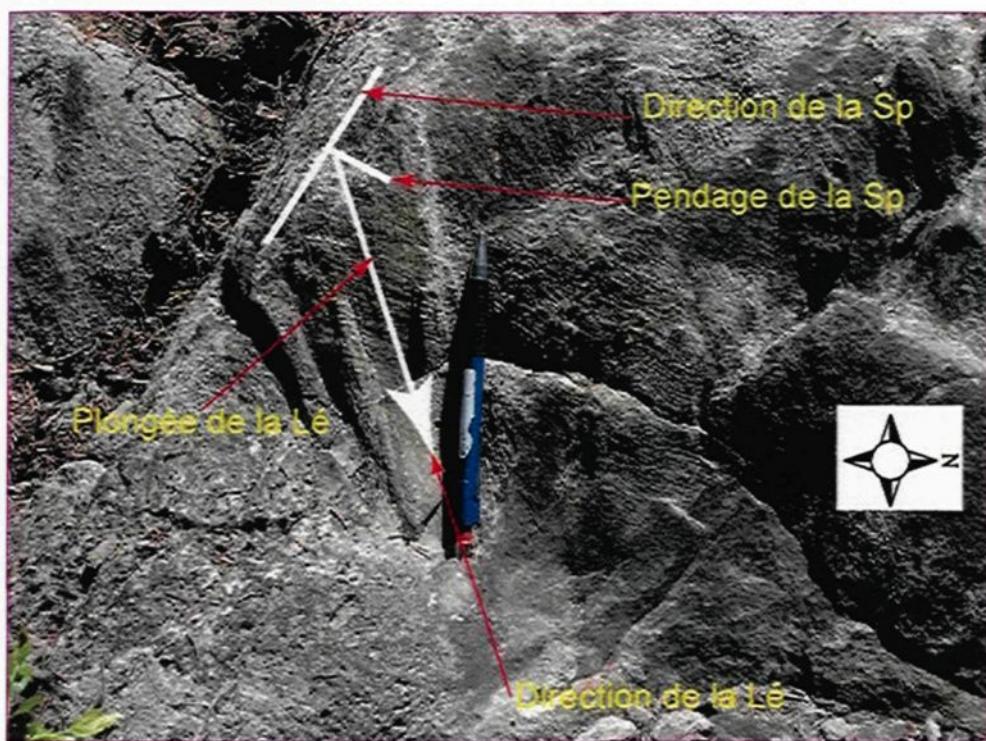


Figure 5-3. Plan de schistosité principale (Sp) E-W à pendage vers le Nord, associée à une linéation d'étirement (Lé) plongeant dans la direction NE.

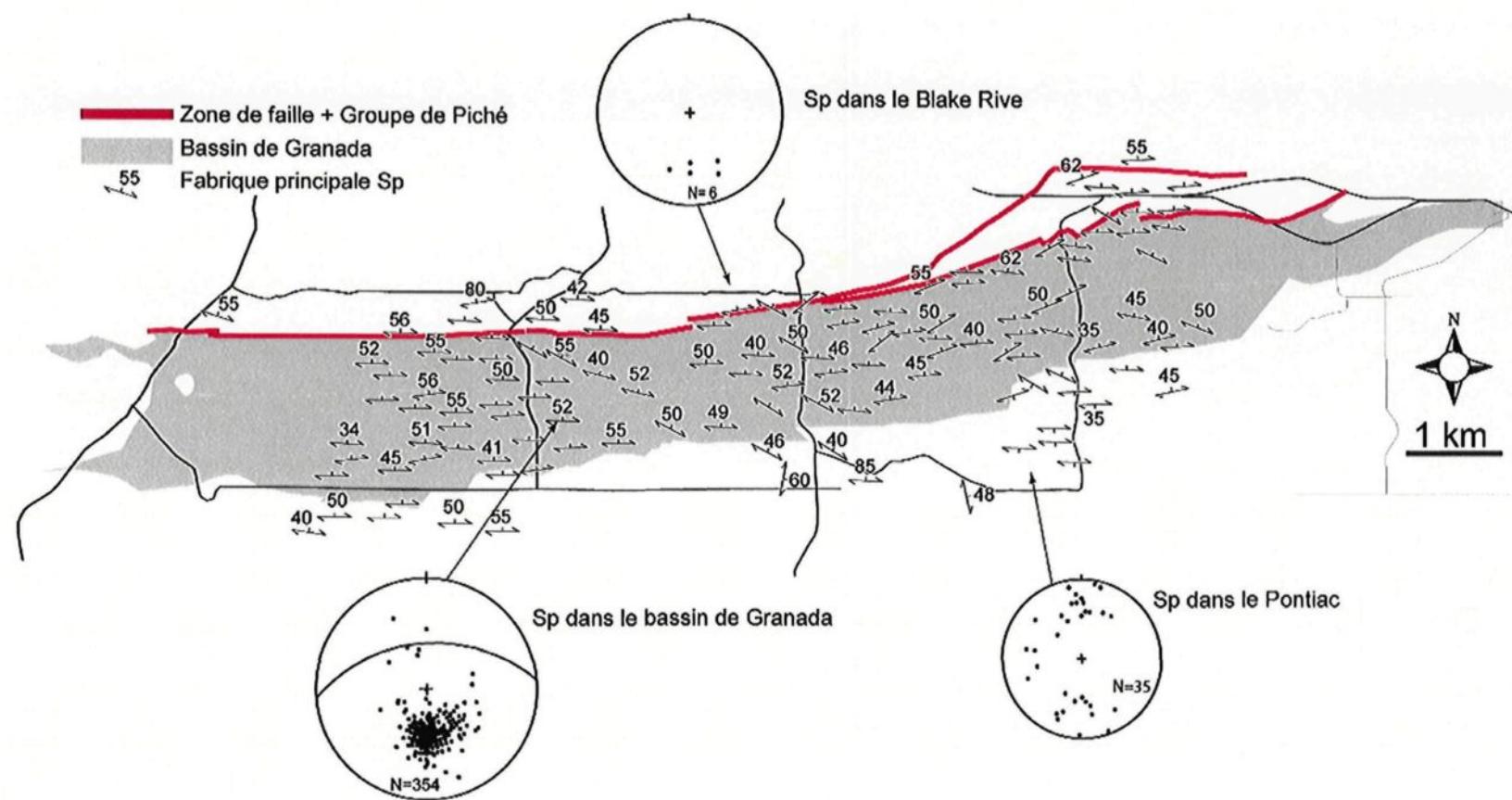


Figure 5-4. Cartographie de la schistosité principale dans le bassin de Granada et dans la zone de contact avec ses encaissants. ZFCL (Zone de faille de Cadillac Larder Lake, pendage de la schistosité est de 80° subverticale), FCLL (Faille de Cadillac Larder Lake pendage de la schistosité est de 45° subhorizontale).

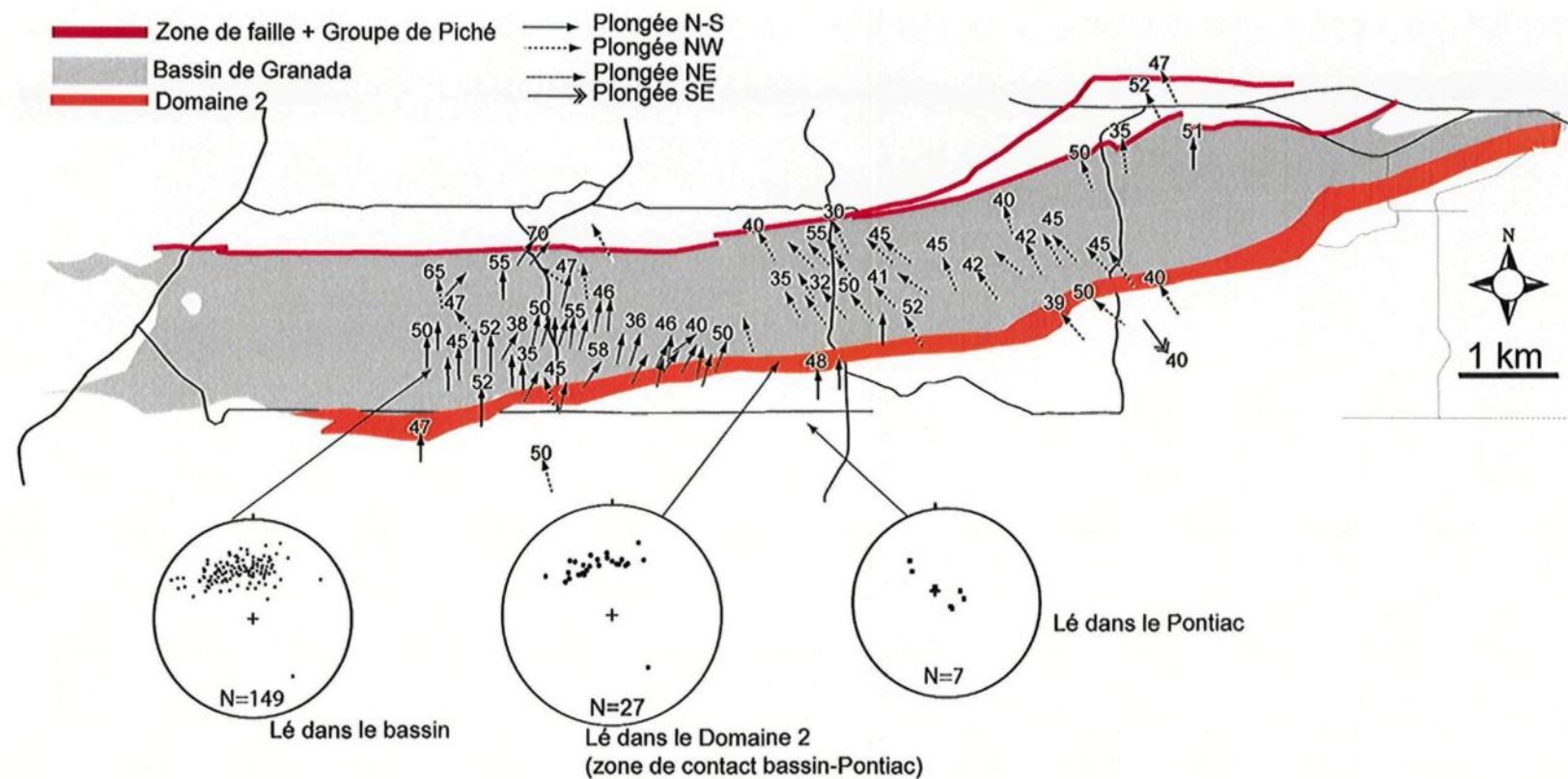


Figure 5-5. Cartographie des linéations d'étirement dans le bassin de Granada et dans la zone de contact avec ses encaissants.

5.2.4- Autres clivages secondaires

Outre la schistosité principale, plusieurs autres clivages de crénulation sont reconnus mais un relevé systématique de ces multiples fabriques et de leur chronologie relative n'a pas été réalisé dans cette étude. Ces clivages prennent avantage des zones fortement affectées par la fabrique Sp et on les retrouve donc principalement au voisinage de la ZFCLL et à la marge sud au contact entre le bassin de Granada et le Pontiac (voir section plus loin). Généralement il s'agit de clivages de crénulation localement bien imprégnés dans la roche et qui produisent communément des linéations d'intersection (linéation de crénulation) bien visibles sur le plan de la Sp.

Toutefois, il est bon de souligner que l'un de ces clivages se distinguent par ses caractéristiques formant des plans millimétriques riches en chlorite et séricite et des microlithons bien individualisés de couleur blanchâtre. Le résultat de ce clivage est une forme de rubanement qui peut s'apparenter à un litage fin. Ce clivage est particulièrement bien développé dans l'unité de volcanoclastite au nord de la zone de Faille de Cadillac Larder Lake (ZFCLL) où il se superpose au litage.

Au microscope, on constate une réduction très marquée de la proportion de quartz dans la zone du plan de clivage, couplée à une réduction de la taille des cristaux de quartz. Les phyllosilicates au sein des microlithons sont moins déformés et sont occasionnellement plissés. Le clivage est souligné également par des traînées d'oxyde de fer associées à des filaments étirés de chlorites (**Figure 5-6**).

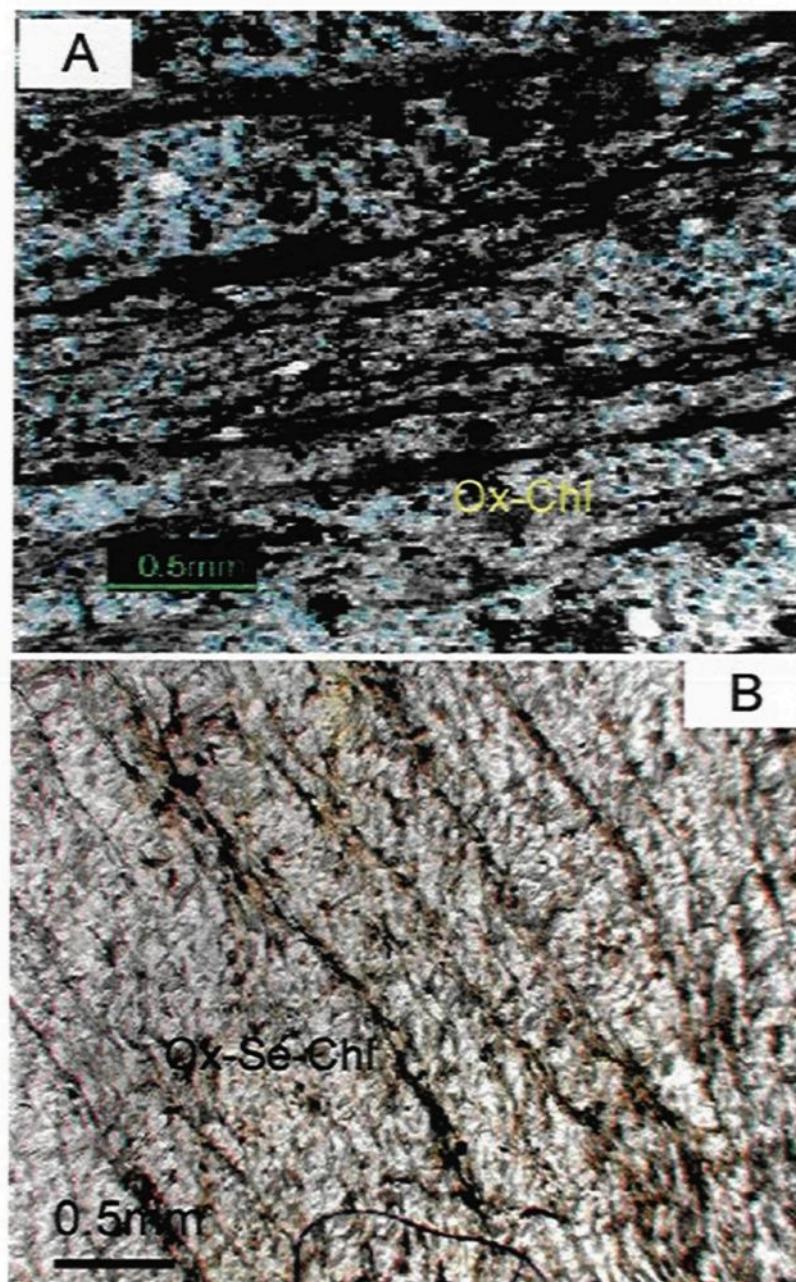


Figure 5-6. Clivage dans les volcanoclastites remaniées en A et dans les grès en B. En A le clivage est souligné par des traînées d'oxyde de fer associées à la chlorite, échantillon GRBLb. En B, le clivage est souligné par des traînées d'oxydes de fer associées à la séricite et à la chlorite, échantillon WR-05-08.

5.2.5- Analyse de la distribution de la déformation ductile

Les roches du bassin de Granada sont globalement mieux préservées de la déformation que les roches des marges du bassin. Le bassin est bordé par deux couloirs de déformation :

- au Nord, le couloir de déformation de la faille de Cadillac;
- et au Sud, un couloir de déformation dans les conglomérats du bassin au contact avec les turbidites du Pontiac.

Des domaines structuraux peuvent être définis à partir de l'intensité de la déformation, de l'attitude de la fabrique Sp, des linéations d'étirement et de la présence de plissements. Ceci a permis de proposer cinq domaines structuraux qui vont faciliter la description des caractéristiques structurales du secteur. Ces domaines sont du Sud vers le Nord (**figure 5-7**):

- 1) Le Pontiac (Domaine 1)
- 2) La zone de contact Pontiac – Granada (Domaine 2)
- 3) La zone centrale du bassin (Domaine 3)
- 4) La zone de bordure nord correspondant au Groupe de Piché et à la zone de faille de Cadillac (ZFCLL Domaine 4)
- 5) Le Blake River (Domaine 5).

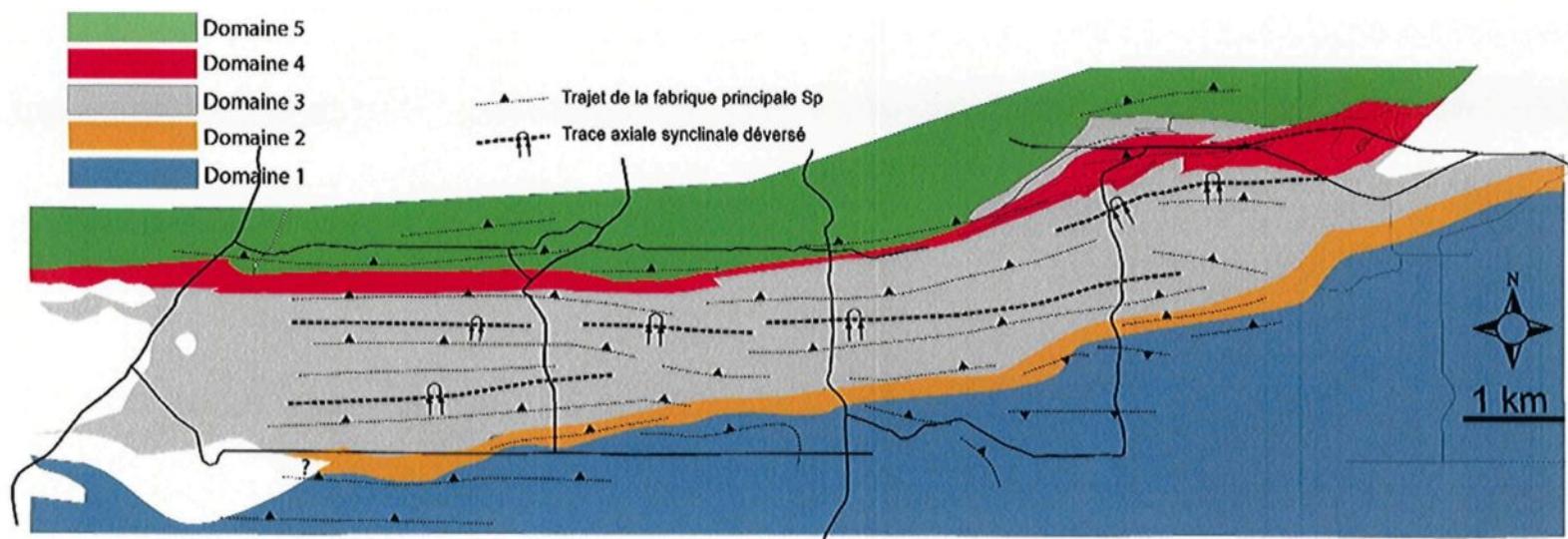


Figure 5-7. Domaines structuraux du bassin et de ces encaissants nord et sud. La zone centrale du bassin est un domaine structural différent de ceux de sa marge nord (zone de faille de Cadillac et Piché) et sud (la zone de contact entre le bassin et le Pontiac) qui sont des zones très déformées. Ces zones de déformation le séparent du Pontiac au Sud et du Blake River au Nord.

Domaine 1 - Le Pontiac

Il n'était pas dans l'objectif de cette thèse de caractériser la signature structurale du Pontiac, cet exercice a été réalisé par plusieurs auteurs dont Goulet (1978), Camiré et Burg (1993), Benn *et al.* (1994) et Daigneault *et al.* (2004). Toutefois, plusieurs mesures structurales ont été prises dans la marge nord du Pontiac et méritent d'être présentées en sachant qu'il s'agit donc d'une vision partielle. La fabrique principale dans le Pontiac montre globalement une costructuration avec la Formation de Granada immédiatement en contact au Nord. Donc les fabriques y sont à pendage modéré vers le Nord. Toutefois, en progressant vers le Sud, cette fabrique est affectée par un deuxième événement de plissement déjà reconnu par les auteurs précédents et qui explique la distribution des pôles de Sp sur un méridien (**figure 5-4**). Les linéations d'étirement montrent également une costructuration avec la Formation de Granada (**figure 5-5**). Des fabriques Sp plus horizontales ont été répertoriées plus au sud par les auteurs cités précédemment.

Domaine 2 - Zone de contact Pontiac-Granada

Le style structural du domaine 2 situé à la marge sud du bassin de Granada est caractérisé par une déformation élevée matérialisée par une très forte schistosité de flux faiblement inclinée vers le nord (40) et des linéations d'étirement en composante pendage. Cette intensité dans le degré de déformation, justifie d'attribuer à cette zone le nom de couloir de déformation de Granada Sud. Le couloir fait près de 200-300 mètres de largeur et peut donc se suivre sur plus de 15 km. Les congolomérats montrent un étirement prononcé des cailloux si bien qu'en plan, les fragments sont aplatis dans le plan de foliation mais préservent un certains arrondis dénotant leurs formes primaires. En coupe toutefois, ces fragments montrent des élongations significatives avec des ratios de 15 à 20 pour 1. Les linéations d'étirement montrent une légère dispersion entre le nord et le NE. Dans le plan vertical permettant de voir la section XZ de l'ellipsoïde de la déformation, les fragments montrent des formes typiques permettant d'interpréter la composante de mouvement. On y retrouve des formes sigmoïdes, des dominos (**figure 5-8**) qui ont déjà été rapportés et interprétés par Daigneault *et al.* (2002) comme étant le résultat d'un mouvement normal.

Ces types d'indicateurs de cisaillement ont été reconnus également dans cette étude dans plusieurs sites le long du couloir de Granada sud. Un clivage de crénulation d'attitude subhorizontale est bien imprégné dans cette zone. Ce clivage produit des linéations de crénulation bien développées et de plongée également subhorizontale.

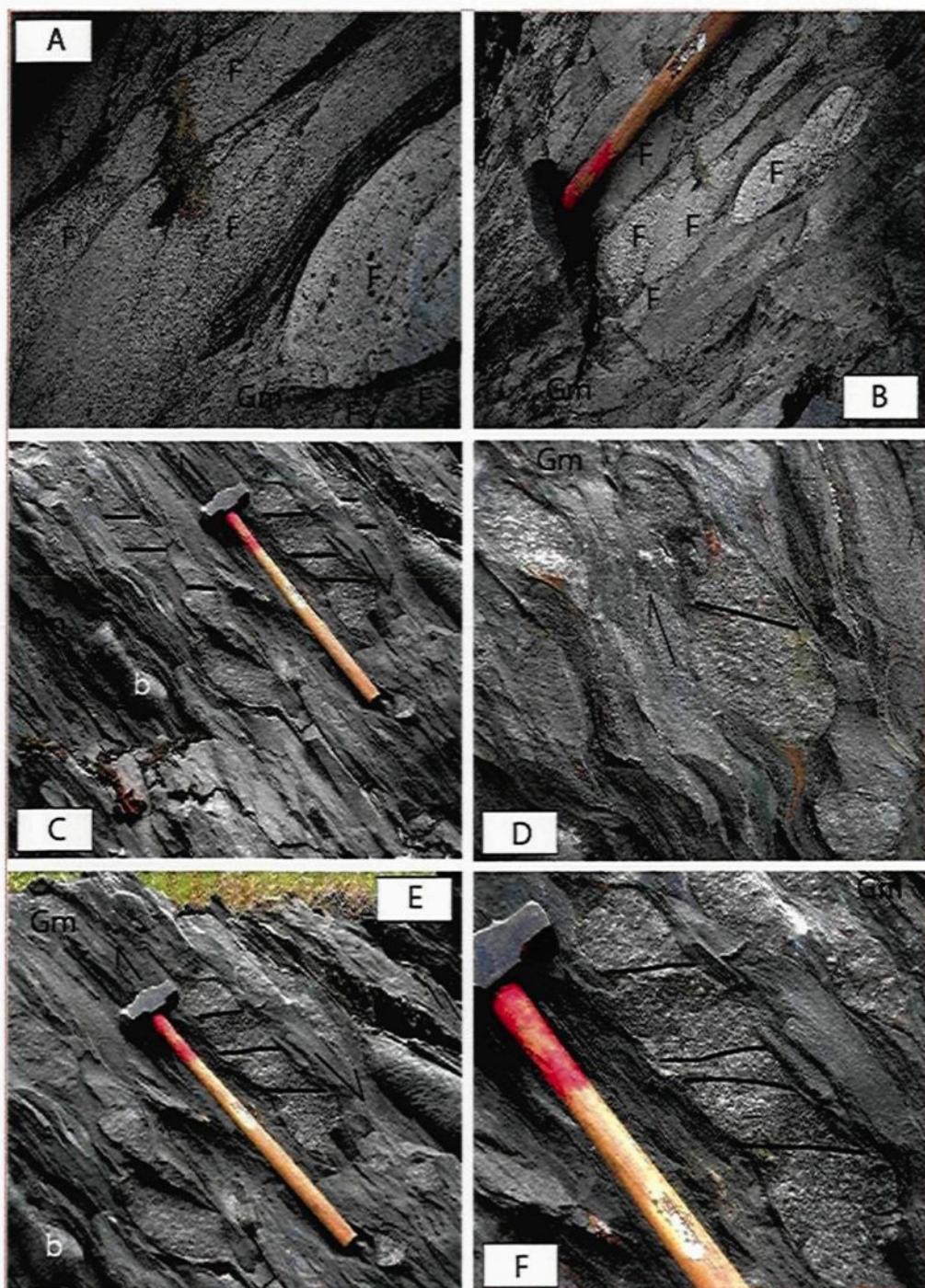


Figure 5-8. Vue en coupe de conglomérat à blocs au cœur du conglomérat de la marge sud du bassin de Granada. Conglomérat à support de fragment. En A et B les fragments F sont collés les uns contre les autres la matrice (M) sur la photo A est très réduite. Les fragments sont boudinés b (en C et E). En E les dominos se forment dans un fragment sigmoïde. De C à F, observez les fractures (trait noir) formant des dominos dans les fragments de conglomérats qui indiquent un mouvement normal. La masse mesure environ 70 cm de longueur.

Domaine 3 – Le bassin de Granada

Le bassin de Granada se caractérise particulièrement par des plis ayant la fabrique Sp de plan axial. La cartographie dans le bassin de Granada a permis de distinguer deux traces axiales majeures orientées E-W et qui sont toutes les deux synclinales. Une trace anticlinale non observée peut être suspectée entre les deux. Ces plis sont déduits des changements de polarités dans les dépôts de grès et de tufs (**Figure 5-9**) mais aussi par l’observation directe de plusieurs relations de fermeture.

En marge Nord du bassin de Granada se situe le synclinal de Granada déjà reconnu par Goulet (1978). La trace axiale de ce pli peut se suivre sur plus de 15 km. À l’Ouest de la station d’épuration de Granada, la carte effectuée ainsi que les photos montrent clairement la zone de charnière affectant les lits du lithofaciès grès-argilites (**figures 5-10 correspondant à C14-AD-05 et C13-AD-05 pour des observations plus en détail, 5-11 et 5-12**). La schistosité de plan axial est en moyenne à 276/55. L’axe du pli mesuré sur le terrain est de 060/50. D’autres expositions de la charnière du synclinal de Granada ont été reconnues près du cimetière de Granada, les lits de grès plissés sans ambiguïté de même que le deuxième niveau de tufs (**figure 5-12 correspondant à C4-AD-04**). Le flanc Sud du synclinal de Granada est illustré dans les **figures 5-13 et 5-14** correspondant respectivement aux cartes **C9-AD-05 et C8-AD-05 et (voir figure 5-9 pour localisation de la zone charnière et du flanc sud du synclinal de Granada)**. Les flancs nord sont plus longs que les flancs sud pour le synclinal de Granada définissant ainsi des plis asymétriques. Cette asymétrie des flancs suit celle des couches sédimentaires.

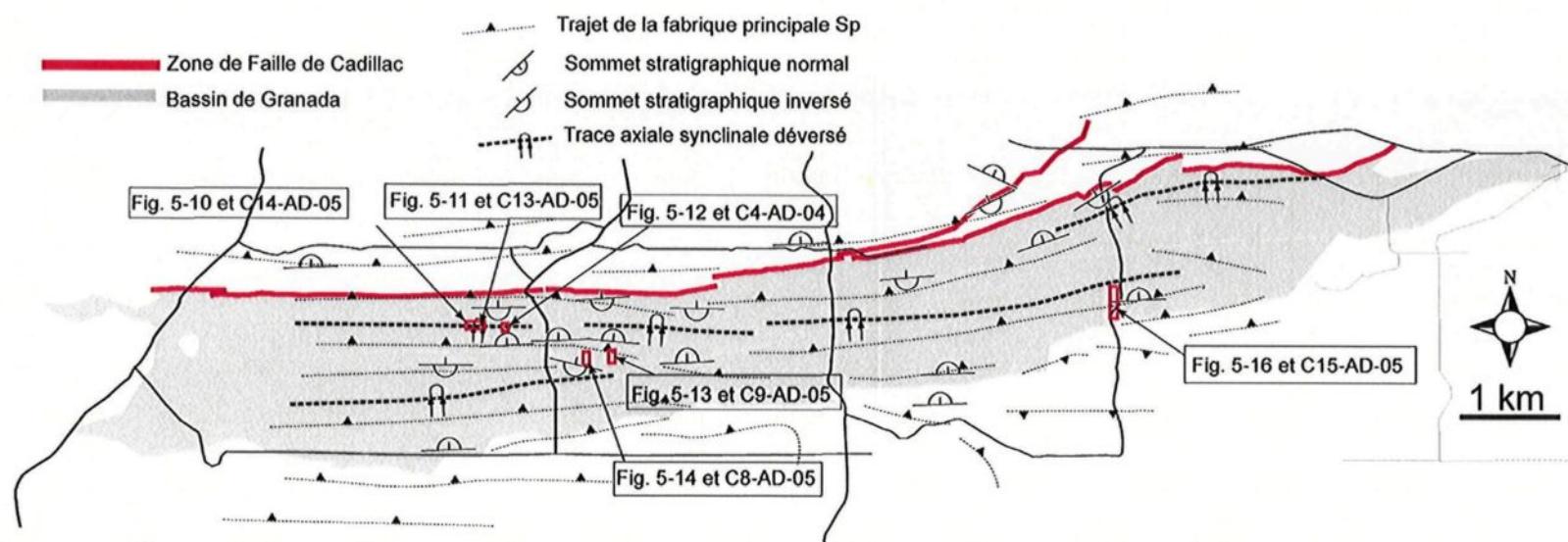


Figure 5-9. Localisation des plis, charnières, flanc ou trace axiale de plis.

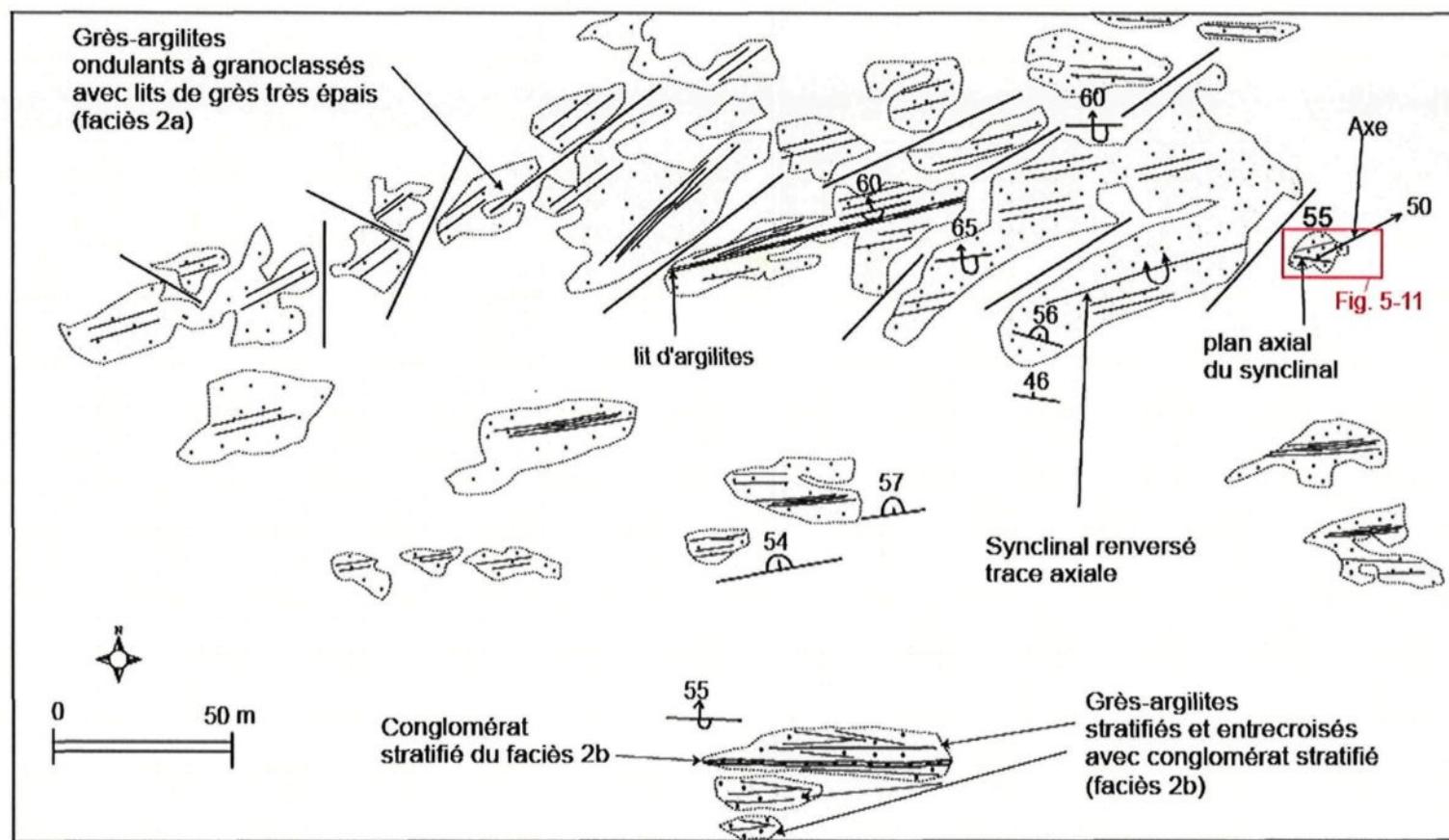


Figure 5-10. Carte détaillée de la zone charnière du synclinal de Granada. Au niveau du flanc Nord les grès des empilements d'argilites sont essentiellement des turbidites de haute densité tandis que dans le flanc sud, des grès à HCS sont observés. Voir figure 5-9 pour localisation.

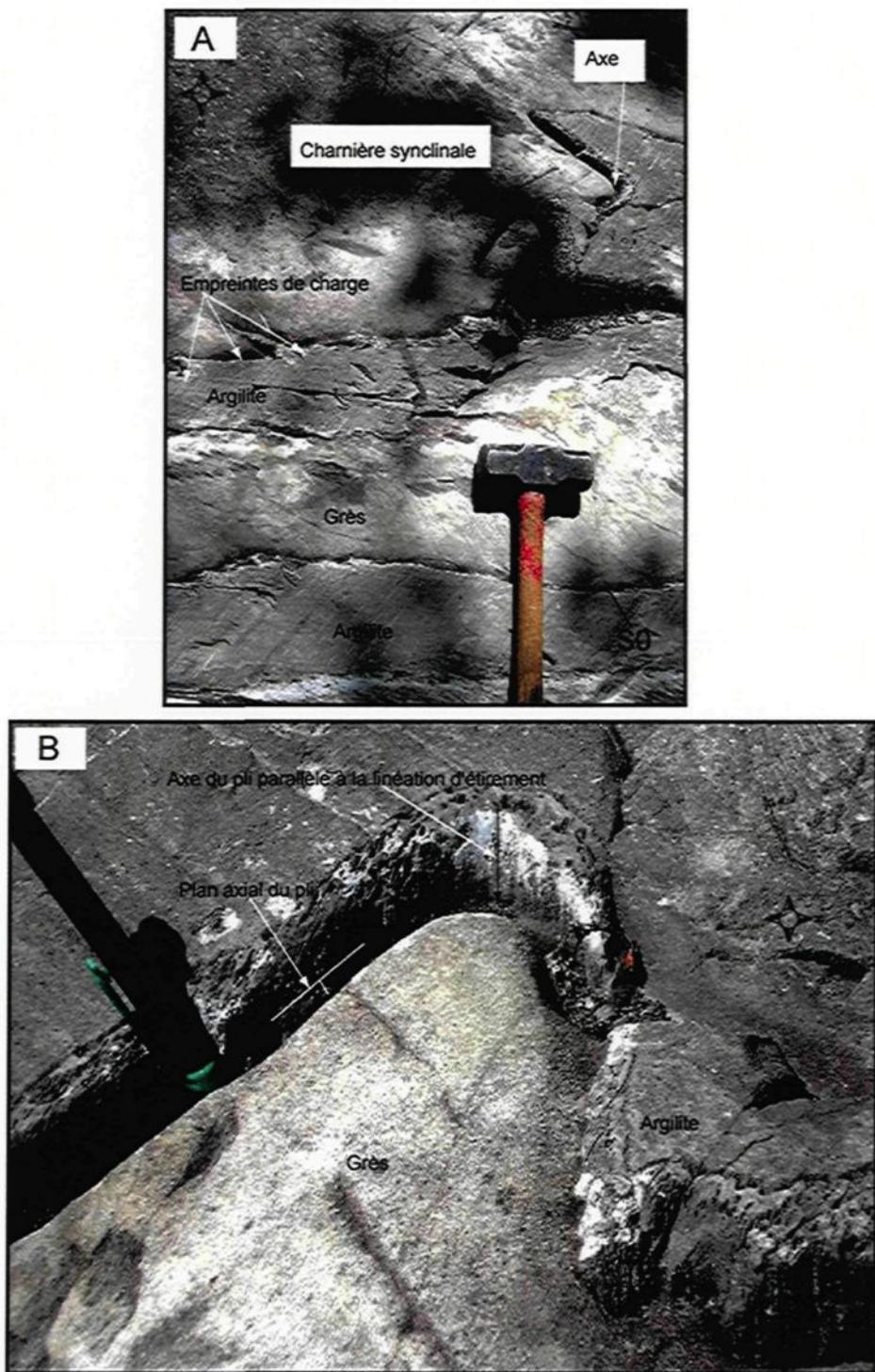


Figure 5-11. Photo prise sur la charnière Ouest du synclinale de Granada. A) une partie du flanc Nord à la base et au sommet de la photo la charnière. B) détail de la charnière montrant le plan axial du pli parallèle au plan S_0 et l'axe du pli plongeant vers le NE. Voir figure 5-10 pour la localisation de ces photos.

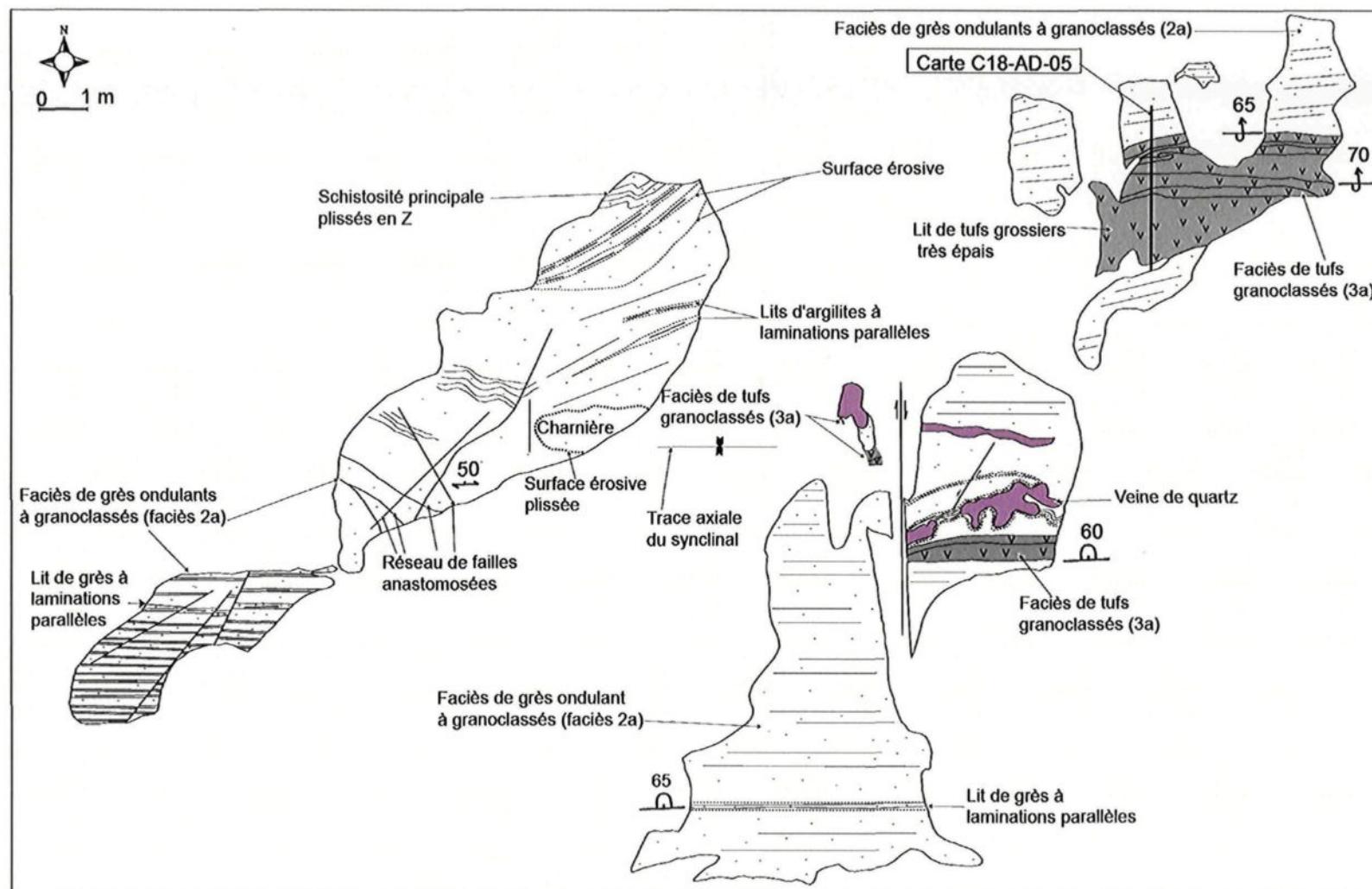


Figure 5-12. Zone charnière synclinale cartographiée au cimetière de Granada. Cartouche C4-AD-04.

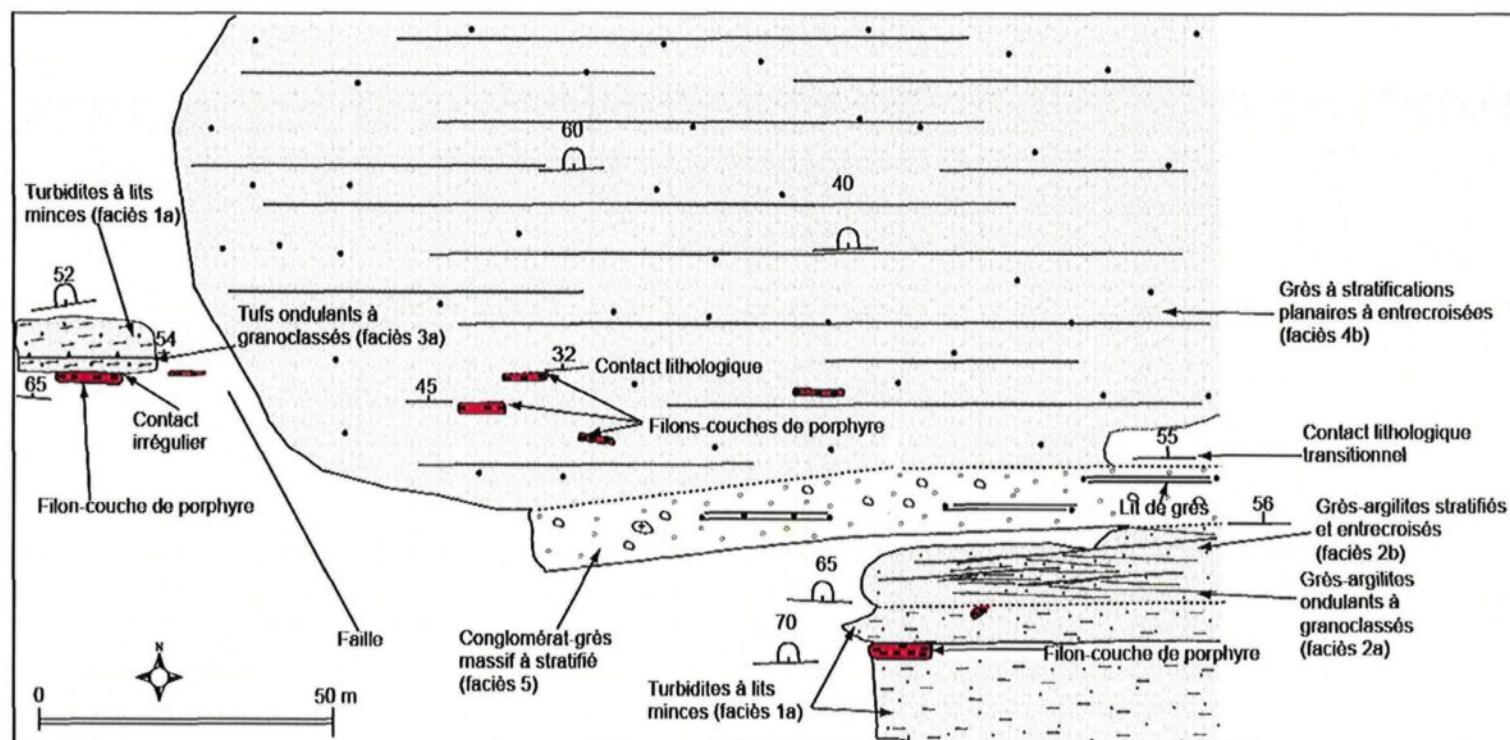


Figure 5-13. Cartouche C9-AD-05. Cartographie d'une section du flanc sud du synclinal de Granada montrant toutes les polarités vers le Nord dans les grès. Dans cette section, noter la forte concentration des intrusions de porphyre leur répétition et leur alignement linéaire. Pas de trace axiale de plis observée, l'affleurement est à l'extrême Sud du flanc sud du synclinal de Granada. Voir figure 5-9 pour la localisation.

Une seconde trace axiale synclinale est mise en évidence dans l'unité de conglomérat située au sud du bassin. Les lits de grès interstratifiés aux conglomérats permettent clairement d'établir les polarités. Ils ont une polarité vers le Sud en contact avec le lithofaciès grès-argilites au centre du bassin. En marge Sud la polarité dans les lits de grès associés aux conglomérats est vers le Nord (**figures 5-14** correspondant à la carte **C8-AD-05** pour les polarités vers le Sud). Ce changement de polarité a permis de tracer un pli synclinal qui peut se suivre sur au moins 5 km et peut-être beaucoup plus.

Une trace axiale anticlinale peut être suspectée entre les deux traces axiales précédemment définies. Toutefois, aucune donnée de terrain ne permet de supporter la présence de ce pli dont la trace axiale serait à toute fin pratique directement sur le contact entre le conglomérat et le faciès argilites-grès. Ceci milite pour la présence d'une discordance entre ces deux unités (Figure 5-14).

Un pli anticinal est également localement reconnu dans le Sud du bassin à la sortie du village de Mc Watters. La **figure 5-16** est une cartographie des affleurements à la sortie sud du village de Mc Watters vers la Bruyère voir **figure 5-9** pour localisation. La carte détaillée des affleurements respectant mieux l'échelle des unités stratigraphiques est présentée sur la carte **C15-AD-05**. Même si l'inversion de la polarité n'est n'a pu être démontrée avec certitude dans le flanc sud qui est plus déformé, la diminution de l'épaisseur des conglomérats qui finissent par disparaître à l'Est de l'affleurement (extérieur de la carte) permet de soutenir la présence de ce pli. De toute façon, l'absence d'affleurement empêche de déterminer si la trace axiale de ce pli a une certaine extension E-W ou s'il s'agit simplement d'un pli local.

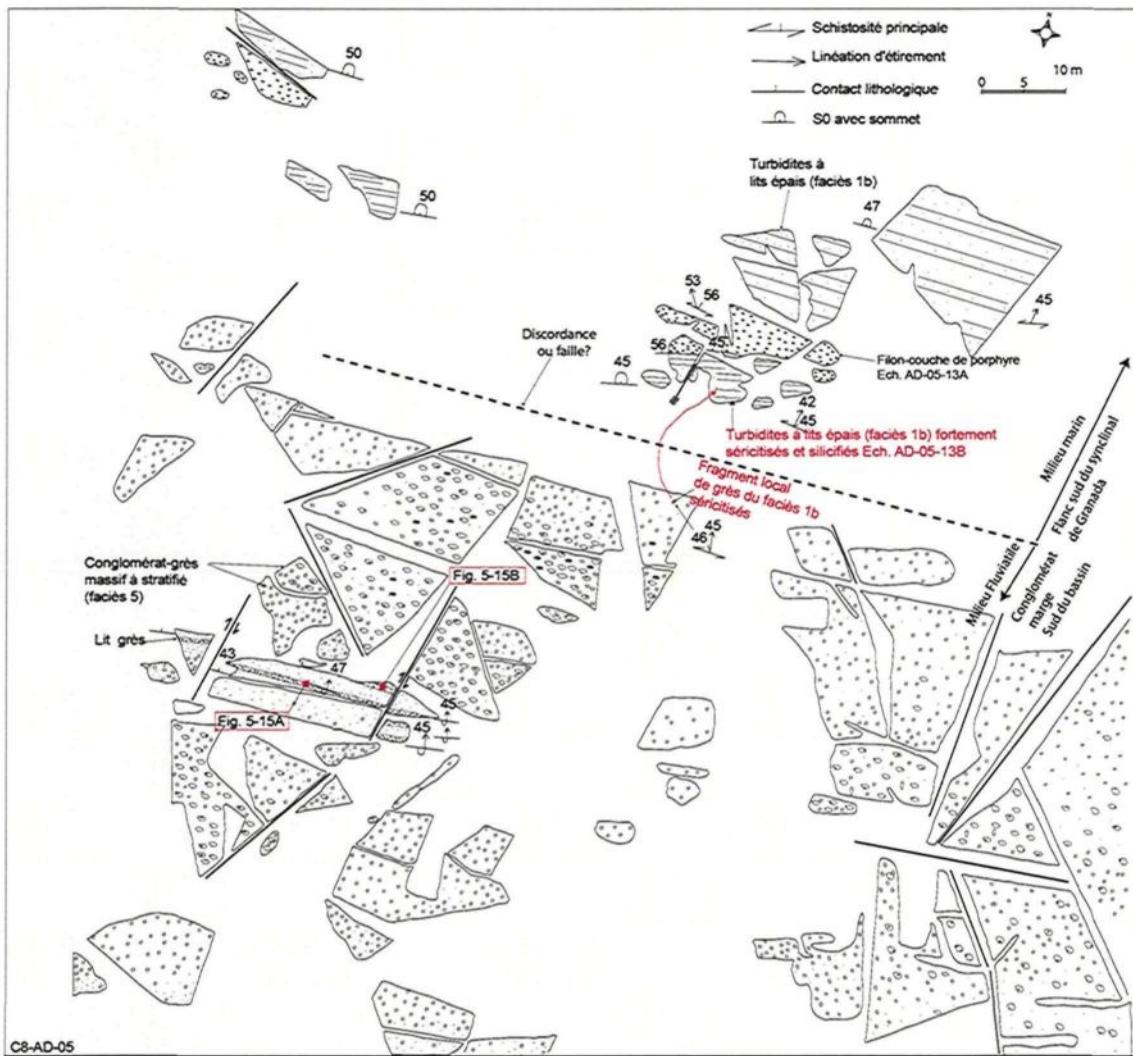


Figure 5-14. Cartouche C8-AD-05. Cartographie dans la zone de contact entre le flanc sud du synclinal de Granada avec le conglomérat-grès massif à stratifié (faciès 5). Les lits de grès dans le conglomérat du faciès 5 en contact avec les grès du faciès 1b ont une polarité vers le Sud (figures 5-15A et B). Les grès du faciès 1b sont intrudés par un filon-couche de porphyre et sont silicifiés et séricitisés. Des fragments identiques à ces grès séricitisés sont identifiés dans le conglomérat situé immédiatement dans la zone de contact (voir la flèche rouge sur la figure, le fragment en question est utilisé à la figure 5-3 (plus haut) pour illustrer l'exemple de Lé).

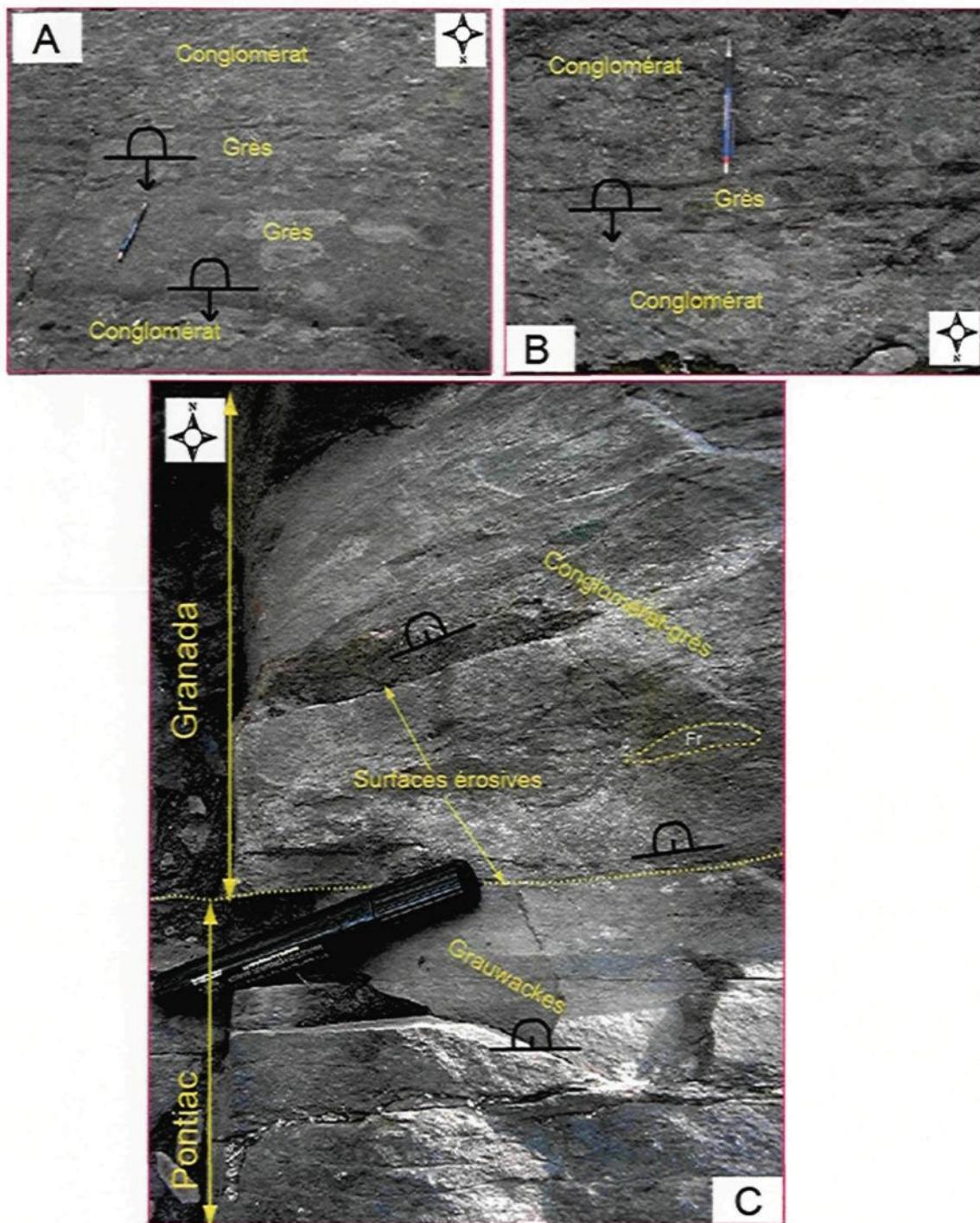


Figure 5-15. Photos de terrains montrant les changements de polarité dans les conglomérats en marge Sud du bassin de Granada. En A le les lits de grès sont massifs, en B le lit de grès est à lamination parallèles à la base du lit. Les conglomérats reposent sur les lits de grès selon une surface érosive très bien marquée. En C, polarité vers le Nord d'un lit de conglomérat du bassin de Granada au contact avec les grauwackes du Pontiac. Voir figure 5-14 pour la localisation des photos A et B.

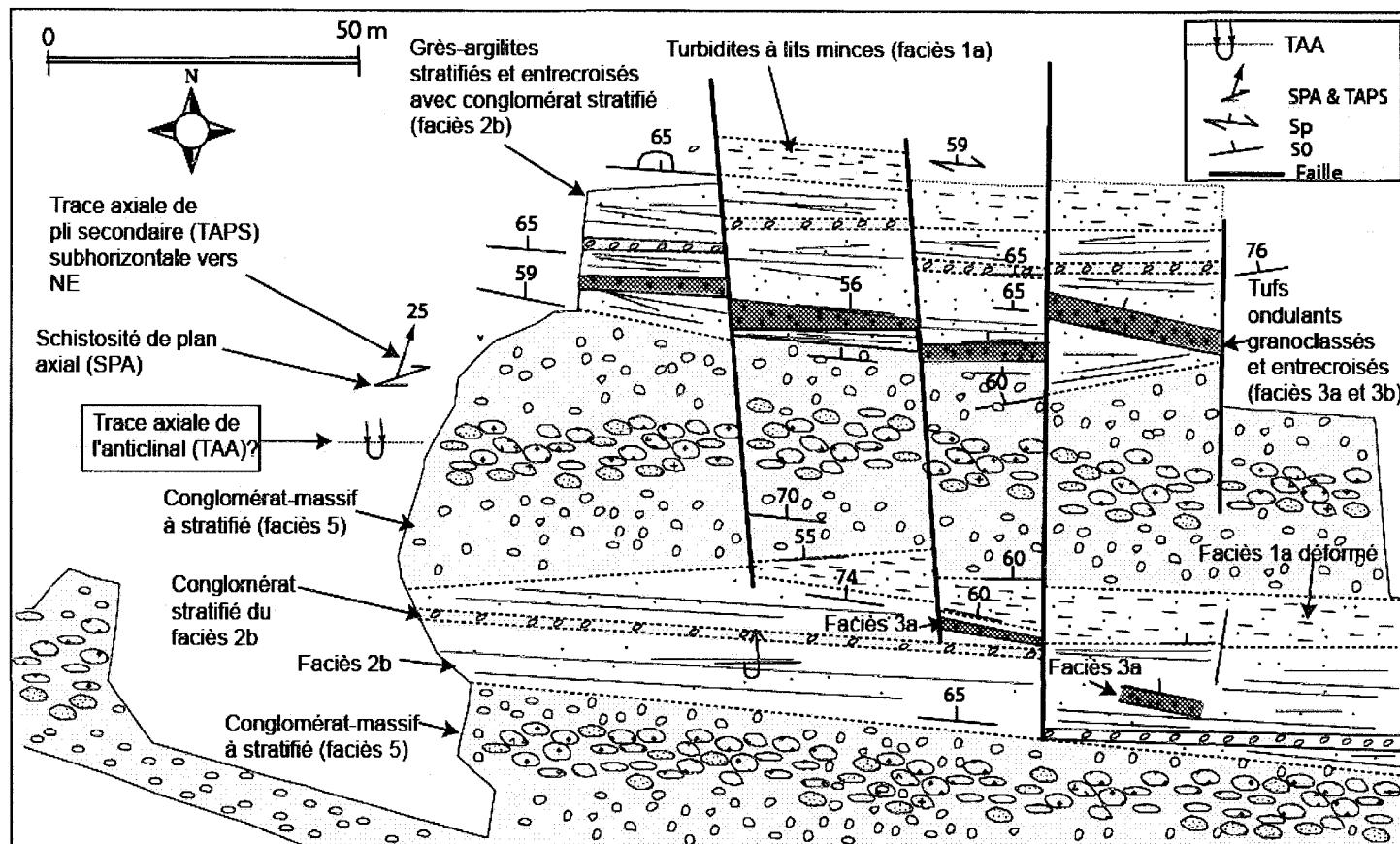


Figure 5-16. Cartouche C15-AD-05. Cartographie des affleurements dans le secteur de Mc Watters. La carte montre deux successions stratigraphiques identiques interprétée comme les deux flancs d'un pli. Les marqueurs stratigraphiques sont les tufs felsiques et les conglomerats stratifiés dans les grès-argilites stratifiés et entrecroisés (faciès 2b). L'inversion de la position des tufs par rapport au lit de conglomerat stratifié du faciès 2b dans la succession est en accord avec la présence d'un pli. Aussi l'aminçissement stratigraphique des conglomerat-grès stratifié (faciès 5) vers l'Est a permis de localiser la fermeture du pli plus à l'Est. La polarité dans les turbidites à lits minces à la base vers le Nord permet de conclure un pli anticinal. Sp = Schistosité Principale. S₀=Plan de stratification, SPA et TAPS =Schistosité de Plan Axial et Trace Axiale de pli secondaire, TAA =Trace Axiale de l'Anticinal. Voir figure 9-5-9 pour localisation.

Domaine 4 – La Zone de faille Cadillac Larder Lake

Le domaine 4 qui correspond à la ZFCLL et donc aussi au Groupe de Piché, est certainement celui qui démontre la plus grande complexité. D'abord la fabrique Sp y est très intense favorisant du coup la formation de fabriques secondaires. L'unité de volcanoclastite au nord du Groupe de Piché a été affectée par une 2^e phase de déformation significative. Cette phase se caractérise par la présence d'un clivage de crénulation de direction NE et qui devient localement un clivage de pression-solution. Ce clivage est fortement développé près de la zone de faille si bien que cette fabrique devient pratiquement la fabrique dominante (**figure 5-17**). Ce clivage est communément associé à des plis asymétriques en Z d'amplitude métrique. Ces plis affectent la surface S_0 mais aussi la fabrique Sp. Comme le clivage est de pendage subvertical (80 N), et qu'il devient dominant dans la zone de déformation, il impose un pendage globalement plus abrupt à cette zone, ce qui n'a pas été reconnu ailleurs dans le bassin. Les plis asymétriques en Z sont bien développés dans les volcanoclastites au nord de la faille de Cadillac mais sont perçus également dans les faciès de turbidites à lits minces dans le bassin de Granada.

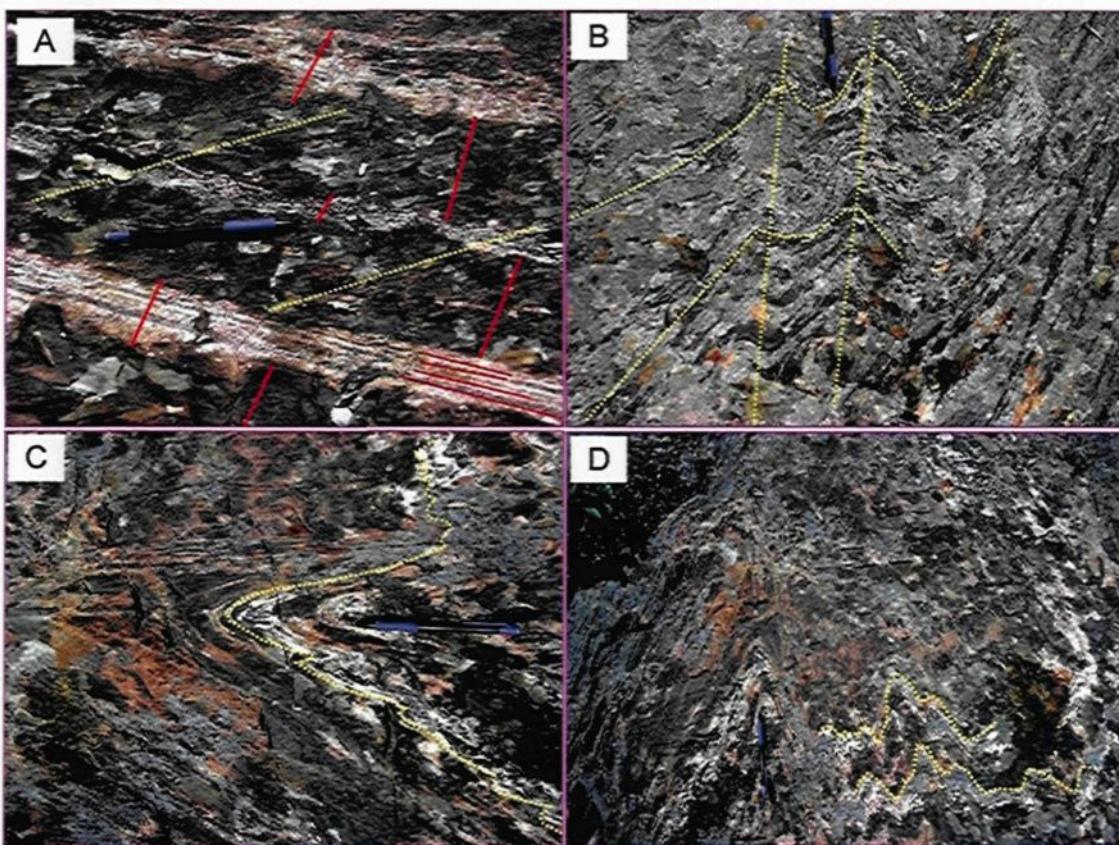


Figure 5-17. Caractéristiques stratigraphiques et structurales des volcanoclastites remaniés en marge du Groupe de Piché associé à la zone tectonique de Cadillac. En A un clivage NE (traits jaunes en tiretés) se superpose à la stratification E-W (plan de ce clivage est N90/80°). En B, C et D il s'agit de la schistosité de crénulation S3 correspondant à des plis P3 reprenant la schistosité principale et entraînant dans ce plissement le clivage de pression-solution.

La faille de Cadillac

La schistosité principale (S2) est très développée dans les komatiites ankéritisées où elle est de $260/45^\circ$, associée à une linéation d'étirement plongeant de 45° dans la direction NE. Plusieurs structures témoignent d'un décrochement latéral dextre, associé aux linéations d'étirement mesurées dans cette section. On y retrouve des « shear bands » et des fragments de forme sigmoïde de porphyre dans une matrice volcanoclastique. **La figure 5-18** est représentative du degré élevé de déformation de la zone de faille de Cadillac. Le couloir de déformation est marqué par des unités plissées et boudinées ainsi que par plusieurs indicateurs de mouvement dextre.

La partie Est de ce domaine se caractérise par des relations complexes entre les unités volcaniques et sédimentaires donnant l'impression de copaux amalgamés dans la zone de faille. L'unité de Piché y est d'ailleurs dupliquée et un morceau de roches volcaniques appartenant vraisemblablement au Blake River est emprisonné dans la zone. De plus, des plis tardifs affectant la fabrique principale Sp y sont reconnus et semblent devenir plus importants à l'approche de la faille du Ruisseau Davidson. Des exemples de ces plis sont observés dans le secteur de McWatters où ils affectent les grès et les conglomérats. On y reconnaît clairement le plissement de la schistosité principale (Sp) et ces plis ont tendance à avoir des axes faiblement plongeant (**figures 5-19A et 5-19B**).

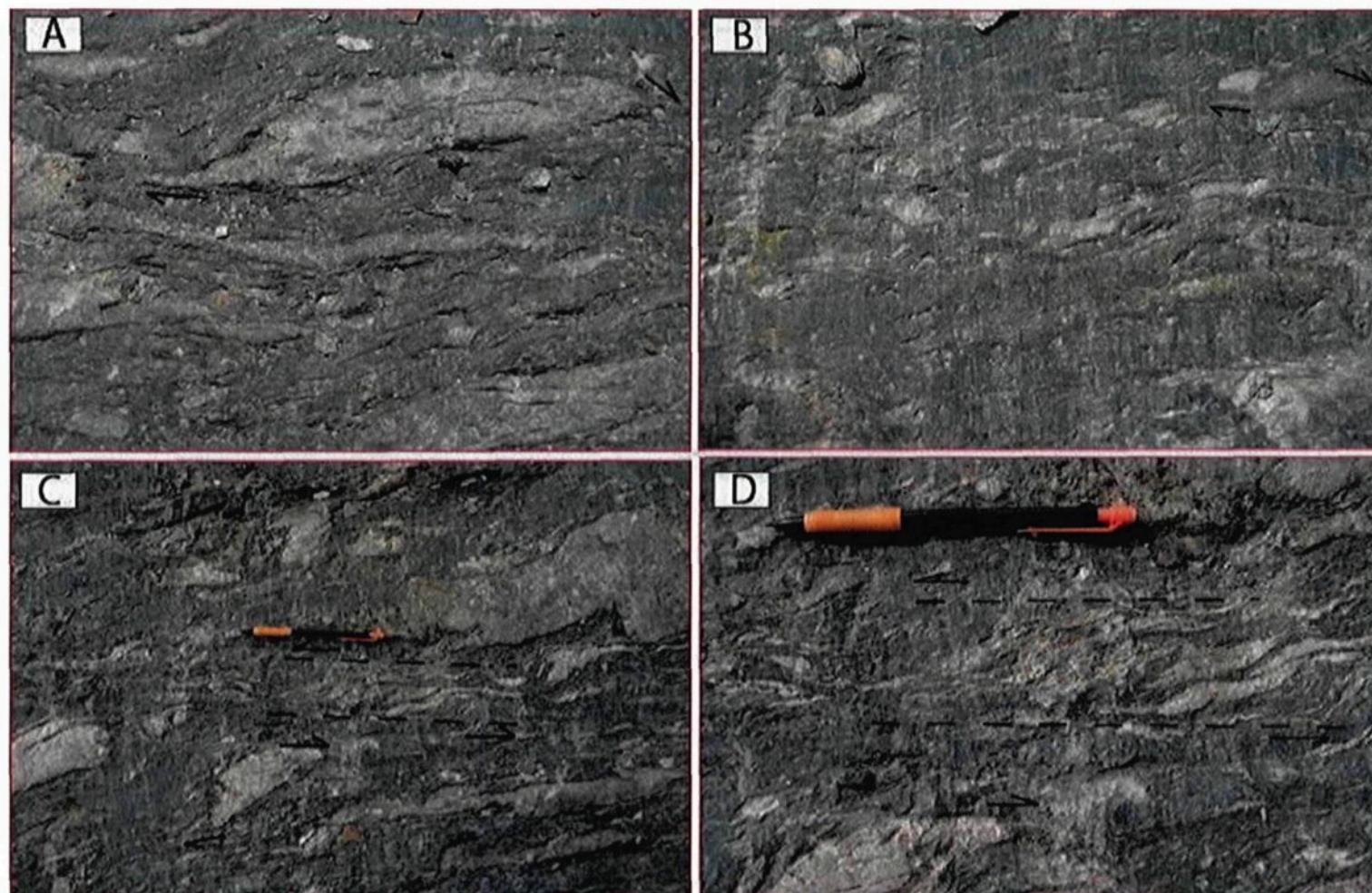


Figure 5-18. Conglomérats à fragments de porphyre (ou dykes de porphyres transposés et démembrés dans les volcanoclastites) boudinés et cisaillés dextre dans une matrice de volcanoclastite (zone de faille de Cadillac). Ces photos sont prises à la mine Astoria au Nord de la Faille de Cadillac. D est un agrandissement de C pour mieux observer les bandes de cisaillement sénestres.



Figure 5-19. Plis de deuxième phase observés dans les conglomérats. A) au Sud du village de village de Mc Watters et B) à la sortie du village de Mc Watters. A) vue en coupe d'un pli. B) vue en coupe de pli P2 à axe plongeant de 25° vers le NE). SA=surface axial, FN=flanc du pli.

Domaine 5 – Le Blake River

Le domaine 5 correspond aux roches volcaniques du Groupe de Blake River et est caractérisé par une schistosité qui présente une déformation plus élevée seulement près de l'unité de volcanoclastite. Les pendages modérés vers le nord y sont encore reconnus mais

ceux-ci deviennent plus abrupts en progressant vers le nord. Les sommets stratigraphiques font systématiquement face vers le Nord.

5.2.6- Coupes structurales dans le bassin de Granada

Trois coupes lithostructurales N-S sont effectuées à travers le bassin de Granada, deux au centre (**figures 5-20 et 5-21**) et une plus à l'Est (**figure 5-22**). Toutes les coupes montrent une géométrie « complexe » du bassin de Granada. L'asymétrie des dépôts et des plis est bien mise en évidence sur la coupe centrale. Ces coupes montrent des sous-bassins séparés par des discordances ou des failles. Les conglomérats en marges Sud sont les dépôts les plus jeunes.

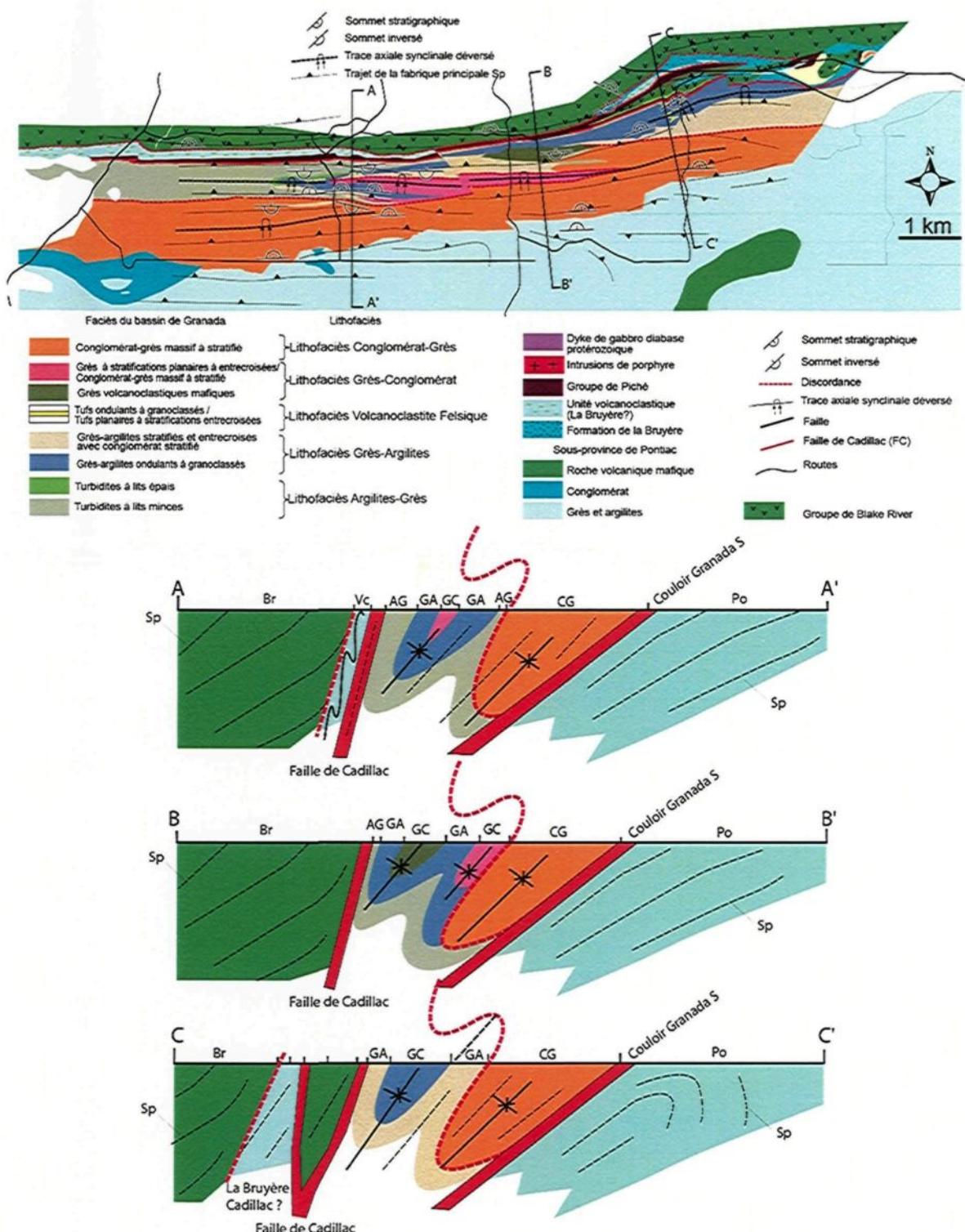


Figure 5-20. Coupes structurales du bassin de Granada. Reconstruction du bassin qui est limité au Nord par le Blake River et au Sud par le Pontiac. Les argilites-grès plus anciens et le conglomérat-grès plus jeunes.

L'observation des ces coupes montre que le bassin est composite. La déformation étant continue dans l'histoire du bassin de longue durée de vie, des déformations tardives ont affecté l'ensemble du bassin mais de façon hétérogène. Cette déformation plus intense à l'Est du bassin est à l'origine des plis tardifs.

5.2.7-Les failles

Les failles tardives N180, N40, N260 recoupent et décalent toutes les structures préexistantes. Elles décalent les unités lithologiques, les lits, les structures sédimentaires, les contacts lithologiques et les failles E-W. L'analyse des linéaments topographiques permet de voir que les failles sont parallèles aux dykes de diabase protérozoïque bien connus dans la partie la plus méridionale de la Province de Supérieur.

5.3- Sommaire sur l'étude structurale du bassin de Granada

L'analyse structurale dans le bassin de Granada permet de retenir les points suivants :

Cinq domaines structuraux sont définis entre le bassin et ses encaissants nord et sud. Ces domaines sont définis à partir de l'intensité de la déformation, de l'attitude de la fabrique Sp et des linéations d'étirement et de la présence de plissements.

Le domaine 1 comprend les roches sédimentaires de la Sous-province de Pontiac. Ces roches se caractérisent globalement par des fabriques de pendage faibles à modérées vers le nord.

Le domaine 2 représente le Couloir de déformation de Granada Sud caractérisé par un Sp incliné vers le nord et un mouvement normal compatible donc avec une extension.

Le domaine 3 représente le centre du bassin de Granada caractérisée par une déformation de faible intensité qui produit des plis serrés à isoclinaux fortement déversés vers le sud.

Le domaine 4 est celui de la ZFCLL et du Groupe de Piché et est caractérisé par :

- 1) Des fabriques principales mylonitiques;
- 2) Un Sp plus abrupt que la Sp dans le bassin;
- 3) La présence d'un clivage de crénulation NE et de plis en Z de 2^e phase;
- 4) Des mouvements dextres reconnus dans la faille de Cadillac.

Le domaine 5 est celui occupé par le Groupe de Blake River au Nord avec des schistosités à pendage nord et des polarités vers le nord.

Aucune phase de déformation distincte n'a été reconnue dans les encaissants du bassin de Granada bien qu'une déformation ancienne puisse être possible dans le Blake River avant le dépôt de la Formation de Granada. De plus, aucun caillou possédant des fabriques anciennes n'a été observé au sein des conglomérats. Des cailloux de ce type n'ont pas été rapportés par Wilkinson *et al.* (1999) dans le secteur de Kirkland Lake. Ces auteurs soutiennent cependant que les fragments felsiques des conglomérats sont moins déformés que les fragments mafiques et sont légèrement à angle oblique par rapport à au clivage S2 de la matrice, ce qui suggère leur rotation progressive.

La déformation principale au sein du bassin se manifeste par une phase de plissement et de raccourcissement. La fabrique principale Sp de pendage incliné vers le nord et les plis déversés vers le sud démontrent une asymétrie structurale associée à une vergence sud. Cette empreinte de la déformation est d'ailleurs compatible avec le style reconnu au sein des roches du Pontiac qui exhibent également des fabriques à vergence sud. Les fabriques Sp associées à des linéations d'étirement en composante pendage peuvent être intégrées dans un modèle de chevauchement. Toutefois le style structural de la zone de

déformation de Granada Sud montre des évidences de mouvements normaux. Ces mouvements peuvent être associés à une composante d'extension tardive qui permet de réconcilier le métamorphisme plus élevé dans les roches sédimentaires du Pontiac avec le métamorphisme de schistes vert observé dans les roches du bassin de Granada.

Le long du couloir de déformation de la faille de Cadillac, la fabrique Sp devient mylonitique. Elle est affectée par une deuxième phase de déformation qui produit le plissement de la Sp. Un clivage de crénulation NE-SW associé à ce plissement s'exprime par des plis asymétriques en Z. Au sein de la zone de faille, un mouvement dextre est déduit de l'observation de multiples indicateurs de cisaillement.

Comparaison avec d'autres secteurs de la faille de Cadillac

Dans le secteur de Granada, la zone de déformation de la faille de Cadillac Larder Lake est située entre les roches volcaniques du Groupe de Blake River au Nord et l'assemblage sédimentaire de la Formation de Granada au Sud. Cette position est différente dans le secteur de Kirkland Lake où elle est limitée au Sud par les roches volcaniques du Blake River et les roches sédimentaires du Timiskaming au Nord (Dimroth *et al.*, 1982; Wilkinson *et al.*, 1999). Les structures sont pentées vers le Nord dans le secteur de Granada alors que dans le secteur de Kirkland Lake, les structures associées à la zone de Faille de Cadillac sont pentées vers le sud (Dimroth *et al.*, 1982; Wilkinson *et al.*, 1999). Cependant, la Sp forte associée à une linéation d'étirement en composante pendage dans la ZFCCL est identique pour les deux secteurs.

La sédimentation alluvio-fluviatile et le magmatisme alcalin du Timiskaming suivent ce plissement D1 entre 2681 et 2676 Ma (Corfu, 1993) le long de structures majeures orientées E-W comme la zone de déformation de Cadillac Larder Lake (Dimroth *et al.*, 1982; Mueller *et al.*, 1994a). La phase précoce de la déformation D1 au sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi est caractérisée par des plis droits E-W anticlinaux et synclinaux sans développement de fabrique de plan axial (Dimroth *et al.*, 1983a).

Une phase régionale (D2) de plissement et de possible charriage estimée globalement entre 2676 et 2670 Ma (Corfu, 1993), de développement d'une foliation pénétrative et du métamorphisme de faciès des schistes verts entre 2676 et 2643 Ma (Powell *et al.*, 1995) dans la ceinture de roches vertes succède au dépôt de l'assemblage du Timiskaming (Wilkinson *et al.*, 1999). L'orientation E-W de la Sp associée à une Lé et des zones de cisaillement dans le secteur de Granada ainsi que le plissement isoclinal de la S₀ pourraient représenter cet événement D2. Ceci est d'ailleurs compatible avec un événement de raccourcissement majeur N-S comme l'ont soutenu dans le secteur de Kirkland Lake, Dimroth *et al.* (1983a), Hodgson et Hamilton (1989) et Wilkinson (1999).

Le clivage NE dans les volcanoclastites de la ZFCLL et dans les roches sédimentaires du bassin de Granada de même que le cisaillement dextre pourraient être dus à une compression NW-SE. Cette compression NW-SE dans la région de Kirkland Lake correspondant à la phase D3 responsable du clivage NE développé sous des conditions de faciès schistes verts d'extension régionale et de la réactivation locale dextre de certaines sections de la zone de déformation de Cadillac Larder Lake (Wilkinson *et al.*, 1999). Ce mouvement dextre matérialisé par les queues des fragments de conglomérats et des plis en Z pourraient être une conséquence de la rotation de la S₂ durant la phase D3 comme l'ont soutenu Wilkinson *et al.* (1999) en Ontario.

CHAPITRE 6

SYNTHESE ET DISCUSSION DES RESULTATS

6.1- Introduction

Le bassin de Granada est constitué de dépôts sédimentaires détritiques interstratifiés à des volcanoclastites felsiques. Ce sont des dépôts de transition progradant du milieu marin profond vers le milieu fluviatile. Les volcanoclastites interstratifiés aux faciès marins profonds et peu profonds sont mises en place dans ces mêmes environnements. Les dépôts renferment des discordances intra-bassins et proviennent de différentes sources situées au nord et au sud du bassin mais la source du Sud semble dominante. Les dépôts détritiques sont des arénites feldspathiques et des conglomérats compatibles avec l'érosion d'un socle suite à son soulèvement. Ces sédiments sont intrudés par des filons-couches, des dykes et des stocks porphyriques alcalins à shoshonitiques d'arc volcanique mature. Toutes ces informations concourent en faveur d'un bassin en marge de faille majeure dont la sédimentation est fortement influencée par le tectonisme.

Les différents contextes possibles pour la formation du bassin de Granada dans un contexte de soulèvement sont :

- Une tectonique de chevauchement associée à des bassins piggyback,
- Une tectonique de décrochement pour former un bassin pull-apart ou
- Une tectonique en extension tardi-orogénique.

Peut-on envisager un modèle de bassin faisant intervenir plus d'un processus tectonique? Quel est l'impact des indicateurs de cisaillement dextre associé à la FCLL dans l'histoire du bassin de Granada à l'image du bassin et de Kirkland Lake (Mueller *et al.*, 1994) ou du bassin de Duparquet associé à la faille de Destor-Porcupine-Manneville (Mueller *et al.*, 1991) dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi ? La présence de plis

déversés dans le bassin et les fabriques de pendages modérés vers le nord sont compatibles avec une phase de chevauchement. L'événement tardif en extension enregistré uniquement dans le bassin de Granada (Daigneault *et al.*, 2002; 2004) expliquerait-il sa différence par rapport à celui de Kirkland Lake associé à la FCLL ?

Ce chapitre tente de reconstruire l'histoire du bassin de Granada en présentant l'architecture des lithofaciès. Ensuite le style structural sera discuté et les modèles de bassins possibles seront analysés en tenant compte de l'architecture des dépôts sédimentaires et du style de déformation.

6.2- Architecture des lithofaciès

6.2.1- Succession de faciès

Les premiers dépôts à la base du bassin de Granada sont essentiellement turbiditiques (faciès 1a et 1b). Dans le secteur du lac Ted, l'interstratification des turbidites avec des volcanoclastites felsiques (faciès 3a) pourrait appuyer l'hypothèse d'extension. Les sédiments recouvrant ces premiers termes s'organisent suivant une séquence régressive et évoluant depuis des sédiments marins dominés par l'influence des vagues (faciès 2a et faciès 3a et 3b) vers des dépôts côtiers (faciès 2b). Ces dépôts constituent la zone de transition entre le milieu marin et le milieu continental. La zone de transition est marquée par des dépôts de grès et d'argilites transportés par les vagues et les marées entre la zone subtidale et intertidale. Les faciès continentaux sont des dépôts de plaines deltaïques (faciès 4a, 4b) et cônes deltaïques (faciès 5). Le faciès 5 repose en discordance sur les premiers dépôts. Cette relation est appuyée par :

- 1) La relation dos-à-dos entre les faciès grès-conglomérat et le faciès 5 conglomérat-grès,
- 2) Les contacts tronqués entre les autres faciès du bassin avec le faciès 5 (le contact avec le lithofaciès argilites-grès à l'ouest passe à un contact avec le lithofaciès

grès-argilites au centre du bassin puis à un contact avec le lithofaciès grès-conglomérat à l'est).

- 3) La présence de fragments de grès des autres faciès au sein de l'unité conglomératique du faciès 5.

Ceci est un élément important de l'histoire puisque cela signifie que le bassin a possiblement évolué selon deux phases distinctes.

Dans la Province de Supérieur au Canada, des discordances tardi archéennes séparant des successions clastiques grossières des turbidites sont communes (Card, 1990; Wood, 1980). Les successions clastiques grossières dans la Province de Supérieur ont été interprétées par Dimroth *et al.* (1982) comme des équivalents proximaux des séquences de turbidites. Mueller et Corcoran (1998), suggèrent que les successions clastiques archéennes représentent des bassins de molasses; un événement différent avec les bassins de flysch dominés par des turbidites dont elles sont séparées par des discordances.

La marge Sud située du côté continentale du cône deltaïque serait bordée par une faille avec des dépôts alluvionnaires proximaux qui reposent en discordance sur un socle. Des dépôts alluvionnaires sont communs dans des bassins sédimentaires bordés par des failles et traduisent une tectonique majeure de soulèvement (Rust et Koster, 1984 **figure 6-1**). La position stratigraphique des conglomérat-grès en relations avec les faciès plus profonds reflète une marge proximale d'un cône deltaïque, et est interprétée comme une molasse à l'image de la marge proximale non marine décrit par Puigdefabregas *et al.* (1986). Les dépôts du bassin de Granada sont des faciès de transition séparés par des discordances intra-bassins ; une caractéristique des bassins sédimentaires en marge de failles.

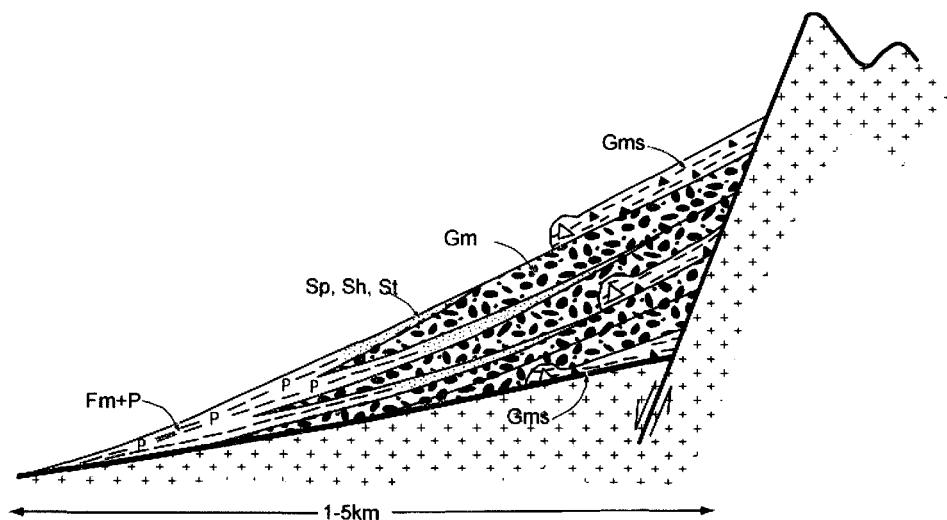


Figure 6-1. Coupe à travers un cône alluvial montrant des variations de faciès distaux à proximaux (Rust et Koster, 1984). Les faciès sont ceux de Miall (1978), Sp=grès à stratification planaire, Sh= grès à stratification horizontale, St=grès à stratification entrecroisée en auge, Gm=conglomérat à support de fragment, Gms=conglomérat à de support matrice, Fm=fin massif, P=carbonate.

6.2.2- Changements latéraux et verticaux de faciès

Des variations verticales et latérales de faciès locales et à l'échelle du bassin sont l'un des principaux résultats de cette étude. Le développement répété d'une succession de faciès cyclique serait due à une permutation (*switching*) de lobes de delta qui est une caractéristique très commune des environnements de dépôts deltaïques (Miall, 1992). La cause de cette cyclicité a été longtemps controversée. Les processus autocycliques, sont d'origine intra-bassin et sont reliés au comportement sédimentologique et au système de dépôt (Bhattacharya et Walker, 1992). Selon ces auteurs, dans les systèmes deltaïques, les processus autocycliques incluent la commutation des lobes et les avulsions des rivières. Les processus allocycliques quand à eux sont extra bassins et peuvent inclure l'eustasie (Eriksson *et al.*, 2001), le tectonisme (Corcoran *et al.*, 1998; de Wit, 1991; Geoffrey, 1995; Hall *et al.*, 2005; Hempton *et al.*, 1983; Heward, 1982; Mueller *et al.*, 1994) de la zone source et dans le bassin récepteur, le climat (Corcoran *et al.*, 1998) et le volcanisme (Mueller *et al.*, 1994; Ronald *et al.*, 1993). Quand le lobe le plus ancien subside dans plusieurs deltas, sa succession de faciès en séquence négative (coarsening-upward CU) est

surmontée par des surfaces limites de discontinuités ou des surfaces d'inondation marine. Ces surfaces sont induites par des transgressions locales. Certaines variations de faciès peuvent être attribuées à ces transgressions. Les variations de la topographie pourraient aussi en être la cause.

6.2.3- Influence du tectonisme sur la sédimentation

Les dépôts sédimentaires et volcanosédimentaires du bassin de Granada présentent les caractéristiques suivantes:

- i) des changements latéraux et verticaux de faciès locaux de l'échelle de 1 m à celle de plusieurs kilomètres à l'échelle du bassin;
- ii) une alternance de séquences positives et de séquences négatives ;
- iii) un taux d'accumulation très élevé. L'ensemble des dépôts est épais par rapport à la dimension du bassin. Aussi la taille de certains fragments de conglomérats supérieurs à 1 m ainsi que l'épaisseur stratigraphique des conglomérats dénotent un soulèvement et un relief important ;
- iv) une interdigitation des conglomérats avec les grès ;
- v) des discordances intra-bassins entre les conglomérats et les unités lithologiques sous-jacentes ;
- vi) une source locale des conglomérats ;
- vii) un magmatisme alcalin concomitant à la sédimentation.

Toutes les caractéristiques citées ci-dessus dénotent l'influence du tectonisme sur la sédimentation dont les principaux éléments sont:

- i) un rapide changement vertical et latéral des faciès sur plus de dix mètres (Christie-Blick et Biddle, 1985) ;
- ii) une répétition cyclique des unités lithologiques (Rust et Koster, 1984) ;
- iii) une alternance de séquences positives et/ou de séquences négatives dans les unités conglomératiques (Heward, 1978);

- iv) un taux d'accumulation des sédiments très élevé (Johnson, 1985) impliquant une subsidence rapide (Débelmas et Mascle, 1991, Ronald *et al.*, 1993) ;
- v) une interdigitation des faciès conglomératiques avec des faciès plus fins (Sylvester, 1988 ; Ringenbach *et al.*, 1993)
- vi) de nombreuses discordances aux marges et à l'intérieur des bassins (Johnson, 1985 ; Sylvester, 1988 ; Ringenbach, 1993) ;
- vii) des faciès grossiers à la marge du bassin qui passent latéralement au centre du bassin à des dépôts peu profonds (Hempton *et al.*, 1983), Nilson et McLaughlin 1985; Mueller *et al.*, 1991) ;
- viii) une source locale des faciès conglomératiques (Rust et Kost, 1984 ; Débelmas et Mascle, 1991 ; Mueller *et al.* 1991) arrachés par les failles bordant le socle.

Les variations latérales et verticales de faciès sont communes dans les bassins en marge de failles et sont interprétées comme une influence tectonique sur la sédimentation (Heward, 1978, 1982; Mueller *et al.*, 2002; Rust et Koster, 1984). Les dépôts de conglomérats correspondraient à des phases actives de tectonisme et les dépôts de grès à des phases d'accalmie. La distribution des conglomérats le long de la marge sud du Bassin de Granada est semblable à celle décrite pour des contextes de cônes alluvionnaires (Heward, 1982; Reineck et Singh, 1986; Rust et Koster, 1984). La phase active qui se traduit par une séquence négative ou *coarsening-upward* (CU) est associée à la phase synchrone au soulèvement de faille et à la subsidence du bassin. Selon Blewett *et al.* (2004), les bassins d'avant-pays (*forelands basins*) sont caractérisés par des séquences négatives (*coarsening upward*) dues à la propagation de l'arrière-pays dans l'avant-pays.

La phase d'accalmie se traduit par une séquence positive ou *fining-upward* (FU). Elle correspond à la réduction progressive de la taille des fragments au sommet d'une séquence de conglomérats. Les sommets de ces séquences positives sont dominés par des dépôts de grès au sommet. Elle est interprétée comme correspondant à une pause dans les

mouvements de failles. Cette phase peut correspondre à une détérioration de la faille ou un *back-stepping* de failles (Heward, 1978), cette phase est marquée par un taux d'érosion excédant l'activité des failles. Le soulèvement des failles remobilise les sédiments sous-jacents, ce qui entraîne la proportion considérable de fragments d'origine intra-bassin. L'épaisseur des dépôts du bassin relèverait du tectonisme qui entraîne la cyclicité et la répétition des strates.

Les structures de fluidisation et de liquéfaction dans les tufs felsiques et les grès du bassin de Granada sont dues à la déformation et au magmatisme synsédimentaires. Les dykes de tufs fins dans les tufs grossiers dénotent une forte pression d'eau et une remontée de matériel à l'image des dykes sédimentaires décrits dans Reineck et Singh (1980). Les empreintes de charges très communes dans les roches volcanoclastiques felsiques, les argilites et les grès sont caractéristiques d'un taux de sédimentation rapide.

Quatre principaux mécanismes peuvent causer la déformation des sédiments (Blatt *et al.*, 1980): i) forces gravitaires agissant sur la succession des strates, montrant un gradient inverse de densité des couches de sédiments plus denses surmontant celles qui sont moins denses; ii) la liquéfaction des sédiments ; iii) les mouvements gravitaires des sédiments déposés sur une pente (slumping) ; iv) contrainte de cisaillement exercée sur des sédiments récemment déposés par des flux qui se déplacent à leur dessus.

La liquéfaction est la perte soudaine de force pour des sédiments mal consolidés lorsque les grains perdent temporairement leur cohésion et deviennent suspendus dans les pores des fluides. Des sédiments déposés rapidement et non encore compactés par enfouissement sont plus vulnérables à la liquéfaction (Blatt *et al.*, 1980b).

Trois principales classes de structures sédimentaires sont produites par fluidisation (Blatt *et al.*, 1980b): i) les structures d'échappement de fluides, ii) les structures de déformations et iii) les structures en injection comme les « dykes » et les « filons-couches

sédimentaires». Les dykes et les filons-couches sédimentaires sont communs aux sédiments déposés rapidement. Les boues de faible perméabilité laisse échapper les fluides durant l'enfouissement peu profond qui produit des pressions élevées de fluides dans les pores des lits de sable. Le relâchement soudain de la pression le long des joints liquéfie le sable et résulte en une injection de masse (Blatt *et al.*, 1980b). Ce serait le cas entre les tufs grossiers et fins dans le bassin. Les slumping constituent selon Blatt *et al.* (1980b) l'évidence de structure de distorsion survenue à un moment où les sédiments sont encore plastiques.

Discordances intra-bassins, interdigitation, cyclicité, variations latérales et verticales de faciès (impliquant granocroissance, cycles positifs et négatifs, amincissement et épaississement des lits de grès) et migrations des aires de dépôts, sont interprétées comme une influence des processus allocycliques comme le tectonisme, le volcanisme, le climat et la variation de la topographie (Luente, 2004). Des séquences cycliques sont associées à l'influence des facteurs allocycliques sur la sédimentation (Edwards *et al.*, 2005; Eriksson *et al.*, 2001; Hall *et al.*, 2005; Hein, 1987; Hunter and Clifton, 1982; Martins-Neto *et al.*, 2001; Mishra *et al.*, 2004; Mueller *et al.*, 1994). Cependant, dans les deltas il est difficile de séparer le contrôle allocyclique du contrôle autocyclique sur la sédimentation selon Bhattacharya et Walker (1992). Ces auteurs soutiennent que les discordances dues à un processus autocyclique sont de plus grande extension. Les nombreuses discordances intraformationnelles comme celles entre le faciès 2b (grès stratifiés et entrecroisés marins peu profonds) et le faciès 5 (conglomérats-grès massifs à stratifiés fluviatiles) ne pourraient seulement être induites par les processus autocycliques. Il y aurait soulèvement de failles mineures, pour induire les dépôts de conglomérats. Ces soulèvements alterneraient avec des phases de sédimentation qui déposent les grès à stratification planaire et entrecroisée (faciès 4b) interdigitant avec le faciès 5. Cette interdigitation serait induite par la progradation limitant la migration latérale des strates de grès et de conglomérats.

Les successions verticales de faciès avec dépôts proximaux grossiers et dépôts distaux fins, suggèrent un dépôt durant une réduction progressive du relief avec le soulèvement à partir de la zone source (Mishra *et al.*, 2004). L'absence de gros blocs de conglomérats au cœur du bassin de Granada, serait due à une réduction du relief dans une nouvelle aire de sédimentation distale par rapport à la source située au Sud. La répétition des séquences de conglomérats suggère des soulèvements répétés dans le bassin de Granada. La répétition des tufs felsiques serait due à des subsidences répétées.

6.2.4- Les intrusions porphyriques

Les intrusions porphyriques du bassin de Granada sont riches en feldspaths alcalins et pauvres en quartz. La composition chimique des filons-couches varie de syénogranodiorites, monzonite à syénite. Le stock présent dans la portion centrale sud du bassin a une composition variant entre un monzogranite et une syénogranite. Les intrusions ont été interprétées comme des granites d'arc volcanique matur à partir de leur composition géochimique.

Les intrusions du bassin de Granada se comparent aux syénites du Stock d'Otto et des roches volcaniques du Timiskaming. Elles présentent des caractéristiques chimiques et des variations similaires à des roches alcalines du Timiskaming. A l'image des roches volcaniques du Timiskaming, les intrusions du bassin de Granada sont très proches du volcanisme d'arc insulaire mature.

Les intrusions de syénites associées à des dépôts sédimentaires continentaux sont interprétées par Smith *et al.* (1980) comme des suites volcaniques contrôlées par des failles. La mise en place des intrusions alcalines peut être associée à des failles secondaires aux failles majeures de décrochement (Ronald *et al.*, 1993), à des cycles de convergence suivie d'une extension (Windley, 1993), ou au diachronisme (Barnes *et al.*, 2002). Leur association avec les conglomérats et les failles et par conséquent avec le soulèvement suggère une mise en place lors des dernières phases orogéniques ou immédiatement après

que la croûte épaisse soit devenue stable comme l'ont observés Smith *et al.* (1980) à Blake Lake.

Les dykes de porphyres orientés N-S pourraient suivre des fractures tardives et se seraient mis en place dans des fractures d'extension lors de la déformation tardive. La mise en place du stock de porphyre pourrait également être associée au plissement lors du raccourcissement D2 à l'image du stock de Lebel dans le secteur de Kirkland Lake en intrusion dans les roches sédimentaires du Timiskaming décrit par Wilkinson *et al.* (1999).

6.3- Style structural du bassin de Granada

L'interprétation de la carte des faciès du bassin de Granada permet d'observer qu'il est constitué de plis serrés à isoclinaux, renversés et montrant une vergence vers le sud. Les plis ont la fabrique Sp de plan axial et cette fabrique possède un pendage modéré à faible vers le nord. Deux traces axiales majeures orientées E-W sont distinguées et sont toutes les deux synclinales. La trace axiale anticlinale entre ces deux synclinale est mal exprimée sur le terrain mais serait localisée au contact entre les conglomérats du faciès 5 et les autres faciès. La juxtaposition de deux synclinaux est compatible avec une discordance entre eux ce qui est déjà démontré par la présence de fragments de grès provenant du synclinal de Granada dans les conglomérats de la marge sud.

Le bassin de Granada est bordé au Nord par la faille de Cadillac Larder Lake et au Sud par la zone de déformation de Granada Sud. La faille de Cadillac est associée à une zone de déformation qui rend difficile la reconnaissance et l'interprétation des unités lithologiques de part et d'autre. Comme les roches volcanoclastiques et sédimentaires au Nord de la Faille de Cadillac peuvent être corrélées à la Formation de La Bruyère, le contact discordant observé avec le Groupe de Blake River devient donc significatif dans l'évolution du bassin.

La relation de discordance avec Groupe de Blake River est notable. Les variations de l'attitude du S_0 du Blake River entre les 3 sections (Astoria, Lac Ted et Lac Moore) par rapport à l'orientation du contact discordant pourraient s'expliquer par une déformation du Blake River avant la mise en place du bassin sédimentaire.

Les turbidites à lits minces à la base de la Formation de Granada sont en contact avec les basaltes komatiitiques ankéritisés du Groupe de Piché qui représente le lieu de la faille de Cadillac. La présence du Groupe de Piché pourrait alors n'être qu'une insertion tectonique produisant un copeau de Timiskaming pendant le mouvement le long de la Faille de Cadillac. Il est toutefois possible que les roches du bassin reposent directement sur les unités volcaniques du Groupe de Piché. Les écailles tectoniques (Groupe de Piché et La Bruyère) pourraient avoir été mises en place durant la phase de raccourcissement. Le style structural de la zone de faille de Cadillac est d'ailleurs dominé par des structures de raccourcissement (fabriques plus abruptes que dans le bassin et Lé en composante pendage). On y retrouve également des structures compatibles avec un décrochement dextre (plis P2 en Z, indicateurs de sens de cisaillement dextre). Ce dernier mouvement est interprété comme tardif dans l'évolution et semble donc sans relation avec les faciès sédimentaires observés, ce qui exclut un modèle de type pull-apart.

La zone de déformation Granada Sud pourrait jouer un rôle important dans l'évolution du bassin puisque le mouvement observé est normal. Cette composante en extension est compatible avec un soulèvement du Pontiac au sud, ce qui produirait une source probable à l'origine des conglomérats du faciès 5 localisés à la marge sud du bassin.

6.4- Modèle paléogéographique et tectonique

Le contact sud du bassin de Granada est occupé par la zone de déformation de Granada Sud mais quelques contacts érosifs entre les conglomérats du bassin de Granada et les turbidites du Pontiac ont été observés. Aucune interdigitation entre les sédiments du Pontiac et la Formation de Granada n'a pu être observée comme l'ont soutenu Dimroth *et*

al. (1982). Le contact entre les conglomérats de la marge sud du bassin de Granada et les grauwackes de la Sous-province de Pontiac est interprété comme une discordance. Cette hypothèse a d'ailleurs déjà été soutenue par Goulet (1978). Vu l'abondance des conglomérats en marge sud du bassin de Granada et la taille des fragments, l'hypothèse d'un fort relief et d'un soulèvement de faille située en marge sud est émise pour leur mise en place.

Les résultats dans cette thèse sont compatibles avec l'hypothèse de provenance de l'érosion directe de marge continentale active pour les grès du Pontiac au contact avec le bassin de Granada. La ZVS et la Sous-province de Pontiac sont deux terranes séparées par une discordance majeure. Le bassin de Granada représente la limite entre la Sous-province de l'Abitibi avec les roches sédimentaires de la Sous-province de Pontiac.

La variation des faciès ainsi que l'architecture des dépôts est semblable à celles d'un bassin marin en marge continentale. Dans ce milieu, les dépôts progradent du bassin profond à un prodelta, un front de delta puis à une plaine deltaïque. Les empilements épais de sédiments fluviatiles et marins forment des dépôts de cône deltaïque progradant. Les dépôts sont séparés par des discordances intraformationnelles.

La succession des lithofaciès et des faciès du bassin de Granada montre une distribution asymétrique. La marge nord est dominée par des dépôts à dominance gréseuse granocroissants vers le sommet et donc vers le sud, mis en place dans un milieu à dominance marin. La marge sud est dominée par des dépôts de conglomérats avec de rares intercalations de grès dans les conglomérats à cailloux. La phase de transition entre les deux marges est caractérisée par une zone fluviatile où la progradation dominante entraîne une interdigitation entre les grès-conglomérats et les conglomérats-grès. Cette asymétrie des dépôts sédimentaires suggère un relief plus élevé au sud qu'au nord du bassin. Cette disposition paléogéographique est similaire à celle d'un bassin marin en marge d'un continent défini par Moore (1969). Dans ce contexte, il peut être subdivisé en quatre parties

(figure 6-2): i) le bassin profond (milieu marin profond), ii) la zone sous l'action des vagues, iii) le front de delta (zone influencée par les vagues et les marées) et iv) la plaine deltaïque (zone émergée) constituée de conglomérats et de grès. L'environnement paléogéographique de ces dépôts correspond à un cône deltaïque.

L'architecture du bassin de Granada définit deux bassins superposés à l'image d'un flysch syntectonique sur lequel repose en discordance des faciès de molasse tardif tectoniques. Le flysch est composé des lithofaciès argilites-grès qui progradent en grès-argilites marin peu profond. La phase molasse se caractérise par l'apparition des lithofaciès grès-conglomérat évoluant vers le lithofaciès de conglomérat-grès massif à stratifié (faciès 5). Ce dernier faciès se distingue par des conglomérats qui renferment des fragments intra-bassins provenant des roches du flysch et des fragments extra bassins, en l'occurrence les fragments de magnétite provenant de la Sous-province de Pontiac.

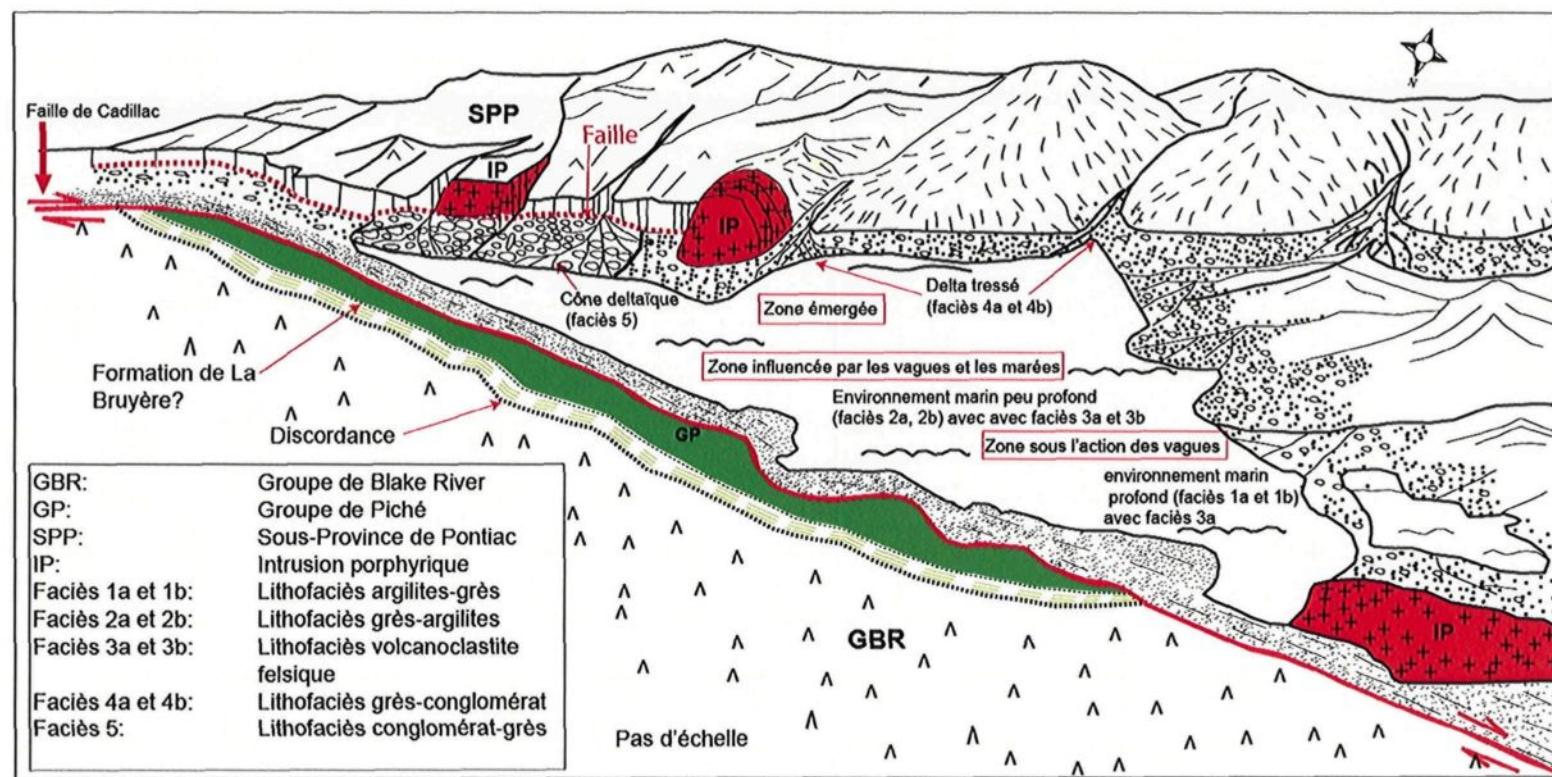


Figure 6-2. Modèle de cône deltaïque pour le bassin de Granada, modifié de Mueller *et al.* (1991).

Modèle proposé

La **figure 6-3** résume les principales étapes d'un modèle hybride de formation de bassin se formant en 3 phases distinctes :

- 1) Une phase Flysch caractérisée par des faciès marins profonds et probablement développés dans un régime en extension (figure 6-4a) comme en témoigne la présence de tufs felsiques dans les turbidites à lits minces (faciès 1a) soulignée dans le secteur du lac Ted.
- 2) Une phase Molasse précoce formée dans un contexte d'un bassin Piggyback associé à une phase de chevauchement donc pendant le raccourcissement. Elle correspond au dépôt des sédiments sur un pli d'avant pays; le Groupe de Blake River. Les variations de polarité des coussins dans les zones de contact entre entre le bassin de Granada et le Groupe de Blake River atteste qu'il est plissé avant le dépôt des sédiments du bassin. Une autre hypothèse serait également le dépôt des sédiments du bassin de Granada au front de chevauchement représenté par la Faille de Cadillac (figure 6-4b).
- 3) Une phase Molasse tardive générée lors de l'exhumation du Pontiac dans un régime en extension tardif. Cette phase correspond à la formation de la Zone de déformation de Granada sud marquée par un mouvement normal en extension associé à la Sp et qui serait antérieure au mouvement dextre de la Faille de Cadillac qui elle reprend la Sp.

Le mouvement dextre associé à la Faille de Cadillac est dû à une transpression dextre et un serrage des plis.

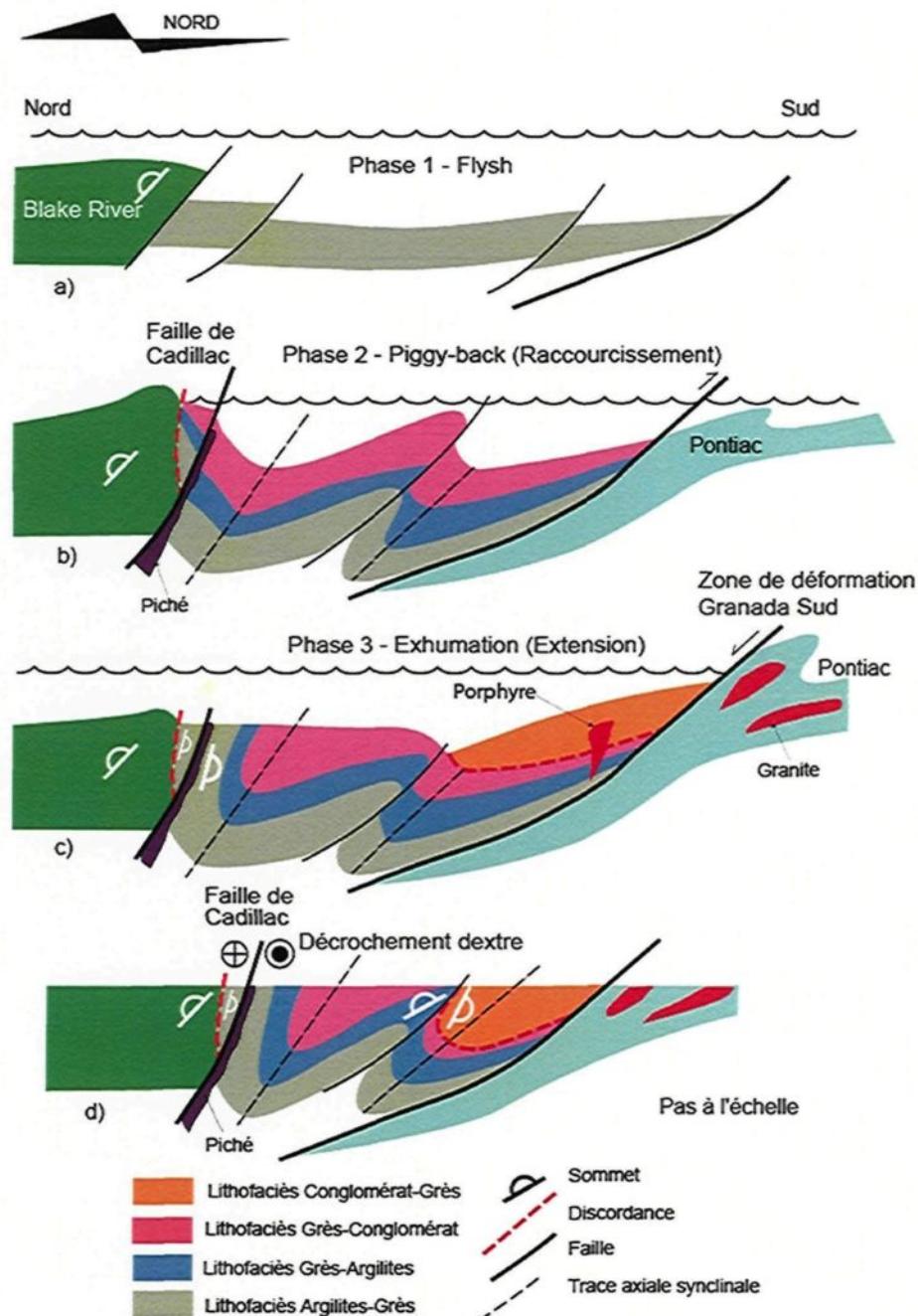


Figure 6-3. Modèle proposé pour l'évolution du bassin de Granada en trois phases

a) phase Flysch : b) Phase Molasse précoce associée à la formation d'un bassin Piggyback : dépôts des sédiments sur pli d'avant pays (Groupe de Blake River) ou sur front de chevauchement (Faille de Cadillac), ensuite plissement des dépôts, inversion des failles de bordure, raccourcissement entraînant le serrage des plis initiaux et c) phase Molasse tardive associée à une extension tardi-orogénique, décollement et exhumation du Pontiac, extension dans la zone de déformation Granada sud, soulèvement et érosion, dépôt de conglomérat (marge sud) le long de discordance. d) Transpression dextre, serrage des plis et mouvement tardif dextre sur la Faille de Cadillac.

Les plis isoclinaux, serrés et renversés sont des structures communes aux bassins piggyback (de Wit, 1982; Lucchi, 1990; Lucente, 2004; Parish, 1984). Les plis asymétriques constituent une manifestation en surface de structures associées à un décollement (Li *et al.*, 2009). Selon Li *et al.*, (2009), le décollement est initié par un soulèvement rapide dérivé de la subduction.

Les premières phases du bassin de Granada se seraient donc développées dans un contexte de convergence des marges actives avec subduction, ou de collision continentale en référence aux mouvements tectoniques définis dans la littérature. Plusieurs références font allusion à une tectonique de convergence entre la ZVS de l’Abitibi et le prisme accrétionnaire de la Sous-province de Pontiac ou une tectonique de collision continentale entre la plaque abitibienne et celle de Pontiac (Ayer *et al.*, 2002; Chown *et al.*, 1992; Daigneault *et al.*, 2002; Daigneault *et al.*, 2004; Dimroth *et al.*, 1983a, b; Dimroth *et al.*, 1982; Feng et Kerrich, 1991; Ludden *et al.*, 1986; Mueller *et al.*, 1996). Le bassin pourrait résulter de la dérive de plaque représentée probablement par le Pontiac à 2750 Ma et ayant entraîné la subduction vers le Nord formant un ensemble d’îles océaniques et/ou des marges continentales soutenue par Dimroth *et al.* (1983b), Hodgson et Hamilton (1988) et Ludden *et al.* (1986). Les résultats de la géochimie des intrusions porphyriques du bassin de Granada sont favorables à une subduction vers le Nord du prisme accrétionnaire du Pontiac sous l’arc volcanique de la ZVS.

L’architecture des faciès 1 à 4, la présence d’un contact discordant entre le Timiskaming et le Blake River et le style structural à forte vergence vers le sud sont compatibles avec une géométrie de bassins de type piggyback (Cojan et Renard 1997).

La phase Molasse tardive se développe dans une tectonique en extension tardiorogénique qui permet d’exhumer la Pontiac au sud le long de la Zone de déformation de Granada Sud. La phase Molasse précoce enregistre les effets du raccourcissement ce qui génère des plis à vergence sud. Le mouvement en extension et le plissement du bassin

engendre le soulèvement responsable des reliefs qui vont alimenter la sédimentation et la production massive de conglomérat déposés au sein des cônes deltaïques le long de contact discordant. Le mouvement en extension accentue les plis au sein du bassin selon des mécanismes décrits par Harris *et al.* (2002).

6.5- Discussion

L'analyse de faciès a permis d'identifier une séquence régressive et progradante complète de successions de faciès allant des turbidites marines à des conglomérats-grès fluviatiles en passant par un milieu marin peu profond dominé par l'action des vagues de tempêtes puis des vagues de beau temps et des marées. La régression marine est couplée à une granocroissance et à une augmentation progressive de l'épaisseur des lits de grès.

A l'image des bassins frontaux ou *forarc basin*, le bassin de Granada renferme une succession très épaisse de dépôts alluvionnaires comparés aux dépôts marins. Ces dépôts synchrones au tectonisme impliquant un soulèvement de faille dans la Sous-province de Pontiac ; ensuite ce soulèvement continu de la zone source continue durant le dépôt, entraîne le remaniement des dépôts antérieurs. Le bassin de Granada avec son tectonisme continu durant le dépôt est un « bassin de longue durée de vie » à l'image des bassins décrits par Rolet (1984). Les dépôts sédimentaires ont aussi enregistrés des plis et failles tardifs, de même que des dykes alcalins tardifs par rapport aux filons-couches synsédimentaires. Ces dykes se mettraient en place par extension suite aux mouvements tardifs. Durant son évolution, le bassin de Granada a enregistré des migrations de ses aires de sédimentation du Nord vers le Sud. Les dépôts se sont faits des termes les plus jeunes sur les plus récents le long des discordances intra-bassins avec une augmentation des cycles de séquences négatives au fur et à mesure que le relief augmente durant le tectonisme actif. Ce processus est commun aux dépôts proximaux de cônes alluvionnaires décrits par Heward (1978, 1982) et Steel *et al.* (1977). L'interdigitation entre les conglomérats et les grès dans le bassin peut être dû à une fluctuation locale du niveau de la mer ou une variation de la topographie. L'interdigitation est une caractéristique commune aux dépôts

sédimentaires dont la mise en place est associée au tectonisme. Elle est interprétée comme liée à la différence de topographie (Cojan et Renard, 1997; Hallberg, 1986). La variation de la topographie peut expliquer l'asymétrie des dépôts. La topographie est plus élevée en marge sud du bassin, ce qui implique un soulèvement de faille pour mettre en place les conglomérats. Les blocs supérieurs à 1,5 m de grand axe observés dans les conglomérats sont conformes à cette hypothèse. Cela suggère la présence de faille en marge de la bande de conglomérats à blocs.

La granocroissance associée à une augmentation de l'épaisseur des lits et à un changement de la composition des grès du lithofaciès argilites-grès au lithofaciès grès-conglomérats dans le bassin de Granada sont des variations attribuées à la progradation suite à l'effondrement et à la subsidence au nord de l'Australie (Krassay, 1994) et à l'aggradation (Mueller *et al.*, 1994). Des dépôts présentant les mêmes caractéristiques sédimentologiques sont interprétés comme des dépôts de «delta progradant» (Buatois et Mangano, 1994; Krassay, 1994).

6.5.1- Évolution du bassin de Granada

La géométrie du bassin de Granada résulte donc de trois phases distinctes dont une phase Flysch et deux phases Molasse. Les deux dernières phases impliquent respectivement des modèles de bassin de chevauchement de type piggyback et un bassin en extension tardiorogénique.

Phase piggyback

Le bassin de Granada correspondrait à un synclinal déformé et rempli progressivement de sédiments au front d'une nappe de charriage en développement. Le raccourcissement entraîne une subduction entraînant les roches sédimentaires du Pontiac sous l'arc volcanique de l'Abitibi. Le raccourcissement N-S serait accommodé par des failles émergeantes qui constituent les limites du bassin. Il en résulte une flexion de la faille de Cadillac, et la formation du bassin de Granada au front de l'arc volcanique de l'Abitibi,

en marge du prisme accrétionnaire de Pontiac. Le branchemet de ces failles limites du bassin sur le socle entraîne le détachement de la ZVS et le soulèvement concomitant du socle situé dans la marge continentale de la Sous-province de Pontiac. Le raccourcissement continu s'accompagne de mouvements de soulèvements répétés de faille. Il en résulte une augmentation de plus en plus du relief et par conséquent de dépôts sédimentaires de moins en moins profonds.

La continuité du raccourcissement N-S entraîne l'aplatissement E-W des couches sédimentaires déposées. L'aplatissement se traduit par une schistosité principale (Sp) surimposée à la stratification S_0 . La compression qui se poursuit pourrait entraîner le serrage et le déversement des plis.

Dans ce modèle de développement du bassin de Granada, chevauchement, érosion et sédimentation sont des processus concomitants. Ce processus est similaire à plusieurs études expérimentales sur les processus impliqués dans la formation et l'évolution des bassins piggybacks (Baby *et al.*, 1995). Baby *et al.* (1995) ont observé deux effets principaux de la sédimentation et de l'érosion sur la déformation.

1) La sédimentation est à l'origine du redressement du chevauchement frontal. Sans sédimentation, on obtient un dispositif de duplex avec accommodation du raccourcissement sur un ou plusieurs chevauchements frontaux évoluant en plis par flexion de faille mais pas de synclinal. La sédimentation permet au chevauchement frontal de continuer de se propager verticalement et au bassin transporté (*piggyback*) de s'approfondir.

2) Les phénomènes d'érosion et de sédimentation contrôlent la séquence de propagation des chevauchements. L'érosion permet au rétrochevauchement frontal de fonctionner. Pendant l'érosion, le chevauchement frontal est bloqué. Lorsque le rétrochevauchement est gêné ou bloqué, le chevauchement frontal reprend sa propagation.

Ces mouvements contribuent au niveau du bassin piggyback à l’alternance des mouvements vers l’avant et de soulèvement vers l’arrière.

L’ensemble des données structurales et sédimentaires combinées pourrait être intégrée dans un modèle de bassin piggyback complexe dont la déformation est synchrone à sa mise en place, puis continue dans l’histoire de l’évolution du bassin. L’évolution du bassin est similaire à celle décrite par Cojan et Renard (1997). Les sédiments plissés de la marge nord plus proches du front des nappes sont cannibalisés et redéposés dans le bassin. Ensuite, le milieu de dépôt devient de moins en moins profond vers le Sud lorsque le taux de sédimentation dépasse celui de la flexure.

L’évolution de bassin de flysch dominé par les turbidites à bassin de molasse dominé par les conglomérats est une caractéristique des bassins frontaux (*forearc basin* Sepehr et Cosgrove, 2004). La source dominante de sédiments dans le bassin de Granada serait en partie le terrane adjacent soulevé par la faille de charriage de la plaque chevauchante à l’image des bassins piggyback. L’arc volcanique serait la principale source des grès du lithofaciès argilites-grès (faciès 1a et 1b). Les dépôts plus anciens remaniés dans le bassin constituerait la source intra-bassin. Comme le souligne Miall (1995), les volumes significatifs de sédiments peuvent aussi dériver de l’érosion de la plaque descendante. Le bassin de Granada a reçu des sédiments de source tout azimut à l’image des bassins piggyback (Williams, 1985; Cojan et Renard, 1997). La réactivation des failles de socle préexistantes serait responsable de la variation de la composition des sédiments et de leur distribution à travers le bassin. C’est une caractéristique des bassins piggyback en général (Sepehr et Cosgrove, 2004).

Phase tardi-orogénique en extension

L’ampleur des dépôts de conglomérats en marge sud du bassin de Granada permet de supposer qu’il y aurait une faille active dans la zone de contact entre la Formation de Granada et la Sous-province de Pontiac. La mise en place du faciès 5 dominé par les

conglomérats à la marge sud du bassin de Granada correspondrait à un effondrement le long de la zone de déformation de Granada Sud.

La formation de conglomérat d'une telle ampleur localisé en marge sud du bassin de Granada nécessite une augmentation du relief au sud du bassin (England et Molnar 1990). Selon Nilsen et Sylvester (1995), les dépôts de cône alluvionnaire comme les conglomérats et les brèches de talus se forment le long des zones actives principales de déplacement et syndépositionnelles. La répétition des séquences ainsi que les variations verticales de faciès impliqueraient plusieurs phases ou des épisodes répétés de soulèvement. Un soulèvement extrême peut être généré par des forces de compression comme celles impliquées dans la subduction des plaques du Pacifique et de l'Amérique du Nord résultant au soulèvement des Montagnes de Chugach et de St. Elias au NE du Gulf d'Alaska (Eyles, 1994). Ce taux de soulèvement peut atteindre 40 m en 5000 ans selon ces auteurs.

Le couple compression-extension comme décrit par Henson *et al.* (2004) peut permettre une succession d'événements compatibles avec l'évolution du bassin de Granada. Une tectonique de permutation entre contraction et extension par changement de contrainte est le principal moteur du bassin piggyback. Une zone de charriage est soumise à un raccourcissement associé à une contrainte contractionnelle, ce qui produit l'épaississement crustal et le soulèvement subséquent de la ceinture et la formation de bassins sédimentaire au front. L'instabilité gravitationnelle entraîne le passage de σ_1 d'horizontal à vertical ce qui crée une relaxation et la formation de bassins sédimentaires tardifs.

L'extension contemporaine locale résulte en une formation des bassins tardifs caractérisés par des séquences positives (*fining-up sequences*) qui se développent dans les régimes en extension localisées. La mise en place des tufs felsiques au sein du bassin de Granada pourrait être associée à ces phases d'extension car selon Blewett, (2002), l'extension peut être associée d'un volcanisme felsique. L'extension qui suit la compression peut permettre le mécanisme de création d'espace et d'élévation de géotherme et peut

résulter en l'emplacement de granitoïde et à la formation synchrone de bassin et du volcanisme (Blewett, 2002). Cette dernière phase de soulèvement correspondrait à celle de mise en place des conglomérats de la marge Sud du bassin de Granada.

La relaxation de la charge entraîne le soulèvement. Au fur à mesure que le bloc s'enfonce, la zone subit d'autres soulèvements et le retour de flux profond se développe. Ce flux profond maintient une température élevée à la base de la lithosphère. Le maintien de la température élevée à la base de la lithosphère pourrait être à l'origine de magmatisme alcalin à shoshonitique dans le bassin de Granada.

Aussi, le changement abrupt du grade métamorphique peut être dû à l'action d'une faille d'extension (Swager, 1997). Cet élément reflète le changement de grade métamorphique observé entre le Pontiac de grade moyen vers les roches du bassin de Granada, de grade faible (schiste vert).

Selon Harris *et al.* (2002), lors de l'effondrement orogénique qui suit l'épaississement crustal, les foliations à faible pendage se développent comme le résultat d'un raccourcissement vertical. De plus, le mouvement normal le long de failles de pendage modéré entraîne la formation de plis déversés qui peuvent contribuer au plissement reconnu au sein du bassin.

6.5.2- Comparaison avec les bassins de décrochement

Le bassin de Granada présente des caractéristiques sédimentologiques pouvant être comparées à celles des bassins de décrochements.

- 1) les bassins de décrochement sont des bassins bordés par des failles, localisés dans des limites de terranes, la sédimentation est synchrone et est fortement influencée par le tectonisme ;

- 2) les dépôts sédimentaires sont clastiques et séquentiels, et peuvent être associés à un volcanisme felsique et/ou alcalin. Ils sont progradants et présentent des variations latérales et verticales de faciès locales et à l'échelle du bassin.

Cependant deux différences sont notées sur l'architecture des dépôts du bassin de Granada par comparaison aux bassins de décrochement:

- 1) dans les bassins de décrochement de type *pull-apart*, il existe des zones de subsidence spécifiques qui constituent les sources d'alimentation du bassin. Ces zones sont localisées dans les failles de relais des failles majeures (Crowell, 1974; Sylvester, 1988).
- 2) Dans les *pull-apart*, les conglomérats sont localisés en bordure des failles dans les marges et les dépôts fins au centre du bassin (Mann *et al.*, 1990; Mueller *et al.*, 1991; Nilsen et McLaughlin, 1985).

Si l'on se réfère aux bassins de Duparquet (Mueller *et al.*, 1991) et de Pantabanga (Mann *et al.*, 1990) respectivement des bassins *pull-apart* anciens et récents, les dépôts grossiers sont situés dans les marges des failles et les dépôts fins au centre. Le remplissage du bassin de Granada est plutôt asymétrique avec les dépôts fins marins, en biseau en marge Nord, puis le recouvrement par les conglomérats constituant les dépôts de cônes deltaïques au sud.

CHAPITRE 7

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

7.1- Conclusions

Ce travail est une contribution majeure sur les relations entre la sédimentation et le tectonisme dans le bassin de Granada. La sédimentation dépend des éléments structuraux majeurs. La qualité des affleurements dans ce secteur offre un bel outil d'analyse de faciès et d'identification des successions sédimentaires en relations avec les structures tectoniques auxquelles elles sont associées. Cela est rarement possible dans les terrains archéens où plusieurs phases de déformation se sont superposées. La technique de cartographie détaillée utilisée dans cette thèse est sans doute l'outil idéal qui a rendu possible une telle étude.

La thèse avait pour objectifs :

- de préciser la géométrie du bassin de Granada en réévaluant les limites entre les Groupes de Pontiac, de Timiskaming et de Cadillac ;
- d'identifier les lithofaciès du bassin de Granada, déterminer les processus impliqués dans la sédimentation, et proposer un modèle de dépôt ;
- de définir les relations entre la sédimentation et le tectonisme;
- de déterminer la signature structurale de la zone et l'impact de la déformation sur les dépôts ;
- d'interpréter l'histoire géologique et intégrer les résultats dans le cadre géologique général de la Sous-province d'Abitibi.

La majorité des objectifs énumérés ci-dessus sont atteints. Il est ressorti de cette thèse plusieurs résultats majeurs.

1) Limites du bassin

Le bassin de Granada repose sur la faille de Cadillac au nord et au sud, il repose sur en discordance sur les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Les volcanites du Groupe de Blake River (GBR) sont plissés avant le dépôt des roches détritiques du bassin de Granada. Le Groupe de Piché identifié dans le secteur de la mine est interprété comme une écaille tectonique ; par conséquent les argilites-grès de la Formation de La Bruyère qui reposent en discordance sur les volcanites du GBR, présentant par endroit un clivage de pression-solution pourraient simplement être affectés au lithofaciès argilites-grès de la Formation de Granada pour former la base du bassin de Granada (faciès 1a et 1b).

2) Modèle de dépôt des sédiments

Des faciès sédimentaires mis en place dans un milieu marin peu profond sont identifiés dans des roches sédimentaires du Timiskaming ; cela a permis de fournir la pièce manquante pour définir un modèle de cône deltaïque dans le bassin de Granada.

3) Relation entre sédimentation et tectonisme

Le bassin de Granada est constitué de dépôts sédimentaires distribués de façon asymétrique. Ce sont des dépôts de transition formant une succession régressive et progradante marquée par des variations latérales et verticales de faciès. Les dépôts sont interstratifiés avec des volcanoclastites felsiques et intrudés par des filons-couches, dykes et stock porphyriques alcalins de type Timiskaming.

4) Signature structurale du bassin

Le bassin de Granada est caractérisée par une asymétrie structurale marquée par des plis serrés à isoclinaux, renversés et à vergence sud associés à une schistosité de plan axial de pendage modéré à faible vers le nord. Ces structures sont associées au chevauchement. Dans le couloir de Granada sud, la schistosité est associée à des structures en extension normale.

5) Impact tectonique dans le contexte de la sous-province de l’Abitibi

L’évolution tectonique du bassin de Granada serait associée à une subduction impliquant un arc volcanique durant laquelle alternent des phases compression et d’extension.

L’analyse de faciès a permis d’identifier une succession régressive et progradante complète de successions de faciès allant des turbidites marines à des conglomérats-grès fluviatiles en passant par un milieu marin peu profond dominé par l’action des vagues de tempêtes puis des vagues de beau temps et des marées. La succession de dépôts alluvionnaires est très épaisse comparée aux dépôts marins à l’image des bassins frontaux ou *forarc basin*. Les grès sont caractérisés par une granocroissance vers le sommet de l’empilement sédimentaire associé à une augmentation de l’épaisseur des lits et à un changement de la composition des grès du lithofaciès argilites-grès au lithofaciès grès-conglomérat. Ces variations sont attribuées à la progradation.

La succession des lithofaciès et des faciès du bassin de Granada montre une distribution asymétrique. La marge nord est dominée par des dépôts à dominance gréseuse granocroissants vers le sommet et donc vers le sud, mis en place dans un milieu à dominance marin. La marge sud est dominée par des dépôts de conglomérats avec de rares intercalations de grès dans les conglomérats à cailloux. La phase de transition entre les deux marges est caractérisée par une zone fluviatile où la progradation dominante entraîne une interdigitation entre les grès et les conglomérats.

Les dépôts sédimentaires du bassin de Granada sont caractérisés par des variations latérales et verticales de faciès. Les variations latérales et verticales de faciès sont communes dans les bassins en marge de failles et sont interprétées comme une influence tectonique sur la sédimentation.

Durant son évolution, le bassin de Granada a enregistré des migrations de ses aires de sédimentation du Nord vers le Sud.

Les roches sédimentaires du bassin de Granada présentent les mêmes caractéristiques sédimentologiques que des dépôts de «delta progradant». L'ampleur des dépôts de conglomérats en marge sud du bassin de Granada permet de supposer qu'il y aurait une faille active dans la zone de contact entre la Formation de Granada et la Sous-province de Pontiac. La mise en place des conglomérats à la marge sud du bassin de Granada correspondrait à un effondrement le long de la zone de déformation de Granada Sud.

Le Groupe de Blake River est en contact discordant avec des roches sédimentaires appartenant au Groupe de Timiskaming et qui pourraient être corrélées à la Formation de La Bruyère. Les variations d'attitude de la stratification volcanique au sein du Blake River par rapport à l'orientation des couches dans le Timiskaming peuvent être expliquées par une déformation ancienne dans le Blake River.

L'architecture des faciès 1 à 4, la présence d'un contact discordant entre le Timiskaming et le Blake River et le style structural avec des plis et des fabriques planaires principales à forte vergence vers le sud sont compatibles avec une géométrie de bassins de type piggyback.

Les intrusions du bassin de Granada se comparent aux intrusions porphyriques et aux roches volcaniques du Timiskaming dans la zone de Kirkland Lake en Ontario. Ce sont des roches alcalines très proches du volcanisme d'arc insulaire mature à l'image des roches volcaniques du Timiskaming. La présence de fragments de ces porphyres au sein du conglomérat de la marge sud du bassin indique une érosion probablement concomitante à leur mise en place.

Le contact entre le bassin de Granada et la Sous-province de Pontiac est interprété comme une zone de déformation normale mais des relations discordantes sont également interprétées entre les deux unités. La composante en extension dans la zone de déformation Granada Sud est compatible avec un soulèvement du Pontiac au sud, ce qui produirait une source pour le conglomérat du faciès 5 à la marge sud du bassin.

Le Groupe de Piché pourrait être une insertion tectonique de roches mafiques ultramafiques au sein de la zone de faille de Cadillac. Les mouvements associés à la faille de Cadillac durant la phase de raccourcissement peuvent avoir généré une écaille de Timiskaming au nord de la faille (Formation de la Bruyère).

Les plis asymétriques en Z, les indicateurs de mouvement dextre le long de la faille de Cadillac impliquent un réajustement dextre tardif de cette structure.

L'évolution géodynamique du bassin de Granada est identique à celle d'un bassin d'avant-pays périphérique, dans le cas typique d'une subduction impliquant un arc volcanique avec une phase flysch suivie de phases de molasse précoce et tardive. La phase Flysch caractérisée par des faciès marins profonds dont la mise en place serait associée à un régime en extension. La phase Molasse précoce serait un bassin frontal. Ce bassin serait généré lors d'une phase de chevauchement durant le raccourcissement (Piggyback). La phase Molasse tardive serait générée lors de l'exhumation du Pontiac dans un régime en extension tardif.

Le couple compression-extension peut permettre une succession d'événements compatibles avec l'évolution du bassin de Granada.

7.2- Perspectives

À cause de la difficulté d'accès, le contact à l'est du bassin de Granada est limité à la Faille du ruisseau Davidson. Des conglomérats du bassin de Granada sont observés juste

à l'est de la rivière Kinéjovis. Il serait important de poursuivre la limite de ces conglomérats à l'est afin de rencontrer leur contact avec les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac.

Un comptage de point sur les conglomérats devrait être fait afin de distinguer le conglomérat au cœur du bassin interdigitant avec les grès dans le facies 4b, du conglomérat massif à stratifié (faciès 5) de la marge qui recoupe tous les autres faciès. Les fragments dans ce dernier conglomérat (faciès 5) pourraient renfermer des déformations antérieures à celles associées au bassin de Granada.

Une étude structurale comparative entre la marge sud et la marge nord du bassin de Granada est recommandée dans le but d'établir la chronologie de déformation entre la faille de Cadillac et le couloir de déformation Granada sud.

LISTE DE RÉFÉRENCES

- Amireh, B. S., Schneider, W., and Abed, A. M., 1994, Evolving fluvial-transitional-marine deposition through the Cambrian sequence of Jordan: *Sedimentary Geology*, v. 89, p. 65-90.
- Amireh, B. S., Schneider, W., and Abed, A. M., 2001, Fluvial-shallow marine-glaciofluvial depositional environments of the Ordovician System in Jordan: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 19, p. 45-60.
- Augier, R., 2004, Evolution tardi-orogénique des Cordillères Bétiques (Espagne): apports d'une étude intégrée. [Thèse de Doctorat]: Université Pierre et Marie Curie, 400 p.
- Aydin, A., and Nur, A., 1982, Evolution of pull-apart basins and there scale independence: *Tectonics*, v. 1, p. 91-105.
- Aydin, A., and Nur, A., 1985, The type and role of stepovers in strike,-slip tectonics, in Biddle, K. T., and Christie-Blick, N., eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, v. 37, p. 36-44.
- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., and Trowell, N., 2002, Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation: *Precambrian Research*, v. 115, p. 63-95.
- Ayer, J., Berger, B., Johns, G., Trowell, N., Born, P., and Mueller, W., 1999, Late Archean rock types and control on gold mineralization in the southern Abitibi greenstone belt of Ontario: Geological association of Canada Mineralogical association of Canada, Joint Annual meeting, Laurentian University, Sudbury, Ontario, p. 42-58.
- Baby, P., Colletta, B., and Zubieta, D., 1995, Étude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté: exemple du synclinorium de l'Ato Beni (Andes centrales): *Bulletin de la Société Géologique de France*, Tome 166, p. 797-811.
- Badley, M. E., Price, J. D., Rambech Dahl, C., and Agdestein, T., 1988, The structural evolution of the northern Viking Graben and its bearing upon extensional modes of graben formation: *Journal of Geological Society of London*, v. 145, p. 455-472.
- Barnes, M. A., Anthony, E. Y., Williams, I., and Asquith, G. B., 2002, Architecture of a 1.38-1.34 granite-rhyolite complex as revealed by geochronology and isotopic and elemental geochemistry of subsurface samples from west Texas, USA: *Precambrian Research*, v. 119, p. 9-43.
- Ben Othman, D., Arndt, N. T., White, W. M., and Jochum, K. P., 1990, Geochemistry and age of Timiskaming alkali volcanics and the Otto syenite stock, Abitibi, Ontario: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 27, p. 1304-1311.
- Bhattacharya, H. N., and Bhattacharya, B., 2006, A permo-Carboniferous tide-storm interactive system: Talchir formation, Raniganj Basin, India: *Journal of Asian Earth Science*, v. 27, p. 303-311.

- Bhattacharya, J. P., and Walker, R. G., 1992, Deltas, *in* Walker, R. G., and James, N. P., eds., Facies Model: response to sea level change: Newfoundland, Geological Association of Canada, p. 157-177.
- Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R., 1980a, Origin of sedimentary rocks. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc, p. 782.
- Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R., 1980b, Rates of Uplift and subsidence compared with those of erosion and deposition, *in* Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R., eds., Origins of sedimentary rocks: New Jersey 07632, Prentice-hall, Inc., Englewood Cliffs, p. 782.
- Blewett, R. S., 2002, Archean tectonic process: a case for horizontal shortening in the North Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Western Australia: Precambrian Research, v. 113, p. 87-120.
- Blewett, R. S., Cassidy, K. F., Champion, D. C., and Henson, P. A., 2004, The Wangkathaa Orogeny: an exemple of episodic regional "D2" in the late Archean Eastern Goldfields Province, Western Australia: Precambrian Research, v. 130, p. 139-159
- Boillot, G., 1996, La Dynamique de la lithosphère; une introduction à la géologie, Paris, France, 129 p.
- Boggs, S. J., 1995, Principles of Sedimentology and Stratigraphy 774 p.
- Bonkoungou, I., 1994, Le Tarkwaïen du sillon de Houndé (Burkina-Faso): un ensemble volcanodétritique acide-calcoalcalin à 2,15 Ga. Étude pétrographique, métamorphique et structurale [Thèse de Doctorat]: Université de Nantes, 412 p.
- Bose, P. K., and Das, N. G., 1986, A transgressive storm- and fair-weather wave dominated shelf sequence: Cretaceous Nimar Formation, Chakrud, Madhya Pradesh, India: Sedimentary Geology, v. 46, p. 147-167.
- Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some flysch deposit: a graphic approach to facies interpretation, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, p. 168.
- Bourdon, B., Wörner, G., and Zindler, A., 2000, U-series evidence for crustal involvement and magma residence times in the petrogenesis of Parinacota volcano, Chile: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 139, p. 458-469.
- Bourgeois, J., 1980, A transgressional shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon: Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 681-702.
- Bourne, J. H., and L'Heureux, M., 1991, The petrography and geochemistry of the Clericy Pluton: an ultrapotassic pyroxenite-syenite suite of late Archaean age from the Abitibi region, Quebec: Precambrian Research, v. 52, p. 37-51.
- Brenchley, P. J., Newall, G., and Stanistret, I. G., 1979, A storm surge origin for sandstone beds in a epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway: Sedimentary Geology, v. 22, p. 185-217.
- Brenner, R. L., and Davies, D. K., 1974, storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high energy marine sediments from the upper jurassic of Wyoming and Montana: Bulletin Geological Society of America., v. 84, p. 1685-1698.
- Buatois, L. A., and Mangano, M. G., 1994, Lithofacies and depositional processes from a Carboniferous lake, Sierra de Narvaez, northwest Argentina: Sedimentary Geology, v. 93, p. 25-49.

- Burke, K., Kidd, W. S. F., and Kusky, T. M., 1985, Is the Ventersdorp rift system of southern Africa related to a continental collision between the Kaapvaal and Zimbabwe Cratons at 2.64 Ga ago?: *Tectonophysics*, v. 115, p. 1-24.
- Burke, K., Kidd, W. S. F., and Kusky, T. M., 1986, Archean foreland tectonics in the the Witwatersrand, South Africa: *Tectonics*, v. 5, no. 3, p. 439-456.
- Cant, D. J., and Stockmal, G. S., 1989, The Alberta foreland basin: relationship between stratigraphy and Cordilleran terrane-accretion events: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 26, p. 1964-1975.
- Capdevilla, R., Goodwin, A. M., Ujike, O., and Gordon, M. P., 1982, Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks and crustal growth in southwestern Abitibi Belt, Canada: *Geology*, v. 10, p. 418-422.
- Card, K. D., 1990, A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion: *Precambrian Research*, v. 48, p. 99-156.
- Chakraborty, P. P., Sarkar, A., Das, K., and Das, P., 2009, Alluvial fan to storm-dominated shelf transition in the Mesoproterozoic Singhora Group, Chattisgarh, Central India: *Precambrian Research*, v. 170, p. 88-106.
- Chown, H. E., Daigneault, R., and Mueller, W., 1992, Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 29, p. 2211-2225.
- Christie-Blick, N., and Biddle, K. T., 1985, Deformation and Basin Formation Along Strike-Slip Faults *in* Biddle, K. T., and Christie-Blick, N., eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*, Volume 37, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, p. 1-34.
- Christie-Blick, N., and Biddle, K. T., 1985, Deformation and Basin Formation Along Strike-Slip Faults. *In* Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation, *in* N., B. K. T. a. C.-B., ed., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, v. 37, p. 1-34.
- Claypool, A. L., Klepeis, K. A., Dockrill, B., Clarke, G. L., Zwingmann, H., and Tulloch, A., 2002, Structure and kinematics of oblique continental convergence in northern Fiordland, New Zealand: *Tectonophysics*, v. 359, p. 329-358.
- Cheel, R. J., and Leckie, D. A., 1993, Hummocky cross-stratification: *Sedimentology Review*, v. 1, p. 103-122.
- Clift, P. D., Dewey, J. F., Draut, A. E., Chewd, D. M., Mangeb, M., and Ryane, P. D., 2004, Rapid tectonic exhumation, detachment faulting and orogenic collapse in the Caledonides of western Ireland: *Tectonophysics*, v. 384, p. 91-113.
- Coish, R. A., and Sinton, C. W., 1992, Geochemistry of mafic dykes in the Adirondak Mountains: implications for late Proterozoic continental rifting: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 500-514.
- Cojan, I., et Renard, M., 1997, *Sédimentologie*, 407 p.
- Colquhoun, G. P., 1995, Siliciclastic sedimentation on a storm- and tide-influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: *Sedimentary Geology*, v. 97, p. 69-98

- Coney, P. J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: an overview, *in* Crittenden, M. D., Coney, P. J., and Davis, G. H., eds., *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, Geological Society of America Memoir 153, p. 7-31.
- Cooke, D. L., and Moorhouse, W. W., 1969, Timiskaming volcanism in the Kirkland Lake area, Ontario, Canada: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 117-132.
- Corcoran, P. L., Mueller, W. U., and Chown, E. H., 1998, Climatic and tectonic influences on fan deltas and wave- to tide-controlled shoreface deposits: evidence from the Archaean Keskarrah Formation, Slave Province, Canada. *Sedimentary Geology*, v. 120, p. 125-152.
- Corcoran, P. L., and Mueller, W. U., 2002, The effects of weathering, sorting and source composition in Archean high-relief basins: examples from the Slave Province, Northwest Territories, Canada: *Special Publications International Association of Sedimentologists*, v. 33, p. 183-211.
- Corfu, F., 1993, The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology: *Economic Geology*, v. 88, p. 1323-1340.
- Coward, M. P., 1980, The Caledonian thrusts and shear zones of NW Scotland: *Journal of Structural Geology*, v. 2, p. 11-17.
- Crittenden, M., Coney, P., and Davis, G., 1980, Tectonic significance of metamorphic core complexes of the North American Cordillera: *Memoire Geological Society of America*, p. 153.
- Crowell, J. C., 1979, The San Andreas Fault system through time: *Journal of Geological Society of London*, v. 136, p. 293-302.
- Crowell, J. C., 1974, Origin of late cenozoïque Bassins in South California. *Tectonics and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, N° 22, p. 190-204.
- Cunningham, W. D., 1993, Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the patagonian orocline: *Tectonics*, v. 12, p. 169-186.
- Daigneault, R., Mueller, W. U., and Chown, E. H., 2002, Oblique archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada: *Precambrian Research*, v. 115, p. 261-290.
- Daigneault, R., Mueller, W. U., and Chown, E. H., 2004, Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision, *in* Eriksson, P., Altermann, W., Nelson, D. R., Mueller, W. U., and Catuneanu, O., eds., *The Precambrian Earth: Tempo and Events*,: Amsterdam, *Developments in Precambrian Geology*, v. 12, p. 88-102.
- Datta, B., 1998, Stratigraphic and sedimentologic evolution of the Proterozoic siliciclastics in the southern part of Chhattisgarh and Khariar, Central India: *Journal of Geological Society of India*, v. 51, p. 345-360.
- Datta, B., Sarkar, S., and Chaudhuri, A. K., 1999, Swaley cross-stratification in medium to coarse sandstone produced by oscillatory and combined flows: examples from the Proterozoic Kansapathar Formation, Chhattisgarh Basin, M.P., India: *Sedimentary Geology*, v. 129, p. 51-70.

- David, J., and Lajoie, J., 1989, Sedimentology of an Archean submarine channel-fill deposit in the Abitibi greenstone belt of Canada: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 26, p. 1453-1462.
- Davies, J. H., and von Blanckenburg, F., 1995, Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, p. 85-102.
- Davis, D. W., 2002, U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics: *Precambrian Research*, v. 115, p. 97-117.
- de Wit, M. J., 1982, Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton Greenstone Belt: *Journal of Structural Geology*, v. 4, p. 117-136.
- de Wit, M. J., 1991, Archean greenstone belt tectonism and basin developpement: some insights from the Barberton and Pietersburg greenstone belts, Kaapval Craton, South Africa: *Journal of African Earth Sciences*, Special issue: Precambrian sedimentary basins of southern Africa, v. 13, p. 45-63.
- de Wit, M. J., and Ashwal, L. D., 1997, Preface, in De-Wit, M. J., and Ashwal, L. D., eds., *Greenstone belts*: Oxford Clarendon Press, p. 8-17.
- Débelmas, J., et Mascle, G., 1991, *Les grandes structures géologiques*, Masson, 299 p.
- Dewey, J. F., 1969, Continental margins: a modele of conversion of Atlantic type to Andean type: *Earth and Planetary Science Letter*, v. 6, p. 189-197.
- Dewey, J. F., 1982, Plate tectonics and the evolution of the British Isles: *Journal of the geological society of London*, v. 139 p. 371-414.
- Dewey, J. F., and Bird, J. M., 1970, Plate tectonique and geosynclines: *Tectonophysics*, v. 10, p. 625-638.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F., and Sengör, A. M., 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia-a young collision zone, in Coward, M. P., and Ries, A. C., eds., *Collision tectonics: Geological Society Special publication*, v. 19, p. 3-36.
- Dickinson, W. R., 1974, Plate tectonics and sedimentation., in Dickinson, W. R., eds., *Tectonics and sedimentation*, Society Economic Paleontology Mineralogy, Tulsa, Special Publication, p. 1-27.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A., and Ryberg, P. T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 222-235.
- Dimarco, M. J., and Lowe, D. R., 1989, Shallow-water volcanoclastic deposition in the Early Archean Panorama Formation, Warrawona Group, eastern Pilbara Block, Western Australia: *Sedimentary Geology*, v. 64, p. 43-63.
- Dimroth, E., Côté, R., Provost, G., Rochelau, M., Tassé, N., and Trudel, P., 1975, Third progress report on stratigraphy, volcanology, sedimentology and structure of Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Timikaming, DP-300: Québec, Ministère des Richesses naturelles du Québec, p. 60.

- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., and Rocheleau, M., 1983a, Evolution of the south central segment of the archean Abitibi belt, Québec. Part II: stratigraphy paleogeographic model: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 20, p. 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., and Rocheleau, M., 1983b, Evolution of the south central segment of the archean Abitibi belt, Québec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 20, p. 1374-1388.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., and Goulet, N., 1982, Evolution of the south central part of the archean Abitibi belt, Québec. Part I: stratigraphy paleogeographic model: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 19, p. 1729-1758.
- Dosseto, A., 2003, Etude du magmatisme aux zones de subduction et de l'érosion continentale, par les séries de l'Uranium: contraintes sur les processus et leur temps caractéristique [Doctorat Geochimie]: Université Paris VII-Denis Diderot, 244 p.
- Dott, J., and Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: *Geological Society of American Bulletin*, v. 93, p. 663-680.
- Dott, R. H., and Bourgeois, J., 1983, Hummocky stratification: Reply: *Geological Society of American Bulletin*, v. 94, p. 1249-1251.
- Duke, W. L., 1987, Hummocky cross stratification, tropical hurricanes and winter storms: *Sedimentology*, v. 34, p. 344-359.
- Duke, W. L., Arnott, R. W., and Cheel, R. J., 1991, Shelf sandstone and hummocky cross stratification; new insights on a stormy debate: *Geology*, v. 19, p. 625-628.
- Edwards, C. M., Hodgson, D. M., Flint, S. S., and Howell, J. A., 2005, Contrasting styles of shelf sediment transport and deposition in a ramp margin setting related to relative sea-level change and basin floor topography, Turonian (Cretaceous) Western Interior of central Utah, USA: *Sedimentary Geology*, v. 179, no. 1-2, p. 117-152.
- Einsele, G., 1992, *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget*, Springer-Verlag, Berlin, 628 p.
- El Hadi, H., Tahiri, A., Cabrera, F. S., Lodeiro, F. G., Pérez, A. A., and Poyatos, D. J. M., 2006, Un exemple de volcanisme calco-alcalin de type orogénique mis en place en contexte de rifting (Cambrien de l'oued Rhebar, Meseta occidentale, Maroc): *C. R. Geoscience* v. 338, p. 229-236.
- England, P., and Molnar, P., 1990, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks: *Geology*, v. 18, p. 1173-1177.
- Eriksson, K. A., 1978, Alluvial destructive beach facies from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa and Swaziland, *in* Miall, A. D., ed., *Fluvial sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geology, Mem. 5, p. 287-311.
- Eriksson, P. G., Condé, K. C., Tirsgaard, H., Mueller, W. U., Altermann, W., Miall, A. D., Aspler, L. B., Catuneanu, O., and Chiarenzelli, J. R., 1998, Precambrian clastic sedimentation systems: *Sedimentary Geology*, v. 120, p. 5-53.
- Eriksson, P. G., A., M.-N. M., Nelson, D. R., Aspler, L. B., Chiarenzelli, J. R., O., C., Sarkar, S., W., A., and J., D. W. R. C., 2001, An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis: *Sedimentary Geology*, no. 141-142, p. 1-35.

- Ersoy, Y. E., Helvacı, C., and Sözbilir, H., 2010, Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW-trending superimposed Selendi basin: Implications for late Cenozoic crustal extension in Western Anatolia, Turkey: *Tectonophysics* v. 488, p. 210-232.
- Evans, R. B., 1994, Profile of a piggyback basin: early Miocene Otaua Group and Waipoua Subgroup, western Northland, New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 37, p. 87-99.
- Eyles, C. H., 1994, Intertidal boulder pavements in the northeastern Gulf of Alaska and their geological significance: *Sedimentary Geology*, v. 88, p. 161-173
- Feng, R., and Kerrich, R., 1991, A high grade tectonic window in the Abitibi southern volcanic zone: an Archean subduction complex: *Geological Association of Canadian Progress. Abstract*, v. 16:A36.
- Fisher, R. V., and Schminke, H., 1984, *Pyroclastic rocks*, Berlin, Springer verlag, 472 p.:
- Folk, R. L., Andrews, P. B., and Lewis, D. W., 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 13, p. 937-968.
- Foucault, A., and Raoult, J.-F., 2001, *Dictionnaire de la Géologie*, Dunod, Paris, p. 380.
- Fritz, W. J., and Howells, M. F., 1991, A shallow marine volcaniclastic facies model: an example from sedimentary rocks bounding the subaqueously welded Ordovician Garth Tuff, North Wales, U. K.: *Sedimentary Geology*, v. 74, P. 217-240
- Gariépy, C., Allègre, C. J., and Lajoie, J., 1984, U-Pb systematics in single zircons from the Pontiac sediments, Abitibi greenstone belt: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 21, p. 1296-1304
- Gauthier, N., 1986, *Géologie du site minier Astoria: Gouvernement du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources. Service de la Géologie. DP 86-14 scale 1/10 000*.
- Geist, E. L., Childs, J. R., and Scholl, D. W., 1987, Evolution and petroleum geology of Amlia and Amukta intra-arc summit basins, Aleutian Ridge: *Marine and Petroleum Geology*, v. 4, p. 334-352.
- Geoffrey, J. O., 1995, Faciès models in volcanic terrains: time's arrow versus time's cycle, in Plint, A. G., ed., *Sedimentary Facies Analysis: A tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading*, Blackwell Science, v. 22, p. 157-193.
- Ghibaudo, G., 1996, Use of trace fossils in delineating sequence stratigraphic surfaces (Tertiary Venetian Basin, northeastern Italy): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 120, p. 261-279.
- Gidon, M., 1987, *Les structures tectoniques. Manuels et Méthodes*, BRGM, 206 p.
- Gill, J., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*, Berlin: Springer-Verlag, 390 p.
- Gill, J. B., Morris, J. D., and Johnson, R. W., 1993, Timescale for producing the geochemical signature of island arc magmas: U-Th-Po and Be-B systematics in recent Papua New Guinea lavas: *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 4269-4283.
- Goulet, N., 1978, Stratigraphy and structural Relationships across the Cadillac-Larder Lake Fault, Rouyn-Beauchastel area, Québec Ph.D.]: Queen's Univ, 141 p.
- Graham, R. B., 1954, Parts of Hébécourt, Duparquet and Destor townships, Abitibi-West contry: Quebec department of mines.

- Hall, J., Aksu, A. E., Calon, T. J., and Yaşar, D., 2005, Varying tectonic control on basin development at an active microplate margin: Latakia Basin, Eastern Mediterranean: *Marine Geology*, v. 221, p. 15-60.
- Hallberg, J. A., 1986, Archean basin development and crustal extension in the northeastern yilgarn Block, western Australia: *Precambrian Research*, v. 31, p. 133-156.
- Hamblin, A. P., and Walker, R. G., 1979, Storm dominated shallow marine deposits: the fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 16, p. 1673-1690.
- Harding, T. P., Vierbuchen, R. C., and N., C.-B., 1985, Structural styles, plate-tectonics settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults., *in* N, B. K. T. a. C.-B., eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication*, p. 51-77.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., and Walker, R. G., 1975, Depositional environment as interpreted from primary sedimentary structures: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes*, v. 2, p. 161.
- Harris, L. B., Koyi, H. A., and Fossen, H., 2002, Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings: *Earth-Science Reviews*, v. 59, p. 163-210.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S., Peate, D., McDermott, F., and van Calsteren, P., 1997, Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes: *Chemical Geology*, v. 139, p. 207-222.
- Hein, F. J., 1987, Tidal/littoral offshore shelf deposits-Lower Cambrian GoG Group, Southern rocky Mountains, Canada: *Sedimentary Geology*, v. 52, p. 155-182.
- Hempton, M. R., Dunne, L. A., and Dewey, J. F., 1983, Sedimentation in a active strike-slip basin, southeastern Turkey: *Journal of Geology*, v. 91, p. 401-412.
- Henson, P. A., Blewett, R. S., Champion, D. C., Goleby, B. R., and Cassidy, K. F., 2004, A dynamic view of orogenesis and the development of the Eastern Yilgarn Craton., *Predictive mineral discovery CRC conference: Barossa Valley, Geoscience Australia*.
- Heward, A. P., 1978, Alluvial fan sequence and megasequence models : with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, northern Spain., *in* Miall, A. D., ed., *Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petrology*, p. 669-702.
- Heward, A. P., 1982, Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D. Stephanian B coalfields, Northon Spain, *in* Miall, A. D., ed., *Fluvial Sedimentology: Canada Society of Petroleum Geologists, Mem. 5*, p. 669-702.
- Hill, D. P., 1977, A model of earthquake swarms: *Journal of Geophysics Research*, v. 82, no. 1347-1352.
- Hodgson, C. J., and Hamilton, J. V., 1988, Gold mineralization in the Abitibi Greenstone Belt : End-Stage Result op Archean Collisional Tectonics, *in* Keays, R. R., Ramsay, W. R. H., and Groves, D. I., eds., *the Geology of Gold deposits: The perspective in 1988*, *The Economic Geology Publishing Company, New Haven*, p. 86-100.

- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F., and Tarney, J., 1984, Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands: *Journal Geological Society of London*, v. 141, p. 453-472.
- Howard, J. D., and Reineck, H.-E., 1981, Depositional facies of high-energy beach to offshore sequence: comparaison with low-energy sequence: *American Association of Petroleum Geologists*, v. 65, p. 807-830.
- Huang, C.-Y., Yuan, P. B., Song, S.-R., Lin, C.-W., Wang, C., Chen, M.-T., Shyu, C.-T., and Karp, B., 1995, Tectonics of short-lived intra-arc basins in the arc-continent collision terrane of the Coastal Range, eastern Taiwan: *Tectonics*, v. 14, p. 19-38.
- Hubert, C., Trudel, P., and Gélinas, L., 1984, Archean wrench faults tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Québec: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 21, p. 1024-1032.
- Hunter, R. E., and Clifton, H. E., 1982, Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in upper Cretaceous Rocks of the Cape Sebastian area, Southwestern Oregon: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 127-144.
- Hyde, R. S., 1978, Sedimentology, volcanology, stratigraphy, and tectonic setting of the Archean Timiskaming Group, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada [Ph.D Unpublished]: McMaster Univ., 422 p.
- Hyde, R. S., 1980, Sedimentary facies in the Archean Timiskaming Group and their tectonic implications, abitibi greenstone belt, Northeastern Ontario, Canada: *Precambrian Research*, v. 12, p. 161-195.
- James, W. C., 1980, Limestone channel storm complex (Lower cretaceous, Elkhorn Mountains, Montana): *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 447-455.
- Jolivet, L. and Goffé, B., 2000, Les dômes métamorphiques dans les chaînes de montagnes. Extension syn-orogénique et post-orogénique: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 330, P. 739-751.
- Johnson, S. Y., 1985, Eocene strike-slip faulting and nonmarine basin formation in Washington, in Biddle, K. T., and Christie-Blick, N., eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, v. 37, p. 283-302.
- Kano, K., 1991, Volcaniclastic sedimentation in a shallow-water marginal basin: the Early Miocene Koura Formation, SW Japan: *Sedimentary Geology*, v. 74, p. 309-321.
- Keen, C. E., Stockmal, G. S., Welsink, H., Quinlan, G., and Mudford, B., 1987, Deep crustal structure and evolution of the rifted margin northeast of Newfoundland: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 24, p. 1537-1549.
- Kerrick, R., and Feng, R., 1992, Archean geodynamics and the Abitibi-Pontiac collision: implications for advection of fluids at transpressive collisional boundaries and the origin of giant quartz vein systems: *Earth-Science Reviews*, v. 32, p. 33-60.
- Klemperer, S. L., 1988, Crustal thinning and nature of extension in the northern North Sea from deep seismic reflection profiling: *Tectonics*, v. 7, p. 803-821.
- Krapež, B., Brown, S. J. A., Hand, J., Barley, M. E., and Cas, R. A. F., 2000, age constraints on recycled crustal and supracrustal sources of Archean metasedimentary sequences, Eastern Goldfields Province: *Tectonophysics*, v. 322, p. 89-133.

- Krassay, A. A., 1994, Storm features of siliciclastic shelf sedimentation in the mid-Cretaceous epeiric seaway of northern Australia: *Sedimentary Geology*, v. 89, p. 241-264.
- Kreisa, R. D., 1981, Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 0823-0848.
- Kusky, T. M., and Vearncombe, J. R., 1997, Structural aspects, *in* De-Wit, M. J., and Ashwal, L. D., eds., *Greenstone belts*: Oxford, Clarendon Press, p. 91-124.
- Lajoie, J., and Stix, J., 1992, Volcaniclastic rocks, *in* Walker, R. G., and James, N. P., eds., *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, p. 101-118.
- Landry, J., 1991, *Volcanologie physique et sédimentologie du Groupe Volcanique de Piché et relations stratigraphiques avec les Groupes sédimentaires encaissants de Pontiac et de Cadillac* [M.Sc]: Université du Québec à Chicoutimi, 105 p.
- Latulippe, M., 1976, *Excursion géologique Val-d'Or-Malartic*, Ministère des Richesses Naturelles du Québec. DP-367, p. 124.
- Leat, P. T., Thompson, R. N., Morisson, M. A., Henry, G. L., and Dickin, A. P., 1988, Compositionally-diverse Miocene recent rift-related magmatism in Northwest Colorado: partial melting, and mixing of mafic magmas from three different asthenospheric mantle sources, *in* Menzies M. A. and Cox, K. G. eds., *Oceanic and continental Lithosphere: similarities and differences*, *Journal of Petrology* Special issue, p. 351-357.
- Leckie, D. A., and Walker, R. G., 1982, Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower gates Interval-outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in Western Canada: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 66, p. 138-157.
- Leeder, M. R., and Gawthorpe, R. L., 1987, Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins, *in* Coward, M. P., Dewey, J. F., and Hancock, P. L., eds., *Continental extension tectonics*: Geological Society of London, special publication, v. 28, p. 139-152.
- Legault, M. I., and Keiko, H., 1994, Late Archaean geological development recorded in the Timiskaming Group sedimentary rocks, Kirkland Lake area, Abitibi greenstone belt, Canada: *Precambrian Research*, v. 68, p. 23-42.
- Li, L., Zhong, D., Shi, X., Tang, Z., Hu, Q., Xu, Y., and Li, Z., 2009, Late Mesozoic-Cenozoic decollement structure and its deep geological background in western Shandong, China: *Progress in Natural Science*, v. 19, p. 603-613.
- Lister, G. S., and Davis, A. G., 1989, The origin of metamorphic core complexe and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A.: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 65-94.
- Lister, G. S., Etheridge, M. A., and Symonds, P. A., 1986, Detachement faulting and the evolution of the passive continental margins *Geology*, v. 14, p. 246-250.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 279-297.

- Lowe, D. R., 1997, Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: Discussion1: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 81, p. 460-465.
- Lucchi, R. F., 1990, Turbidites in forland and on-thrust basins of the northern Apennines: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 77.
- Lucchitta, I., 1990, Role of heat and detachment in continental extension as viewed from the eastern basin and range province in Arizona: Tectonophysics, v. 174, p. 77-114.
- Lucente, C. C., 2004, Topography and palaeogeographic evolution of a middle Miocene foredeep basin plain (Northern Apennines, Italy) Sedimentary Geology, v. 170, no. 3-4, p. 107-134
- Ludden, J., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B., and Sawyer, E. W., 1993, A three dimensional perspective on the evolution of Archaean crust: LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior province: Lithos, v. 30, no. 3-4, p. 357-372.
- Ludden, J., Hubert, C., and C., G., 1986, The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada: Geological Magasine, v. 123, p. 153-166.
- Makhlof, I., 2002, Sea-level fluctuations and storm-wave influence on Ordovician shelf sediments, Jordan: Littoral 2002, The Changing Coast, p. 319-324.
- Malavieille, J., 1993, Late orogénic extension in mountain belts; insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt: Tectonics, v. 12, p. 1115-1130.
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C., and Burke, K., 1983, Development of pull apart-basins.: Journal of Geology, v. 91.
- Mann, P., Schubert, C., and Burke, K., 1990, Rewiew of Caribbean neotectonics., in Dengo, G., and Case, J. E., eds., The Caribbean region: Boulder, Colorado, Volume chapter 12, Geological Society of America, The Geology of North America, p. 307-338.
- Marsaglia, K. M., 1995, Interarc and backarc., in Busby, C. J., and Ingwersoll, R. V., eds., Tectonic of Sedimentary Basins: Oxford, Blackwell Science, p. 299-330.
- Martins-Neto, M. A., Pedrosa-Soares, A. C., and Lima, S. A. A., 2001, Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the Sao Francisco craton and Aracuai fold belt, eastern Brazil: Sedimentary Geology, no. 141-142, p. 343-370.
- Mascle, A., 1989, Les prismes d'accréation: La Recherche, v. 215, p. 1308-1315.
- McKenzie, D. P., 1978, Some remarks on the development of sédimentary basins: Earth and Planetary Science Letters, v. 40, p. 25-32.
- Mellere, D., Zecchinb, M., and Peralec, C., 2005, Stratigraphy and sedimentology of fault-controlled backstepping shorefaces, middle Pliocene of Crotone Basin, Southern Italy: Sedimentary Geology, v. 176, p. 281-303.
- Miall, A. D., 1978, Lithofacies types and vertical profile models in braided riverdeposits. A summary., in Miall, A. D., ed., Fluvial Sedimentology, Canadian Society of Petroleum Geologist, p. 801-829.

- Miall, A. D., 1982, Lithofacies types and vertical profile modeles in braided river deposits: a summary, fluvial sedimentology, Andrew D. Miall geological Survey of Canada, p. 507-625.
- Miall, A. D., 1985, Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth Science Review*, v. 22, p. 261-308.
- Miall, A. D., 1992, Alluvial Deposits, in Walker, R. G., and James, N. P., eds., *Facies models. Response to sea level change*: Geological Association of Canada, p. 119-142.
- Miall, A. D., 1995, Collision-Related Foreland Basins, in Busby, C. J., and Ingersoll, R. V., eds., *Tectonics of sedimentay Basins*, Blackwell Science, p. 393-424.
- Miall, A. D., 2002, An introduction to rift basins and their sediments: *Sedimentary Geology*, v. 147, p. 3-8.
- Miller, E. L., Gans, P. B., and Garing, J., 1983, The snake Range décollement: an exhumed mid-tertiary ductile-brittle transition: *Tectonics*, v. 2, p. 239-263.
- Mishra, B., Pandya, K. L., and Maejima, W., 2004, Alluvial Fan-lacustrine Sedimentation and its Tectonic Implications in the Cretaceous Athgarh Gondwana Basin, Orissa: *India Gondwana Research*, v. 7, p. 375-385.
- Monaco, P., 1992, Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian: *Sedimentary Geology*, v. 77, p. 123-114.
- Moore, D. G., 1969, Reflection profiling studies of the California continental bordeland: structure and quarternary turbidites basins: *Geological Society of America, Special papers*, v. 107, p. 1-42.
- Mortensen, J. K., 1993, U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area: *Canadian Journal of Erath Science*, v. 30, p. 29-41.
- Morris, J. D., Leeman, W. P., and Tera, F., 1990, The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes ans B-Be systematics: *Nature*, v. 344, p. 31-36.
- Mueller, W., 1991, Volcanism and related slope to shallow-marine volcaniclastic sedimentation: an Archean example near Chibougamau, Quebec, Canada: *Precambrian Research*, v. 49, p. 1-22.
- Mueller, W., Chown, E. H., and Potvin, R., 1994a, Substorm wave base felsic hydroclastic deposits in the Archean Lac des Vents volcanic complex, Abitibi belt, Canada: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 60, p. 273-300.
- Mueller, W., Chown, E. H., and Thurston, P. C., 2000a, Processes in physical volcanology and volcaniclastic sedimentation: modern and ancient: *Precambrian Research*, v. 101, p. 81-85.
- Mueller, W. U., Corcoran, P. L., and Donaldson, J. A., 2002, Sedimentology of a tide-and wave-influenced high-energy Archean coastline: the Jackson Lake, Slave Province, Canada: *Special Publications International Association of Sedimentologist*, v. 33, p. 153-182.
- Mueller, W., and Pickett, C., 2005, Relative sea level change along the Slave craton coastline: Characteristics of Archean continental rifting: *Sedimentary Geology*, v. 176, p. 97-119.

- Mueller, W. U., and Corcoran, P. L., 1998, Late-Orogenic basins in the Archean Superior Province, Canada: characteristics and inferences: *Sedimentary Geology*, v. 120, p. 177-203.
- Mueller, W. U., Corcoran, P. L., and A., D. J., 2002, Sedimentology of a tide-and wave-influenced high-energy Archean coastline: the Jackson Lake, Slave Province, Canada: *Special Publications International Association of Sedimentologist*, v. 33, p. 153-182.
- Mueller, W. U., Daigneault, R., Mortsen, J., and Chown, E. H., 1996, Archean terrane docking : Upper Crust Collision Tectonics, Abitibi Greenstone Belt, Québec, Canada: *Tectonophysics*, v. 265, p. 127-150.
- Mueller, W. U., Donaldson, J. A., and Doucet, P., 1994b, Volcanic and tectono-plutonic influences on sedimentation in the Archean Kirkland Basin, Abitibi greenstone belt, Canada: *Precambrian Research*, v. 68, p. 201-203.
- Mueller, W. U., and Donalson, J. A., 1992, Development of sedimentary basins in the archean Abitibi belt, Canada: an overview: *Canadian Journal of Earth Science.*, v. 29, p. 2249-2265.
- Mueller, W. U., Donalson, J. A., Dufresne, D., and Rocheleau, M., 1991, The Duparquet Formation: sedimentation in late Archean successor basin, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 28, p. 1394-1406.
- Mueller, W. U., Garde, A. A., and Stendal, H., 2000b, Shallow-water, eruption-fed, mafic pyroclastic deposits along a Paleoproterozoic coastline: Kangerluluk volcano-sedimentary sequence, southeast Greenland: *Precambrian Research*, v. 101, p. 163-192.
- Müller, D., Franz, L., Herzig, P. M., and Hunt, s., 2001, Potassic igneous from the vicinity of epithermal gold mineralization. Lihir Island, Papua New Guinea: *Lithos*, v. 57, p. 163-186.
- Muoz, J. A., Martinez, A., and Verges, J., 1986, Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 399-405.
- Myrow, P. M., and Southard, J. B., 1991, Combined –flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, p. 202-210.
- Nemec, W., Steel, R. J., Porebski, S. J., and Spinnangr, A., 1984, Domba conglomerate, Devonian, Norway: process and lateral variability in a mass flow-dominated, lacustrine fan-delta, *in* Koster, E. H., and Steel, R. J., eds., *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*: Canadian Society of Petroleum Geology, Mem. 10, p. 295-320.
- Nesbitt, B. E., 1990, Short Course on fluids in tectonically active regimes of the continental crust, Volume 18: Vancouver, B. C.: Mineralogical Association of Canada, p. 312.
- Nilsen, T. H., and McLaughlin, R. J., 1985, Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and Ridge and little sulphur Creek strike-slip basins of California.: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, no. 37, p. 79-103.
- Nilsen, T. H., and Sylvester, A. G., 1995, Strike-slip basins, *in* Busby, C. J., and Ingersoll, R. V., eds., *Tectonics of Sedimentary basins*, Blackwell science, p. 425-457.

- Nøttvedt, A., Gabrielsen, R. H., and Steel, R. J., 1995, Tectonostratigraphy and sedimentary architecture of the rifts basins, with reference to the northern North Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 881-901.
- Ori, G. G., and Friends, P. F., 1984, Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets: *Geology*, v. 12, p. 475-478.
- Parish, M., 1984, A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean geology: *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 247-255
- Pearce, J. A., 1983, Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margin, *in* Hawkesworth, C. J., and Norry, M. J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, p. 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for tectonics interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pearson, V., and Daigneault, R., 2009, An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt: *Precambrian Research*, v. 168, p. 66-82.
- Peschler, A. P., Benn, K., and Roest, W. R., 2006, Gold-bearing fault zones related to Late Archean orogenic folding of upper and middle crust in the Abitibi granite-greenstone belt, Ontario: *Precambrian Research*, v. 151, p. 143-159.
- Platt, J. L., 1986a, Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks: *Geological Society of American Bulletin*, v. 97, p. 1037-1053.
- Platt, J. P., 1986b, Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphics: *Geological Society of American Bulletin*, v. 97, p. 1037-1053.
- Platt, J. P., 1993, Exhumation of high-pressure rocks: a review of concept and processes: *Terra Nova*, v. 5, p. 119-133.
- Plint, A. G., Eyles, N., Eyles, C. H., and Walker, R. G., 1992, Control of sea level change, *in* Walker, R. G., and James, N. P., eds., *Facies models: response to sea level change*: Newfoundland, Geological Association of Canada, p. 15-25.
- Powell, W. G., Carmichael, D. M., and Hodgson, C. J., 1995, Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 32, p. 787-805.
- Puigdefabregas, C., Munos, J. A., and Marzo, M., 1986, Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin: *International Association of Sedimentologists special publication*, v. 8, p. 229-246.
- Ramsay, J. G., and Hubert, M. I., 1986, *The techniques of modern structural geology*, Academic press, folds and fractures, P. 309-462.
- Reineck, H.-E., and Singh, I. B., 1980, *Depositional sedimentary environments*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 549 p.
- Reineck, H.-E., and Singh, I. B., 1986, *Depositional Sedimentary Environments*, Berlin, Springer.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D., and Lister, G. S., 1999, Exhumation processes, *in* Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D., and Lister, G. S., eds., *Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion*, Volume Special Publication, Geological Society, London, p. 1-27.

- Ringenbach, J. C., Pinet, N., Stéphan, J. F., and Delteil, J., 1993, Structural variety and tectonic evolution of strike-slip basins related to the Philippine Fault system, northern Luzon, Philippines: *Tectonics*, v. 12, p. 187-203.
- Robert, F., 1989, Internal structure of the cadillac tectonic zone southeast of Val d'or: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 26, p. 2661-2675.
- Robert, F., Poulsen, K. H., Cassidy, K. F., and Hodgson, C. J., 2005, Gold Metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons: Society of Economic Geologists, Inc., *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 1001-1103.
- Rocheleau, M., 1980, Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. [Ph. D Unpublished]: Univ. De Montréal, 313 p.
- Rocheleau, M., and Dimroth, E., 1985, Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi belt: Discussion: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 22, p. 1374-1317.
- Rolet, J., 1984, Graben losangique (pull-apart) en régime de décrochement. Le rôle des coulissements herciniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain: *in* Tectonique cassante en distension et coulissemement: Société géologique du nord, Centre National de la recherche scientifique, volume spécial, Ann. Soc. Geol. Nord, p. 209-220.
- Rollinson, H. R., 1993, Using Geochimical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and Technical: *Geochemistry*, 344 p.
- Ronald, B., Cole, and Ridgway , K. D., 1993, The influence of volcanism on fluvial depositional systems in a Cenozoic strike-slip basin, Denali fault system, Yukon Territory, Canada: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 152-166.
- Roure, F., Howell, D. G., Müller, C., and Moretti, I., 1990, Late cenozoic subduction complex of Sicily: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 259-266
- Rust, B. R., and Koster, E. H., 1984, Coarse alluvial deposits., *in* Miall, A. D., ed., *Facies Model* (2nd ed.), Geoscience Reprint, p. 53-69.
- Saunders, A. D., and Tarney, J., 1984, Geochemical characteristics and tectonic significance of back-arc basins, *in* Kokelaar, B. P., and Howells, M. F., eds., *Marginal basin geology; volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*, Volume 16: London, United Kingdom, Geological Society of London, Special Publications, p. 59-76.
- Scott, D. L., and Rosendhal, B. R., 1989, North Viking Graben: an East African perspective: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 73, p. 155-165.
- Searle, M. P., Law, R. D., and Jessup, M. J., 2006, Crustal structure, restoration and evolution of the Greater Himalaya in Nepal - South Tibet: implications for channel flow and ductile extrusion of the middle crust, *in* Law, R. D., Searle, M. P., and Godin, L., eds., *Channel flow, Extrusion, and Exhumation in Continental Collision Zones*: Geological Society, London, Special Publications, v. 268, p. 355-378.
- Seely, D. R., and Dickinson, W. R., 1977, Structure and stratigraphy of Forarc regions, in *Geology of Continental Margins*: American Association of Petroleum Geologist, p. C1-C23.

- Sepehr, M., and Cosgrove, J. W., 2004, Structural framework of the Zagros fold-thrust Belt, Iran: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 829-843.
- Sepkoski Jr, J. J., 1982, Flat-pebble conglomerates, storm deposits, and cambrian bottom fauna, *in* Einsele, G., and Seilacher, A., eds., *Cyclic and event stratification*, Springer-verlag berlin Heidelberg New York, p. 371-385.
- Seranne, M., and Seguret, M., 1987, The devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust: *Geological Society London, Special publications*, v. 28, p. 537-548.
- Shanmugam, G., 1997, The Bouma Sequence and the turbidite mind set: *Earth-Science Reviews*, v. 42, p. 201-229.
- Shegelski, R. J., 1980, Archean cratonization, emergence and red bed development, Lake Shebandowan area, Canada: *Precambrian Research*, v. 12, p. 331-347.
- Sigmarsdsson, O., Martin, H., and Knowles, J., 1998, Melting of a subducting oceanic crust from U-Th disequilibria in austral Andean lavas: *Nature*, v. 394, p. 566-569.
- Sinha, A. K., Whalen, J. B., and Hogan, J. P., 1997, The nature of magmatism in the Appalachian orogen, *Geological Society of America*, p. 429.
- Smith, A. G., 1988, Intra-arc basins, *Conference annual meeting*: Houston, Texas, USA, American Association of Petroleum Geologist.
- Smith, T. E., Tetley, N., and Hudec, P. P., 1980, Proterozoic mafic syenites from Baker Lake, N. W. T., Canada: *Precambrian Research*, v. 13, p. 167-179.
- Steel, R. J., Machi, S., Nilsen, H., Roe, S. L., and Spinnangr, A., 1977, Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen basin (Devonian), Norway: sedimentary response to tectonic events: *Geological Society of American Bulletin*, v. 88, p. 1124-1134.
- Sun, S. S., 1980, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 297, p. 409-445.
- Sun, S. S., and MC Dounough, W. F., 1989, Magmatism in the Ocean Basins, *in* Saunders, A. D., and Norry, M. J., eds., *Geological Society, Blackwell Scientific Publications*: Oxford, Boston, p. 313-345.
- Swager, C. P., 1997, Tectono-stratigraphy of late Archean greenstone terranes in the southeastern Goldfields, Western Australia: *Precambrian Research*, v. 83, p. 11-42.
- Sylvester, A. G., 1988, strike-slip faults: *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703.
- Thomson, J. E., 1950, Geology of Teck township and the Kenogami Lake area, Kirkland Lake gold belt: *Ontario Department of mines*
- Trudel, P., and Sauvé, P., 1992, *Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or du District de Malartic*, Gouvernement du Québec, Ministère de l'Energie et des Ressources, Direction générale de l'exploitation géologique et minérale. MM- 89-04, p. 103.
- Trudel, P., Sauvé, P., Tourigny, G., Hubert, C., and Hoy, L., 1992, *Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi)*, Ministère des Ressources Naturelles, Québec. MM 91-01, p. 106.

- Tucker, M. E., and Reid, P. C., 1973, The sedimentology and context of late Ordovician glacial marine sediments from Sierra Leone, West Africa: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 13, p. 289-307.
- Tunbridge, I. P., 1983, The Middle Devonian schoreline in North devon, England: *Journal of Geological Society of London*, v. 140, p. 147-158.
- Ujike, O., 1985, Geochemistry of Archean alkalic volcanic rocks from the Cristal Lake area, east of the Kirkland Lake, Ontario, Canada: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 73, p. 333-344.
- Vogel, D. E., 1978, Polymetamorphism and structures in the superior province near the Grenville front in south-central Québec: *Precambrian Research*, v. 6, p. 177-198.
- Walker, R. G., 1966, Shale grit and Grindslow shales: transition from turbidites to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, p. 90-114.
- Walker, R. G., 1967, Turbidite sedimentary structures and their relationships to proximal and distal environments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 37, p. 25-43.
- Walker, R. G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, v. 62, p. 932-966.
- Walker, R. G., 1984, Shelf and shallow marine sands., *in* Walker, R. G., ed., Facies model, p. 141-170.
- Walker, R. G., 1992, Facies, facies models and modern stratigraphic concepts, *in* Walker, R. G., and James, N. P., eds., Facies model. Response to sea level change: *Geological Association of Canada*, p. 1-14.
- Walker, R. G., Duke, W. L., and Leckie, D. A., 1983, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Discussion and reply: *Geological Society of American, Bulletin*, v. 94, p. 1245-1251.
- Walker, R. G., and Plint, A. G., 1992, Wave-and storm-dominated shallow marine systems, *in* Walker, R. G., and James, N. P., eds., Facies models. Response to sea level change: *Geological Association of Canada*, p. 219-238.
- Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen: *Nature*, v. 291, p. 645-648.
- Wernicke, B., 1985, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 22, p. 108-125.
- Wescott, W. A., 1982, Depositional setting and history of the Tar Springs Sandstone (Upper Mississippian), southern Illinois: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 353-366.
- Wescott, W. A., and Ethridge, F. G., 1980, Fan-delta Sedimentology and tectonic setting. Yallahs fan delta, southeast Jamaica: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 64, p. 374-399.
- Wilkinson, L., Cruden, A. R., and Krogh, T. E., 1999, Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake-Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 36, p. 627-647.

- Williams, G. D., 1985, Thrust tectonics in the south central Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 11-17
- Windley, B. F., 1993, Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections: *Journal of Geological Society of London*, v. 150, p. 39-50.
- Winter, J. D., 2001, An introduction to igneous and metamorphic petrology, Upper Saddle River, New Jersey, Prentice Hall 697 p.
- Wood, D.A., Gibson, I.L. and Thompson, R.N., 1976. Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland: Contributions to Mineralogy and Petrology, 55, p. 241-254.
- Wood, D. A., Joron, J. L., and Treuil, M., 1979, A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings: *Earth and Planetary Science Letter*, v. 45, p. 326-336.
- Wood, J., 1980, Epiclastic sedimentation and stratigraphy in the North Spirit Lake and Rainy Lake area: a comparison: *Precambrian Research*, v. 12, p. 227-255.
- Woodcock, H. N., and Richards, B., 2003, Transpressive duplex and flower structure : Dent Fault System, NW England: *Journal of structural Geology*, v. 25., p. 1981-1992.
- Wu, X.-t., 1982, Storm-generated depositional types and associated trace fossils in Lower Carboniferous shallow-marine carbonates of Three Cliffs Bay and Ogmore-by-Sea, South Wales: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 39, p. 187-202.
- Wyman, D., and Kerrich, R., 1988, Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny: *Economic Geology*, v. 83, p. 454-461.
- Wysocka, A., and Swierczewska, A., 2003, Alluvial deposits from the strike-slip fault Lo River Basin (Oligocene/Miocene), Red River Fault Zone, north-Western Vietnam: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p. 1097-1112.
- Yang, B., Gingras, M. K., Pemberton, S. G., and Dalrymple, R. W., 2008, Wave-generated tidal bundles as an indicator of wave-dominated tidal flat: *Geology*, v. 36, p. 39-42.