



HAL
open science

Evolution géodynamique et paléogéographique mésozoïque du nord de l'Alaska : du bassin amérasien à l'orogénèse brookienne

Nicolas Lemonnier

► **To cite this version:**

Nicolas Lemonnier. Evolution géodynamique et paléogéographique mésozoïque du nord de l'Alaska : du bassin amérasien à l'orogénèse brookienne. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2015. Français. NNT : 2015PA066650 . tel-01359863

HAL Id: tel-01359863

<https://theses.hal.science/tel-01359863>

Submitted on 5 Sep 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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

Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale : Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Laboratoire : IStEP/ Equipe : Lithosphère Structure Déformation

Evolution géodynamique et paléogéographique mésozoïque du nord de l'Alaska : du bassin amérasien à l'orogénèse brookienne

Par Nicolas LEMONNIER

Thèse de doctorat en Sciences de la Terre

Dirigée par Loïc LABROUSSE et Philippe AGARD

Présentée et soutenue publiquement le 2 décembre 2015

Devant un jury composé de :

M. Labrousse Loïc	Prof. Université Pierre et Marie Curie	Directeur de thèse
M. Agard Philippe	Prof. Université Pierre et Marie Curie	Co-directeur de thèse
M. Pubellier Manuel	DR. Ecole Normale Supérieure	Rapporteur
M. Callot Jean-Paul	Prof. Université de Pau UPPA	Rapporteur
M. Baudin François	Prof. Université Pierre et Marie Curie	Examineur
M. Strauss Justin	Assistant Prof. Dartmouth Collège	Examineur
M. Werner Philippe	Geophysicien senior Total S.A	Invité
M. Rabaute Alain	Prof. Associé Université Pierre et Marie Curie	Invité



Carte de l'Océan Arctique, Septentrionalium terrarum descriptio (Gérard Mercator, 1595)

Même un voyage de mille lieues commence par un pas

Proverbe indien

Remerciements

Tout d'abord je souhaite remercier Philippe Agard pour m'avoir guidé vers la thèse de Loïc. Je souhaite remercier Loïc Labrousse pour cette belle aventure à l'autre bout de la Terre, là où l'homme n'a pas une entière emprise sur la nature. Il m'a transmis la sensation de l'eau glaciale le goût des framboises arctiques... mais aussi de l'Arctique, de sa région et de la compréhension d'un système particulier.

Merci de m'avoir encouragé pour cette thèse, de m'avoir poussé voir fait quelques remontrances. Merci aussi de m'avoir fait découvrir l'Alaska, le village de « Nome » si particulier, mélange de modernité et de Far West avec ces chercheurs d'or, ces ours, ces caribous ces milliards de moustiques qui vont être tristes en ne revoyant plus Philippe !!!

Je souhaite également vivement remercier Alison Till pour son aide plus que précieuse, ces discussions enrichissantes et son accueil chaleureux (ainsi que son mari) et sans qui la compréhension des Brooks Range en aurait été compliquée. Parmi cette « team Alaska », je souhaite remercier Thomas Moore, Julie Dumoulin et Justin Strauss. N'oublions pas Sarah Roeske, avec qui notre dernière mission de terrain en Alaska fut quelque peu mouvementée, voir agrémentée de gentils nounours.... Justement je tiens à remercier les ours et les bœufs musqués qui feront toujours en sorte que la géologie reste un mystère en certains endroits.

Ahh ces terrains ! dont le premier fut particulièrement rude en cause des dizaines de kilos de cailloux (n'est-ce pas Fred, Mae !) ... des rivières glacées à traverser en boxer... merci Loïc... un camping un peu improvisé et un échantillonnage pas au bon endroit... Tout cela réuni pour bien commencer le début de thèse... mais qui fut vite oublié par des paysages magnifiques et des vues imprenables de l'hélicoptère. A remercier ces fameuses vidéos pour savoir quoi faire lors de la présence d'ours brun, grizzlys ou ours polaires... Le résumé en court surtout ne pas croiser un ours polaire...

Je tiens aussi à ne pas oublier ces longues minutes bloquées sur la piste de Fairbanks à Coldfoot, par des travaux et une personne nous expliquant le créationnisme, où à un employé de Coldfoot (10 habitants en 2010) venant de Saint Etienne....

En revenant vers Paris, je tiens à remercier Mathew Cobble et Bill McClelland pour la nuit blanche passé à Stanford sur des zircons sauf les quelques minutes d'assoupissement... mais chuuut.... Et oui jusqu'au bout ces zircons m'ont mené la vie dure et je ne suis pas le seul. Je ne peux que remercier Omar pour les heures incalculables de MEB à chercher de petits mais petits mais petits zircon.... Et pour ce surnom « zirconnier ». Merci à Michel pour les « ah tu m'emmerdes ! » et « mais si sa boucle » avec ce petit accent du sud. Et à Nicolas en apprenant que je rendais ma thèse « mais tu es un barbare !! ». Pour ces heures incalculables de microsonde et cette bonne ambiance à CAMPARIS avec le thé d'Omar et la mousse au chocolat d'Anne Marie.

Je ne peux oublier les heures et les heures passées au Raman, merci à Alberto et à Abdel dont son accueil au BRGM fut vraiment un plaisir. Je tiens à remercier Bruno Vrielynck pour son aide dans la paléogéographie et pour son savoir. Merci à Jean-François pour son aide et ces conseils en dessin. Merci à Sylvie Leroy pour sa contribution sur les profils sismiques et ses questionnements. En parlant de sismique petit détour par la défense, merci aux personnes

impliquées dans le projet GRI et à Philippe Werner pour son aide, sa gentillesse face à l'inextricable base de données de Total.

Je ne pourrais pas oublier Dovy, ses discussions et son aide dans l'administration, Sylvie Derly pour les petits cafés et toujours prête à aider dans les problèmes administratifs ou de remboursement de mission,... Et ça on commence à connaître !!!

Comment ne pas remercier Alain Rabaute, qui a toujours été présent depuis le début, ne ménageant pas son travail, d'une précision méticuleuse, arrivant toujours à poser la question simple mais qui nous laissait sans réponse, fait des cartes aux petits oignons si on pouvait les manger on leurs attribueraient cinq étoiles... Merci Alain !!!

Je tiens également à remercier les personnes du 3^{ème}, Claudio, Christian, Benoit C., Benoit V., Benoit Dubacq toujours prêt à prendre son temps pour expliquer, Anne qui ne compte jamais ses heures, ni son aide alors qu'elle n'en a pas le temps ... bon par contre Anne tu n'es plus en thèse tu peux partir avant 20h !!! Si si je te jure !!

Merci à tous les permanents, administratifs que j'ai pu côtoyer pour la Science, pour l'administratif ou pour la politique de la recherche, la liste en serait trop longue.

Revenant aux sources, merci aux anciens : Gabi, Nico, François, Naphi, Matthieu, Jérémie que j'ai pu croiser au début de ma thèse mais qui ne sont jamais bien loin. Merci à Alexis, que je peux considérer comme le papa des pseudo-sections, et dont l'aide m'a beaucoup apportée. Un grand merci à ma co-bureau Anne-cé, pour ses relectures, ses discussions, son aide, sa bonne humeur... A Sylvain et sa fatidique phrases de fin de thèse « alors ça avance ?? » Ah Alex toujours relax, ah Arnaud, ces bons conseils et à une certaine soirée de l'EGU....

Ah mes compagnons de galères situés dans des couloirs éloignés Clémence, Marie, Francesca, Romain, Sindbad ; à la team du 2^{ème} : Félicie (mais comment as-tu fait ? 4 publications dira Mathieu), Chloé (merci pour l'aide en sismique), Marianne, Leila, petit louis, Manfred, Marine (à qui j'ai réussi à refiler la fête de la science...)..... Ramadan et ces très bons petits plats...

A la team du 3^{ème}, Michele, Pauline, Julien, Léa de passage, Erwann et son petit détour par mon bureau minimum 1 fois par jour et sur les pronostics mais dans quel état va t'il rentrer de match de rugby ?

Et enfin, à ceux avec qui depuis presque maintenant 8 ans on se suit: Jordane pour ses discussions, ses pauses cafés et sa tranquillité même pour écrire la fin de thèse, Mathieu, ah Mathieu ! et l'animation du 3^{ème}, pour ses cafés du matin, ses explications pas toujours très claires, ses câlins (oui je sais c'est bizarre...), ses petits gâteaux du Maroc.... Tu nous en ramènes quand ? Mae pour une amitié qui dure depuis longtemps, pour un terrain et des galères communes (pourquoi il te faut autant de kilos de cailloux ???).

Merci aux petits nouveaux Lorella, Guillaume pour vos dernières relectures et à Michael qui a quelques années d'ancienneté, la boucle est bouclée dira t'on....

Je tiens également à remercier mes amis de Doc'Up, Sandra déjà partie en post-doc à Londres, Elise toujours prête à remonter le moral, Giorgio notre cher historien, François prêt à enseigner la communication, Déborah, Karen, Jean, Quentin, Clément et tant d'autres avec qui on a passé des soirées à organiser, écrire, préparer de nombreuses actions, ... modifier des jaquettes de dvd car une certaine personne s'était trompée d'année...

Enfin, merci aux amis et à ma famille pour qui depuis trois ans, chercher des cailloux en Alaska, alors qu'ils en ont en bas de chez eux reste toujours un mystère, ils se reconnaîtront. A ma tante et mon oncle à qui je pourrais répondre que j'ai vu le cercle polaire arctique et qui déjà trouvaient que les vacances en Bretagne c'était vraiment le pôle nord!!!

Merci à mes parents pour votre soutien et votre confiance, quoi qu'il arrive. Merci à ma mère pour le fou rire et les bonnes 15 minutes pour juste écrire mon sujet de thèse. A mon père qui me proposait en fin de thèse d'aller prendre des cafés nocturnes. A mon frère qui ne sait plus trop si la thèse serait une option pour lui.

Et merci à toi Cécile ! (ou de ton petit surnom..... dommage tu ne veux pas) pour ton soutien, tes encouragements, ta bonne humeur, depuis plus de deux ans et pour la compréhension que tu as fait preuve en fin de thèse. Et à notre première rencontre presque débutée par « tu sais ce que c'est la géologie ? ».

Enfin, j'ai une dernière pensée à ma grand-mère et à mon grand-père qui m'ont toujours poussé vers l'avant même au début de cette thèse et qui j'espère de là-haut le verront.

Evolution géodynamique et paléogéographique mésozoïque du nord de l'Alaska : du bassin amérasien à l'orogénèse brookienne

Résumé

Le bassin canadien figure parmi les rares bassins au monde dont la nature et la géométrie du substratum, et donc le mode d'ouverture, ne sont aujourd'hui pas connus. Les modèles paléogéographiques contraints par les rares données disponibles sont sujets à des interprétations controversées avançant des mécanismes et des âges d'ouverture différents, voire contradictoires. Selon les modèles paléogéographiques proposés, les marges du bassin canadien sont tantôt extensives, tantôt transformantes. L'étude de leurs structures et de leurs histoires détaillées est un exercice préalable à la discrimination des modèles plausibles. Le modèle d'ouverture le plus couru fait appel à un changement de polarité de la subduction au sud du bassin canadien au cours de l'orogénèse brookienne polyphasée.

La chaîne de Brooks se situe au nord de la péninsule alaskane et au sud du bassin canadien. Elle est un des nombreux stades d'assemblage des "terranes" de la Cordillère Nord-Américaine : celui de l'implication d' « Arctic-Alaska-Chukotka (AAC) ». Son stade collisionnel est réputé synchrone de l'ouverture du bassin canadien. C'est donc là qu'il faut chercher les indices des couplages entre la tectonique du bassin au Nord, la déformation intra-cordillère en Alaska et le système de subductions au Sud. Cette orogène est un témoin actif de l'ouverture du bassin canadien, il a enregistré et modifié les conditions aux limites qui ont présidé à son ouverture. La chronologie relative du développement des deux structures est donc essentielle et toute reconstruction de la géodynamique régionale se doit de les concilier en termes de cinématique et de conditions aux limites.

Ce travail vise à apporter des contraintes de premier ordre supplémentaires aux contraintes existantes pour établir un modèle valide d'ouverture du bassin canadien et de déformation de la péninsule alaskane. La construction de la chaîne des Brooks est connue de manière parcellaire, la succession de ses différentes phases (subduction, obduction, collision et possible extension tardi-orogénique) n'étant pas datée avec certitude. L'âge de la collision que les données radiochronologiques permettent de situer entre 140 et 110 Ma est trop imprécis pour effectuer des reconstructions tectoniques fiables. Les processus d'exhumation des chaînes internes, toujours en débat, et l'ampleur de l'extension post-orogénique, totalement inconnue, ne permettent qu'une très approximative retradéformation du prisme orogénique.

L'étude des zones internes a permis d'apporter de nouvelles contraintes (structurale, thermique, chronologique, pétrographique, stratigraphique...) et ainsi de proposer un calendrier plus détaillé de la succession des différentes phases de l'orogénèse et plus particulièrement des conditions géodynamiques de l'exhumation des zones internes. Ainsi, l'étude de la marge nord alaskane a permis de trouver la trace d'une discordance ténue à 140-145 Ma, qui pourrait être due à une phase ponctuelle de compression régionale. Les datations radiochronologiques dans les éclogites des unités internes de haute pression-basse température indiquent un âge de cristallisation de 141 ± 6 Ma marquant la transition entre la subduction océanique et la collision *sensu stricto*.

L'enveloppe thermique, l'étude structurale et la forme des chemins pression-température des unités internes ne montrent pas la signature attendue pour une phase conséquente d'exhumation post-orogénique. Les arguments avancés sont plutôt en faveur d'un mécanisme d'exhumation syn-orogénique, lors de la construction du prisme. Il semble donc que le bloc continental AAC soit impliqué dès 141 Ma dans le prisme orogénique proto-Brooks et que cette phase de couplage soit enregistrée dans le rift pré-bassin canadien. Les possibles phases d'extension de la chaîne qui pourraient expliquer les derniers incréments d'ouverture du bassin sont plus tardifs (~110-120 Ma).

Au regard de ces nouvelles contraintes, les différents scénarios d'ouverture du bassin canadien sont testés sur la sphère, grâce au modèleur GPlates, et les points d'achoppement des modèles sont discutés au cas par cas. La possibilité d'un changement de polarité de la subduction est aussi discutée à la lumière d'exemples mieux connus.

Abstract

The Canadian basin is among the few basins worldwide for which the nature and the geometry of the substratum, and therefore the opening mode, are still unknown. Paleogeographic models based on the few data available are subject to controversy, with different mechanisms and inception ages. According to current paleogeographic models, the margins of Canadian basin either considered as extensional or transform margins. Detailed study of their structures and chronologies is a preliminary exercise to discriminate between permissible models. The most solicited opening model assumes a change of polarity of the overall subduction south to the Canadian basin during the multiphase Brookian orogeny.

The Brooks orogen is located north of the Alaskan peninsula and south of the Canadian basin. It constitutes one of the main assembly stage of terranes in the Northern Cordillera : docking of the Arctic-Alaska-Chukotka terrane with the peri-Pacific arcs system. Its collisional stage is deemed synchronous of the opening of the Canada Basin, which is likely to provide clues about the coupling between tectonics of the north basin and intra-Alaska Cordillera deformation. This orogen has both recorded and influenced the geodynamic history of the Canadian basin. The relative chronology of the development of the two structures is essential and any reconstruction of regional geodynamics must reconcile them in terms of kinematics and boundary conditions.

This work aims at providing additional first-order constraints to discriminate between models for the opening of the Canada basin and for the deformation of the Alaskan peninsula. The construction of the Brooks chain is only partly known, the succession of its different phases (subduction, obduction, collision and late-orogenic extension) being dated with poor certainty. The age of the collision, between 140 and 110 Ma from radiochronological data, is too unprecise to make reliable tectonic reconstructions. The exhumation process of the inner parts, still in debate, and extent of post-orogenic extension, totally unknown, allow only a very estimated retro-deformation of the orogenic wedge.

The study of inner parts helped to bring new constraints to provide a more detailed timetable for the succession of the different phases of the orogeny and especially geodynamic conditions of the exhumation of the inner parts. A discrete unconformity traced along the Alaskan margin at 140-145 Ma is interpreted here as the expression of a pause in the Canada basin rift stretching. The age of this unconformity corresponds to a major event in the Brooks Range. The radiochronological dating of eclogites in the inner zone indicate a crystallization age of 141 ± 6 Ma, pinning the transition between oceanic subduction and collision *sensu stricto*. The thermal envelope, the structural study and estimated pressure-temperature paths in the inner parts do not bear the expected signature for a post-orogenic exhumation stage. Evidences are rather in favor of a syn-orogenic exhumation mechanism during the construction of the prism. It is therefore proposed that coupling of AAC with the peri-Pacific arc system occurred at 141 Ma, and was recorded in the deepening pre-Canadian basin rift. Any regional extension would have occurred later (~110-120 Ma according to our dating) and could only explain the latest stages of the Canada basin opening.

With these new data, regional models are eventually tested on the sphere, using Gplates as a template, and each local inconsistency is highlighted. The relevance of a subduction flip is also discussed in the light of other better constrained areas on the globe.

Table des matières

	Introduction : problématique et enjeux de cette étude	
1	Les grands domaines géologiques au Nord du 60^{ème} parralèles	1
	1.1 Les bassins	1
	1.2 Les marges	2
	1.2.1 Les marges passives	2
	1.2.2 Les domaines continentaux	3
	1.2.2.1 Les grandes ceintures orogéniques	4
	1.2.2.2 Les phases de déformation sans suture	4
	1.2.2.3 Les blocs ou "terrane" assemblés	4
2	Le bassin canadien : un enjeu économique et paléogéographique	7
	2.1 Un enjeu économique	7
	2.2 Un problème géodynamique	8
3	La chaîne des Brooks : maillon manquant et zone clé pour la géodynamique	9
4	Objectif et démarche de la thèse	12
5	Plan du manuscrit	13

Chapitre I

Contraintes, conditions aux limites et évolution paléogéographique du bassin canadien et des structures alaskanes.

1	Marqueurs et chronologie de l'expansion du bassin Canadien	19
	1.1 Les marqueurs du début du rifting	20
	1.1.1 Bordure ouest des îles canadiennes arctiques	20
	1.1.2 Delta du MacKenzie	21
	1.1.3 Marge nord Alaskane	22
	1.2 Les marqueurs de la fin du rifting	28
	1.2.1 Bordure ouest des îles canadiennes arctiques	28
	1.2.2 Delta du McKenzie	29
	1.2.3 Marge nord-alaskane	29

1.3	Début de l'expansion océanique.....	30
1.3.1	Les données sismiques.....	30
1.3.2	Les anomalies magnétiques.....	31
1.3.3	Les anomalies de gravité à l'air libre.....	32
1.4	Conclusion sur les contraintes de l'ouverture du bassin canadien.....	33
1.5	Les modèles d'ouvertures du bassin canadien : couplage entre les domaines arctique et pacifique au Jurassique ?.....	34
1.5.1	Introduction.....	34
1.5.2	Les modèles en contexte de convergence.....	34
1.5.3	Modèles d'ouverture avec un pôle de rotation lointain (i.e. translation).....	35
1.5.4	Les modèles d'ouverture avec un pôle de rotation proche.....	38
1.5.5	Conclusion et problèmes soulevés par ces reconstitutions.....	42
2	Structure actuelle de la péninsule alaskane : des terranes accrétés par le sud	43
2.1	Situation géodynamique.....	43
2.2	Dynamique actuelle.....	44
2.3	La structuration tectonique de la péninsule Alaskane : accrétion de « terranes ».....	47
2.3.1	Les « terranes » de l'accrétion récente.....	51
2.3.2	« Wrangellia super-terrane ».....	51
2.3.3	La zone centrale de l'Alaska : Yukon-Tanana Terrane.....	51
2.3.4	Les terranes au nord de la faille de Tintina et de Kaltag.....	51
3	Marqueurs et chronologie de l'orogénèse brookienne au Mésozoïque.....	52
3.1	Histoire anté-orogénèse brookienne.....	52
3.1.1	L'histoire pré-Mésozoïque : le terrane AAC.....	52
3.1.2	Les traces de domaines océaniques anciens : ophiolite et marge passive.....	53
3.1.3	Vocabulaire et introduction sur l'orogénèse Brookienne.....	54
3.2	Initiation et marqueurs de la subduction océanique (~175~150 Ma).....	55
3.2.1	La présence d'un d'arc volcanique.....	55
3.2.2	Mise en place des unités ophiolitiques.....	56
3.3	Implication de la marge passive dans la subduction (subduction continentale).....	56
3.3.1	Mise en place des nappes ophiolitiques sur le continent.....	56

3.3.2	Métamorphisme HP-BT des unités continentales.....	59
3.4	Edification du prisme collisionnel.....	63
3.4.1	Premier apport sédimentaire du sud	63
3.4.2	Exhumation des chaînes internes (~130~110 Ma).....	63
3.4.2.1	Métamorphisme rétrograde des unités internes.....	63
3.4.2.2	Déformation et structures des unités internes.....	65
3.4.3	La collision continentale : le métamorphisme MP-MT (~136-90 Ma).....	67
3.4.4	Le duplex HP-BT de Nanielik : un important épaissement de la croûte (~120-108 Ma)	68
3.4.5	Propagation de la déformation en direction du nord (~130~93 Ma)	68
3.5	Evolution tardive de la chaîne (post ~118 Ma).....	69
3.5.1	Magmatisme post-orogénique (~118~78 Ma).....	70
3.5.2	Démantèlement de la chaîne et bassins flexuraux (~113~93 Ma).....	72
3.6	Des modèles d'évolutions de la chaîne de Brooks.....	72
3.6.1	Deux mécanismes d'exhumations des zones internes	72
3.6.2	Modèle d'évolution de la collision	73
3.7	Reconstructions géodynamiques existantes.....	74
3.7.1	Modèle géodynamique en extension au milieu du Crétacé.....	74
3.7.2	Modèle géodynamique de soulèvement au Crétacé inférieur.....	76
3.8	Conclusion : problèmes liés à l'orogénèse Brookienne.....	76
4	Problèmes et grandes questions liées à l'évolution du bassin canadien et des structures alaskanes.....	81

Chapitre II

Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse Brookienne sur les marges du bassin canadien ?

1	Introduction	85
2	Formation des marges continentales passives et transition océan-continent	86
2.1	Formations des marges continentales passives	86
2.1.1	Le rifting.....	86
2.1.2	Les mécanismes d'extensions.....	87
2.1.3	Les marges continentales passives.....	87
2.2	Transition océan-continent.....	89

3	Rappel sur le contexte régional du bassin canadien et études antérieures de la marge nord-alaskane	89
4	Réinterprétation des données sismiques dans la bibliographie	90
5	Interprétations des données sismiques disponibles sur les marges du bassin	93
5.1	Données disponibles et utilisables.....	93
5.2	Sélection des profils onshore/offshore	93
5.3	Interprétation sismiques de la marge des îles arctiques canadiennes.....	95
5.4	Interprétation sismiques de la marge nord alaskane.....	95
5.4.1	Descriptions des puits.....	96
5.4.2	Les profils sismiques.....	99
5.5	Interprétation et discussion des discordances majeures Hauterivienne et Albiennaise : un problème non résolu.....	111
5.6	Interprétation et discussion de l'enregistrement sédimentaire sur la marge nord alaskane : enregistrement d'une réponse sédimentaire de l'orogénèse Brookienne précoce.....	111
5.6.1	Structuration de la marge nord alaskane.....	111
5.6.2	Les indices de rifting.....	112
5.6.3	Une discordance mineure et localisée présente dans les sédiments syn-rift	112
5.6.4	Une discordance majeure présente dans les sédiments syn-rift : un enregistrement de l'orogénèse Brookienne.....	112

Chapitre III

Nouvelles contraintes sur l'orogénèse « proto Brookienne »

1	Introduction	116
2	Données structurales et formations clés à travers les zones internes de l'orogène Brookienne	120
2.1	Les unités internes de Brooks Range.....	121
2.2	Les unités internes de la Péninsule de la Seward	128
2.3	Interprétations structurales des unités internes et discussion	133
3	Nouvelles contraintes minéralogiques, pétrologiques et thermique, sur l'évolution métamorphique des chaînes internes : contraintes P-T	136
3.1	Evolution thermique des chaînes internes.....	136
3.1.1	Méthode de thermométrie Raman sur la matière organique (RSCM).....	136

3.1.1.1	Principe de la méthode.....	136
3.1.1.2	Acquisition et traitement.....	138
3.1.1.3	Les incertitudes.....	139
3.1.2	Résultats de l'état thermique grâce au RSCM.....	139
3.1.2.1	Au sein de Brooks Ranges.....	139
3.1.2.2	Au sein de la Péninsule de Seward.....	145
3.1.3	Interprétation et discussion de l'état thermique des chaînes internes.....	151
3.1.3.1	Températures maximales dans la chaîne de Brooks.....	151
3.1.3.2	Températures maximum dans la péninsule de Seward.....	151
3.1.3.3	Conclusions et discussion.....	152
3.2	Descriptions pétrologiques et minéralogiques des lithologies.....	154
3.2.1	Angayucham : unité océanique.....	156
3.2.2	Unités HP-BT : unités « Schist belt » et « Nome Complex ».....	157
3.2.3	Unités continentales adjacentes, rattachées aux unités HP-BT.....	174
3.3	Estimations des conditions P-T.....	174
3.3.1	Méthodologie.....	174
3.3.2	Stratégie mis en œuvre.....	175
3.3.3	Estimations de point P-T par multi-équilibre.....	175
3.3.4	Estimations P-T depuis la modélisation de pseudosection.....	178
3.3.4.1	Les compositions chimiques des roches.....	178
3.3.4.2	Modélisation des assemblages minéralogiques par pseudo-section.....	178
3.3.4	Conclusion et discussion des conditions P-T des unités internes de la chaîne de Brooks.....	185
4	Contraintes radiochronologiques sur les éclogites de l'unité «Schist belt » et « Nome Complex ».....	189
4.1	Principes de la radiochronologie.....	189
4.2	Le choix du géochronomètre.....	189
4.3	Le chronomètre U-Pb sur zircon.....	190
4.3.1	Principe de datation par le géochronomètre U-Pb dans le zircon.....	191
4.3.2	Les diagrammes Concordia et Terra-Wasseburg.....	190
4.4	Méthode de datation utilisée : SHRIMP-RG.....	191
4.5	Méthode analytique détaillée.....	194
4.5.1	Méthodologie avant analyse.....	195

4.5.2	Analyse U-Pb.....	195
4.5.3	Méthodologie après analyse.....	196
4.6	Résultat et discussion : U/Pb dating of subduction-collision in the Brooks Range: implications for Mesozoic geodynamics of Arctic Alaska and for the opening of the Canada basin.....	199
	1 Introduction	200
	2 Geological setting.....	200
	3 Sampled rocks and analytical methods.....	201
	4 Results and interpretations	203
	5 Geodynamic implications	203
	References cited.....	210
	Data Repository.....	215

Chapitre IV

Synthèse et implications géodynamiques et paléogéographiques

1	Synthèse de l'ensemble des contraintes obtenues dans le cadre de cette étude : des contraintes régionales	226
	1.1 Synthèse et discussions des résultats.....	226
	1.1.1 Un marqueur de l'orogénèse Brookienne dans le bassin canadien au Mésozoïque.....	226
	1.1.2 Les éclogites des unités internes HP-BT : un âge clé pour les reconstructions géodynamiques.....	228
	1.1.3 Les processus d'exhumation des zones internes de l'orogénèse Brookienne.....	229
	1.2 Discussions des reconstructions géodynamiques en coupe.....	232
2	G-Plates : support des modèles paléogéographiques, des contraintes cinématiques	241
	2.1 Le logiciel G-Plates.....	241
	2.1.1 Le logiciel.....	241
	2.1.2 Contraintes initiales présentes.....	241
	2.2 Méthodologie	241
	2.2.1 L'aspect des contraintes	241
	2.2.2 La création des blocs et d'une base de données des contraintes.....	242

2.2.3	L'incrémentation dans le modèle G-Plates.....	242
2.2.4	L'incrémentation des contraintes dans le modèle.....	243
2.3	Ensemble des contraintes et blocs appliquées aux modèles paléogéographiques.....	244
2.3.1	Blocs pris en compte.....	247
2.3.2	Contraintes implémentées dans les modèles paléogéographiques.....	247
2.4	Discussion : modèles géodynamiques préliminaires à l'échelle régionale	252
2.4.1	Premières contraintes intégrées dans le modèle.....	252
2.4.2	Reconstructions et discussion des premiers problèmes rencontrés.....	253
	2.4.2.1 Dépliage des failles décrochantes fin -Crétacé à Cénozoïque	256
	2.4.2.2 Modèles d'évolution du bloc de Ruby	258
2.5	Conclusions et perspectives	259
	Références bibliographiques.....	261
	Annexe A.....	277
	Annexe B.....	289
	Annexe C.....	297

Tables figures

Figure 1 : Principale zone géographique de l'arctique _____	3
Figure 2 : Principales structures géologiques en Arctique _____	6
Figure 3 : Carte du bassin canadien situé au-dessus du parallèle 50°N _____	8
Figure 4 : Anomalies magnétiques du bassin Canadien. _____	9
Figure 5 : Coupe schématique de la chaîne de Brooks. _____	10
Figure 1.1 : Carte illustrant les limites et la localisation du bassin Canadien _____	20
Figure.1.2 A : Enregistrement stratigraphique des îles canadiennes et du delta du McKenzie. B : Paléogéographie du Jurassique des îles canadiennes . C : Mise en place d'un haut de socle sur la bordure nord du bassin du Sverdrup _____	22
Figure 1.3 : Enregistrement stratigraphique du nord de l'Alaska et des îles canadiennes arctiques _____	24
Figure 1.4 : Séquence sédimentaire de la formation « Kingak » _____	25
Figure 1.5 : A : Coupe schématique du Bassin de Colville allant jusqu'au « Dinkum graben » et à l'Ouest du Beaufort. B : Transect Nord-Sud à travers « Dinkum graben » de l'est à l'ouest dans la zone des 1002 _____	27
Figure 1.6 : Schéma du transect stratigraphique de l'île de Banks au bassin du Sverdrup SW-N_ _____	29
Figure 1.7 : A : Anomalies magnétiques du bassin Canadien. B : Anomalies de gravité à l'air libre du bassin Canadien _____	32
Figure 1.8 : Récapitulatifs de l'enregistrement stratigraphique des îles canadiennes, du delta du McKenzie et de la marge nord alaskane. _____	33
Figure 1.9 : Modèle paléogéographique de l'ouverture du bassin Canadien en contexte de convergence. _____	35
Figure 1.10 : Modèle paléogéographique de l'ouverture du bassin Canadien en contexte de divergence avec un pôle de rotation proche _____	36
Figure 1.11 : Comparaison des pôles magnétiques de la formation Kugaruk et du pôle magnétique du craton nord-américain. _____	37
Figure 1.12 : Modèles paléogéographiques de l'ouverture du bassin canadien en contexte de divergence avec un pôle de rotation proche. _____	38
Figure 1.13 : Axe central des dépôts sédimentaires Mésozoïques anté-rift _____	40
Figure 1.14 : Paléogéographie des dépôts sédimentaires du bassin du Sverdup au Trias ____	41
Figure 1.15 : Carte géodynamique de la péninsule Alaskane. _____	44
Figure 1.16 : Carte de la sismicité sur la péninsule Alaskane.. _____	44

Figure 1.17 : Modèle tectonique actuelle de la péninsule alaskane.	45
Figure 1.18 : Coupe schématique illustrant les forces aux limites au sud de la faille de Denali et la traction basale au nord.	47
Figure 1.19 : Carte de la structuration tectonique de la péninsule Alaskane et des « terranes » qui la composent.	48
Figure 1.20 : Carte de l'Alaska et des profils géophysiques le long du Trans Alaska Transect et coupe simplifiée du TACT)	50
Figure 1.21 : Carte illustrant les limites du bloc « Arctic-Alaska- Chutkotka (AAC) » et sa localisation.	52
Figure 1.22 : Carte de l'ensemble des unités tectoniques de l'orogène Brooks	54
Figure 1.23 : Coupe schématique de l'ensemble de la chaîne des Brooks	55
Figure 1.24 : Emplacement des zones montrant l'implication de la marge passive dans la subduction	56
Figure 1.25 : Localisation actuelle et description des unités composant la suture ophiolitique, et reposant sur des unités continentales.	58
Figure 1.26 : Métamorphisme de faciès schistes bleus et « éclogites » au sein des unités HP-BT et datations associées à ce métamorphisme.	61
Figure 1.27 : Emplacement des zones montrant l'édification du prisme collisionnel.	63
Figure 1.28 : Métamorphisme rétrograde, de faciès schistes verts, au sein des unités HP-BT.	64
Figure 1.29 : Emplacement des zones de « Wiseman » et « Florence Creek » (modifiée d'après Miller et Hudson, 1991 et Gottschalk, 1990).	65
Figure 1.30 : Déformations enregistrées et conditions aux limites pour les unités (« Phyllite belt », « Schist belt » et « Central belt ») au sud de la chaîne de Brooks, dans les régions de Wiseman et de « Florence Creek ». 4	66
Figure 1.31 : Caractéristique et localisation du métamorphisme de MP-MT	67
Figure 1.32 : Emplacement des zones montrant le magmatisme post-orogénique et les bassins flexuraux.	69
Figure 1.33 : Caractéristique et localisation du magmatisme post-orogénique associé au métamorphisme de haute température (HT).	71
Figure 1.34 : A: Modèle d'exhumation des zones internes	73
Figure 1.35 : Modèle de la collision et du développement du métamorphisme MP-MT	74
Figure 1.36 : Modèle d'évolution géodynamique de l'Alaska, proposant une extension durant le milieu du Crétacé	75
Figure 1.37 : Modèle d'évolution géodynamique de l'Alaska, proposant l'exhumation des chaînes internes par contraction de la chaîne	76
Figure 1.38 : Récapitulatif de l'ensemble des contraintes métamorphiques et temporelles affectant chaque unité, pour l'orogénèse Brookienne.	78
Figure 1.39 : Coupe schématique de l'ensemble de la chaîne de Brooks jusqu'à la marge nord-alaskane du bassin canadien.	82

Figure 2.1 : A. Le modèle d'extension des rifts _____	87
Figure 2.2 : Représentations schématiques de marges passives peu ou pas volcaniques. ____	88
Figure 2.3 : A : Coupes schématiques du bassin de Colville au graben de Dinkum _____	92
Figure 2.4 : Emplacement des profils sismiques et des puits le long des marges du bassin canadien _____	94
Figure 2.5 : (a) Log stratigraphique des puits utilisés pour l'interprétation des profils sismiques. (b) Chronostratigraphie généralisée de la marge nord alaskane décrivant les principales formations et noms des séquences. _____	97
Figure 2.6 : Emplacement des profils sismiques et des puits sur la carte ICBAO le long de la marge nord-alaskane. _____	98
Figure 2.7 : Interprétation du profil sismiques 1. _____	106
Figure 2.8 : Interprétation du profil sismique 2. _____	107
Figure 2.9 : Interprétation du profil sismique 3. _____	108
Figure 2.10 : Interprétation du profil sismique 4. _____	109
Figure 2.11 : Interprétation du profil sismique 5. _____	110
Figure 2.12 : Interprétation des conditions aux limites de la marge nord-alaskane durant le rifting du bassin canadien.. _____	114
Figure 3.1 : Carte de l'ensemble des unités tectoniques de l'orogène Brooks. _____	117
Figure 3.2 : Localisation des affleurements étudiés au sein de l'unité « Schist Belt ». ____	118
Figure 3.3 : Localisation des affleurements étudiés au sein de la péninsule de Seward. ____	119
Figure 3.4 : (a) Coupe schématique de la chaîne de Brooks et plus particulièrement de la zone interne (b) (modifiée d'après Gottschalk, 1990). Trait de coupe issue de la figure _____	120
Figure 3.5 : Panorama des formations rencontrées au sud de la chaîne des Brooks Range. CMF : Cathedral Mountain Fault, SCF : Slate Creek Fault. _____	121
Figure 3.6 : Carte géologique simplifiée associée aux données structurales recueillies sur le terrain et coupe géologique interprétées de la chaîne sud des Brook Ranges _____	122
Figure 3.7 : Photographies de terrain dans l'unité Angayucham. _____	123
Figure 3.8 : Photographies de terrain dans l'unité Phyllite belt. _____	124
Figure 3.9 : Photographies de terrain dans l'unité Schist belt du sud au nord. _____	125
Figure 3.10 : Photographies de terrain dans la sous unité Nolan. _____	127
Figure 3.11 : Panorama vers l'Est du centre de la péninsule de Seward, comprenant les unités internes « Nome complex » et « Kigluaik Group ». _____	128
Figure 3.12 : Carte géologique simplifiée associée aux données structurales recueillies sur le terrain sur les unités « Nome Complex » et « Kigluaik Group ». _____	129
Figure 3.13 : Photographies de terrain dans l'unité « Nome Complex ». _____	130
Figure 3.14 : Photographies de terrain dans l'unité « Kigluaik group ». _____	132

Figure 3.15 : Blocs diagrammes de la chaîne sud des Brooks Ranges, intégrant l'ensemble des données structurales observées sur le terrain. _____	134
Figure 3.16 : Premier et second groupes de bandes de décalage correspondants aux zones du spectre Raman de la matière organique. _____	136
Figure 3.17 : Spectres Raman de la matière organique et courbes des Voigt associées. ____	137
Figure 3.18 : Fluorescence observée sur un spectre mesurée de matière organique. _____	138
Figure 3.19 : Carte figurant les contraintes de température obtenues par RSCM pour les zones internes de Brooks Range _____	144
Figure 3.20 : Distribution des températures selon une coupe géologique traversant la chaîne sud de Brooks Range. _____	145
Figure 3.21 : Distribution des températures au sein de la Péninsule de la Seward, associé à trois coupes géologique représentant trois zones de la formation « Nome Complex ». _____	149
Figure 3.22 : Nombre de températures estimées par formation dans les chaînes internes en fonction de la température obtenues. _____	153
Figure 3.23 : Microphotographies d'échantillons sélectionnés de l'unité « Angayucham ». _	156
Figure 3.24 : Composition minéralogique des plagioclases, clinopyroxènes et chlorites secondaires des unités océaniques de l'unité « Angayucham ». _____	157
Figure 3.25 : Microphotographies des éclogites de l'unité « Schist belt » et « Nome complex » _	158
Figure 3.26 : Variation des compositions minéralogiques des éclogites dans les unités « Nome complex » et « Schist belt ». _____	159
Figure 3.27 : Microphotographies des amphiboles sélectionnées de l'unité « Nome complex » _	162
Figure 3.28 : Composition minéralogique des amphibolites de l'unité du « Nome complex _	163
Figure 3.29 : Microphotographies d'échantillons sélectionnés des unités HP/BT comprenant les unités « Schist belt » et « Nome Complex ». _____	165
Figure 3.30 : Composition minéralogique des unités HP/BT comprenant les unités « Schist belt » et « Nome complex ». _____	166
Figure 3.31 : Microphotographies de l'unité « Phyllite belt ». Localisation des échantillons prélevés sur la figure _____	169
Figure 3.32 : Microphotographies d'échantillons sélectionnés de l'unité « Central belt ». _	170
Figure 3.33 : Composition minéralogique des unités « Central belt » et de haut grade métamorphique « Kigluaik Group » et « Darby Group » adjacentes aux unités HP-BT _____	171
Figure 3.34 : Microphotographies d'échantillons sélectionnés des unités « Kigluaik Group » et « Darby Group ». _____	173
Figure 3.35 : Domaines d'incertitudes des points P-T multi-équilibre _____	177
Figure 3.36 : Pseudo-section sur les éclogites et les amphibolites. _____	180
Figure 3.38 : Pseudosection des micaschistes au sein des unités HP-BT _____	182
Figure 3.39 : Composition chimique du Si au sein de la phengite. _____	183

Figure 3.40 : Pseudosection P-T pour l'échantillon SWNL1331 dans le système NaCaKFMASH au sein de l'unité « Kigluaik Group ».	185
Figure 3.41 : Synthèse des contraintes P-T obtenues dans les unités internes HP-BT de « Schist belt » et « Nome complex ».	186
Figure 3.42 : Synthèse des contraintes P-T publiés pour dans les unités internes HP-BT	187
Figure 3.43 : Chemin P-T de la chaîne de Brooks estimé, associé à des exemples de chemins P-T-t rétrogrades syn-orogéniques et post-orogéniques	188
Figure 3.44 : Diagramme Concordia U-Pb (a) et diagramme Tera-Wasseburg (b)	191
Figure 3.45 : Schéma de la SHRIMP-RG.	192
Figure 3.46 : Image de l'éclogite SWNL1302.	195
Figure 3.47 : Image des zircons et des impacts du faisceau au microscope électronique à balayage (MEB)	197
Figure 3.48 (Figure 1) : (A, B) Map showing a global geodynamic geology. (C) Summary of metamorphic ages of the Brooks Range depending on the type of metamorphism, the dating method and dated minerals. (D) Summary stratigraphic columns for allochthonous and autochthonous units North Slope. (E and F) Locations of eclogites in the Brooks Range and Seward Peninsula	207
Figure 3.49 : (figure2) (A and B) SEM-CL images of zircon, showing a example of zoning with a analytical spot and age labeled for the zircon. (C) U-Pb Tera-Wasseburg diagram where light pink and blue ellipses represent two distinct metamorphic age groups, and brown gray ellipses are unconsidered analysis. (D) weighted average diagram showing data from the peak metamorphic zircons, and data from the retrograde phase zircons in terms of Eu anomaly. (E) P-T pseudosection eclogite is computed in the system CaFMASH, with these isopleths supplemented by P-T estimate from the surrounding garnet - bearing schist yield for chlorite-phengite equilibration at peak conditions; and Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials from the same schist.	208
Figure 3.50 : (figure 3) Geodynamic reconstruction of Northern Alaska during the Mesozoic. See discussion in the paper.	209
Figure 4.1 : Interprétation des conditions aux limites de la marge nord-alaskane durant le rifting du bassin canadien.	227
Figure 4.2 : Comparaison des interprétations attribuées à la discordance Jurassique.	228
Figure 4.3 : Conditions P-T obtenues pour les unités internes HP-BT associées à l'âge obtenu sur les éclogites	229
Figure 4.4 : Modélisation de métamorphic core complexe.	230
Figure 4.5 : Chemin P-T de la chaîne de Brooks estimé, associé à des exemples de chemins P-T-t rétrogrades syn-orogéniques et post-orogéniques	231
Figure 4.6 : Contraintes métamorphiques, temporelles affectant chaque unité, pour l'orogénèse Brookienne à la fin de notre étude sur les zones internes de la chaîne de Brooks .	232
Figure 4.7 : Reconstruction géodynamique détaillée du nord de l'Alaska au Mésozoïque de l'Hettangien à l'Albien, mis en regard avec les reconstruction de Moore et al., 1992.	233

Figure 4.8 : Compilation des contraintes existantes et décrits dans la littérature sur le basculement de polarité d'une subduction. _____	239
Figure 4.9 : (A) Représentation schématique du domaine Pyrénéen-provençal et de la Corse à l'intersection entre la subduction alpine et la subduction tyrrhénienne à l'Eocène. (B) Comparaison et mise en contexte à notre étude. _____	240
Figure 4.10 : Ensemble simplifié des grandes caractéristiques tectoniques et des provinces utilisées dans les reconstructions paléogéographiques. _____	245
Figure 4.11 : Premières rotations et mouvement des blocs en Alaska et au Canada obtenu avec G-Plates mis en regard avec Plafker et Berg, 1994. _____	252
Figure 4.12 : Reconstruction préliminaires de la péninsule alaskane de 83 Ma à l'actuel. __	255
Figure 4.13 : Représentation schématique des deux modèles d'évolutions paléogéographiques pour le bloc de Ruby. _____	256
Figure 4.14 : Reconstruction paléogéographique de l'évolution du bloc de Ruby de 124 Ma à 83 Ma _____	258
Figure A.1 : Carte compilée de l'ensemble de la péninsule alaskane. _____	283
Figure A.2 : Carte de l'ensemble des sutures océaniques _____	285
Figure A.3 : Carte de l'ensemble des unités Haute Pression- Basse température _____	287
Figure.B.1 : Images d'éléments de conodontes. _____	290
Figure B.2 : (A) Courbe d'Arrhenius des champs de CAI de 1 à 8, obtenu expérimentalement par pyrolyse en plein air (B) Table d'indice d'altération de la couleur (CAI) des conodontes. __	291
Figure B.3 bis : Résultats des données RSCM comparées aux données CAI. _____	293

Table des Tableaux

Tableau 3.1. : Tableau montrant l'ensemble des températures acquises de chaque formation au sein de Brooks Range. _____	141
Tableau 3.2. : Tableau montrant l'ensemble des températures acquises dans chaque formation au sein de Péninsule de Seward. _____	147
Tableau 3.3 : Inventaire minéralogique des échantillons étudiés. _____	155
Tableau 3.4 : Analyses représentatives de phases minérales pour l'éclogite de la « Schist belt ». _____	160
Tableau 3.5 : Analyses représentatives de phases minérales pour l'éclogite de « Nome complex ». _____	160
Tableau 3.6 : Analyses représentatives des phases minérales pour les métapélites de la « Schist belt » et de « Nome complex » _____	167
Tableau 3.7 : Etude mise en œuvre pour déterminer les conditions Pression Temperature. _____	175
Tableau 3.8 : Ensemble des conditions P-T obtenu par multi-équilibre avec Kit-chlorite-phengite. _____	176
Tableau 3.9 : Ensemble des conditions P-T obtenu par multi-équilibre avec Thermocalc. _____	177
Tableau 3.10 : Analyses des compositions chimiques de roche totale. _____	178
Tableau 3.11 : Analyses de la composition chimique effectuée au MEB. _____	178
Tableau 4.1 : Tableau des attributs obligatoire dans G-Plates. _____	242
Tableau 4.2 : Exemple du fichier « reconstructed Tree » _____	243
Tableau 4.3 : Ensemble des blocs définies et incrémenté dans G-Plates _____	160
Tableau 4.4 : Résumé des principaux événements temporels utilisés dans les paléogéographiques. _____	160
Tableau A.1 : Coordonnées GPS des échantillons de la chaine de Brooks. _____	279
Tableau A.2 : Coordonnées GPS des échantillons de la péninsule de Seward. _____	280
Tableau B.1 : Ensemble des lames étudiées associé à leurs indices CAI. _____	293
Tableau B.2 : Ensemble des résultats des températures RSCM obtenu sur les lames. _____	294
Tableau C.1 : Occurrences minérales des échantillons _____	298
Tableau C.2 : Compositions chimiques des échantillons de l'unité « Angayucham » _____	299

Tableau C.3 : Compositions chimiques des échantillons des unités « Kigluaik Group » et « Darby Group » _____ 301

Tableau C.4 : Tableau de compositions chimiques des échantillons au sein de l'unité Central belt _____ 303

Introduction : problématique et enjeux de cette étude

Depuis quelques années et sous l'effet des changements climatiques actuels, la fonte des glaces polaires arctique ouvre de nouvelles perspectives économiques : exploitation des ressources minérales, pétrolières, mais aussi ouverture de nouvelles voies maritimes pour le transit de marchandises. L'Arctique est donc actuellement mis en avant sur la scène internationale par le réchauffement climatique mais aussi par l'intérêt géopolitique des pays limitrophes. En effet, l'Arctique est une zone maritime régie par le droit international. Avec la fonte des glaces, la modification du droit de la mer est en plein débat entre les États côtiers de l'Arctique, ceux-ci désirant étendre leur droit pour augmenter leurs possibilités d'exploitation des ressources. En 2015, Shell a obtenu l'autorisation définitive du gouvernement américain pour le commencement de forages exploratoires dans l'océan Arctique.

L'USGS (United States Geological Survey) a récemment évalué le potentiel pétrolier conventionnel à découvrir (le « Yet To Find ») dans l'Arctique (Gautier, 2006). En termes d'énergie équivalente, la quantité de gaz naturel est trois fois plus importante que la quantité de pétrole. Dans l'ensemble, il est estimé que l'Arctique recèle entre 44 et 157 milliards de barils de pétrole récupérable (Spencer et al., 2011) soit 13% des ressources mondiales (Gautier et al., 2011).

Dans le même temps des organisations non-gouvernementales, mais aussi des états riverains, appellent à un moratoire sur l'exploitation des ressources (notamment de pêche) de cet environnement extrême donc fragile. Les stocks de pêche y sont par exemple très lents à se reconstituer, du fait de la pauvreté en nutriments des eaux arctiques.

Cet intérêt pour les régions arctiques, qu'il s'agisse de les exploiter ou de les protéger, renforce la nécessité d'une meilleure compréhension de l'ouverture des bassins arctiques et de leurs géodynamiques aux différentes échelles de temps.

1 Les grands domaines géologiques au Nord du 60^{ème} parallèles

1.1 Les bassins

L'Arctique est constitué de deux grands bassins : le bassin eurasien et le bassin amériasién. Le bassin eurasien est un bassin d'âge cénozoïque d'histoire bien connue. Il est constitué de deux sous bassin : Nansen et Amundsen séparés par la ride médio-océanique ultralente de Gakkel. La formation du plancher océanique à la ride médio-océanique Gakkel s'est initiée à l'anomalie C25-C24 (56-53 Ma) lors du saut de ride d'un côté à l'autre du Groenland (Mosar, 2002). Les rides de Knipovitch et de Gakkel (Fig.1) semblent se connecter à partir du chron 5 (10-13 Ma) ce qui implique la persistance d'une zone de relais décrochante intracontinentale au large du Spitzberg pendant l'essentiel du Cénozoïque.

Le bassin amériasién est un bassin d'âge Mésozoïque constitué de trois sous-bassins. Côté sibérien, on trouve les bassins Makarov et Podvodnikov et côté Alaska le bassin canadien, composant la majorité du bassin amériasién.

Les bassins du côté sibérien et le bassin canadien sont séparés par les rides Alpha et Mendeleïev. Ces rides sont sans doute de substratum continental en partie caché par les dépôts et coulées volcaniques de la province ignée du Haut-Arctique (HALIP). (e.g Sweeney, 1985 ; Grantz et al., 2011 ; Shephard et al., 2013). Cette province volcanique décrite dans le bassin amérasién serait âgée de 127 Ma à 89-75 Ma (Grantz et al., 2011).

Ces deux grands bassins sont séparés par la ride Lomonosov, d'affinité continentale elle-même séparée du plateau de la mer de Barents et de la Sibérie lors de l'ouverture du bassin eurasién.

1.2 Les marges

1.2.1 Les marges passives

Le pourtour Eurasién de l'océan Arctique est constitué de nombreux plateaux continentaux associés à des mers peu profondes (Fig.1).

On trouve ainsi la mer de Barents au Spitzberg constituant un plateau assez peu profond délimité par la mer de Norvège à l'ouest, l'archipel du Svalbard au nord-ouest et les archipels de François Joseph et de Nouvelle Zemble au nord-est. La mer de Barents est reliée par le détroit de Kara à la mer de Kara, située à l'est de la Nouvelle Zemble et à l'ouest de la péninsule de Taymir. La mer de Laptev est délimitée à l'ouest par les côtes orientales de la péninsule de Taïmyr et par la Terre du nord, la séparant de la mer de Kara, et à l'est par les îles de Nouvelle-Sibérie qui la sépare de la mer de Sibérie orientale. Enfin, la mer de Tchouktches borde la pointe nord-est de l'Eurasie et communique avec la mer de Béring et l'océan Pacifique par le détroit de Béring. Elle est délimitée à l'ouest par l'île Wrangel, la séparant de la mer de Nouvelle-Sibérie et à l'est par le promontoire de Chukchi Bordeland, la séparant du reste de la plateforme Chukchi. « Chukchi Bordeland » est un bloc continental qui saillit sur la marge sibérienne au large de l'île de Wrangel (Fig.1).

Ces plateaux continentaux sont drainés par 4 grands fleuves : le MacKenzie, la Lena, l'Ob et l'Ienisseï, déversant d'importantes quantités de sédiments et d'eau douce, abaissant ainsi la salinité de l'océan, au sein du bassin Arctique (Fig.1).

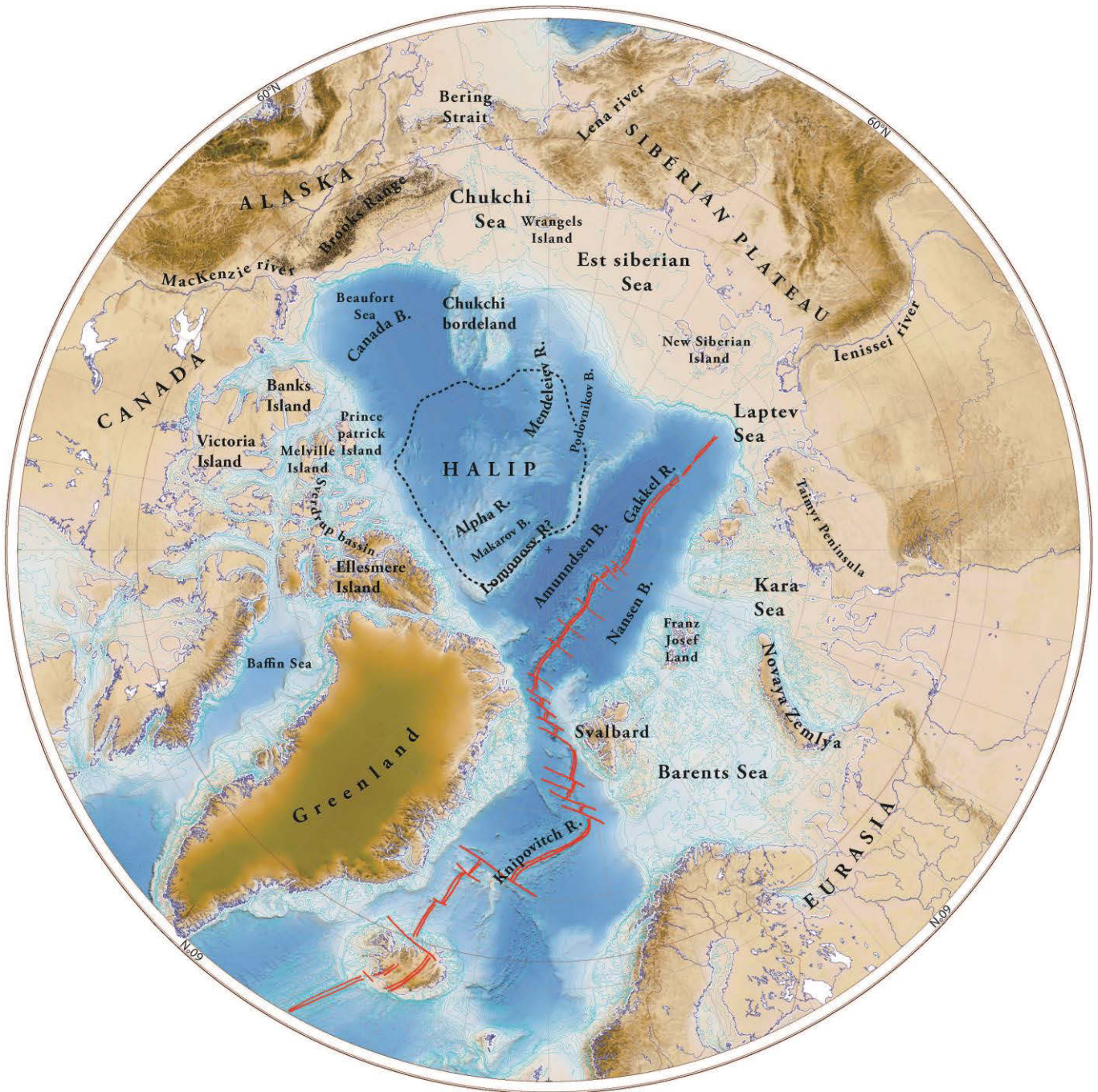


Figure 1 : Principale zone géographique de l'arctique au-dessus du 60^{ème} parallèle. La ride active de Gakkel située dans le bassin Eurasien et de Knipovitch dans l'atlantique Nord est mise en relief par un double trait rouge. La HALIP (« High Arctic Large Igneous Province ») est délimité par un trait noir en pointillé dans le bassin Amériasien. Abréviations : R. Ride, B. Basin.

1.2.2 Les domaines continentaux

Trois grands groupes rassemblant les domaines continentaux attenants à ces marges peuvent être décrits (Fig.2). Ces domaines continentaux peuvent être soit le fruit de l'amalgamation de grands cratons (domaine Eurasien), soit de phases de déformation diffuse (îles arctiques canadiennes) sans véritable suture ou encore de dislocation de "terranes" (Bloc composé d'une association d'unités caractérisées par une histoire tectonique semblable : cf. Chap. I.1) (de géométrie initiale incertaine (Nord-Alaska et Chukotka).

1.2.2.1 Les grandes ceintures orogéniques

Quatre grandes ceintures orogéniques sont observables sur le pourtour Eurasien, (Colpron et al., 2011); (Fig.2). (1) La ceinture orogénique des Timanides est un orogène d'accrétion qui s'est développé le long des marges nord et est de Baltica du Néoprotérozoïque au Paléozoïque. Il s'étend sur plus de 2000 km du sud de l'Oural au nord-ouest de la péninsule de Varanger en Norvège (Gee et al., 2006). (2) La ceinture orogénique Calédonienne se compose de roches métamorphiques déformées et de roches ignées. Elle est actuellement située de la Scandinavie à la marge du bassin eurasiatique occidental en passant par le Svalbard et la mer de Barents. La ceinture calédonienne nord résulte de la collision de Laurentia et Baltica au cours du Silurien et du Dévonien (Roberts, 2003). On trouve (3) la ceinture orogénique Ourals-Taimyr, située le long du plateau continental de la mer de Laptev et de Kara. Cette ceinture se compose de roches métamorphiques et sédimentaires qui ont été déformées principalement au Permien et au Trias, mais comprenant des déformations Jurassique dans le Taimyr (Walderhaug et al., 2005 ; Moore et Pitman, 2011). Enfin, (4) la ceinture orogénique Verkhoyansk a permis d'accoler le terrane Kolyma-Olomon au craton Sibérien autour de 130-125 Ma (Drachev et al., 2011). La nature des roches de cette ceinture et son emplacement sous la mer de Laptev sont cependant incertains car cachés par les dépôts deltaïques cénozoïques de la Lena (Drachev et al., 1998). Trois de ces chaînes ont été tronquées par le rifting qui a conduit à l'ouverture du bassin eurasiatique : la ceinture orogénique Calédonienne, l'Oural et la chaîne de Verkhoyansk (Gee et al., 2006).

1.2.2.2 Les phases de déformation sans suture

Certaines phases de déformation ne sont pas associées à des phases collisionnelles sensu stricto, caractérisées par une suture océanique. Ces phases comprennent les déformations Frankliniennes, Ellesmeriennes (à ne pas confondre avec les séquences sédimentaires de même nom au nord de la marge alaskane) et Eureka. Ces orogènes provoquent le soulèvement et le plissement des séries sédimentaires au sein du bassin du Sverdrup (Iles arctiques canadiennes : Fig.2). La collision entre le nord de la Laurentia et Baltica datée de la fin Silurien-début Dévonien a permis la création d'un épais bassin d'avant-pays (Embry, 1991b). La tectonique Ellesmerienne qui structure le bassin est marquée par un soulèvement et un plissement des dépôts paléozoïques de ce bassin d'avant-pays au cours du Dévonien et du Carbonifère inférieur, réactivant les chevauchements de l'orogène Franklinien antérieur (Embry et Beauchamp, 2008). L'orogène Eureka est lié à la collision entre le Groenland et les îles Ellesmeres du Paléocène à l'Eocène lors de l'ouverture de la baie du Labrador et de la mer de Baffin (Embry et Beauchamp, 2008). Elle provoque un soulèvement et une réactivation des structures du bassin du Sverdrup atteignant un paroxysme à l'Eocène supérieur (Harrison et al., 1999 ; Embry et Beauchamp, 2008).

1.2.2.3 Les blocs ou "terrane" assemblés

Le nord de l'Alaska et de Chukotka sont limités par un ensemble de blocs ou « terranes » d'affinités variées accrétés les uns aux autres (Colpron et al., 2007), et en partie cachés par la ceinture volcanique d'Okhotsk-Chukotka (OCVB : Akinin et Miller, 2011). Deux grands blocs résultent eux-mêmes d'assemblages : (1) le bloc « Kolyma-Olomon » et (2) le bloc « Arctic-Alaska Chukotka » (Fig.2).

Le bloc « Kolyma –Omolon » est issu de l'accrétion de l'arc Alazeya, du bloc Prikolyma et du massif Omolon au cours du Jurassique moyen (Oxman, 2003, Konstantinovskiy, 2007). Il rentre en collision avec la plateforme carbonatée Omulevka au cours du Bathonien et avec la marge passive de Verkhoïansk fin Kimméridgien-Volgien (Tithonien). Cette collision est accompagnée de l'obduction de croûte océanique et d'une déformation importante au sein du plateau sibérien. La mise en place d'une ceinture de granite jusqu'à 90 Ma, étroitement liée au processus de collision, met en avant une durée de collision importante. Cette chaîne est en partie recouverte dès le Néocomien (voire anté-Albien) par la mise en place de la ceinture volcanique Okhotsk-Tchoukotka associée à la subduction pacifique (Parfenov, 1991).

Le bloc « Arctic-Alaska Chukotka » forme un grand ensemble comprenant le groupe appelé « Arctic Alaska Terrane » par Moore et al. (1994), les terrains de la péninsule de Seward définies par Till et Dumoulin (1994), le nord « Chukotka », l'île Wrangel et les plateaux continentaux adjacents (Natal'in et al., 1999), ainsi que le bloc du «North Slope subterrané» de Strauss et al. (2013). Son origine pré-Mésozoïque, l'histoire de son déplacement et ses limites initiales restent actuellement controversées (Pease, 2011). Cela en fait un des blocs les moins bien contraints et les plus énigmatiques du bassin arctique. Le continent "Crockerland" des sédimentologues du bassin du Sverdrup (Embry & Beauchamp, 2008), ou le craton "Arctida" de l'école russe (Filatova & Khain, 2010) font référence au même bloc.

Cette région est beaucoup plus active à court terme et plus mobile aux échelles des temps géologiques montre une zone de couplage géodynamique entre le domaine arctique et le système de subduction Pacifique. En outre, les processus affectant cette région sont concomitants de l'ouverture des bassins canadien et amériasiens. Pourtant cette région constitue la grande incertitude dans les reconstructions de l'ouverture de ces bassins. La nature des couplages et l'évolution temporelle (Shephard et al., 2013) restent à déterminer et à incorporer aux modèles géodynamiques de l'Arctique (âges d'accrétion des terranes et lien géodynamique entre-elles, lien avec le retrait du slab de la subduction pacifique, lien avec l'ouverture du bassin canadien, ect...).

Le bassin canadien est donc un parfait objet d'étude pour la compréhension de l'ouverture du bassin amériasiens et du couplage entre les domaines Arctique et Pacifique.



Figure 2 : Principales structures géologiques en Arctique (craton, déformation, ceinture orogénique, terrane) au-dessus du 60ème parallèle. Les cratons sont composés de Baltica, Siberia et Laurentia. Les déformations sont composées d'Eureka, d'Ellesmere, et d'Inuitian. Les ceintures orogéniques sont composées des Calédonides, des Timanides, de Taimyr, de Verkhoyansk et des Brooks Ranges. Omolon et Alaska-Chukotka forment les terranes. La ride active de Gakkel située dans le bassin Eurasien et de Knipovitch dans l'Atlantique Nord est mise en relief par un double trait rouge. Abréviations : R. Ride, B. Basin, Brooks R. : Brooks Range Volc : Volcanisme.

2 Le bassin canadien : un enjeu économique et paléogéographique

2.1 Un enjeu économique

La province pétrolière de l'Alaska, située au sud du bassin canadien, représenterait à elle seule 31% des ressources en pétrole non découvertes en Arctique, soit près de 28 milliards de barils de pétrole et 122 milliards de m³ de gaz. (Gautier et al., 2011 ; Bird et Houseknecht, 2011). Elle englobe toutes les unités du plateau continental au Nord de la péninsule Alaskane.

Un système pétrolier est caractérisé par une roche mère mature, une roche réservoir présentant une forte porosité et une forte perméabilité (comme des grès), un piège se caractérisant par une couverture pouvant être soit stratigraphique, soit structurale, devant posséder une faible perméabilité (comme des argiles ou des silts). Pour permettre la prospection de cette zone, il est donc nécessaire de connaître la nature des dépôts sédimentaires (possibilité de roches mères, de réservoir, de couverture), leurs histoires thermiques (maturation) et la tectonique (qui structure ou détruit les pièges).

Les travaux récents sur la maturité des systèmes pétroliers dans la mer de Beaufort montrent qu'ils contiendraient plus de gaz que de pétrole, contrairement aux premières estimations (Spencer et al., 2011). La géodynamique, l'état thermique... de ces bassins seraient donc mal contraints.

Il faut donc contraindre l'évolution de l'ouverture du bassin canadien du point de vue de la cinématique, mais aussi du point de vue des mouvements verticaux et de la thermique. C'est en effet la conjugaison de l'érosion (due à la création régionale de reliefs), de la subsidence (due à la rhéologie de la lithosphère sous-jacente et à d'autres paramètres contraints) et l'évolution de la thermique des bassins (contrôlée principalement par le flux de chaleur mantellique, puis les fluides, l'activité volcanique...) qui, à terme, conditionnent les possibles générations et préservations des ressources carbonées.

2.2 Un problème géodynamique



Figure 3 : Carte topographique et géographique située au-dessus du parallèle 50°N, localisant le bassin canadien. Cette carte met en évidence les principales structures tectoniques (Brooks Ranges) et sédimentaires (bassin de Colville) utiles à notre étude. La zone entourée montre la zone géographique étudiée et présentée ultérieurement. Abréviations : B. : Bassin, R. : Ride, Brooks R. : Brooks Range.

Le bassin canadien figure parmi les rares bassins dont la nature et la géométrie du substratum, et donc le mode d'ouverture, ne sont aujourd'hui pas connus (Fig.3). La géophysique marine (sismique : Grantz et al., 2011 ; Helwig et al., 2011 ; anomalies magnétiques et gravimétriques : Grantz et al., 2011 ; Hutchinson et al., 2015 ; Gaina et al., 2011), ne permet pas de distinguer parmi les différents modèles proposés ; une seule anomalie gravimétrique

linéaire laisse supposer la présence d'une ride éteinte pointant vers l'embouchure du McKenzie (Gaina et al., 2011) ; (Fig.4).

La présence d'une banquise permanente et l'épaisseur de la couverture sédimentaire (de 4 à 11 km) expliquent la pauvreté des observables géophysiques. Ainsi, de nombreuses interrogations subsistent sur l'âge de l'initiation du rifting du bassin canadien (e.g Grantz et al., 2011), sa durée, son mécanisme (e.g Shephard et al, 2013), la possible expansion océanique de ce bassin au cours du Mésozoïque (Grantz et al., 2011 ; Hutchinson et al., 2015 ; Alvey et al., 2008 ; Sweneey, 1985) ; (anomalies magnétiques controversées : e.g Gaina et al., 2014, pas d'observations de la ride médio-océanique, ni de définition claire de la zone de transition continent-océan : TOC : Helwig et al., 2011 ; Grantz et al., 2011) ; (Fig.4)

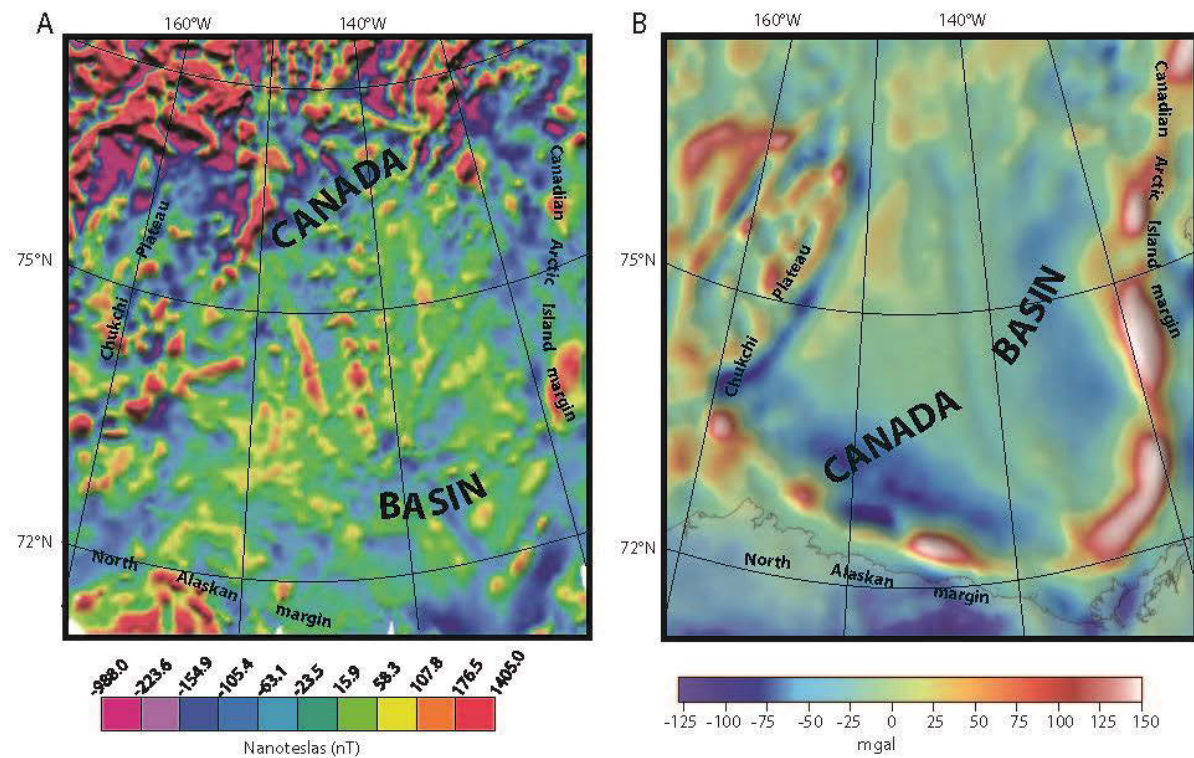


Figure 4 : Anomalies magnétiques du bassin canadien. Les contours magnétiques (en couleur) sont en nanoteslas (nT). (Gaina et al., 2014). Les couleurs chaudes montrent une anomalie positives B : Anomalies de gravité à l'air libre du bassin canadien (Gaina et al., 2014).

Les modèles paléogéographiques issus de ces rares données sont sujets à des interprétations controversées avançant des mécanismes et des âges d'ouverture différents, voire contradictoires. Les modèles de création du bassin canadien montrent des ouvertures en divergence tantôt avec un pôle de rotation lointain faisant jouer de grandes failles transformantes (Herron et al., 1974), ou tantôt avec un pôle de rotation proche (Christie, 1979, Grantz et al., 1979) mais aussi des mécanismes en convergence (e.g Churkin et Trexler, 1980) ; (cf. Chap. 1.1).

Selon les modèles paléogéographiques proposés, les marges du bassin canadien sont tantôt extensives, tantôt transformantes. L'étude de leurs structures et de leurs chronologies détaillées est un exercice préalable à la discrimination des modèles plausibles. En d'autre

termes, les modèles d'ouverture ne pouvant être contraints par le bassin lui-même, doivent l'être par des observables à terre sur les marges du bassin. Parmi les marges du bassin canadien, la marge alaskane montre la plus grande complexité : la chaîne de Brooks dont la contraction est en partie concomitante de l'ouverture du bassin canadien, constitue les contreforts du « North Slope » et du bassin de Colville.

3 La chaîne de Brooks : maillon manquant et zone clé pour la géodynamique

La chaîne de Brooks se situe au nord de la péninsule alaskane et au sud du bassin canadien (Fig.5). Son stade collisionnel est réputé synchronique de l'ouverture du bassin canadien, ce qui est susceptible de nous donner des indices sur les couplages entre la tectonique du bassin au nord et la déformation intra-cordillère en Alaska. Les scénarios existant pour l'ouverture du bassin canadien doivent en tout état de cause prendre en compte l'évolution de cette chaîne adjacente pour être valides.

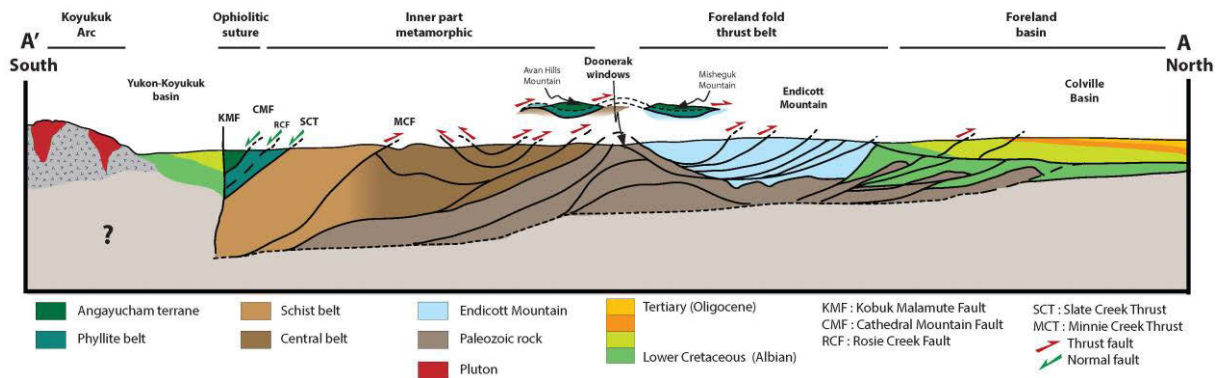


Figure 5 : Coupe tectonique schématique de la chaîne de Brooks (modifié d'après Gottschalk, 1990). Localisation sur la figure 3. Discussion en Chapitre III.

Cette orogénèse a pu en effet infléchir l'histoire géodynamique du bassin canadien en modifiant les conditions aux limites qui ont présidé à son ouverture, ou dans l'autre sens l'ouverture du bassin a pu modifier les conditions du développement de l'orogénèse brookienne. La chronologie relative du développement des deux structures est donc essentielle. Toute reconstruction de la géodynamique régionale devrait concilier en termes de cinématique et de conditions aux limites les deux structures lors de leurs créations.

En outre, le raccourcissement important qu'a subi le bloc Arctic-Alaska-Chukotka au cours de l'orogénèse brookienne n'est pas pris en compte dans les différents modèles et dans le modèle de rotation le plus couramment admis (Grantz, 1979). Ce modèle est basé sur un seul point paléomagnétique obtenu dans la formation de Kuparuk au sein du North Slope (Halgedahl et Jarrard, 1987). Ce modèle suppose que le bassin canadien a été ouvert dans une position arrière-arc au sud de AAC (« Arctic Alaska-Chukotka ») avec un pôle de rotation situé dans le delta du Mackenzie (Grantz et al, 1979; Halgedahl et Jarrard, 1987).

Pour savoir quand a pu commencer l'extension dans AAC montrée par la mise en place des plutons-post-orogénique et la création du bassin du Yukon-Koyukuk, en lien avec le retrait vers le Sud de la limite de plaque en convergence, on peut s'intéresser à l'histoire exhumationnelle des unités internes de la chaîne de Brooks. Celle-ci peut en effet nous révéler son contexte géodynamique : syn- ou post-orogénique (Jolivet et Goffé, 2000). La géométrie finie peut-être la même dans le cas d'exhumation syn- et post-orogéniques, mais l'évolution Pression-Température (P-T) diffère, plus froide dans les exemples syn-orogéniques (Jolivet et Goffé, 2000). L'exhumation des roches de HP peut être associée à ces deux processus comme en Crête (mécanisme syn-orogénique : Jolivet et al., 1999) ou à Naxos (mécanisme post-orogénique : Jolivet et al., 2008). Par contre l'exhumation de roches de haute température (HT) n'est associée qu'au processus post-orogénique (comme à Naxos : Vanderhaeghe, 2004). Ces exhumations conduisent à la mise en place de dômes métamorphiques extensifs, observés à la surface actuellement en mer Egée (Jolivet et al., 2008).

Les dômes métamorphiques extensifs sont, souvent caractérisés par des paragenèses chaudes, dans le domaine de stabilité de la sillimanite et/ou de l'andalousite (cf. Chap. I : péninsule de Seward). La distinction entre ces deux processus est importante pour connaître les conditions aux limites affectant le stade collisionnel d'une chaîne. Ainsi, selon le régime de l'exhumation des zones internes, les contraintes aux limites pourront montrer des contraintes incompatibles ou en lien avec l'ouverture du bassin canadien.

Le modèle d'ouverture le plus couramment admis, soit avec un pôle de rotation proche dans le delta du McKenzie se base sur l'hypothèse d'un moteur de changement de polarité de la subduction de pendage sud (de type Arctique) à nord (de type Pacifique), impliquant un mécanisme d'échelle lithosphérique capable d'infléchir cette dynamique : la subduction Pacifique (Plafker et Berg, 1994 ; Shephard et al, 2013).

Le basculement de polarité a principalement été documenté dans les systèmes de collision arc-continent. L'inversion de la polarité d'une subduction suit une mécanique de collision, qui ne marque pas l'arrêt de la convergence formant une nouvelle zone de subduction derrière l'arc volcanique (Stern, 2004). La réponse de la collision de la marge Salomon avec le Plateau Ontong Java est le meilleur exemple de ce mode (Stern, 2004). Le basculement de la subduction est également mentionné dans les reconstructions paléo-géodynamiques de l'Asie du sud-est (Pubellier et Méresse, 2012), mais une extension ultérieure de la plaque supérieure n'est nullement décrite. En Nouvelle-Guinée, l'orientation des failles normales sur la plaque supérieure, formées après le basculement de la subduction (Cooper et Taylor, 1985), est incompatible avec une extension d'arrière-arc (Coleman et Kroenke, 1981). Enfin au Timor, la collision à 5 Ma entre la plaque australienne et dans l'arc de Banda (Price et Audley-Charles, 1987) a provoquée des mouvements verticaux complexes au sein de la plaque supérieure, mais pas d'extension. Ainsi, l'extension arrière-arc après un basculement de la subduction n'est pas un processus tectonique systématique, ce qui fait de l'Alaska une zone d'étude intéressante et peut-être unique.

Les questions qui peuvent et doivent être abordées sont les suivantes :

1. Existe-t-il un calendrier détaillé de la phase collisionnelle Mésozoïque de l'orogénèse brookienne ? De la succession de ses différentes phases (subduction, obduction, collision et possible extension tardi-orogénique) ? Du mécanisme d'exhumation des zones internes ?
2. Le calendrier d'ouverture du Bassin canadien est-il compatible avec le calendrier orogénique de la péninsule d'Alaska en termes de dynamique et de conditions aux limites ? En d'autres termes le début de l'ouverture coïncide-t-il avec la phase d'extension dans la péninsule alaskane ? L'initiation de la collision dans les Brooks est-elle reliée à une compression dans le bassin ? Retrouve-t-on sur la marge sud du bassin canadien des marqueurs d'un événement synchrone au Mésozoïque de l'orogénèse brookienne et de l'ouverture du bassin canadien ?
3. L'hypothèse d'un basculement de la subduction (« Subduction flip » : e.g Shepard et al., 2013 ; Plafker et Berg, 1994) est-elle compatible avec le calendrier de l'orogénèse brookienne ? Plus généralement, quelles contraintes l'étude tectonique, thermique, métamorphique et géochimique de l'orogénèse brookienne est-elle capable d'apporter aux conditions limites cinématiques ?

4 Objectif et démarche de la thèse

Il s'agit de faire un état des lieux de l'ensemble des contraintes existantes, disponibles et vérifiables sur le bassin canadien et la péninsule alaskane, plus particulièrement sur la chaîne de Brooks.

Par la suite, il faut « déplier » la chaîne de Brooks afin de retrouver la géométrie et les conditions aux limites qui ont présidé à l'ouverture du bassin canadien. Pour ce faire une connaissance fine de la géométrie des domaines de la chaîne, et de la nature de leurs contacts (chevauchements ? décrochements ? détachements ?) est nécessaire. Il s'agit donc de retrouver la cinématique des grands accidents qui structurent la chaîne de Brooks et d'estimer leurs rejets latéraux et/ou verticaux. Dans part, la nature et la pétrographie des zones internes des chaînes de montagne sont un outil précieux. En effet, la détermination fine de leur évolution pression-température-temps-déformation permet de discuter des phases d'épaississement (et donc de raccourcissement horizontal) et des phases d'amincissement du prisme orogénique (liées ou non à une extension aux limites). Ces nouvelles données clés ont pour but d'augmenter la résolution temporelle des contraintes sur l'évolution de la chaîne de Brooks en lien avec l'évolution du bassin canadien.

Dans un troisième temps, ces données sont intégrées dans un modèle géodynamique, avec l'ensemble des données existantes pour cette chaîne. Ces modèles ont pour but de proposer une ou des reconstructions géodynamiques à l'échelle de la chaîne mais aussi à une échelle régionale. Ces nouveaux modèles permettent d'apporter de nouvelles contraintes sur les scénarios de l'ouverture du bassin amériain, mais, aussi sur la compréhension et l'extension des systèmes pétroliers de la plateforme de l'Alaska.

5 Plan du manuscrit

Le manuscrit est divisé en 4 chapitres.

Chapitre I : Contraintes, conditions aux limites et évolution paléogéographique du bassin canadien et des structures alaskanes. Ce chapitre est une revue de l'ensemble des connaissances du bassin canadien, de la chaîne de Brooks et une présentation du contexte géodynamique. L'objectif de ce chapitre est d'exposer les questions, les problèmes soulevés et le manque de certaines contraintes clés pour ces grandes structures.

Chapitre II : Quel enregistrement de l'orogénèse brookienne sur les marges du bassin canadien ? Ce chapitre propose principalement une étude sismique de la marge nord-alaskane dans le but de contraindre un enregistrement sédimentaire de l'évolution des processus orogéniques de l'orogénèse brookienne précoce dans l'histoire du rifting du bassin canadien. Il s'agit de mettre en évidence l'existence du couplage passé entre l'orogénèse brookienne et le bassin canadien, actuellement juxtaposés.

Chapitre III : Nouvelles contraintes sur l'orogénèse « proto brookienne ». Ce chapitre s'attelle à apporter de nouvelles contraintes tectoniques, pétrographiques et radiochronologiques. Et en particulier répondre à deux questions : (1) Quel est l'âge de la collision ? (2) Quel processus est responsable de l'exhumation des zones internes et indique-t-il un changement drastique dans les conditions aux limites ? En d'autres termes quelle est l'ampleur de l'extension post-orogénique et de la déformation du prisme orogénique ?

Chapitre IV : Synthèse et implications géodynamiques et paléogéographiques. Ce chapitre est une synthèse des données acquises dans les deux chapitres précédents et de celles provenant de la littérature décrites dans le chapitre I. Elle permet de proposer des reconstructions géodynamiques pour l'ensemble des structures décrites et les premiers modèles paléogéographiques préliminaires sur la sphère. Ces modèles permettront d'explicitier et de caractériser les problèmes temporels et géométriques rencontrés.

Toutes les cartes dans ce manuscrit sont en projection polaire stéréographique, « NAD83 Albers equal Area » et « NAD27 Albers equal Area ». Les caractéristiques de chaque projection sont définies en Annexe A.

Chapitre I

Contraintes, conditions aux limites et évolution paléogéographique du bassin canadien et des structures alaskanes.

Sommaire

1	<i>Marqueurs et chronologie de l'expansion du bassin canadien</i>	19
1.1	Les marqueurs du début du rifting	20
1.2	Les marqueurs de la fin du rifting	28
1.3	Début de l'expansion océanique	30
1.4	Conclusion sur les contraintes de l'ouverture du bassin canadien	33
1.5	Les modèles d'ouverture du bassin canadien : couplage entre les domaines arctique et pacifique au Jurassique	34
2	<i>Structure actuelle de la péninsule alaskane : des terranes accrétés par le sud</i>	43
2.1	Situation géodynamique	43
2.2	Dynamique actuelle	44
2.3	La structuration tectonique de la péninsule alaskane : accrétion des « terranes »	47
3	<i>Marqueurs et chronologie de l'orogénèse brookienne au Mésozoïque</i>	52
3.1	Histoire anté-orogénèse brookienne	52
3.2	Initiation et marqueurs de la subduction océanique (~175~150 Ma)	55
3.3	Implication de la marge passive dans la subduction	56
3.4	Edification d'un prisme d'échelle lithosphérique	63
3.5	Evolution tardive de la chaîne (post ~118 Ma)	69
3.6	Des modèles d'évolutions de la chaîne de Brooks	72
3.7	Reconstructions géodynamiques existantes	74
3.8	Conclusions et problèmes soulevés sur l'orogénèse brookienne	76
4	<i>Problèmes et grandes questions liées à l'évolution du bassin canadien et des structures alaskanes</i>	81

Ce chapitre constitue une revue des connaissances sur le bassin canadien et les structures alaskanes. Nous commencerons par une synthèse des marqueurs et contraintes du bassin canadien. Nous poursuivrons cette synthèse par la description des différents modèles d'ouvertures de ce bassin menant à l'étude de l'orogénèse brookienne. Nous nous concentrerons ensuite sur le cadre géodynamique globale de la péninsule alaskane et plus particulièrement sur l'orogénèse brookienne, ces contraintes et son histoire géologique. La dernière partie met en avant les problèmes spécifiques à la zone d'étude et les problèmes régionaux.

Introduction

Le bassin canadien situé actuellement au nord de la péninsule alaskane, est le plus grand bassin de l'Arctique. L'âge de l'initiation et la durée du rifting ainsi que celle de la potentielle expansion océanique de ce bassin au cours du Mésozoïque sont déduits de données rares et sujets à des interprétations controversées (Chap. I.1). La chaîne de Brooks structure l'actuelle marge sud de ce bassin, à l'arrière du bassin de Colville. En partie concomitante de l'histoire du bassin canadien, la construction de la chaîne de Brooks (orogénèse brookienne) est elle aussi connue de manière parcellaire, la succession de ses différentes phases (subduction, obduction, collision et possible extension tardi-orogénique) n'étant pas datée avec certitude (Chap. I.2). Cette orogénèse a probablement influencé l'histoire géodynamique du bassin canadien en modifiant les conditions aux limites qui ont présidé à son ouverture. Comprendre l'un permettrait donc de contraindre l'autre, et toute reconstruction de la géodynamique régionale doit les concilier en termes de cinématique et de conditions aux limites.

La chaîne de Brooks se trouve à la limite de deux grands systèmes géodynamiques : le système géodynamique arctique (évoqué ci-dessus) au nord et le système géodynamique pacifique au sud. Cet ensemble géodynamique est initié par le mécanisme de la subduction pacifique permettant l'accrétion successive de « terranes » composant l'ensemble de la péninsule alaskane (Chap. I.3). L'orogénèse brookienne peut être vue comme un épisode mésozoïque de cette tectonique de collage (celui du terrane Alaska-Chukotka aujourd'hui démembré). C'est donc finalement l'articulation entre les systèmes pacifique et arctique qu'il s'agit ici de déterminer (Chap. I.3).

Lexique :

« Terrane » :

Bloc composé d'une association d'unités (par exemple : arc, roches océaniques, roches continentales...) caractérisées par une histoire tectonique semblable. Le concept de « terrane » est fondé sur 3 types de critères : (1) des données magnétiques fossiles différentes de part et d'autre de la surface de collage, (2) la juxtaposition de faunes fossiles appartenant à des provinces fauniques différentes, décalées en latitude et (3) l'absence de suture ophiolitique ou de surface de chevauchement. Historiquement, ils ont été définis sous le terme de « suspect terrane » par Coney et al., en 1980, mais aussi « tectonostratigraphic terrane » (Jones et al., 1981, 1983, 1984), « tectonic assemblage » (Wheeler et McFeely, 1991; Wheeler et al., 1991), et « tectonostratigraphic elements » (Burchfiel, 1993).

« Subterrane » :

Unité limitée par des failles au sein d'un « terrane » qui présente une histoire géologique singulière par rapport à ses voisins.

« Superterrane » :

Ensemble de "terrane" aujourd'hui interprétés comme partageant soit une stratigraphie similaire soit une histoire commune après l'accrétion (Moore et al., 1992). Un synonyme est « composite terrane » (Plafker et Berg, 1994).

I.1 Marqueurs et chronologie de l'expansion du bassin canadien

Le bassin canadien correspond à la partie sud du bassin amérasien. Il est bordé au sud par la marge nord-alaskane, à l'ouest par le plateau tchouktche (« Chukchi Bordeland »), à l'est par la bordure nord des îles arctiques canadiennes (Île de Banks, île du Prince Patrick...) et au Nord par les rides Alpha et Mendeleïev et la province volcanique du Haut-Arctique (HALIP : « High Arctic Large Igneous Province » ou « AMLIP : Alpha Mendeleev Large Igneous Province » : Grantz et al., 2011; Fig.1.1).

La bordure nord des îles arctiques canadiennes est composée de nombreuses îles formant le bord du craton nord-américain, craton peu déformé.

Le plateau tchouktche (« Chukchi Bordeland ») est composé d'un substratum continental (Grantz et al., 1979). Ce plateau possède des caractéristiques indiquant qu'il était lié à la fois aux îles arctiques canadiennes (formations carbonatées cambriennes et ordoviciennes semblables aux roches du socle dans le bassin Sverdrup) et à la marge nord-alaskane (formations carbonatées mississippiennes supérieures (?), permienes et triasiques semblables dans le bassin du Sverdrup, la marge nord-alaskane et « Hanna trough ») avant le rifting qui a créé le bassin Amérasien (Grantz et al., 1998). Cependant, des controverses existent dans l'établissement des marges conjuguées de ce bassin (voir Grantz et al., 2011). « Northwind Ridge » a été soulevée dans le Paléocène, peut-être due à une convergence relative avec d'autres blocs tectoniques adjacents (Gaina et al., 2014).

La province volcanique du Haut-Arctique (HALIP) est décrite comme composée de basaltes alcalins océaniques âgés de 129 et 89-75 Ma (Grantz et al., 2011). Les rides Mendeleïev et Alpha sont certainement de substratum continental mais recouvertes par cette province volcanique (Gaina et al., 2014).

Le bassin canadien est considéré dans la bibliographie comme formé fin Jurassique (?) à Crétacé inférieur (Sweeney, 1985 ; Grantz et al., 2011 ; Shephard et al., 2013). Le processus d'ouverture peut être divisé en deux phases : la fragmentation continentale suivie de l'accrétion de la croûte océanique. Le déchirement de la croûte continentale s'est localisé le long de la zone qui deviendra la marge nord-alaskane à partir du Néocomien (~140 Ma, Grantz et al., 2011 ; Shephard et al., 2013). La formation de la croûte océanique a elle débuté au Crétacé, d'après les données de sismiques, les anomalies magnétiques et les anomalies de gravité à l'air libre (Grantz et al., 2011).

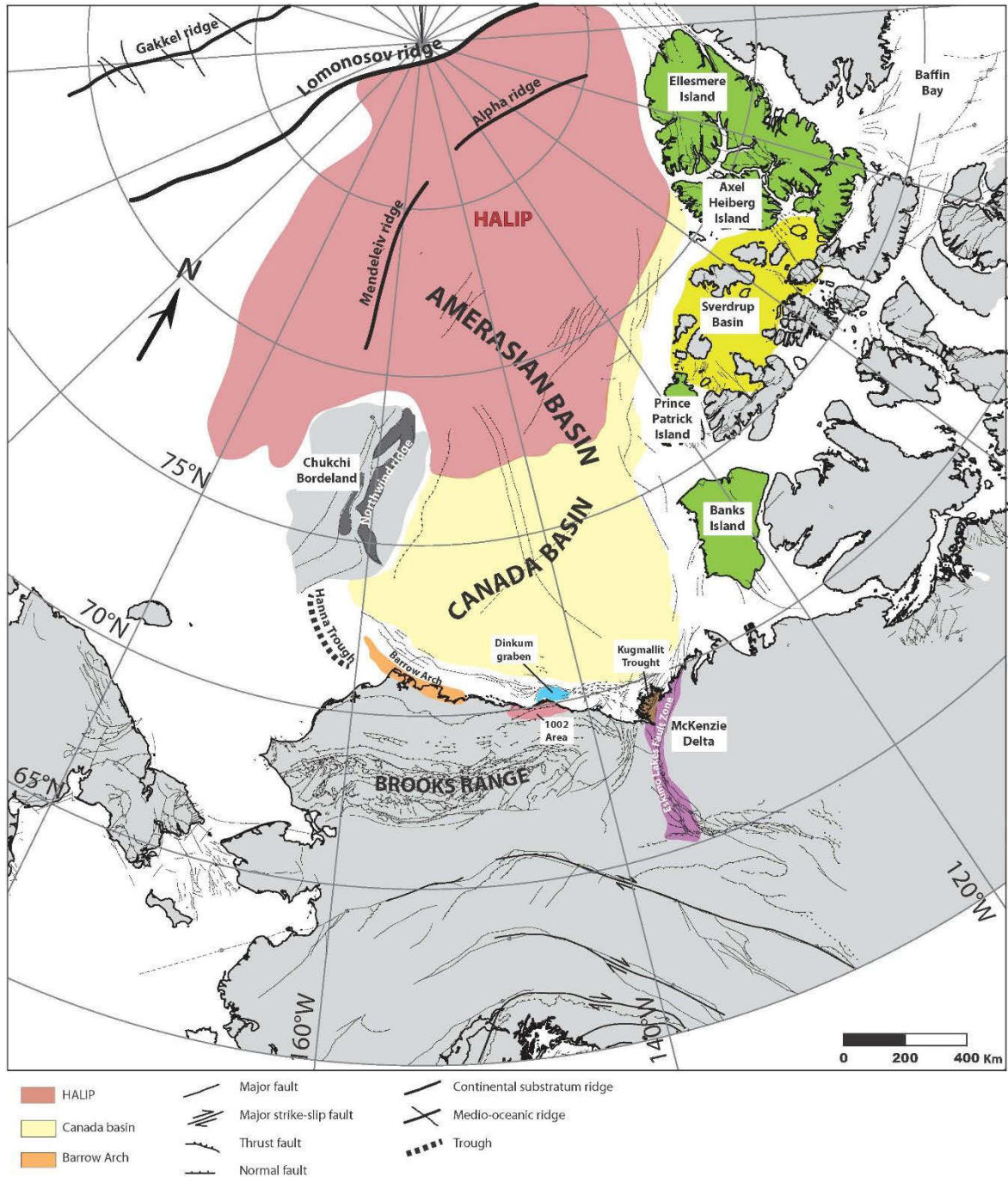


Figure 1.1 : Carte illustrant les limites et la localisation du bassin canadien. Ce bassin est bordé à l'est par les îles arctiques canadiennes composées de l'île de Banks, de Prince Patrick, d'Axel Heiberg et Ellesmere et du bassin du Sverdrup. Les rides Mendeleïev et Alpha sont recouvertes par la province volcanique du Haut-Arctique (HALIP). La ride de Gakkel est la ride médio-océanique du bassin Eurasien. Voir le texte pour les discussions des zones décrites (projection stéréographique polaire).

1.1 Les marqueurs du début du rifting

1.1.1 Bordure ouest des îles arctiques canadiennes

- *Ages des premiers sédiments et tectonique syn-rift*

La plus vieille formation sédimentaire syn-rift (formation « Sandy point ») est décrite sur l'île du Prince Patrick (Harrison et Brent, 2005). Elle est constituée de grès quartzeux d'âge aalénien (176-172 Ma) datés à partir d'ammonites (Harrison et Brent, 2005) ; (Fig.1.2a). La formation « Sandy point » montre des épaisseurs variables contrôlées par un système de failles normales liées à une extension E-O dans leur position actuelle (Harrison et Brent, 2005) ; (Fig.1.2b).

Sur l'île de Banks et dans le bassin du Sverdrup lui-même (Fig.1.1), les premières formations sédimentaires syn-rift apparaissent plus tardivement (Miall, 1979 ; Embry, 2011). Sur l'île de Banks, la formation « Wilkie point » (Miall, 1979), évolue de grès de plateforme continentale en sédiments marins plus profonds de type « shales » vers le bassin du Sverdrup. Cette formation est datée grâce à des foraminifères de la fin du Jurassique (probablement Oxfordien sans certitude : ~ 161 Ma ; Miall, 1979). Dans le bassin du Sverdrup, on constate une réorganisation tectonique importante au cours du Bajocien – Callovien (171-161 Ma) ; (Embry et Beauchamp, 2008 ; Embry, 2011) ; (Fig.1.2a). Cet évènement est souligné par une discordance à la base du Bajocien et un apport quasi-nul de sédiments durant cette période (Embry et Beauchamp, 2008 ; Embry, 2011). Selon Embry et Beauchamp (2008), l'extension NW-SE à N-S (en position actuelle) a permis la mise en place d'un haut de socle à la bordure Nord du bassin du Sverdrup (« Sverdrup rim »), responsable de la séparation du bassin lui-même de sa zone d'apport septentrionale (« Crockerland » : Embry, 1989 ; Fig.1.2b). La mise en place de grès de plateforme continentale au Callovien (164-161 Ma), pourrait marquer avec plus de précision le début du rifting (Embry et Beauchamp, 2008). Le continent « Crockerland » (Embry et Beauchamp, 2008) ou le craton « Arctida » de l'école Russe (Filatova et Khain, 2010) font référence en partie ou à la totalité du bloc Arctico-Alaska-Chukotka. L'origine pré-Mésozoïque, l'histoire de son déplacement et ses limites restent actuellement controversées (Pease, 2011).

- *Marqueurs sédimentaires de la subsidence des bassins*

Les formations « Wilkie point » et « Sandy point » sont toutes les deux recouvertes par des formations composées d'argile de domaine marin plus profond montrant une accélération de la subsidence. La formation « Sandy point » est recouverte par la formation « McConnell » composée d'argile de domaine marin profond, d'âge Bajocien à Bathonien (172 Ma-165 Ma ; Harrison et Brent, 2005). La formation « Wilkie point » est suivie de la formation de « Mould bay », montrant des argiles marines profondes, datée grâce à des foraminifères de la fin du Jurassique au Valanginien (161-136 Ma ; Miall, 1979). Le bassin du Sverdrup présente une série de dépôts deltaïques oxfordiens à valanginiens (formation « Awingak ») suivie de dépôts de sables et d'argiles marines profonds (formation « Ringnes » de directions d'apport N-O et formation « Deer bay » : 161 Ma-136 Ma). L'ensemble des séries montre un approfondissement progressif des dépôts (Harrison et Brent, 2005 ; Embry et Beauchamp, 2008) ; (Fig.1.2a).

1.1.2 Delta du McKenzie

La plus vieille formation sédimentaire syn-rift (« Bug Creek Group », équivalent latéral de la formation inférieure de Kingak) est décrite au sein du fossé de « Kugmallit » (Fig.1.1). Elle est constituée de grès continentaux d'épaisseurs variables localement dont la source est située au

sud-est (Molenaar et al., 1987 ; Grantz, 1979 ; Grantz et al., 2011). Cette formation est datée de l'Hettangien (?) ou du Sinémurien, entre 199 (?) et 189 Ma, soit environ 195 Ma (Dixon, 1982 et 1996 ; Mickey et al., 2002 ; Grantz et al., 2011 ; Fig.1.1.2a). Concomitante de cette formation, on observe le développement d'une zone de failles (« Eskimo Lakes Fault Zone » Fig.1.1) à l'ouest du fossé de « Kugmallit » (Mickey et al., 2002). Cette zone est constituée de failles normales, délimitant des horsts et des grabens (Grantz et al., 2011 ; Mickey et al., 2002). Ces deux ensembles sont certainement liés à la mise en place d'un même système extensif marquant le début du rifting à partir de 195 Ma (Grantz, 2011 ; Mickey et al., 2002).

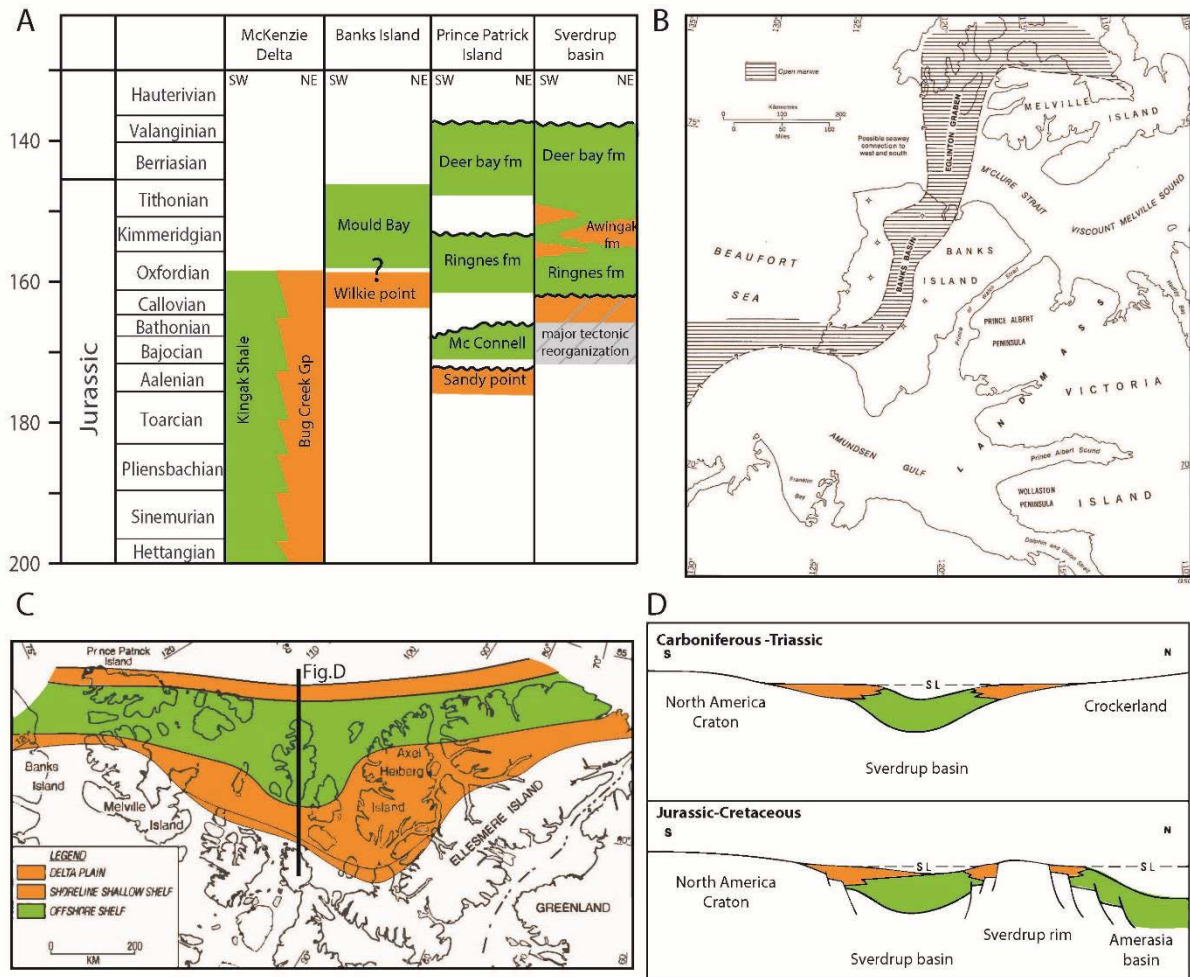


Figure.1.2 A : Enregistrement stratigraphique des îles canadiennes et du delta du McKenzie. Orange : grès et vert : shales. Compilation à partir d'Embry et Dixon, 1990 ; Embry, 2011 ; Miall, 1979 ; Harrison et Brent, 2005 ; Embry et Beauchamp, 2008 ; Mickey et al., 2002 ; Grantz et al., 2011. B : Paléogéographie du Jurassique de l'île de Banks (îles arctiques canadiennes) ; (Miall, 1979). C : Carte paléo-environnement fin Jurassique (Kimméridgien) des îles arctiques canadiennes D : Mise en place d'un haut de socle sur la bordure nord du bassin du Sverdrup (Embry et Beauchamp, 2008).

1.1.3 Marge nord-alaskane

- *Séquences sédimentaires de la marge nord-alaskane*

L'enregistrement stratigraphique du nord de l'Alaska a tout d'abord été divisé en trois (Lerand, 1973) puis en quatre séquences stratigraphiques (Bird, 1999), essentiellement sur la

base des sources d'apports sédimentaires. Ce sont les séquences franklinienne, ellesmerienne, beaufortienne et brookienne (Fig.1.3).

La séquence franklinienne (séries pré-Mississippiennes) est la moins bien contrainte. Elle est constituée de roches ignées et de roches de bas grade métamorphique. Elle est subdivisée en deux séquences. La séquence franklinienne inférieure possède une lithologie hétérogène, comprenant des argiles, des quartzites et des schistes de la formation « Neruokpuk ». La séquence franklinienne supérieure composée de calcaire de la formation « Nanook » d'âge dévonien et de dolomite de la formation « Katakturuk », d'âge silurien à dévonien (Leigi, 1987). Cette séquence a des origines et des significations paléogéographiques diverses. Bien que la connaissance de ces roches soit limitée, elles sont connues pour avoir dépassé le stade thermique pour la préservation de l'huile. En sismique, elles sont ainsi considérées comme le socle acoustique (Bird, et Houseknecht, 2011).

La séquence ellesmerienne est décrite comme une succession de sédiments marins, de sédiments détritiques terrigènes et de carbonates marins (Bird, 1999 ; Moore et al., 1992). Elle est composée, entre autre, de sa base à son sommet, des sédiments silico-clastiques du « Endicott group » datés du Dévonien moyen, de la séquence de plateforme carbonatée du « Lisburne group », des dépôts deltaïques permo-triassique du « Sadlerochit group » et finalement par les dépôts fin du « Shublik » riches en matière organique et datés du Trias (Moore et al., 1992 ; Bird, 1999). Si le groupe d'Endicott signe un évènement de rifting (sédiments pré-rift) et la structuration d'une marge, les formations suivantes montrent un apport sédimentaire venant du nord sur une plateforme continentale stable (Bird, 1999) ; (Fig.1.3).

La séquence beaufortienne (appelée aussi séquence supérieure ellesmerienne ou barrovienne) rassemble les formations sédimentaires du Jurassique au début du Crétacé, (Bird, 1999). On peut noter que la formation « Kingak » est séparée en 4 séquences successives : les séquences Kingak 1 et 3 composées de dépôts marins argileux et les séquences 2 et 4 composées de grès. La séquence Kingak 1 constitue une des roches mères régionales, au même titre que la formation des « pebble shale », roche mère du système pétrolier Nanushuk, se trouvant au toit de la séquence beaufortienne. En outre, la séquence Kingak 4 possède un équivalent latéral : la formation gréseuse Kugaruk constituant une roche réservoir. Les directions des apports sédimentaires dans cette séquence sont plus complexes et montrent à la fois des influences locales et régionales (apport provenant du nord et/ou du sud). Cette séquence représente un changement dans le régime tectonique du nord de l'Alaska (apparition de failles normales délimitant des horsts et grabens, mise en place du haut de socle de « Barrow », changement de directions d'apports sédimentaires) et enregistre le début de l'ouverture du bassin canadien (Bird, 1999 ; Moore et al., 1992) ; (Fig.1.3).

La séquence brookienne est marquée par un apport massif de sédiments détritiques venant du sud et résultant entre autres de l'orogénèse brookienne (Bird, 1999 ; Moore et al., 1992 ; voir chap.1.2). On peut noter la formation de grès de « Torok », et leurs équivalents latéraux : les sédiments fins de la « Gamma Ray Zone », des « Hue shales », qui font partie des roches mères régionales, la formation silico-clastique fine de Canning et la très épaisse formation gréseuse de Sagavanirktok qui se dépose tout au long du Néogène (Fig.1.3).

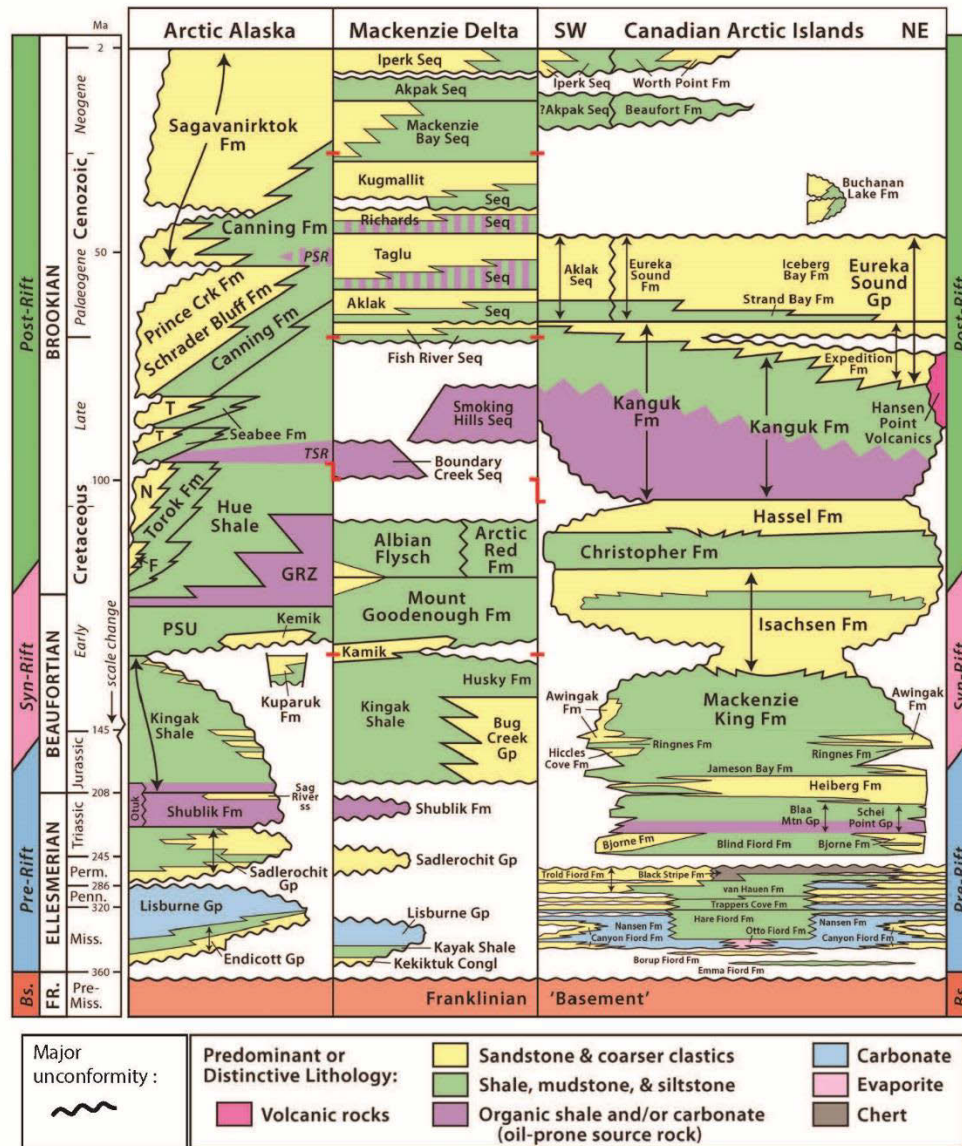


Figure 1.3 : Chronostratigraphie généralisée du nord de l'Alaska, de la région du delta du McKenzie et des îles arctiques canadiennes montrant principalement les formations et les noms de séquences. La terminologie tectono-stratigraphique utilisée est montrée par des barres de couleurs à gauche et à droite. Cet enregistrement sédimentaire est divisé en quatre séquences stratigraphiques, montrant la provenance des apports sédimentaires. Les montres des discordances majeures. Notez que l'échelle temporelle est comprimée avant le Crétacé (Houseknecht et Bird, 2011).

- Directions d'apports au sein de la séquence beaufortienne

Toutes les formations au sein de la séquence beaufortienne possèdent une source généralement située au nord (Bird, 1999), mais une source située au sud est localement et ponctuellement impliquée (Molenaar et al., 1987; Grantz, 1979, Fig.1. 3). La formation « Kingak » d'âge hettangien à Hautérvien (199.6 à 130 Ma), montre un apport sédimentaire en provenance du nord entre Prudhoe bay et Point Barrow, provenance contrainte par la stratigraphie séquentielle de l'ensemble de la formation (Houseknecht et Bird, 2004). Pourtant, au sein de cette formation, on a localement la présence de la formation « Simpson Sand », âgée de ~180 Ma, montrant un apport venu du sud (Houseknecht, 2001) ; (Fig.1.4). Une source ponctuellement différente est aussi indiquée par des populations de zircons détritiques différentes des populations recensées dans les formations venant du nord (Gottlieb et al., 2014).

La formation Kuparuk, réservoir du champ pétrolier du même nom, cantonnée aux régions du haut de socle « Barrow » et du graben de « Dinkum » constitue un équivalent latéral de la formation du Kingak supérieur (Fig.1.4). Elle est constituée de grès marins peu profonds avec des apports dominants venant du Nord-Est (Carman, 1983).

Les différences observées dans les directions des sources sédimentaires pourraient être expliquées par un rifting commençant dès le début du Jurassique (Grantz et al., 1979). Le développement d'une topographie en horst et graben est en effet susceptible de superposer un signal de faible longueur d'onde à la subsidence régionale, et induire des changements locaux de sources d'apports.

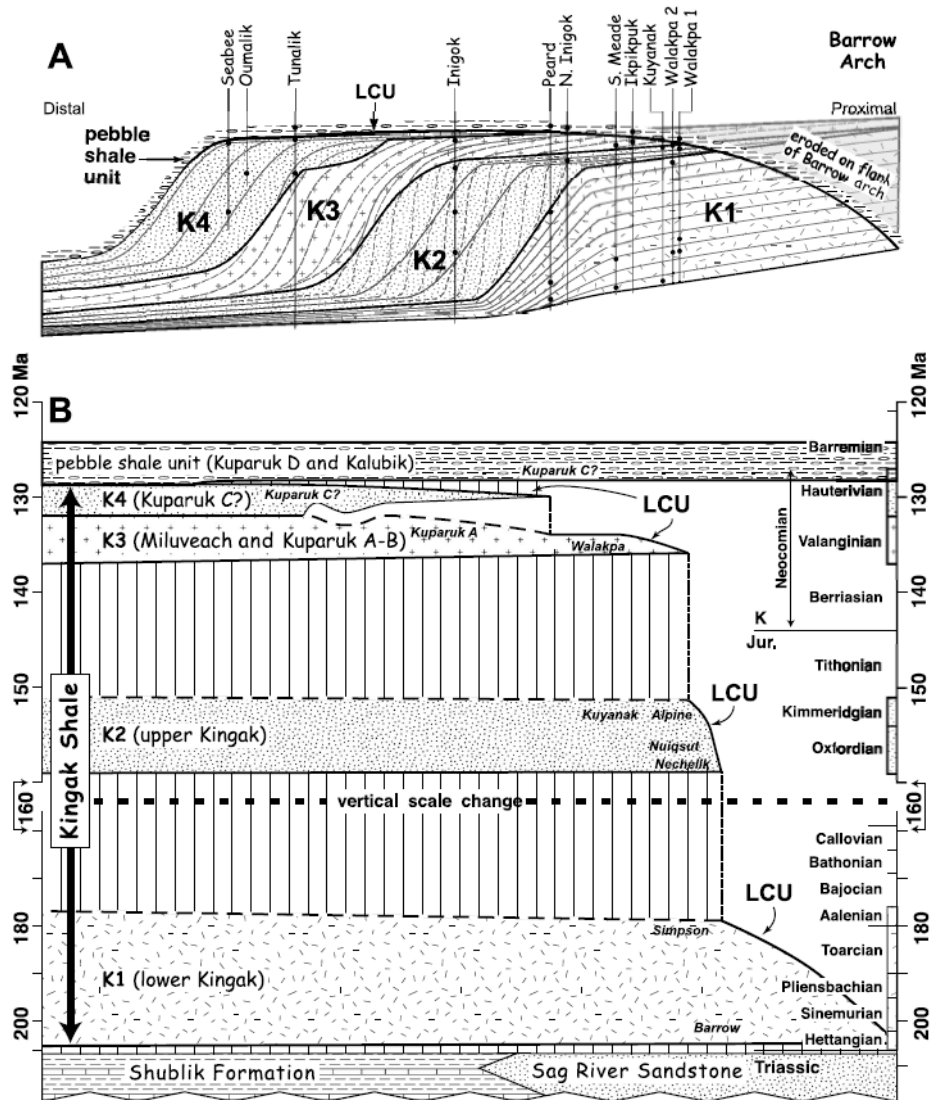


Figure 1.4: Séquence sédimentaire de la formation « Kingak ». (A) Relations stratigraphiques entre les quatre ensembles de la séquence beaufortienne, allant du Nord (proximale) au sud (distale). (B) Chronostratigraphie de la formation « Kingak » (Houseknecht et Bird, 2004).

- *Données de stratigraphie séquentielle*

Dans la formation de shales du « Kingak », Houseknecht et Bird (2004) décrivent la séquence K2 (Fig.1.2.4) d'âge Oxfordien-Kimméridgien (160-150 Ma), comme le fruit de régressions répétées et forcées, marquées par des intervalles de grès suivis par le dépôt de systèmes transgressifs, se répétant à plusieurs reprises. Ces régressions marquent une activité tectonique et épisodique typique d'un rifting (Houseknecht et Bird, 2004). Mais de nombreuses incertitudes sur l'âge de ces grès existent, surtout par la rareté des fossiles et leur remaniement lors des épisodes transgressifs (Houseknecht et Bird, 2004). La séquence K3 (Fig.1.4) montre un empilement de minces épaisseurs de sédiments interprété comme une séquence transgressive recouverte par de plus grandes épaisseurs de sédiments interprétés comme une séquence régressive. Cet empilement marque aussi une activité tectonique mais de faible ampleur (Houseknecht et Bird, 2004). La séquence K4 (Fig.1.4) montre les mêmes caractéristiques que la séquence K2, avec à nouveau une activité tectonique et épisodique bien marquée typique d'un rifting (Houseknecht et Bird, 2004). Il en est déduit que deux phases de rifting distinctes ont affecté la marge. Cette interprétation de Houseknecht et Bird (2004) est essentiellement basée sur celles de Hubbard (1987) montrant deux phases de rifting successifs dans « la région des 1002 » (localisation Fig.1.1).

- *Données structurales*

L'analyse des données sismiques dans la région des 1002, permet de définir plusieurs mégaséquences, au nord de la plateforme d'Alaska. Elle met en évidence un épisode précoce de rifting « échoué » lié à la présence de failles à pendage sud, finalement datées du Jurassique moyen (~160 Ma, mais début Bathonien avant réinterprétation des réflecteurs : Hubbard et al., 1987 ; Hubbard et al., 1987 ; Houseknecht et Bird, 2004 ; Fig.1.4 et Fig.1.5). Une période de restructuration et d'inversion de la géométrie du bassin s'ensuit, avec la mise en place de failles à pendage Nord associées à une extension « aboutie » datée du Valanginien au Hautérvien (~140-130 Ma, mais du Hautérvien moyen à la fin de l'Aptien avant réinterprétation des réflecteurs : Hubbard, 1987 ; Houseknecht et Bird, 2004 ; Fig.1.4 et Fig.1.5).

Le nord de l'Alaska possède une topographie complexe, composée de deux grandes structures : le graben de « Dinkum » et le haut de socle « Barrow » (Fig.1.1). Le graben de « Dinkum » forme une structure de 10 à 40 km de large et 170 km de long (Moore et al., 1992). Il est interprété comme une vallée fossile du rift contenant des roches sédimentaires du Jurassique au Crétacé (Moore et al., 1992). D'après les relations stratigraphiques, l'initiation de l'extension de la croûte et la subsidence auraient commencé à environ 185-190 Ma (Moore et al., 1992). Le haut de socle « Barrow » est ouest-nord-ouest et sépare le bassin de Colville au sud, du bassin canadien au nord. L'âge de ce haut de socle est sujet à discussion.

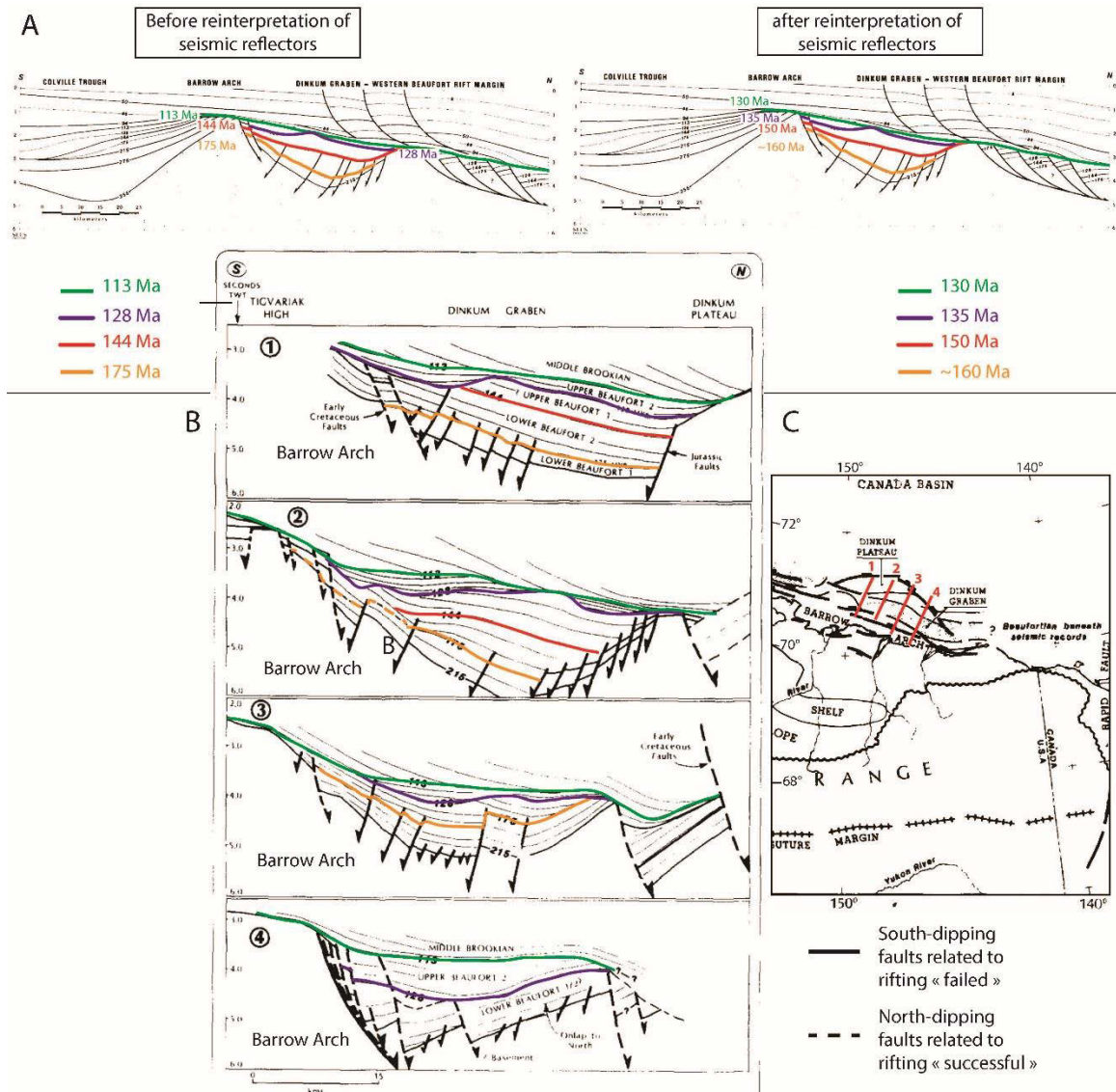


Figure 1.5 : A : Coupe schématique du bassin de Colville allant jusqu'au graben de « Dinkum » et à l'Ouest du Beaufort, montrant la configuration des discordances et des mégaséquences. L'âge des discordances régionales est en millions d'années. Les âges des réflecteurs sont issus de Houseknecht et Bird, 2004 (modifiée d'après Hubbard et al., 1987). B : Transect Nord-Sud à travers le graben de « Dinkum » de l'est à l'ouest dans la zone des 1002, au nord de la marge alaskane (modifiée d'après Hubbard et al., 1987). C : Carte géographique de l'emplacement des profils sismiques au nord de l'Alaska (modifiée d'après Hubbard et al., 1987).

La surrection du haut de socle a d'abord été datée du Valanginien (140-138 Ma, Hubbard et al., 1987), mais elle est maintenant considérée comme Oxfordienne-Kimméridgienne (~160-155 Ma) par Houseknecht et Bird, 2004, sur la base d'une réinterprétation des réflecteurs. Le haut de socle se serait formé durant plusieurs épisodes de surrection, matérialisés par des séquences transgressives – régressives locales et des grès de plateforme à la base des systèmes transgressifs (Houseknecht et Bird, 2004). Le flanc nord se serait initialement développé lors du rifting « échoué » au cours du Jurassique moyen puis il aurait été tronqué par la discordance datée de l'Hautérvien (Moore et al., 1992). Le flanc sud du haut de socle « Barrow » aurait été créé à la fin du Paléozoïque et repris dans le Crétacé inférieur par le jeu tectonique et la sédimentation liée à la mise en place des nappes de charriage de l'orogène Brookienne (Moore et al., 1992). Si la plupart des interprétations font du haut de socle « Barrow » une structure en extension, une part de flambage associé à un épisode de compression n'est pas exclu (Nunn, 1987).

L'âge des marqueurs du début du rifting dans la Bordure ouest des îles arctiques canadiennes est relativement bien contraint et concordant : Aalénien (176-172 Ma) dans les îles Prince Patrick, Callovo-oxfordien (~161 Ma) dans l'île de Banks et Bajocien à Callovien (171-161 Ma) dans le bassin du Sverdrup.

Au sein du delta du McKenzie, le dépôt du « Bug Creek Group » et le jeu de la « Eskimo Lakes Fault Zone » donnent un début de rifting vers 195 Ma.

Du côté de la marge nord-alaskane, la datation de l'initiation du rifting est plus compliquée. L'initiation du rifting pourrait dater de 195 à 160 Ma selon le marqueur privilégié : formation du graben de Dinkum (190-185 Ma), dépôt des « Simpson sands » (180 Ma), épisode précoce de rifting « échoué » (160Ma).

1.2 Les marqueurs de la fin du rifting

1.2.1 Bordure ouest des îles arctiques canadiennes

La transition entre extension continentale et expansion océanique est marquée au premier ordre par une discordance majeure (« la breakup unconformity »). Celle-ci a été définie dans les îles canadiennes sur la base de 3 critères : (1) elle cache la plupart des failles normales associées au rifting; (2) elle coïncide avec une diminution sensible des taux de subsidence et (3) elle recouvre les indices de volcanisme sur la marge (Embry et Dixon, 1990).

L'âge de cette discordance majeure est sujet à débat. En effet, plusieurs discordances décrites dans les îles canadiennes, peuvent être considérées comme majeures : fin Aalénien, fin Callovien-début Oxfordien, fin Berriasien-début Valanginien, fin Hautérvien-mi-Aptien, fin Maastrichtien et fin Albien-début Cénomaniens (voir début Santonien, Embry et Dixon, 1990). La discordance majeure retenue est définie au toit de la formation « Christopher », datée de l'Albien (112-99.6 Ma) par des foraminifères (Harrison et Brent, 2005; Miall, 1979), et les formations d'âge Crétacé supérieur. La formation « Christopher » est constituée d'argiles de domaine marin profond. Cette discordance majeure est observée sur une large étendue, de la région « Eskimo Lakes », au sein du delta du McKenzie, au bassin du Sverdrup. Sur l'île de Banks, elle est définie par une discordance cachetant de grandes failles normales, sans variation notable de taux de subsidence. Enfin dans le bassin du Sverdrup, la discordance majeure cache des failles normales, recouvre les trois épisodes de volcanisme basaltique et correspond à une augmentation du taux de la subsidence à l'Albien suivi d'une brusque diminution de celui-ci (Embry et Dixon, 1990).

Actuellement et depuis les années 2000, la tendance est à réévaluer l'âge de la discordance majeure vers des âges antérieurs. Embry et Beauchamp (2008) proposent de la définir au niveau d'une discordance intra-formation Isachsen, donnant un âge fin Hautérvien (~130 Ma) ; (Fig.1.6) ; (Embry, 1991). Cependant, la formation Isachsen montre d'importantes épaisseurs de dépôts et des faciès de type non marin de provenance Est-Sud-Est, décrits en bordure des grabens (Miall, 1979).

D'âge probablement Valanginien et/ou Barrémien à Albien (125-110 Ma), la formation Isachsen est certainement liée à un développement d'une topographie complexe (les hauts de socle « Minto », « Storkerson » et « Coppermine » ; Miall, 1979). Elle n'a donc pas toutes les caractéristiques d'une formation post-rift.

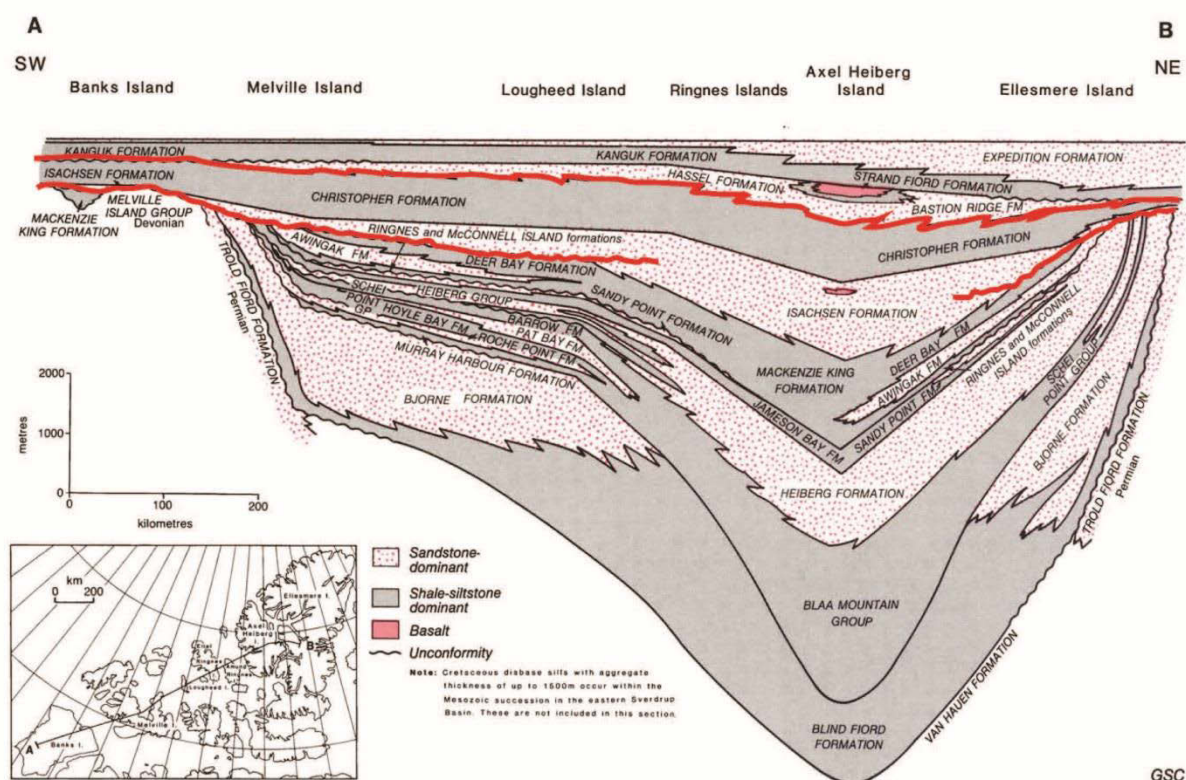


Figure 1.6: Schéma du transect stratigraphique de l'île de Banks au bassin du Sverdrup SW-NE (modifiée d'après Embry, 1991). Les traits en rouges marquent les discordances observées et décrites comme majeures au sein des îles arctiques canadiennes.

1.2.2 Delta du McKenzie

D'après les mêmes critères que dans les îles arctiques canadiennes, la discordance majeure retenue dans le delta du McKenzie au sein d'« Eskimo Lakes Fault Zone », est définie au toit de la formation « Arctic Red » d'âge Albien (112-100 Ma) et à la base de la formation « Smoking Hills » d'âge Santonien à Campanien (Embry et Dixon, 1990). Elle cache de grandes failles normales, constitue un système progradant et correspond à une brusque diminution du taux de subsidence (Embry et Dixon, 1990). D'autres auteurs évoquent cependant la discordance majeure au toit de la formation « Kamik » datée de l'Hautérvien et à la base de la formation « Mount Goodenough » (Grantz et al., 2011 basée sur Dixon, 1996).

1.2.3 Marge nord-alaskane

Sur la bordure nord de l'Alaska plusieurs discordances existent pouvant jouer le rôle de discordance majeure : fin Aalénien, fin Callovien et fin Berriasien, début Hautérvien, mi-Cénomaniens, et fin Maastrichtien.

La discordance majeure du côté de la bordure nord-alaskane, également appelée LCU (« Lower Cretaceous Unconformity »), a été définie au toit de la formation « Kingak » d'âge Hettangien à Hautérivien (199.6 à 130 Ma, Houseknecht et Bird, 2004) et à la base de la formation « Pebble Shale » et « Kemik » (Fig.1.4). Elle fait suite au soulèvement du haut de socle de « Barrow » (Bird, 1999 ; Fig.1. 4) et cachète de grandes failles normales associées aux horsts et grabens de la marge, mais aucune inflexion dans la courbe de subsidence régionale n'y est associée (Embry et Dixon, 1990). La formation « Pebble Shales » et la formation « Kemik » constituées de sables montrant des apports venant localement du Nord sont d'âge Barrémien (130 -125 Ma ; Bird, 1999). On trouve des matériaux volcano-sédimentaires au sein de la formation « Pebble Shales », montrant une activité volcanique tardive (Keeler et Macquaker, 2001).

Embry et Dixon (1990) privilégient une autre discordance, albo-cénomaniennne, en lien avec les îles arctiques canadiennes, qui constitue une limite de séquence majeure entre les groupes de Nanushuk et de Colville. Il est suggéré que la surimpression de la tectonique du bassin d'avant-pays, liée à l'orogénèse brookienne, sur la tectonique du rifting de la marge d'Alaska a empêché le développement d'une discordance majeure typique (Embry et Dixon, 1990).

La localisation de la discordance majeure marquant la fin du rifting, est sujette à discussion.

Dans les îles arctiques canadiennes, elle a été initialement définie au toit de la formation « Christopher », soit à 100 Ma, mais depuis les années 2000, il est proposé de placer cette discordance majeure au niveau d'une discordance intra-« Isachsen », soit à 136 Ma.

Dans le delta du McKenzie, elle est définie au toit de la formation « Arctic Red » à 100 Ma.

Dans le nord de l'Alaska, appelée la LCU, elle est définie à la base de la formation « Pebble Shales », soit à 130 Ma. Cependant, il est aussi proposé que la discordance majeure soit la limite supérieure de la formation « Nanushuk », soit à 100 Ma.

Un diachronisme est observé entre la discordance majeure décrite dans la bordure Ouest des îles canadiennes et le delta du McKenzie (Albien-Cénomaniennne) et celle décrite dans la bordure nord de l'Alaska (fin Hautérivien).

1.3 Début de l'expansion océanique

1.3.1 Les données sismiques

Les données de sismique-réfraction obtenues au milieu de ce bassin sous la mer, montrent des vitesses estimées allant de 6,6 et 7,5 km/s (Mair et Lyon, 1981, Hutchinson et al., 2015), ce qui peut correspondre à une croûte océanique composée de MORB et à une croûte transitionnelle (Grantz et al., 2011). Cette croûte océanique anormalement mince possède une couche caractérisée par 3 niveaux de vitesses de 6,7 à 7,2 km/s (Hutchinson et al., 2015), elle repose sur un manteau partiellement serpentinisé possédant des vitesses de 7,6-8 km/s (Grantz et al., 2011), et 7,2-7,7 km/s (Hutchinson et al., 2015). La croûte océanique semble former un polygone d'environ 320-350 km de large (E-O) par 500 km (nord-sud : Hutchinson et al., 2015).

Enfin, des vitesses estimées en sismique réfraction à 6,6 km/s montrent la présence d'une croûte continentale typique près de la bordure de la marge canadienne (Hutchinson et al., 2015).

Certaines interprétations des données de sismique-réflexion décrivent la présence d'une croûte océanique (Helwig et al., 2011 ; Grantz et al., 2011), mais aussi d'une croûte transitionnelle le long des marges nord-alaskane, canadienne et le long de « Northwind ridge » (Grantz et al., 2011).

1.3.2 Les anomalies magnétiques

Dans le cas du bassin canadien, l'âge des anomalies magnétiques est sujet à discussion, du fait de leur faible amplitude et de leurs structures complexes (Gaina, 2014). De plus, les anomalies magnétiques sont ténues à proximité des marges (Taylor et al., 1981 ; Sweeney, 1985 ; Fig.1.7a). Une anomalie magnétique positive est décrite le long de « Northwind ridge » caractérisée par une étroite bande. Cette anomalie a été caractérisée comme une possible limite structurale entre le plateau Tchouktche à l'ouest et la TOC à l'est du bassin canadien (Grantz et al., 2011).

La faible amplitude, voire l'absence de ces anomalies magnétiques semblent indiquer que le plancher océanique s'est probablement formé au cours de la longue période de polarité magnétique normale à partir de 118 Ma. La faible amplitude magnétique peut marquer la dernière étape de la formation du bassin entre ~83 et 79 Ma, quand la polarité géomagnétique a été inversée (Sweeney, 1985). Alvey et al., (2008) à partir d'un modèle d'inversion de gravité avec une correction des anomalies gravimétriques thermique de la lithosphère ont calculé un début d'océanisation du bassin canadien à 142 Ma. Plus récemment, les anomalies magnétiques ont été comparées aux chrons M04n M02n (Grantz et al., 2011 ; M0r-M4 : Hutchinson et al., 2015), indiquant ainsi un plancher océanique d'âge Hautérien à Barrémien (131 Ma à 127,5 Ma). Le plancher océanique se serait alors formé sur une durée d'ouverture de 8 millions d'années avec un taux d'expansion de 10 mm /an (Hutchinson et al., 2015).

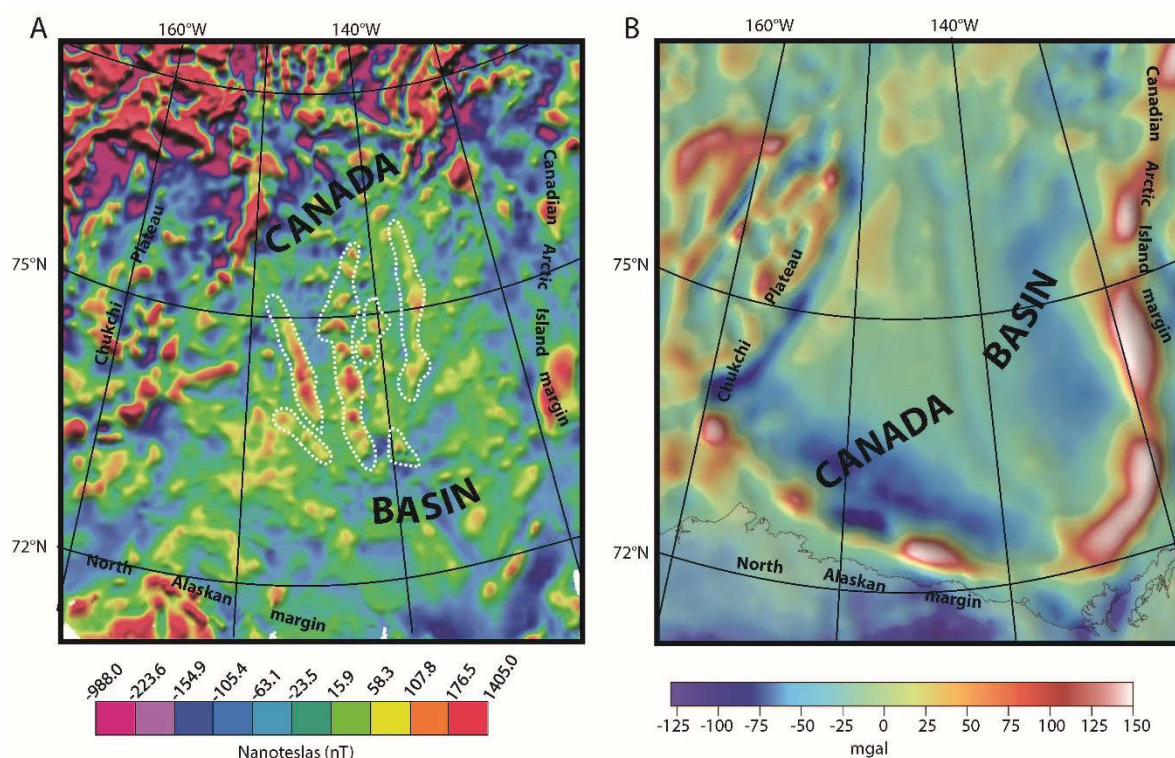


Figure 1.7: A: Anomalies magnétiques du bassin canadien. Les contours magnétiques (en couleur) sont en nanoteslas (nT). (Gaina et al., 2014). B: Anomalies de gravité à l'air libre du bassin canadien (Gaina et al., 2014). °

1.3.3 Les anomalies de gravité à l'air libre.

Au centre du bassin canadien, on observe une grande structure linéaire correspondant à une anomalie gravimétrique à l'air libre négative (références et synthèse dans Grantz et al., 2011 ; Fig.1.7b). Les anomalies magnétiques reconnues se répartissent de façon symétrique de part et d'autre de cette anomalie gravimétrique dans sa partie nord (Grantz et al., 2011 ; Hutchinson et al., 2015). Les profils bathymétriques montrent une importante vallée le long de ce segment, similaire à la vallée axiale décrite sur les dorsales lentes et ultra-lentes. (Hutchinson et al., 2015). La partie sud de l'anomalie gravimétrique, vers le delta du McKenzie, est associée à une croûte transitionnelle interprétée en sismique (Hutchinson et al., 2015). Cette zone ne devrait pas avoir été le siège d'un magmatisme d'accrétion, si on s'en tient au modèle paléogéographique préféré d'un pôle de rotation au sein du delta du McKenzie, ne permettant qu'une ouverture restreinte du segment sud (cf. Chap. 1.1.5) ; (Hutchinson et al., 2015).

A partir des anomalies gravimétriques et des données sismiques, la formation de la croûte océanique est associée à une dorsale avec une vallée axiale typique d'une dorsale lente à ultra-lente dans une zone restreinte au sein du bassin.

L'âge d'initiation et de la durée de l'expansion océanique du bassin canadien sont sujets à débat. L'océanisation pourrait dater de 142.5 Ma à 100 Ma selon le marqueur privilégié : modèle d'inversion de gravité (142.5 Ma), comparaison aux chrons M04n M02n et M0r-M4 (131.5-127.5 Ma), étude sismique (post-100Ma).

1.4 Conclusion sur les contraintes de l'ouverture du bassin canadien

L'ouverture du bassin canadien est marquée par 2 grandes étapes. Un rifting continental qui aurait débuté au plus tôt à l'Aalénien (~195 Ma) dans le delta du McKenzie, pour se prolonger sur la marge nord-alaskane (~180 Ma) et la marge ouest des îles arctiques canadiennes (~176-161 Ma) et se terminant soit vers 130 Ma soit vers 100 Ma par la discontinuité appelée « breakup-unconformity » (Fig.1.8). L'expansion océanique, qui lui fait suite, aurait débuté au plus tôt à 131 Ma et se terminerait entre 83 et 79 Ma.

De nombreuses interrogations subsistent à cause de la faible quantité de données disponibles au sein de ce bassin. Un diachronisme est observé entre la discordance majeure décrite dans la bordure Ouest des îles canadiennes (Albien-Cénomarien), dans le delta du McKenzie (Albien-Cénomarien) et celle décrite dans la bordure nord de l'Alaska (fin Hautérien, Fig.1.8). L'âge d'initiation et la durée de l'expansion océanique du bassin canadien sont sujets à débat. Les données sismiques donnent une expansion océanique post-albienne, mais la faible amplitude et les structures linéaires complexes des anomalies magnétiques à proximité des marges mènent à des corrélations de chrons différentes, donnant des âges de la formation de la croûte océanique différents.

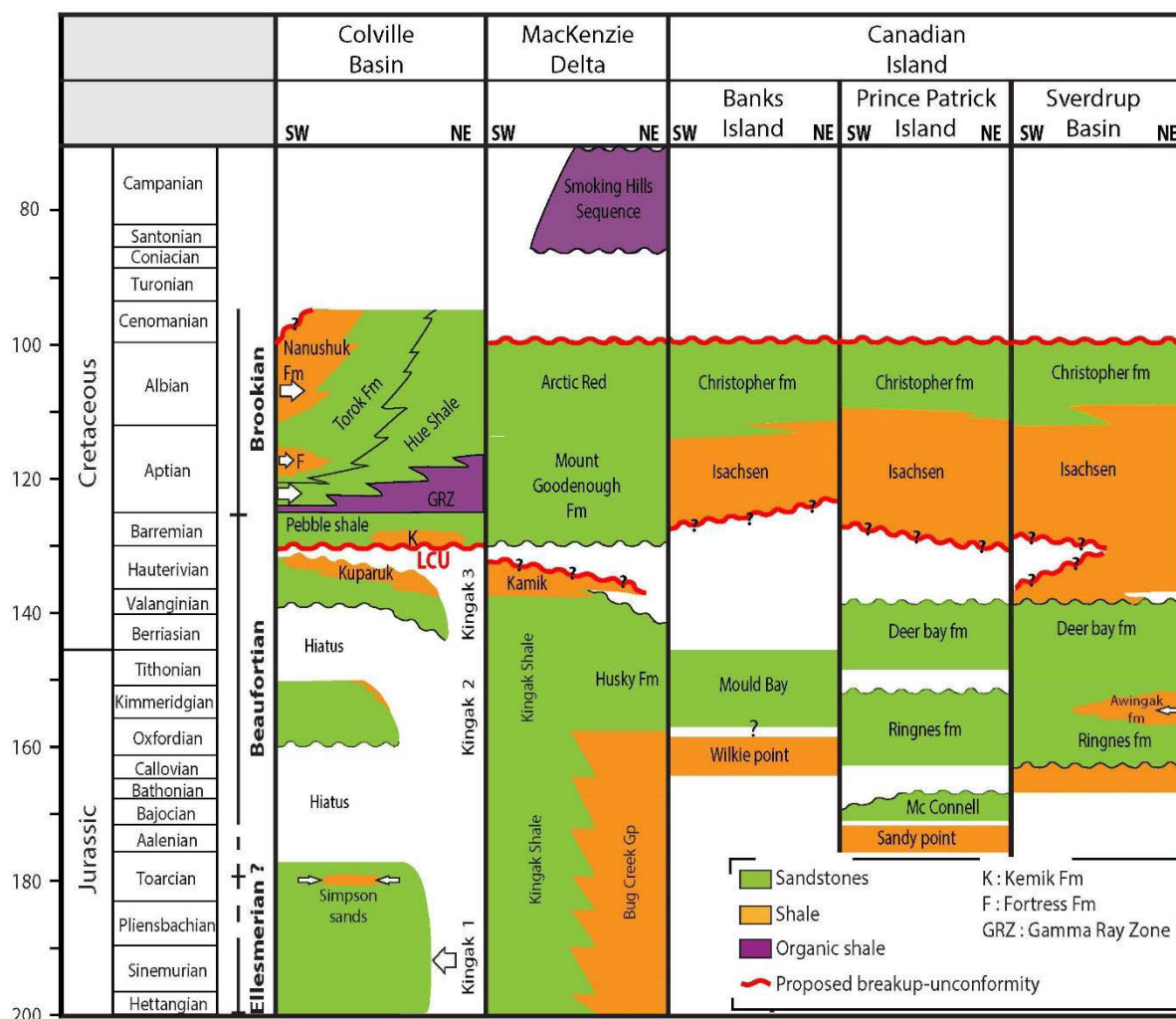


Figure 1.8: Récapitulatif de l'enregistrement stratigraphique des îles canadiennes, du delta du McKenzie et de la marge nord-alaskane. Abréviations : LCU : « Lower Cretaceous Unconformity ». Deux « breakup-unconformity » sont proposées selon les auteurs (Houseknecht et Bird, 2004 ; Embry et Dixon, 1990 ; Grantz et al., 2011 ; Dixon, 1996 ;

Embry et Beauchamp 2008 ; Harrison et Brent, 2005; Miall, 1979). Les points d'interrogations montrent la discordance la moins justifiée par des contraintes.

La question la plus importante concernant la structuration du bassin canadien reste dans un premier temps, celle de l'âge de la discordance majeure. Elle est la contrainte majeure directe sur le début de l'océanisation, complémentaire des contraintes indirectes et controversées des anomalies magnétiques. Les récentes études sur les marges continentales et les profils sismiques existantes sur les marges adjacentes à ce bassin pourraient permettre, aujourd'hui, de mieux contraindre cette discordance.

1.5 Les modèles d'ouvertures du bassin canadien : couplage entre les domaines arctique et pacifique au Jurassique ?

1.5.1 Introduction

Le premier modèle de l'ouverture du bassin canadien a été établi par Carey en 1955, décrivant une ouverture par rotation. Depuis ce premier modèle, de nombreux auteurs ont établi des modèles pour l'ouverture de ce bassin issus essentiellement de la description des marges entourant le bassin canadien.

Les différents modèles d'ouverture du bassin canadien décrits dans les études bibliographiques ne proposent que rarement un mécanisme pour expliquer l'ouverture de ce bassin. Ce mécanisme fut tout d'abord décrit comme liée à une subduction en arctique (modèle en contexte de convergence : Churkin et Trexler, 1980)). Il est aujourd'hui abandonné. Actuellement, le moteur proposé pour cette ouverture serait la subduction pacifique (ou les subductions proto-pacifiques) ; (Plafker et al., 1994 ; Shephard et al., 2013) montrant ainsi un couplage entre les domaines arctique et pacifique.

1.5.2 Les modèles en contexte de convergence

Ce type de modèle part de l'hypothèse que le bassin canadien est composé d'une ancienne croûte océanique "piégée" (Churkin et Trexler, 1980) d'âge Paléozoïque (Jones, 1980 ; Kerr, 1981). Ce piégeage" est lié à l'avancée de la plaque Kula en direction du nord au début du Jurassique (Churkin et Trexler, 1980). Le mouvement de la plaque Kula vers le nord, nécessite la présence de marges actives (subduction actuellement non connue) et est accommodé par un décrochement dextre le long du delta du McKenzie (Fig.1.9). Le bassin canadien est « isolé » à 125 Ma, lors de la collision du « terrane » Kolyma avec l'Eurasie formant la suture Verkhoyansk (Churkin et Trexler, 1980).

Ce type de modèle n'est pas en accord avec les études paléomagnétiques au sein de la formation « Kuparuk » (situé dans le « North Slope ») ; (Halgedalh et Jarrard, 1987), mais d'après Churkin et Trexler (1980), une ré-aimantation au Crétacé aurait faussée ces données. Cependant, aucune preuve n'atteste de la présence d'une subduction en arctique. De plus, ces modèles ne montrent pas d'extension au sein du bassin contrairement à la majorité des modèles et sont abandonnés à l'heure actuelle.

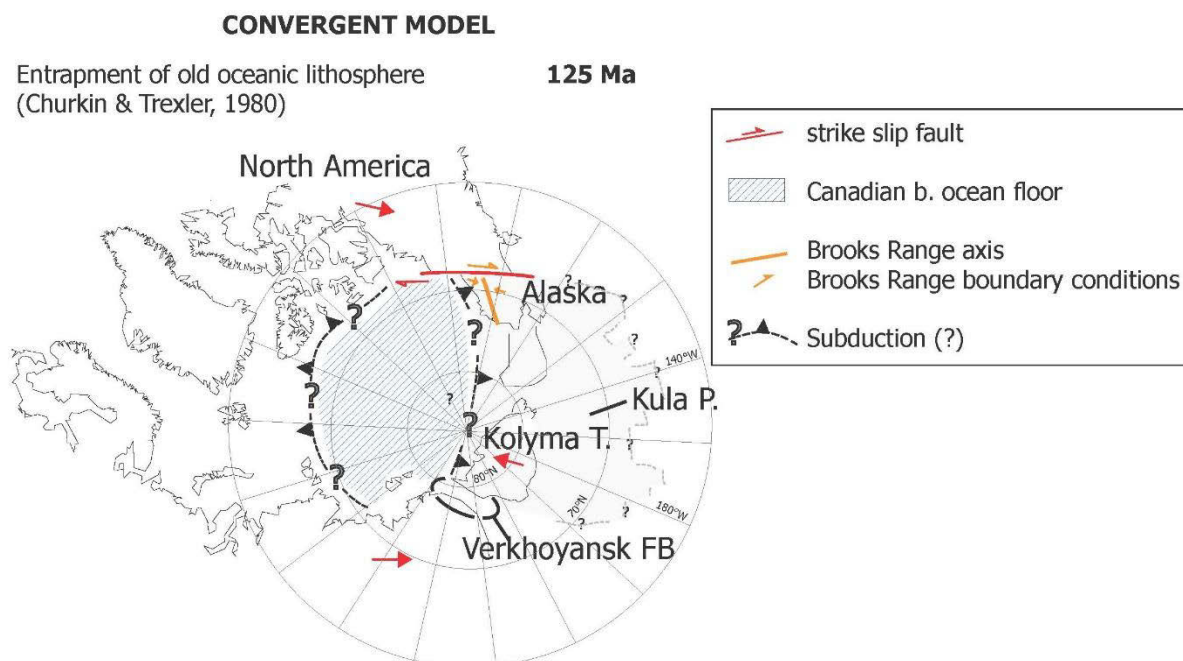


Figure 1.9 : Modèle paléogéographique de création du bassin canadien en contexte de convergence. Projection en stéréographique polaire à 125 Ma (d'après Churkin et Trexler, 1980). Abréviations : P : Plate, FB : Foldbelt, T : Terrane.

1.5.3 Modèles d'ouverture avec un pôle de rotation lointain (i.e. translation)

- Failles transformantes le long de la marge des îles arctiques canadiennes

Ces modèles proposés une véritable expansion du bassin canadien, probablement initiée aux rides Alpha et Mendeleev (Dutro, 1981 ; Smith, 1987). Le mouvement relatif est accommodé par une paire de failles transformantes antithétiques: une faille transformante senestre située le long de la marge des îles arctiques canadiennes et une faille transformante dextre le long du plateau sibérien (Fig.1.10) ; (Dutro, 1981). Les marges passives de cette expansion seraient alors la ride de « Lomonosov » ou les rides Alpha et Mendeleev au nord et la marge Chukchi au sud (Fig.1.10) ; (Dutro, 1981). Dans ce modèle, l'ouverture du bassin serait post-Paléozoïque (Dutro, 1981) et vers 150 Ma (Smith, 1987).

- Failles transformantes le long de la marge nord-alaskane

Ces modèles mettent en jeu une faille transformante parallèle à la marge de l'Alaska et long de la ride de « Lomonosov ». Les marges passives de cette expansion seraient alors les îles arctiques canadiennes et le plateau tchouktche (Chukotka plateau, Fig.1.10 ; Herron et al., 1974). L'ouverture du bassin est datée de 187 à 163 Ma sans que des arguments soient avancés (Herron et al., 1974). La fin de son ouverture est marquée par la collision du bloc Kolyma avec le plateau sibérien au niveau de la suture Verkhoyansk datée du Crétacé moyen (Herron et al., 1974). Ces modèles ne prédisent pas le mouvement du bloc nord-Américain (Lawver et Scotese, 1990).

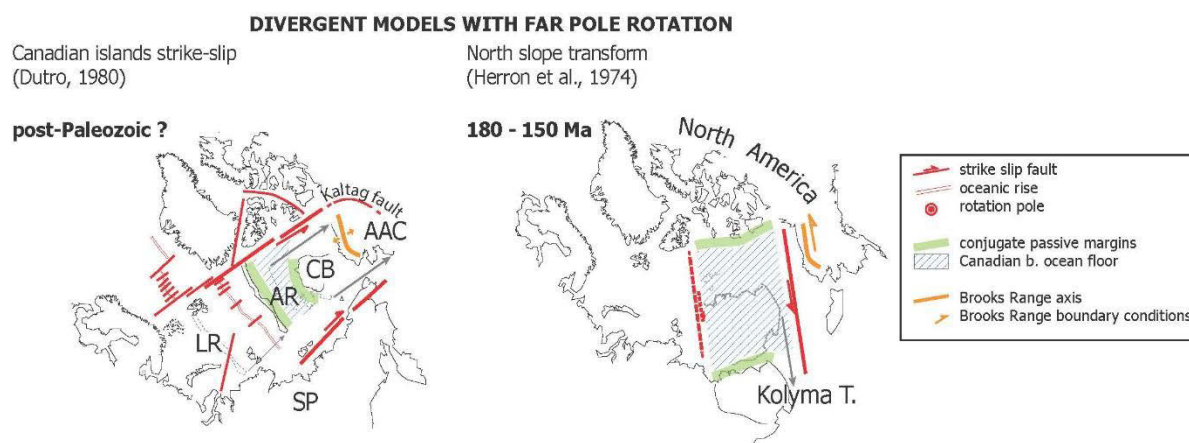


Figure 1.10 : Modèle paléogéographique de l'ouverture du bassin canadien en contexte de divergence avec un pôle de rotation lointain (Herron et al., 1974 et Dutro, 1980). Abréviations : LR : « Lomonosov ridge », AR : « Alpha ridge », CB : « Chukchi bordeland », SP : « Siberian plateau », AAC : « Arctic-Alaska-Chukotka ».

- Problèmes soulevés

Ces modèles soulèvent un certain nombre de problèmes. La présence d'une faille transformante senestre le long de la marge des îles arctiques canadiennes (Crane, 1987), pouvant être une extension de la faille de Kaltag (Yorras et Norris, 1975 ; Dutro, 1980), n'est actuellement ni observée, ni décrite par les données sismiques et la majorité des auteurs parlent seulement d'une « marge passive » (Grantz, 1979 ; Lawver et Scotese, 1990 ; Grantz, 2011). Sweeney (1982) suggère même que ce décrochement soit daté du Dévonien et qu'il soit lié à la collision de Siberia avec Baltica, ce qui fait de ce décrochement une structure antérieure à l'histoire de l'ouverture du bassin. Les données paléomagnétiques obtenues ultérieurement ne font pas coïncider le pôle magnétique de la formation Kugaruk dans le « North Slope » avec le pôle magnétique du craton nord-Américain (Fig.1.11) ; (Halgedahl et Jarrard, 1987) à 145 Ma. Dans le cas de la faille transformante le long de la marge nord-alaskane, il est sous-entendu que le « North Slope » n'a pas bougé par rapport à NAM (« North America ») depuis le Paléozoïque, ce qui n'est pas en accord avec les données paléomagnétiques. Dans le cas du modèle en décrochement le long des îles arctiques canadiennes, la translation de l'Alaska implique un pôle AAC/NAM (AAC : Arctic-Alaska-Chukotka) lointain, alors que les données paléomagnétiques le placent dans le delta du McKenzie (Fig. 1.11 : Halgedahl et Jarrard, 1987). Ce dernier modèle n'est que peu plébiscité aujourd'hui, alors que les évidences de décrochements dans la région de Tuktoyaktuk (Delta du McKenzie) demeurent (Helwig, 2011).

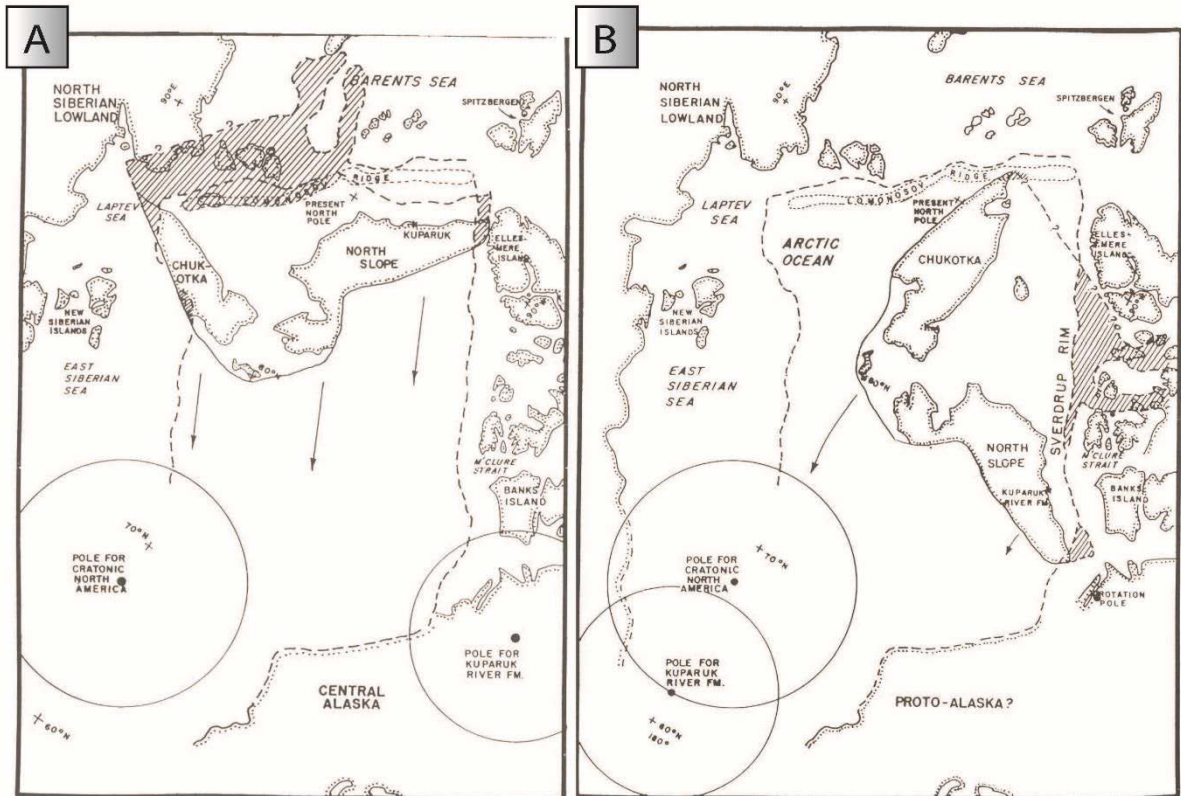


Figure 1.11 : A : Comparaison des pôles magnétiques de la formation Kuparuk et du pôle magnétique du craton nord-américain à 120 Ma (Valanginien) pour le modèle d'ouverture avec un pôle de rotation lointain. B : Comparaison des pôles magnétiques de la formation « Kuparuk » et du pôle magnétique du craton Nord-Américain (NAM) à 120 Ma (Valanginien) pour le modèle d'ouverture avec un pôle de rotation proche (Halgedahl et Jarrard, 1987).

1.5.4 Les modèles d'ouverture avec un pôle de rotation proche

- Rotation avec un pôle de rotation au sein du plateau de Chukotka.

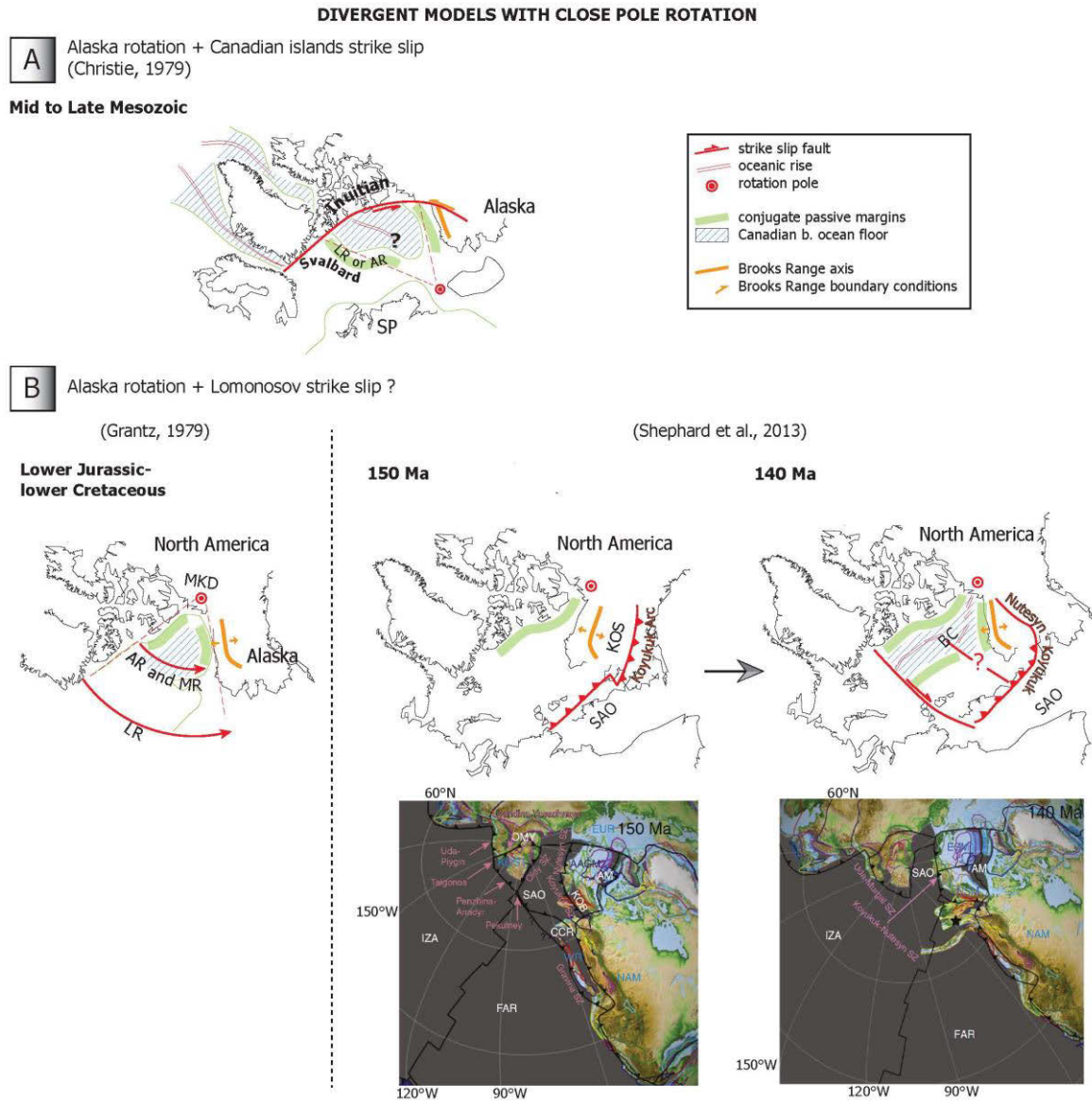


Figure 1.12: Modèles paléogéographiques de l'ouverture du bassin canadien en contexte de divergence avec un pôle de rotation proche. A : Modèle de l'ouverture du bassin canadien en contexte de divergence avec un pôle de rotation situé au sein du plateau de Chukotka (Christie et al., 1979). B : Modèle de l'ouverture du bassin canadien en contexte de divergence avec un pôle de rotation situé au sein du delta du McKenzie (Grantz et al., 1979 ; Shephard et al., 2013). Abréviations : LR : « Lomonosov Ridge », AR : « Alpha Ridge », MR : « Mendeley Tidge », MKD : « McKenzie Delta », SAO : « South Anyui ocean », KOS : « Kobuk Sea ».

Dans ce modèle, le rift initial se situe le long des rides Alpha et Mendeleiev, l'ouverture en ciseau est accommodée par un mouvement transformant le long d'une faille senestre le long de la marge des îles arctiques canadiennes. Les marges conjuguées de cette ouverture seraient la marge passive de l'Alaska et la ride Lomonosov ou Alpha et Mendeleev (Christie, 1979). Son pôle de rotation se situerait près du plateau Chutkotka (Fig.1.12a).

L'ouverture de ce bassin serait fini-Mésozoïque (plus précisément dès 150 Ma), calée par les âges de la mise en place d'intrusions et d'épanchements volcaniques dans la région du Svalbard et dans les îles arctiques canadiennes et d'une séquence sédimentaire marine (Christie, 1979). Ce modèle soulève un certains nombres de problèmes déjà évoqués auparavant : continuité des sédiments, données paléomagnétiques et localisation de la faille décrochante senestre (Lawver et Scotese, 1990). Il soulève aussi un important problème sur l'emplacement de la possible ride médio-océanique située selon ce modèle perpendiculairement à la ride médio-océanique décrite par les données géophysiques.

- *Rotation avec un pôle de rotation dans le delta McKenzie*

La plupart des derniers modèles palinspastiques supposent que le bassin canadien se serait ouvert par une rotation anti-horaire de 67° ou 66° (Rinckwood, 1970 ; Grantz, 1979 ; Halgedahl et Jarrard, 1987) avec un pôle de rotation (69.1°N et 130.5°W) situé à 500 km au sud du delta du McKenzie (Grantz, 1979). Ce modèle est le mieux contraint en termes de données (Lawver et Scotese, 1990 ; Embry, 1985). Les marges conjuguées seraient alors la marge de l'Alaska et la marge des îles arctiques canadiennes (Fig.1.12b). L'ouverture du bassin canadien est datée du début Jurassique à début Crétacé à partir de la sismique et des apports sédimentaires (Grantz, 1979 ; Sweeney, 1985).

Ces modèles mettent en avant un moteur d'ouverture lié à un changement de polarité de la subduction proto-pacifique. Ce changement de polarité serait initié sous l'arc volcanique « Koyukuk » au sud de la chaîne de Brooks, par l'évolution d'une subduction de pendage sud (type arctique) à un pendage nord (type pacifique) ; (Plafker et Berg, 1994 ; Nokleberg et al., 2000 ; Shephard et al., 2013). D'autre part, cette subduction à pendage sud a permis de fermer l'océan Kobuk et d'impliquer les processus orogéniques qui ont donné naissance à la chaîne de Brooks au sein d'AAC (« Arctic-Alaska-Chukotka »).

Ce mécanisme d'ouverture est confirmé par plusieurs contraintes. Géométriquement la ride de « Lomonosov » dessine un segment de petit cercle autour de ce pôle de rotation (Grantz, 1979). Les données paléomagnétiques permettent de déterminer une position du pôle magnétique au Valanginien (formation Kuparuk) pour « AAC » dans le détroit de Béring (49.1° N 146.1°W) ; (Fig.1.11 : Halgedahl et Jarrard, 1987). La rétro-rotation de la ligne de côte de l'Alaska de 66° autour d'un pôle dans le delta du McKenzie fait coïncider ce pôle avec le pôle connu pour NAM dans leurs ellipses d'incertitude (Fig.1.11). La continuité des facies sédimentaires anté-rift entre la marge nord-alaskane et les îles arctiques canadiennes peut être restaurée par cette rotation (Fig.1.13) ; (Embry, 1985). Cet axe peut-être tracé et tronqué parallèlement à la marge des îles arctiques canadiennes (Embry, 1985).

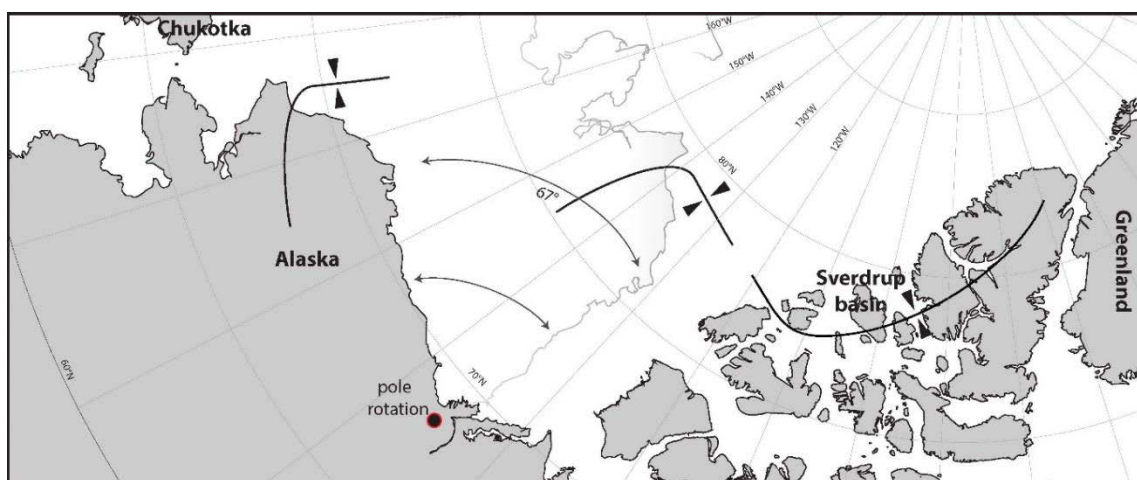


Figure 1.13 : Axe central des dépôts sédimentaires mésozoïques anté-rift (trait noir épais) pouvant être retracé le long des îles arctiques canadiennes après restauration de la rotation de 67° par rapport au pôle dans le McKenzie (modifiée d'après Embry, 1985). Les côtes actuelles sont représentées par un fin trait noir délimitant les continents actuels de couleurs gris foncé. La côte nord-alaskane avant rotation de 67° est représentée par un fin trait gris clair.

Cette continuité semble être montrée par des similitudes sédimentaires entre les formations carbonatées du Cambrien et de l'Ordovicien du plateau de Chukchi et de « Hanna through » (Wahoo Fm : Sherwood, 2002) et les formations carbonatées du Mississippien supérieur (Pennsylvanienne) dans le bassin du Sverdrup (Nansen Fm : Embry et Beauchamp, 2008) et de la marge nord-alaskane (Grantz et al., 1998). Les similitudes sédimentaires sont plus nuancées au Permien, marqué certainement par des variations latérales de sédimentation. Le Permien est décrit par une séquence inférieure de dépôts carbonatés (formations « Ranees » et « Great Bear Cape » : Embry et Beauchamp, 2008) pour le bassin du Sverdrup et une alternance d'argile et de carbonates pour « Hanna trough » (« permian transgressive séquence » : Sherwood, 2002). La discordance limitant cette séquence inférieure (« permian unconformity ») semble elle aussi décalée temporellement, bien qu'elle montre un dépôt gréseux supérieur identique sur les deux zones. Enfin, les données stratigraphiques du Trias vont aussi dans le sens d'une continuité des facies sédimentaires montrant une séquence composée principalement d'argile au sein des deux zones (formations « Ivishak », « Fire Creek » : Hanna Trough et « Blind Fiord », « Murray Harbour ».... « Barrow » : bassin du Sverdrup).

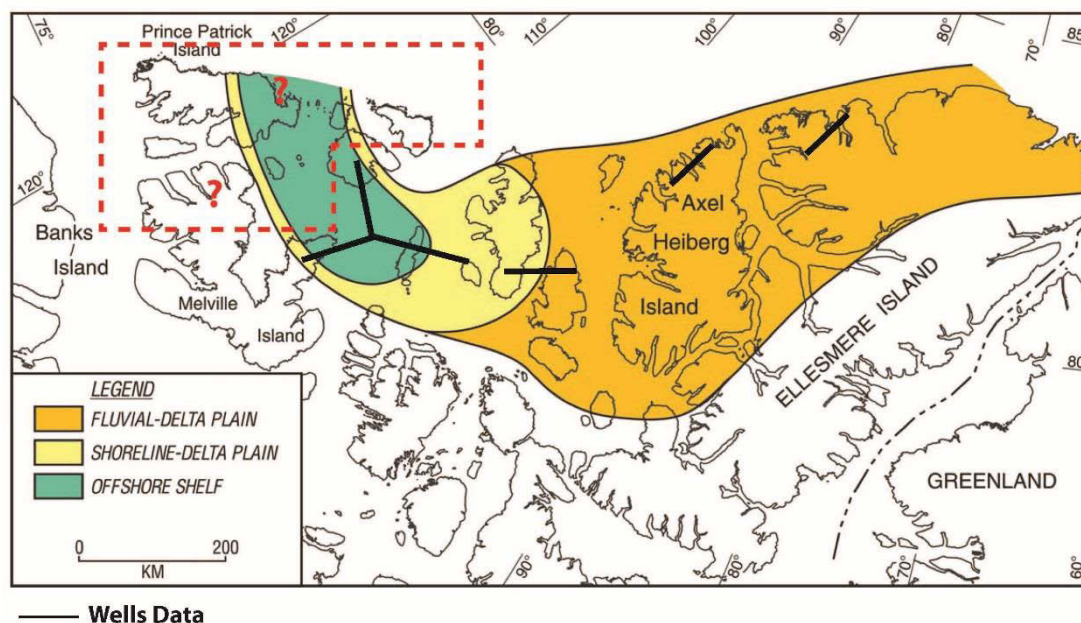


Figure 1.14 : Paléogéographie des dépôts sédimentaires du bassin du Sverdrup au Trias montrant une courbure des sédiments définissant l'axe des dépôt-centre anté-rift en accord avec le modèle de rotation autour d'un pôle dans le delta du McKenzie (modifiée d'après Embry et Beauchamp, 2008).

La courbure sédimentaire définissant l'axe des dépôts centres anté-rift décrit par Embry et Beauchamp (2005) et Embry (2011) dans le bassin du Sverdrup (Fig.1.14) est à nuancer. L'absence de donnée de forage pour le Trias sur l'île de Prince Patrick et de données de forage plus à l'est, ne permettent pas de contraindre une courbure des dépôts centres aussi importante que dans les modèles.

- *Problèmes soulevés*

Ce dernier modèle soulève un certain nombre d'imprécisions liées au manque d'une chronologie précise entre les différents bassins sédimentaires. L'ouverture du bassin canadien est principalement contrainte par des données géophysiques en mer et le long des marges passives (sismiques : Grantz et al., 2011 ; modèles géophysique : Alvey et al., 2008). Peu de données géologiques des marges en elles-mêmes ont été incluses dans ce modèle. Ainsi, une grande partie des contraintes Méso-Cénozoïque sur la péninsule alaskane ne sont pas appliquées, ni pris en compte dans les modèles paléogéographiques. L'histoire cénozoïque de l'accrétion des « terranes » sud de la péninsule associée aux failles décrochantes majeures (Tintina, Denali...), failles liées au mécanisme de la subduction pacifique n'est pas documentée. On ne peut donc pas connaître l'état final de la péninsule alaskane, ni l'emplacement de la subduction pacifique après l'ouverture du bassin canadien fin Mésozoïque. L'histoire mésozoïque des « terranes » nord de la péninsule et principalement celles impliquées dans l'orogénèse brookienne, concomitante de l'ouverture du bassin canadien, est peu documentée (conditions aux limites ?, Taux de raccourcissement ?, Histoire collisionnelle ?...).

1.5.5 Conclusion et problèmes soulevés par ces reconstitutions

Actuellement, il existe une multitude de modèles que j'ai regroupés en trois grands types : (1) en contexte de convergence, (2) en contexte de divergence avec un pôle de rotation lointain et (3) avec un pôle de rotation proche. Dans l'ensemble des modèles, l'âge de l'ouverture du bassin canadien est peu contraint. Les derniers modèles proposés plébiscitent l'ouverture en rotation avec un pôle eulérien situé au sud du delta du McKenzie, mettant en avant un moteur d'ouverture lié à un changement de polarité de la subduction proto-pacifique (Plafker et Berg, 1994 ; Nokleberg et al., 2000 ; Shephard et al., 2013). Ce dernier modèle comporte un certains nombres d'imprécision : âge d'ouverture du bassin, mécanisme d'ouverture.

Les différents modèles impliquent des conditions aux limites différentes pour le Nord d'AAC (« Arctic-Alaska-Chukotka ») ou se développe la chaîne de Brooks.

(1) Des conditions aux limites sur le nord d'AAC **transtensives**, sont observées dans les modèles de convergence, AAC devenant ainsi moteur de la fermeture du bassin canadien (Churkin et Trexler, 1980).

(2) Des modèles en contexte divergent montrent des conditions aux limites **décrochantes** pour AAC comme le modèle de Herron et al., (1974) et le modèle de Christie, (1979). AAC devient alors un moteur divergent permettant de créer l'espace à l'ouverture du bassin canadien. Plus précisément, Christie (1979) fait fonctionner la faille de Kaltag comme une faille majeure décrochante senestre permettant l'ouverture.

(3) Enfin, des conditions aux limites **extensives** pour AAC sont observées pour des modèles en contexte divergent comme le modèle de Dutro (1981) et de Grantz, (1979); Shephard et al., (2013), AAC devenant simple marge passive issue du rifting.

Connaitre les conditions aux limites de la chaîne de Brooks par des données indépendantes, notamment celles liées à l'histoire collisionnelle et exhumationnelle de ses zones internes, permettra donc de valider ou d'invalider les différents modèles d'ouverture.

2 Structure actuelle de la péninsule alaskane : des terranes accrétés par le sud

2.1 Situation géodynamique

La péninsule alaskane est la terminaison nord de la cordillère américaine, qui forme l'ensemble des chaînes et plateaux de l'ouest de l'Amérique du Nord. Bordée au nord par le bassin arctique, au sud par la subduction Pacifique, à l'ouest par le détroit de Béring, la péninsule d'Alaska se trouve au carrefour de deux grands systèmes : les bassins de l'Arctique au nord et la subduction pacifique au sud (Fig.1.15).

La péninsule alaskane se situe sur la plaque nord-américaine. Elle subit actuellement la remontée vers le nord de la plaque pacifique passant en subduction sous la plaque nord-américaine. Les déformations compressives sont accommodées par de grandes failles décrochantes parcourant le sud de la péninsule. Cette péninsule est elle-même découpée en deux systèmes liés à son histoire et sa structuration tectonique en « terrane ». Au nord de la péninsule, on trouve le système arctique, système paléo-mésozoïque qui a permis la structuration actuelle des « terranes » du nord de la péninsule. Au sud, on trouve le système pacifique qui a permis l'agencement et la juxtaposition des terranes du sud au cours du Cénozoïque. Ces deux systèmes bien que juxtaposés semblent montrer un réel couplage au cours du Mésozoïque. Enfin, un troisième ensemble a été identifié comme étant le bloc de Béring. Ce bloc montre une rotation horaire de direction ouest de la péninsule alaskane et de l'arc volcanique des Aléoutiennes depuis l'holocène (Fig.1.15).

Régionalement, deux phénomènes sont prépondérants : (1) la subduction vers le nord de la plaque Pacifique sous la plaque nord-américaine créant une importante compression du côté oriental de la péninsule (Leonard et al., 2008) et (2) une extrusion récente vers l'ouest le long de décrochements majeurs du côté occidental (Dumitru et al., 1995), moteur potentiel du mouvement du bloc de Béring (Mackey et al., 1997) ; (Fig.1.15).

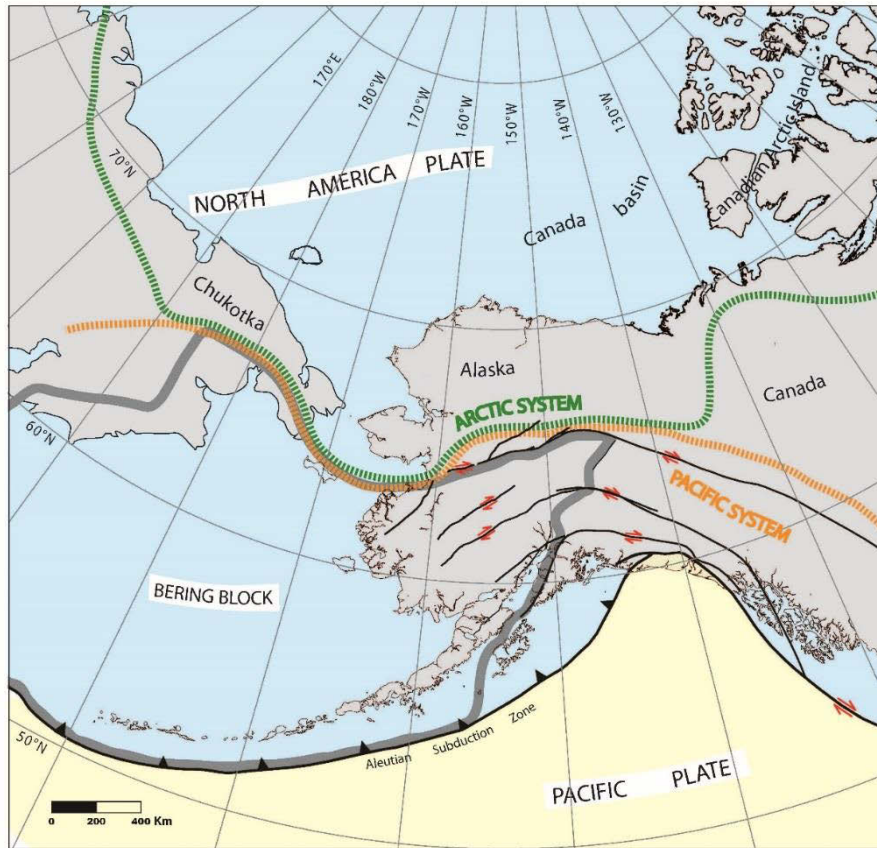
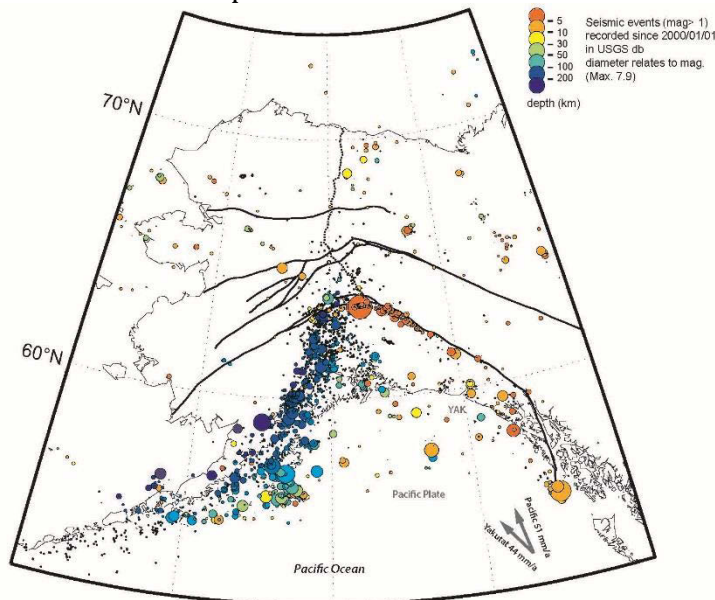


Figure 1.15 : Carte géodynamique de la péninsule alaskane (voir discussion dans le texte). On trouve en jaune la plaque pacifique, en bleu la plaque nord-américaine. Le bloc de Béring délimité par une bordure grise épaisse est compris au sein de la plaque nord-américaine. Deux systèmes sont représentés : le système pacifique délimité par un trait en pointillé orange et le système arctique délimité par un trait en pointillé vert. Les décrochements majeurs sont marqués par un trait noir accompagné du sens de déplacement de la faille.

2.2 Dynamique actuelle

La distribution de la sismicité fournit une bonne illustration de la déformation actuelle dans la péninsule alaskane. Cette distribution montre une hétérogénéité de la



déformation instantanée sur la péninsule. L'activité sismique est importante surtout dans la partie sud de la péninsule, le long de la subduction pacifique et dans la partie orientale le long de failles décrochantes dextres majeures (Denali, Tintina...). Le centre et le nord de l'Alaska possèdent une activité sismique moindre et le « North Slope » est quasiment asismique (Fig.1.16).

Figure 1.16 : Carte de la sismicité sur la péninsule alaskane.

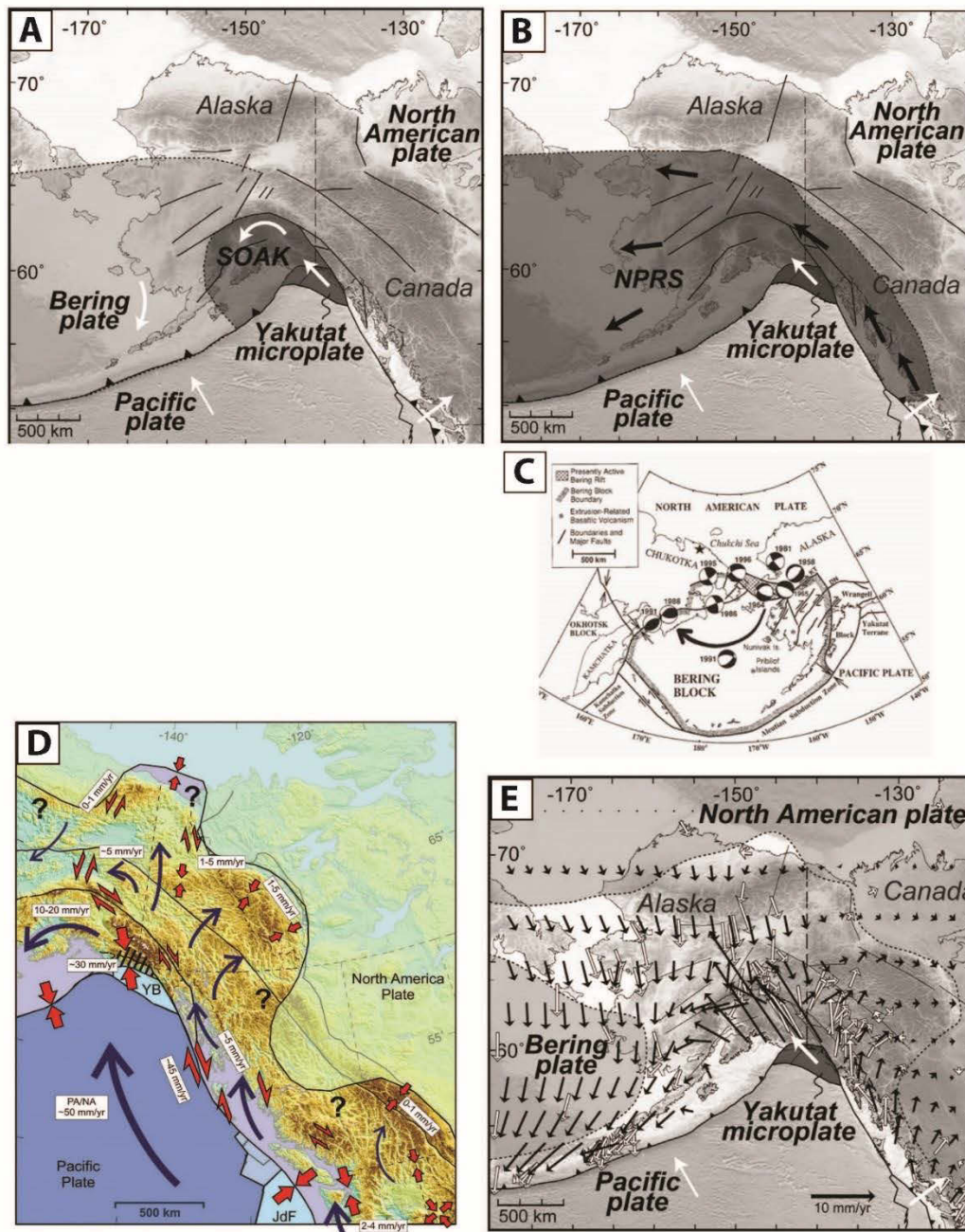


Figure 1.17: (A) Modèle tectonique de Freymueller et al.2008 ; SOAK : bloc sud de l'Alaska. (B) Modèle de Redfield et al., (2007). (C) Tectonique régionale du bloc de Béring, avec les mécanismes aux foyers. Le mouvement relatif entre le bloc de Béring et l'Amérique du Nord est représenté par une grande flèche; L'étoile représente le pôle Eulerien (Mackey et al., 1997). (D) Modèle tectonique tiré des statistiques des séismes, des mécanismes aux foyers, et des données GPS. Les flèches bleues montrent les mouvements de la plaque pacifique et des blocs internes pour une plaque Amérique du Nord fixe. Les flèches rouges indiquent les zones de raccourcissements et de déformation en décrochement (Mazzotti et al., 2008). (E) Modèle tectonique de Finzel et al., (2011). Compilation effectuée d'après Finzel et al., (2014).

Quatre modèles généraux ont été proposés pour décrire la tectonique et ainsi la déformation subite actuellement par la péninsule.

Le premier modèle est basé sur l'hypothèse de trois blocs rigides qui tournent indépendamment du bloc nord-américain : le bloc sud de l'Alaska (SOAK), la plaque du Yakutat et de Béring (Fig.1.17A) ; (Freymueller et al., 2008). Le deuxième modèle montre une tectonique extrusive où des fragments de la croûte terrestre sont transportés vers le nord le long du bloc nord-américain et extrudés à l'ouest vers la mer de Béring (Fig.1.17B) ; (Redfield et al., 2007). Cette extrusion serait une réponse à l'importante compression du côté oriental de la péninsule (Dumitru et al., 1995) et à une extension holocène Nord-Sud très localisée marquée à l'ouest de la péninsule (Mackey et al., 1997 ; Page et al., 1991). L'extrusion serait alors le moteur actuel de la rotation horaire du bloc de Béring (Mackey et al., 1997). Ces deux modèles sont déduits des interactions aux limites de plaques, en particulier le mouvement de la plaque Pacifique et du Yakutat par rapport à l'Amérique du Nord. Le troisième est basé sur la sismicité et le champ de vitesses GPS afin de produire un modèle cinématique quantitative ensuite comparé aux modèles dynamiques comme celui de Freymueller et al. (2008) ; (Fig.1.17C). Les données sur le champ de vitesses GPS montrent, dans un repère nord-Amérique fixe, un mouvement vers le Nord-Ouest de la plaque Pacifique à une vitesse de 55 mm/an (Mazzotti et al., 2008) ; (Fig.1.17D). Le sud de la péninsule montre ainsi une translation quasi-rigide à une vitesse constante de 5mm/an (Mazzotti et al., 2008) ; (Fig.1.17D). Ce mouvement nord-ouest est accommodé par les décrochements majeurs dextres dans le centre de l'Alaska

Récemment, Finzel et al. (2014), ont proposé un modèle géodynamique globale de la cordillère septentrionale en Amérique du Nord basé sur son modèle de Finzel et al., 2011 (Fig.1.17E). Elle montre la nécessité de deux systèmes dynamiques différents s'opposant l'un à l'autre près de la faille de Denali. Ainsi le domaine au sud de la faille de Denali, est dominé par des contraintes déviatoriques liées à la collision de la microplaque Yakutat. Cette portion de lithosphère serait affaiblie et par conséquent en mesure d'absorber environ 80% de la contrainte de compression transmis à l'intérieur de la limite de la plaque (Finzel et al., 2014 ; Fig. 1.18).

Le domaine au nord montrerait une déformation associée principalement à des forces de traction basales vers le sud, liées au retrait du slab et non pas liées à collision de la microplaque de Yakutat (Finzel et al., 2014 ; Haeussler et al., 2008). Les modèles dynamiques montrent que les effets des forces aux limites de plaque associés à la subduction peu profonde de la microplaque de Yakutat sont limités au centre de l'Alaska. Ainsi les 20% restants des contraintes déviatoriques de compression liées à collision de la microplaque de Yakutat serait équilibré avec les forces de tractions basales opposées provenant du centre de l'Alaska (Finzel et al., 2014 : Fig.1.18).

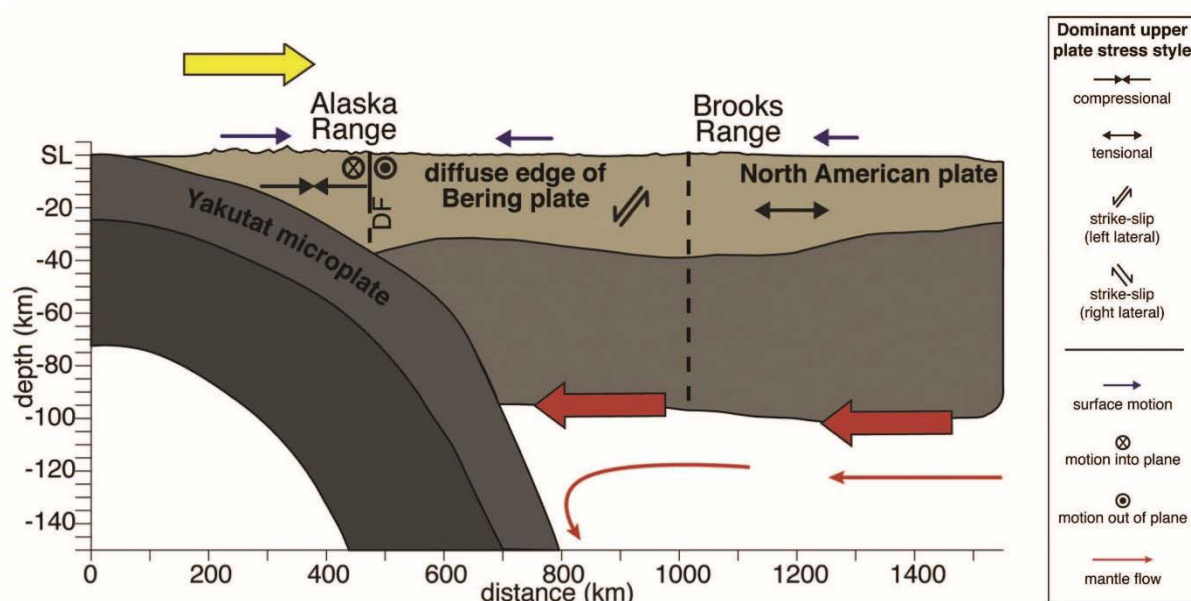


Figure 1.18 : Coupe schématique illustrant les forces aux limites au sud de la faille de Denali et la traction basale au nord. Les mouvements de surface, l'état de contrainte prédominant dans la plaque supérieure, et les forces motrices de la déformation continentale sont aussi représentés (Finzel et al., 2014).

2.3 La structuration tectonique de la péninsule alaskane : accréation de « terranes ».


La péninsule est séparée en « terranes » d'affinités géologiques différentes, formés du Paléozoïque au Mésozoïque. Ces « terranes » se sont accrétés tardivement du Mésozoïque jusqu'au Cénozoïque (Saleeby, 1983 ; Colpron et al., 2007 ; Colpron et Nelson, 2009) ; (Fig.1.19). Le profil TACT (« Trans-Alaska Crustal Transect » ; Fig.1.20) permet d'interpréter une coupe crustale de la péninsule alaskane, de la fosse des Aléoutiennes au sud à la côte arctique au nord (Fuis et al., 2010). Il permet d'observer l'ensemble des « terranes » accrétés, les failles majeures traversant la péninsule, les structures crustales et la profondeur du Moho. Ces observations mettent principalement en avant un empilement de nappes ophiolitiques liés à la subduction pacifique ainsi que le vestige de la plaque « Kula » (ou « Resurrection » : Bradley et al., 2003) au sud du profil. Au centre de ce profil, on observe un système de failles décrochantes majeures et une profondeur du Moho de 30 km. Enfin pour terminer, le nord du profil montre un Moho à 50 km de profondeur et des duplex à grande échelle impliquant la bordure du bassin de Colville, duplex liés à l'orogénèse brookienne (Fuis et al., 2010).

On peut ainsi définir quatre grandes zones : Au sud, on trouve (1) « Wrangellia super-terrane » et (2) les « terranes » issus de l'accréation récente (« Yakutat, Chugach et Prince William Sound terrane ») de la subduction Pacifique. La zone centrale se compose (3) du « Yukon-Tanana terrane » et enfin la zone nord est composée (4) d'« Arctic-Alaska-Chukotka terrane ».


Ces quatre grandes zones sont séparées par des failles décrochantes majeures : la faille de Border Range, la faille de Denali et la faille de Tintina. Ces grandes failles ont toutes subies un déplacement dextre minimale de 400 km (e.g Plafker et Berg, 2004 ; Nokleberg et al., 2010).

North area : Arctic-Alaska-Chukotka terrane and Brookian orogeny

Volcanic Arc

 Koyukuk terrane

Ophiolitic suture

 Oceanic units
Angayucham terrane *Totzitna terrane* *Copter peak* *Kanuti* *Hurst Hills*
Jade Mountain *Yuki Creek* *Hurst hills* *Avan Hills* *Yuki Creek*
Asik Mountain *Misheguk* *Siniktanneyak* *Jade Mountain*

Inner part metamorphic

 Phyllite belt (or Slate Creek subterrane or Phyllite and Metagraywacke belt)

 Inner units HP-LT
Nome complex *Schist belt (or Coldfoot subterrane)* *Ruby terrane*


 Central belt (or Hammond subterrane or Skajit allochton)


 Arrigetch peaks et Igikpak Mountain
Devonian pluton


 MP-MT metamorphic


 Nanielik antiform
HP-LT metamorphic


Foreland fold thrust belt

 Endicott Mountain (or Crestal belt)


 De long Mountain (or Disturbed belt)


 North slope subterrane


 Fault

 Thrust

Forelands basins (Colville basin and Yukon-Koyukuk basin)

 Quaternary


 Tertiary


 Lower Cretaceous (Albian)

 Pluton post-orogenic

 HT metamorphic

 Yukon -Tanana terrane

 Wrangellia super-terrane
 (Alexander, Wrangellia, Peninsular)

 Late terrane accreted
 (Yakutat, Chugach, Prince William Sound)

KaF : Kaltag fault
 ATCF : Aniak Thompson Creek Fault
 INFF : Iditarod Nixon Fork Fault
 FF : Farewell Fault
 HF : Holitna Fault
 MuF : Mulchatna Fault
 TTF : Togiak Tikchik fault
 CMF : Castle Moutmain fault
 BRF : Border Range Fault

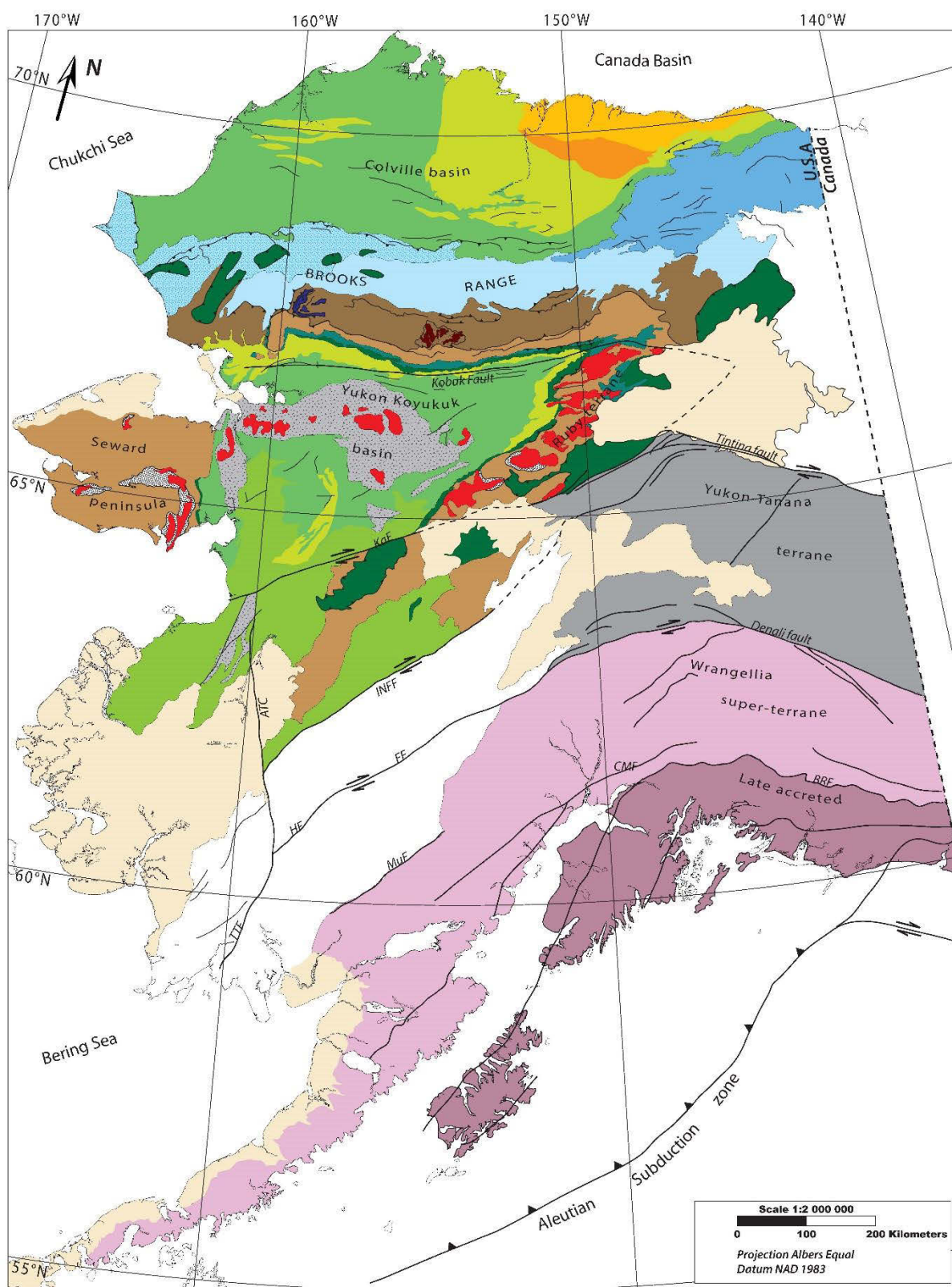


Figure 1.19 : Carte de la structuration tectonique de la péninsule alaskane et des « terranes » qui la composent.

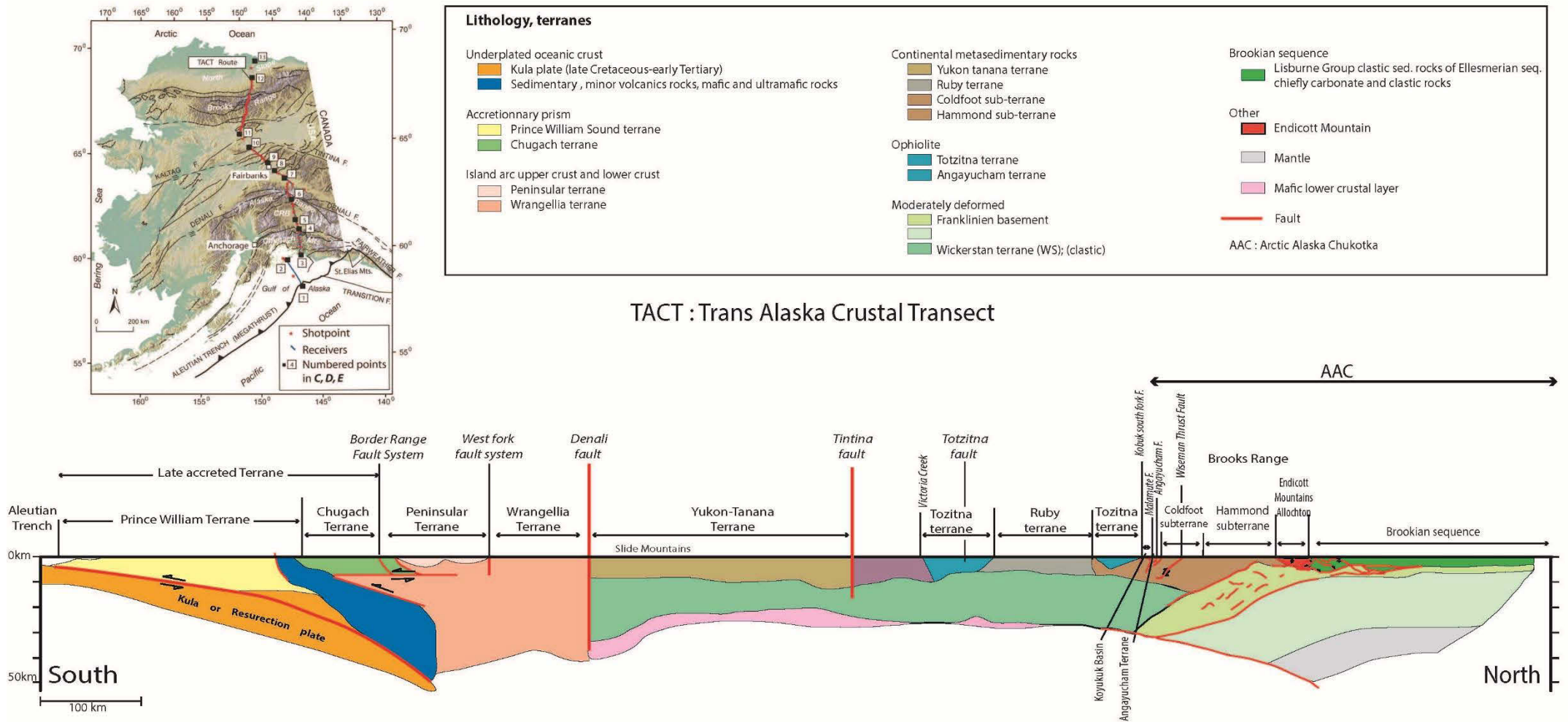


Figure 1.20 : Carte de l'Alaska et des profils géophysiques le long du Trans Alaska Transect et coupe simplifiée du TACT comprenant le nom des « terranes », et des failles (modifiée d'après Fuis et al., 2010)

2.3.1 Les « terranes » de l'accrétion récente

Cet ensemble est composé de « Yakutat, Chugach et Prince William Sound terrane » (non détaillés sur la figure 1.19). Ces « terranes » sont bordées au sud par la subduction pacifique, à l'est par la faille de « Queen Charlotte » et au nord par la faille de « Border Ranges » (Fig.1.19). Bien que composés de séries sédimentaires et magmatiques d'âges variables, ils se sont tous accrétés à la plaque nord-américaine au cours du début du Tertiaire (Eocène) et déplacés vers le Nord de plus de 600 km le long de la faille de « Queen Charlotte » (Plafker et Berg, 1994 ; Nokleberg et al., 2000).

2.3.2 « Wrangellia super-terrane »

« Wrangellia super-terrane » est composé d'« Alexander, Peninsular et Wrangellia terranes ». Il est bordé au sud par la faille de « Border Range » et au nord par la faille de Denali (Fig.1.19). Ce « super-terrane » est formé d'arcs volcaniques accrétés du Dévonien jusqu'au milieu du Crétacé (Colpron et al., 2007 ; Nokleberg et al., 2000). La fin de son accrétion avec la plaque Nord-Américaine est datée du Campanien au début de l'Eocène (84-52 Ma) ; (Nokleberg et al., 2000).

2.3.3 La zone centrale de l'Alaska : Yukon-Tanana Terrane

« Yukon-Tanana Terrane (YTT) » est compris entre la faille Tintina au nord et la faille Denali au sud (Fig.1.19). Les reconstructions des structures et des zones plutoniques montrent qu'il a subi un décalage de plus de 430 km vers le nord, le long de la faille Tintina principalement durant l'Eocène (Plafker et Berg, 1994 ; Nelson et al., 2006). Il est composé d'un substratum de roches métasédimentaires recouvert par un assemblage d'arcs accrétés d'âge Paléozoïque (Finlayson, unité de Klinklit et unité de Klondike) ; (Nelson et al., 2006). Ce bloc se serait accrété au continent Nord-Américain par une subduction à pendage sud-ouest, initiée au Permien moyen et active jusqu'au début du Jurassique, formant les « Slide Mountains » (Fig.1.20 ; Nelson et al., 2006).

Le peu d'âges Protérozoïques connus et les déformations successives l'affectant du Jurassique au Crétacé mettent en avant des problèmes concernant le calendrier des événements de collision (Jurassique-début Crétacé) et d'extension (125-105 Ma) ; (Nelson et al., 2006). Pour une récente synthèse sur le Yukon Tanana, le lecteur est renvoyé aux travaux de Nelson et al. (2006) et Colpron (2009).

2.3.4 Les terranes au nord de la faille de Tintina et de Kaltag

Ces terranes sont bordées au nord par le bassin canadien et au sud par la faille de Kaltag. Ils sont issus principalement de la terrane paléozoïque « Arctic-Alaska-Chukotka » (AAC) montrant une affinité continentale ne se limitant pas juste à la partie nord alaskane (Chap. I.3).

La terrane AAC a enregistré l'orogénèse brookienne correspondant à la fermeture de l'océan Kobuk au Mésozoïque, par une subduction à pendage sud. Cette chaîne est le témoin de la zone de couplage mésozoïque entre la dynamique arctique liée à l'ouverture du bassin canadien et à la dynamique pacifique montré par l'hypothétique moteur proposé pour les modèles d'ouverture du bassin canadien.

3 Marqueurs et chronologie de l'orogénèse brookienne au Mésozoïque

3.1 Histoire anté-orogénèse brookienne

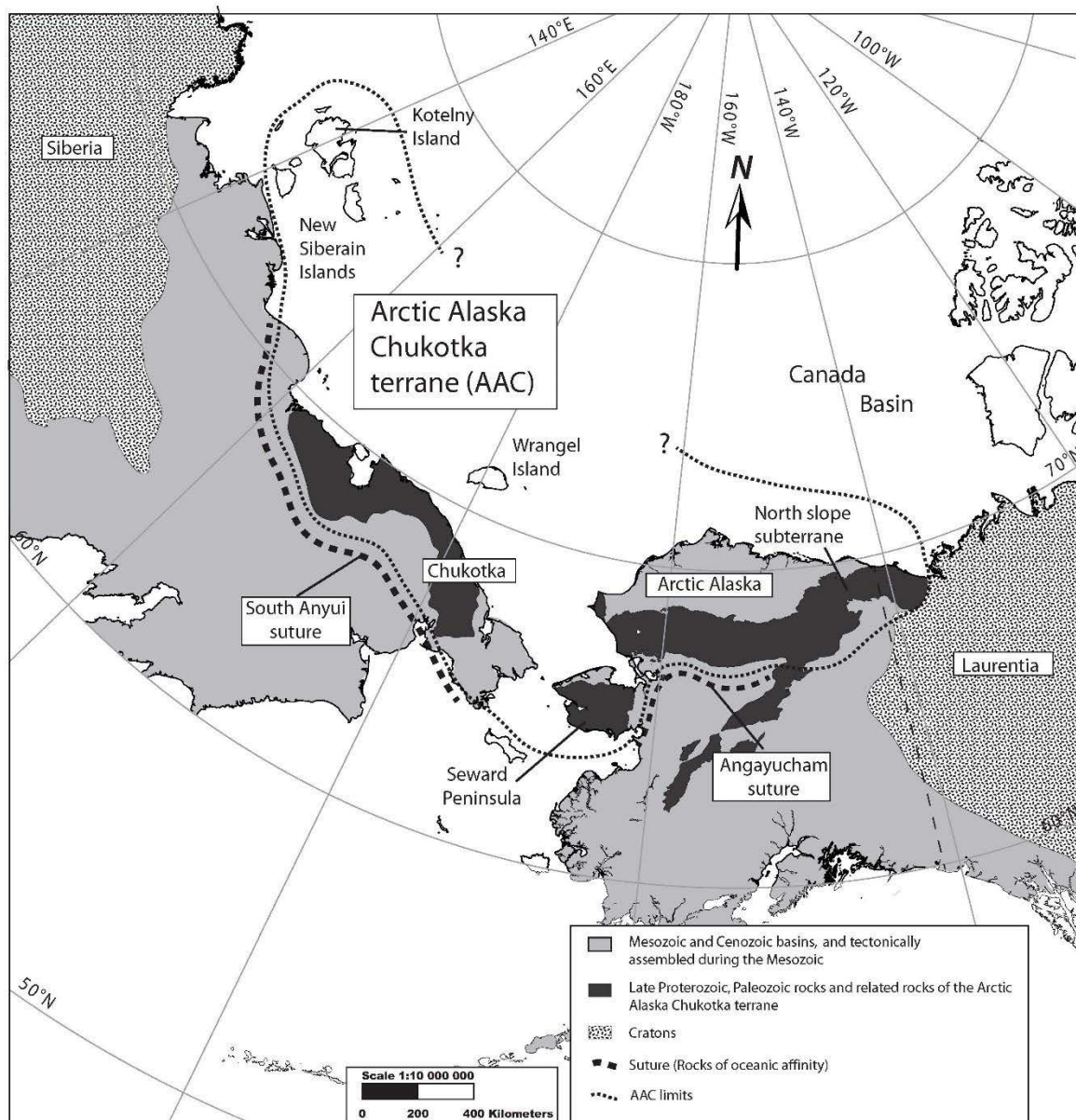


Figure 1.21: Carte illustrant les limites du bloc « Arctic-Alaska- Chutkotka (AAC) », sa localisation, les sutures mésozoïques, les cratons, les bassins et assemblages mésozoïques (modifiée d'après Till et Dumoulin, 2014).

3.1.1 L'histoire pré-Mésozoïque : le « terrane AAC »

Les formations géologiques continentales impliquées dans l'orogénèse brookienne appartiennent à la paléomarge sud du bloc « Arctic-Alaska-Chutkotka (AAC) ».

Ce bloc est défini comme comprenant le groupe appelé « Arctic Alaska Terrane » par Moore et al. (1994), les terrains de la péninsule de Seward définies par Till et Dumoulin (1994), le nord « Chukotka », l'île Wrangel et les plateaux continentaux adjacents (Natal 'in et al., 1999), ainsi que le bloc du « North Slope subterrane » de Strauss et al. (2013); (Fig.1.21).

Ces ensembles sont regroupés au sein du bloc AAC sur la base de leur stratigraphie commune, de leur faune similaire et des âges des zircons détritiques proches (Dumoulin et al., 2002 ; Amato et al., 2009; Patrick & McClelland, 1995).

L'origine pré-mésozoïque du bloc et l'histoire de son déplacement restent actuellement controversées (Pease, 2011). Les données basées sur la faune fossile et la géochronologie récentes proposent que AAC soit un bloc composite d'au moins deux blocs continentaux accolés au Dévonien ou au Carbonifère (Strauss et al., 2013). Les roches dans la partie Nord-Est de AAC ont des affinités avec le continent Laurentia (Moore et al., 1994 et 2011 ; Strauss et al., 2013) alors que les roches dans la partie sud et ouest ont des affinités avec les continents Siberia, Laurentia et Baltica (Dumoulin et al., 2002). Il est à noter que le terme « Arctic-Alaska-Chukotka » est utilisé par certains auteurs comme désignant uniquement l'entité composite formée pendant le Dévonien, d'autres utilisent ce terme pour désigner les blocs pré-dévonien sud et ouest (Till et Dumoulin, 2014). **J'utiliserai par la suite le terme de bloc « Arctic-Alaska-Chukotka » comme désignant uniquement l'entité composite formée pendant le Dévonien (Fig.1.21).**

3.1.2 Les traces de domaines océaniques anciens : ophiolite et marge passive

Les sutures océaniques « South Anyui » et « Angayucham » attestent de la présence d'un ancien océan (Fig.1.21). Cet océan aujourd'hui disparu à plusieurs appellations : Mer de Kobuk (Plafker et Berg, 1994 ; Shephard et al., 2013), bassin et océan d'Angayucham (Gottschalk et al., 1990 ; Miller et Hudson, 1991), et océan « South Anyui » (Nokleberg et al., 2000). **Dans cet exposé, nous garderons le terme de mer de Kobuk.**

Cet océan est interprété comme un océan de type lent, avec la création discontinue dans le temps de croûte océanique, du Dévonien supérieur au Jurassique inférieur (Nokleberg et al., 2000). Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 187 à 184 Ma (184.0 ± 4.1 Ma) obtenus sur des dikes collectés dans les ophiolites du nord de la chaîne de Brooks, sont interprétés comme des âges minimaux de refroidissement de la croûte océanique (Wirth et al., 1993).

La paléomarge passive au sud du bloc AAC (aujourd'hui représentée par exemple par l'unité nommée « Phyllite belt ») est âgée du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur. Ces âges ont été obtenus à partir du contenu fossilifère des dépôts sédimentaires carbonatés (Moore et al., 1992). Cette paléomarge est probablement issue d'un rifting durant le Dévonien inférieur. Cet âge est confirmé par l'âge des sédiments montrant un changement de sédimentation (terrigène à une plateforme carbonatée) et à la présence de basaltes océaniques âgés du Dévonien supérieur (Pallister et al., 1989).

3.1.3 Vocabulaire et introduction sur l'orogène brookienne

L'ensemble des grandes unités mentionnées dans ce chapitre ainsi que l'ensemble des noms pouvant être associés à une même unité sont résumés au sein de la figure 1.22. Pour plus de clarté, je n'emploierai qu'un seul terme pour désigner chaque unité. Plus qu'un recensement de ces unités et "terrane", cet exposé vise à caler temporellement et spatialement les processus orogéniques majeurs.

L'orogène brookienne est le résultat de la fermeture d'un bassin océanique d'arrière arc (océan « Kobuk ») par collision d'un arc volcanique et de la marge passive du sud du bloc AAC, au cours du Méso-Cénozoïque.

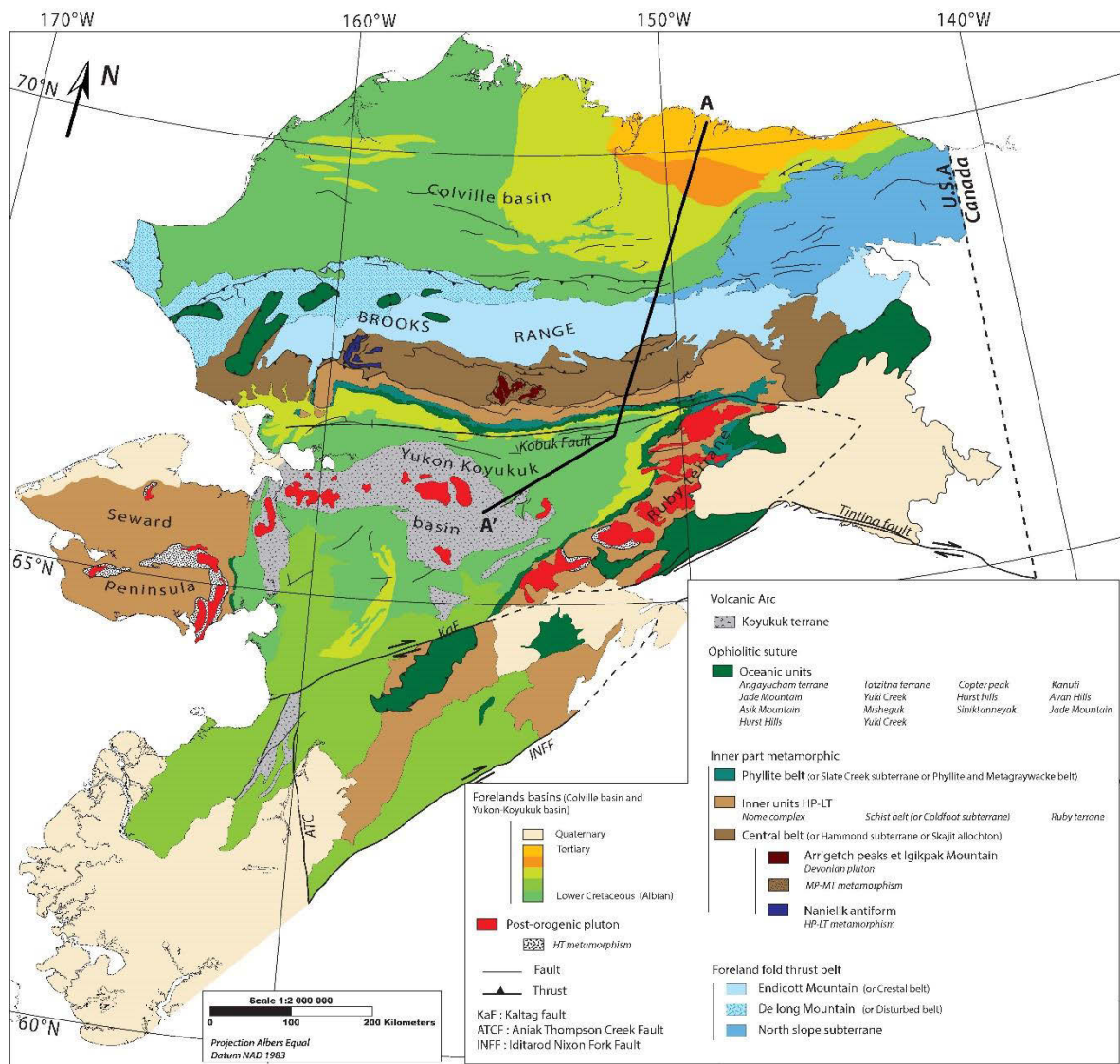


Figure 1.22 : Carte de l'ensemble des unités tectoniques de l'orogène de Brooks redéfinies et rassemblées sur la base des critères liés à leurs natures (e.g « Oceanic units ») et leurs processus subit (e.g.« Inner units HP-LT »)

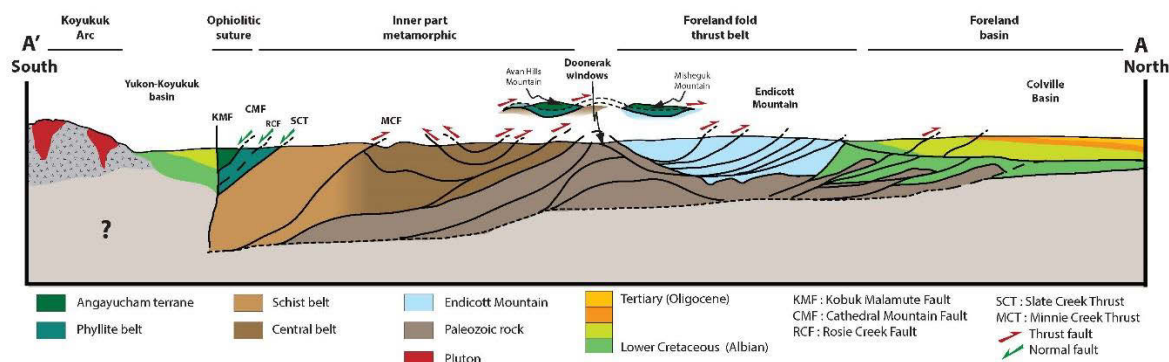


Figure 1.23 : Coupe schématique de l'ensemble de la chaîne de Brooks (modifiée d'après Gottschalk, 1990).

La marge sud du bloc AAC a été enfouie en profondeur au cours d'une subduction à pendage sud, sous un arc volcanique, menant à l'obduction d'ophiolites et à l'exhumation de roches de Haute Pression et Basse Température (HP-BT) dans la zone interne. L'obduction est suivie d'une collision créant la chaîne externe constituée d'un ensemble de plis et de chevauchements à vergence nord. La chaîne de Brooks est composée ainsi de cinq grands ensembles : (1) un arc volcanique, (2) une suture ophiolitique, (3) une zone interne métamorphique, (4) une chaîne d'avant-pays et (5) des bassins flexuraux d'avant pays (Fig.1.22 et Fig.1.23).

3.2 Initiation et marqueurs de la subduction océanique (~175~150 Ma)

3.2.1 La présence d'un d'arc volcanique

On retrouve de nombreux corps magmatiques au sein du bassin Yukon-Koyukuk, plus précisément dans le bloc que l'on nomme « Koyukuk terrane » au sud de la chaîne de Brooks (Fig.1.22 et Fig.1.23). Ces corps magmatiques correspondent à plusieurs étapes de l'évolution de la subduction (Patton et al., 2009 ; Box et Patton, 1989).

Un ensemble de plutons tonalitiques et trondhjemitiques a été daté par K-Ar sur biotite et hornblende, donnant des âges Jurassique moyen à supérieur (biotite : 166 ± 6 Ma et 154 ± 6 Ma; hornblende : 173 ± 9 Ma, Box et Patton, 1989). Il est recouvert en continuité par des coulées basiques à intermédiaires datées par fossiles et par datation K-Ar sur biotite (137 ± 5.1 Ma) du Berriasien au Valanginien. Ces coulées sont caractérisées par une épaisse séquence (plusieurs kilomètres) évoluant temporellement de magmas tholéitiques à calco-alcalins et alcalins ou shoshonitiques, compositions typiques de l'évolution d'un complexe d'arc en zone de subduction (Box et Patton, 1989 ; Patton et al., 2009). Elles sont recouvertes par un assemblage composé de coulées basiques et volcanoclastiques de compositions intermédiaires, datées par leurs contenu en fossiles et par datation K-Ar sur biotite (123 ± 3.1 Ma et 118 ± 3.5 Ma) de l'Hautérvien à l'Aptien. Cette dernière série de lave correspond à un magmatisme de type shoshonitique, conservant toute les caractéristiques d'un magmatisme lié à une zone de subduction mais avec une composition distincte des magmas antérieurs (changement des teneurs en incompatibles), probablement due à l'implication du manteau subcontinental plongeant et/ou un changement des processus de fusion (Patton et al., 2009 ; Box et Patton, 1989).

La totalité du magmatisme précédemment décrit serait liée à la subduction à pendage sud qui referme la mer de Kobuk (Box et Patton, 1989). Pourtant, de nombreux auteurs suggèrent l'implication d'une autre subduction à pendage nord (subduction proto-Pacifique) au sud du bloc Koyukuk - dès 160 Ma : Plafker et Berg (1994) ; dès 140 Ma : Shephard et al. (2013) ; dès 135 Ma : Blythe et Bird (1996) ; voir plus ancienne: Miller et Hudson (1991) - mais sans argument de polarité ou de migration temporelle.

Le magmatisme d'arc est daté de 175 Ma à 112 Ma. La vergence sud de la subduction associée reste putative et déduite essentiellement des vergences de l'obduction et de la collision.

3.2.2 Mise en place des unités ophiolitiques

Une semelle métamorphique a été décrite à la base de plusieurs ophiolites uniquement dans la partie nord de la chaîne de Brooks (Fig.1.24 et Fig.1.25a et e). Elle est marquée par une couche d'amphibolite à grenat de 25 m d'épaisseurs (Harris, 1998). Les conditions P-T d'équilibre de ces semelles sont de 530-560°C à 3-5 kbar (Harris, 1989). Le refroidissement post-amphibolite est daté à 169-163 Ma (Bajocien-Bathonien) par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende (Wirth et al., 1992 : Harris, 1998), et confirmé par un âge U/Pb sur zircon de 170 ± 3 Ma dans un plagiogranite (Moore et al., 1994).

Comme les semelles métamorphiques sont considérées comme se formant dans les premiers millions d'années après l'initiation de la subduction intra-océanique, lorsque le régime thermique est encore très chaud (Malpas, 1979 ; Jamieson, 1986), la semelle métamorphique est un témoin de la dynamique précoce de la zone de subduction. La dater permet donc de contraindre l'âge de l'initiation de la subduction. Ainsi, l'initiation de la subduction intra-océanique en mer de Kobuk serait de quelques millions d'années plus ancienne que 170 Ma.

3.3 Implication de la marge passive dans la subduction (subduction continentale)

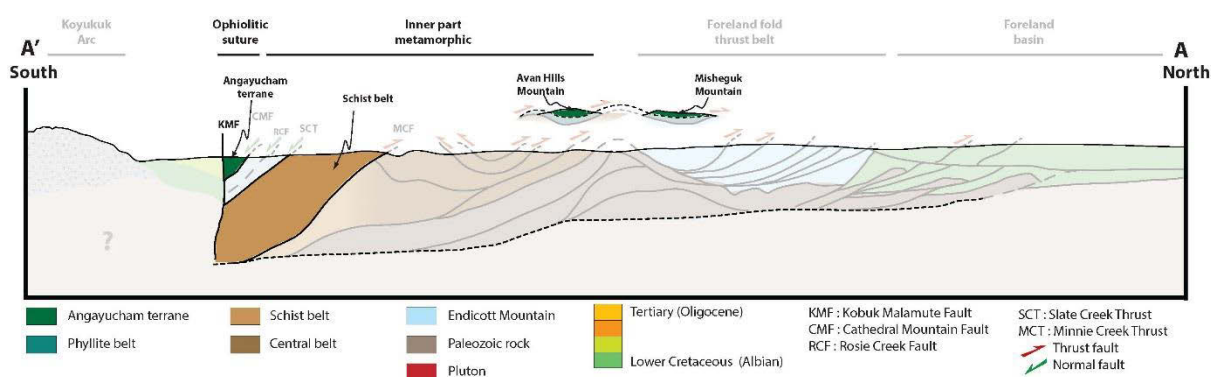


Figure 1.24 : Emplacement des zones montrant l'implication de la marge passive dans la subduction.

3.3.1 Mise en place des nappes ophiolitiques sur le continent

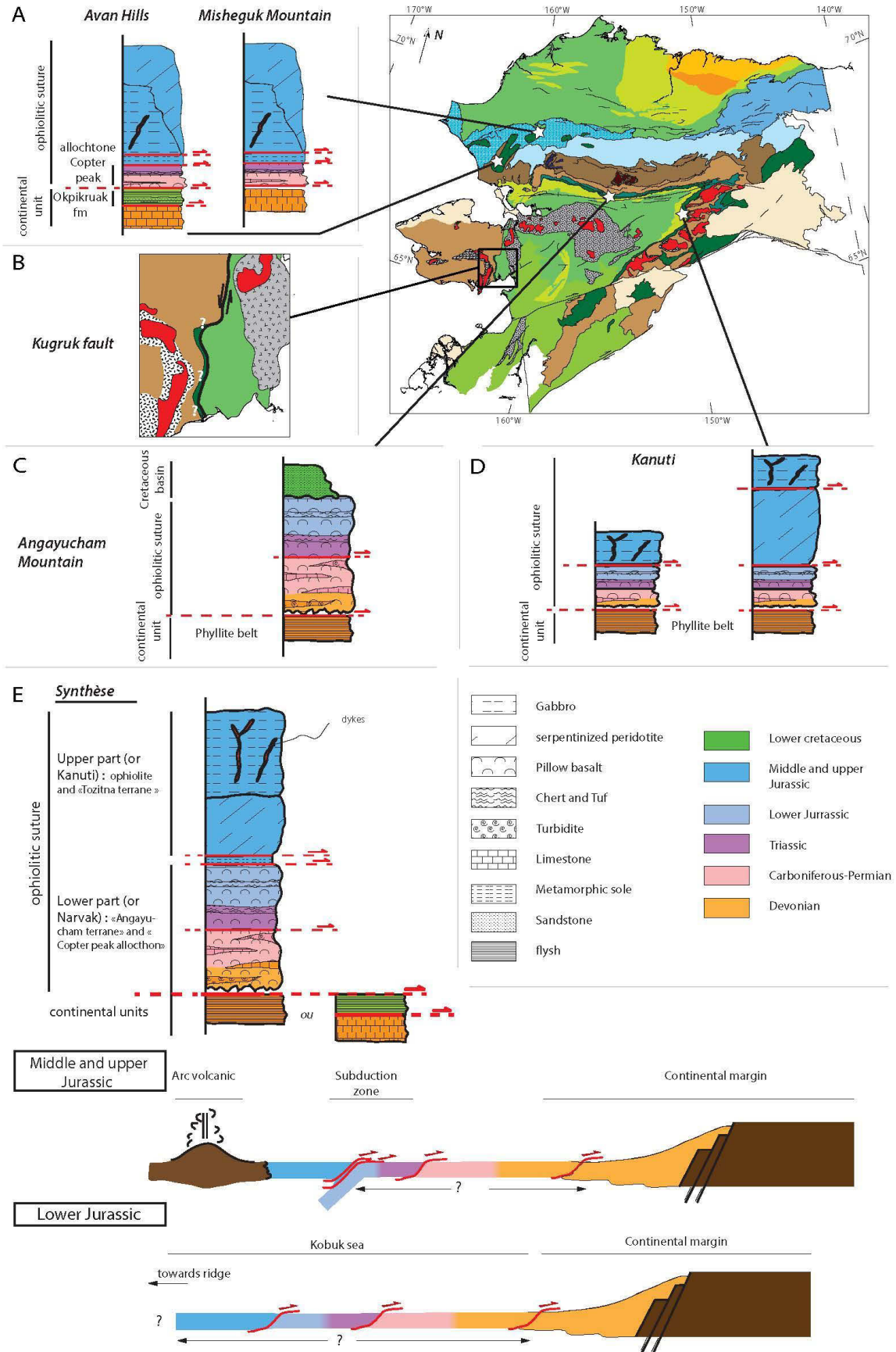
Dans sa configuration actuelle, la suture ophiolitique est géographiquement étendue et subdivisée en plusieurs unités de même affinité (Fig. 1.24 et 1.25).

Ainsi, on rassemble dans la suture ophiolitique deux blocs nommés « Angayucham terrane » et « Totzitna terrane », toutes les ophiolites de la marge du bassin Yukon-Koyukuk représentées par l'ophiolite Kanuti (« Jade Mountain, Yuki Creek, Hurst Hills) et les ophiolites du nord de la chaîne de Brooks (Avan Hills, Asik Mountain, Misheguk, Siniktanneyak) associées à l'unité allochtone « Copter Peak » (Fig.1.22 et 1.25). La suture n'a pas été clairement identifiée le long de la marge orientale de la péninsule de la Seward (Fig.1.25b). Cependant, des âges similaires y ont été retrouvés sur des basaltes, au sein du système de failles « Kugruk » (Fig.1.25b; Till et al., 1986).

La partie inférieure de la suture (appelée « Narvak ») définie sur la montagne Angayucham, est la plus largement exposée (Pallister et al., 1989). Elle comporte des basaltes en coussins, des turbidites et des roches carbonatées, associées à des tuffs et cherts volcaniques. Les basaltes en coussin associés aux sédiments triasiques (montagne d'« Angayucham ») et la formation allochtone « Copter Peak » sont faiblement métamorphisés dans les conditions métamorphiques des faciès prehnite-pumpellyite à schistes verts (Pallister et al., 1989; Fig.1.25c). Ce métamorphisme est contraint sur un seul affleurement, donnant une pression maximum de 4,5 kbar pour 210°C (Gottschalk et Oldow, 1988) et serait dû à un processus hydrothermal local (Moore et al., 1992). Les valeurs de CAI (« Conodont Alteration Index »), utilisées largement sur toute la péninsule alaskane, donnent des indices de 2.0-3.0 et 4.0-5.0, soit respectivement des températures entre 60°C et 190°C et 190-480°C (Till et al., 2008). Ces valeurs montrent une variation latérale de son histoire thermique. Ces roches sont associées à des fossiles marins de faible profondeur, suggérant que cette partie se compose d'une séquence de plate-forme carbonatée, formée près de la marge continentale (Patton et Box, 1989; Fig.1.25e).

La partie supérieure de la suture est définie par l'ophiolite Kanuti (Patton et Box, 1989). Elle est composée de roches basiques à ultra-basiques avec à sa base des gabbros et des péridotites (harzburgite et dunite) variablement serpentinisées (Fig.1.25d). On peut retrouver cette configuration, dans les ophiolites au nord de la chaîne de Brooks, comportant six klippes de composition minéralogique, d'organisation interne, de structure et d'âge analogues (Harris, 1995; Fig. 1.25a). A partir de l'observation sur le terrain, ces klippes sont interprétées comme représentant un vestige fragmenté et érodé de ce qui était initialement une vaste zone de 350 kilomètres de longueur, 50 km de large, et 3 à 4 km d'épaisseur de l'ophiolite (Harris, 2004). La géochimie indique que ces ophiolites se sont formées dans un contexte d'arrière-arc (Patton et Box, 1989; Loney et Himmelberg, 1989; Fig.1.25e)

Figure 1.25 (voir page suivante) : Localisation actuelle et description des unités composant la suture ophiolitique, et reposant sur des unités continentales. A : log des ophiolites « Avan Hills » et « Misheguk Mountain » du nord de la chaîne de Brooks. B : localisation de la faille de Kugruk et des unités océaniques potentiellement liées à la suture ophiolitique. C : log de la montagne « Angayucham » au sud de la chaîne de Brooks. D : log de l'ophiolite Kanuti, à l'est de « Ruby terrane ». E : Synthèse des principales unités qui composent la suture ophiolitique et reconstitutions schématisques de la localisation de ces différentes unités du Jurassique inférieur au Jurassique supérieur.



Dans les ophiolites du nord de la chaîne de Brooks, et plus particulièrement dans celles des montagnes de « Maiyumerak » et les collines « Avan » (Fig.1.25 a), au sein de dikes gabbroïques et basaltiques, des âges de refroidissement de 149-137 Ma (Tithonien à Valanginien) ont été obtenus par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des feldspaths potassiques et des plagioclases (Wirth et al., 1993). Ces âges sont similaires aux âges des fossiles dans les flyshs sous-jacent (formation Okpikruak : Fig.1.25a). Ils pourraient correspondre à l'enregistrement d'un refroidissement à un stade avancé de la mise en place des ophiolites sur la marge continentale (Wirth et Bird, 1992 ; Wirth et al., 1993).

L'obduction des ophiolites sur la marge continentale a lieu entre 149 et 137 Ma.

3.3.2 Métamorphisme HP-BT des unités continentales

Les roches affectées par le métamorphisme HP-BT sont situées dans la zone interne de la chaîne, et plus particulièrement au sein de l'unité de la « Schist Belt » (Fig.1.6a ; chaîne de Brooks sensu-stricto), de l'unité « Nome complex » (péninsule de Seward; Fig.1.26b) et dans « Ruby terrane » (Fig.1.26c). Ces unités d'affinités continentales ont enregistré un métamorphisme des faciès des schistes bleus à éclogites (Gottschalk, 1998 ; Patrick et Evans, 1989) témoignant de l'implication de la marge continentale dans la subduction. Ces unités montrent des valeurs de CAI de 5.0-6.0 soit 300 à 550°C et localement des valeurs 6.5, 7 et 8 soit 440°C à 720°C (Till et al., 2008 ; Till et al., 2011).

Le métamorphisme schistes bleus est caractérisé par la présence de glaucophane, des pseudomorphes de lawsonite, et des paragéneses à grenat, phengite et chloritoïde (Gottschalk, 1998 ; Patrick et Evans, 1989, Roeske et al., 1995). Au sein de l'unité « Schist Belt », les conditions métamorphiques calculées sont comprises entre 350 et 550 °C (présence d'un assemblage chloritoïde et quartz), et plus précisément 475 ± 35°C sur la base du géothermomètre calcite-dolomite, et une pression minimum de 7,6 à 9,8 kbar (limite inférieure du champ à glaucophane et lawsonite, Fig.1.26a ; Gottschalk, 1988 et 1998). Au sein du « Ruby terrane », et plus précisément dans l'est des collines de « Kokrines », des pressions maximales de 11.5±1.5 kbar et une plage de température de 470±50°C ont été calculées (Roeske et al., 1995). L'estimation de la pression repose sur la détermination expérimentale de la réaction de stabilité de la lawsonite : lawsonite + albite = paragonite + clinzoisite + quartz. La limite de température inférieure de 425-480°C est contrainte par la présence de clinzoisite, de paragonite et l'absence de lawsonite (Fig.1.26b ; Roeske et al., 1995). Au sein de l'unité « Nome complex », les conditions du pic métamorphique sont comprises entre 10-12 kbar (substitution tschermark dans les phengites) pour une température estimée à 460°C ± 30°C (thermométrie microcline-plagioclase ; Fig.1.26c ; Patrick et Evans, 1989). Forbes et al. (1984) arrivent à 425±25°C et 10±1 kbar avec les mêmes considérations.

Le métamorphisme éclogitique, est observé au sein des unités « Nome complex » et « Schist belt ». Au sein de l'unité « Schist belt » (le long de la Middle Fork Koyukuk River et de Clara Creek). Il est caractérisé par une paragénesse à grenat, augite sodique, glaucophane, actinolite-hornblende, épidote, rutile avec du zircon et de l'apatite en phases accessoires (Gottschalk, 1998). Les conditions au pic du métamorphisme sont comprises entre 7 et 17 kbar pour une température comprise entre 350 et 600 °C (Fig.1.26a). Au sein de l'unité « Nome complex », 3 affleurements

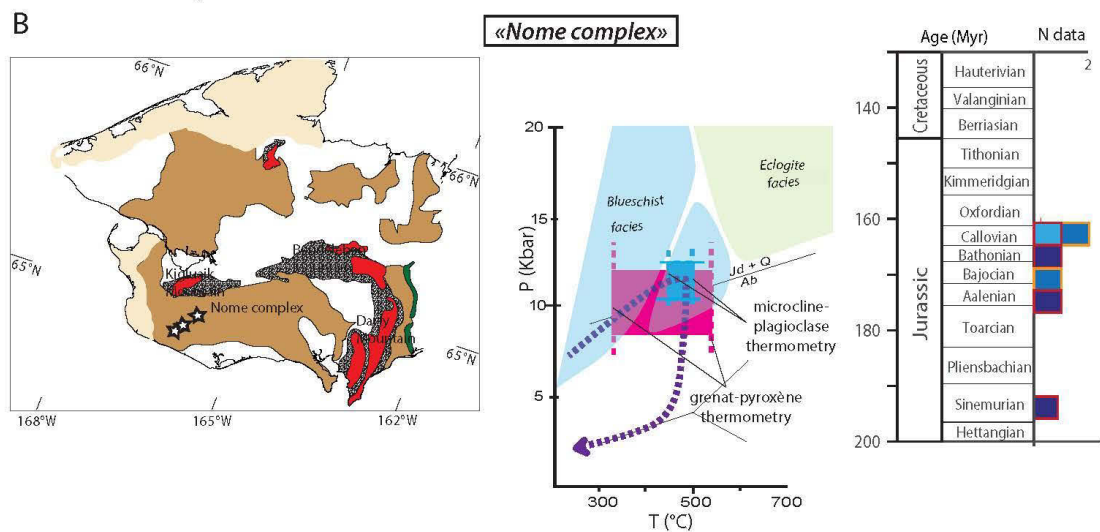
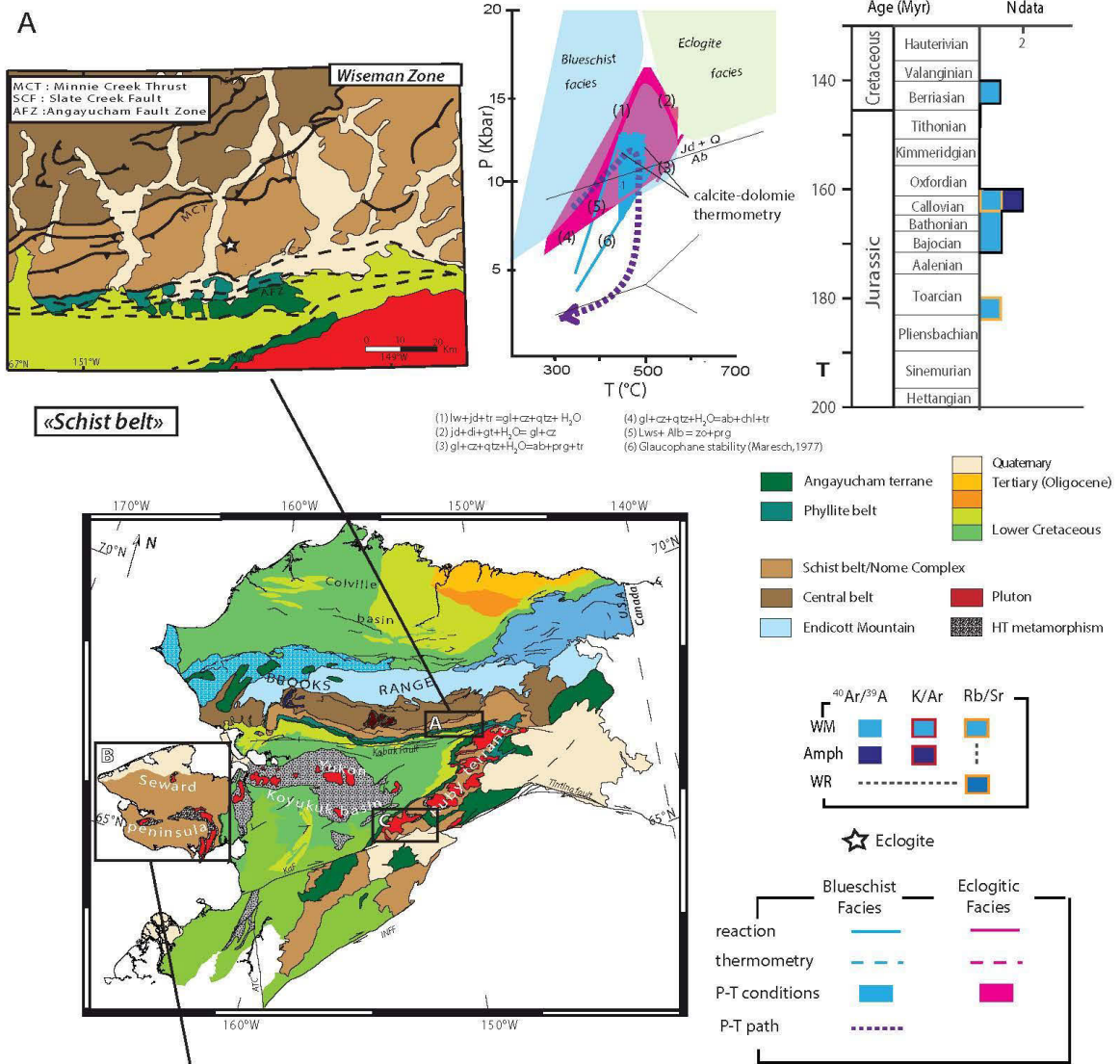
d'éclogites sont connus (Thurston, 1985). Ces éclogites sont toutes caractérisées par une paragenèse à omphacite, amphibole, grenat, épidote et rutile. Les conditions métamorphiques sont de $400 \pm 100^\circ\text{C}$ (équilibre grenat-clinopyroxène) et de 10 ± 1.5 kbar (teneur en jadéite du clinopyroxène ; Holland, 1983 ; Thurston, 1985 ; Patrick et Evans, 1989 ; Fig.1.26b). Il est à noter que les conditions P-T estimées pour le métamorphisme qualifié « d'éclogitique » ne correspondent pas au domaine P-T des éclogites au sens strict (Godard, 2001). Elles correspondent plus au champ des schistes bleus à épidote (Gottschalk, 1998; Fig.1.26a et b). Il faut toutefois noter que les estimations de pression sont des estimations minimales, les conditions du pic peuvent donc être sous-estimées.

Les données isotopiques suggèrent que le métamorphisme de HP-BT a eu lieu au cours du Jurassique moyen (Christiansen et Snee, 1994 ; Gottschalk et Snee, 1998). L'âge minimum du métamorphisme est de 144 ± 1 Ma (datation K-Ar sur mica) dans le bloc de « Ruby », à l'ouest des collines de Kokrines (Roeske et al., 1995; Fig.1.26c). Des mesures $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et Rb-Sr sur mica blanc ont donné respectivement des âges à $171,4 \pm 0,4$ et $167,9 \pm 0,6$ Ma (Christiansen et Snee, 1994), et 182 ± 6 et 159 ± 6 Ma (Armstrong et al., 1986) dans l'unité « Schist Belt » (Fig.1.26a), avec un âge minimal à 142 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica ; Gottschalk et Snee, 1998). Au sein de l'unité « Nome complex », des âges Rb-Sr sur roche totale (160 ± 26 Ma et 170 ± 80 Ma) et K-Ar sur mica (162 ± 6 Ma) et glaucophane (164 ± 6 Ma, 194 ± 7 Ma et 175 ± 7 Ma) donnent des âges comparables à l'unité de la « Schist belt » (Armstrong et al., 1986 ; Fig.1.26c). L'âge du pic métamorphique est actuellement très mal contraint, les meilleures estimations donne un âge avant 142 Ma, dans l'unité « Schist belt » ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica ; Gottschalk et Snee, 1998) et à 160 Ma dans l'unité « Nome complex » (correspondant à une fréquence importante de cet âge dans les datations K-Ar sur mica et Rb-Sr sur roche totale, Armstrong et al., 1986).

L'indice CAI (« Conodont Alteration Index »), est une échelle de description de la coloration dans les conodontes en fonction de l'état thermique qu'ils subissent. Cette échelle a été définie par Epstein et al., (1977) et Rejibian et al. (1987). La modification de la coloration est due à l'altération de la matière organique contenue dans ces éléments au cours d'une augmentation de la température (Annexe 2).

L'indice de coloration des conodontes a été largement testé, appliqué, et accepté pour l'évaluation de la maturation et le potentiel d'hydrocarbures dans des sédiments de bas-grade métamorphique. Mais cet indice possède de nombreuses incertitudes (Annexe 2). La péninsule alaskane rassemble une des plus grandes collections de conodontes et une étude CAI presque systématique de chaque formation (Dumoulin et al., 2002 ; Till et al., 2008).

Figure 1.26 : Légende ci-dessous.



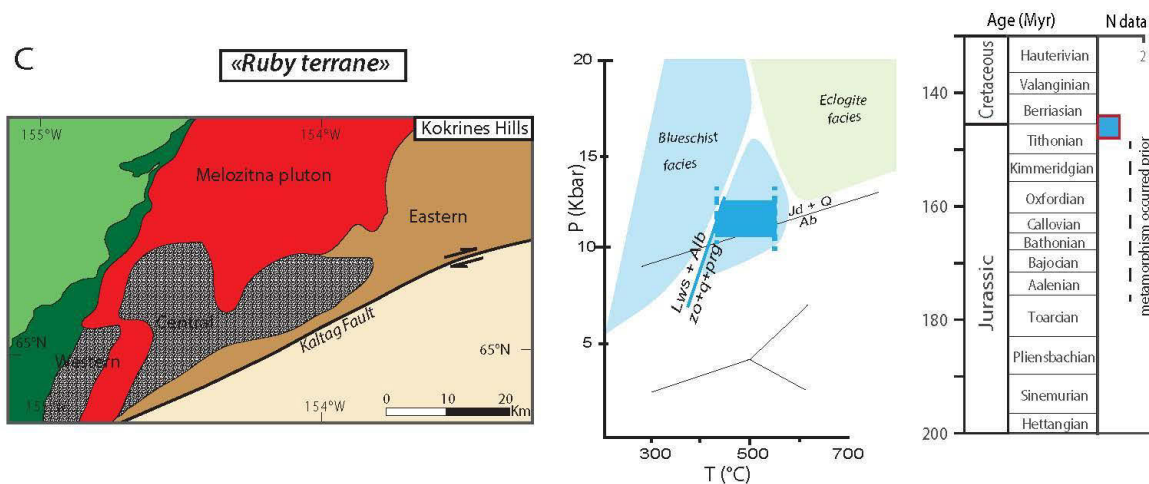


Figure 1.26: Métamorphisme de faciès schistes bleus et « éclogites » au sein des unités HP-BT et datations associées à ce métamorphisme. A : Conditions métamorphiques, chemins P-T et datation HP-BT de l'unité « Schist belt » au sein de la chaîne de Brooks (Carte modifiée d'après Gottschalk, 1998). B : Conditions métamorphiques, chemins P-T et datation HP-BT de l'unité « Nome complex » au sein de la péninsule de Seward (carte modifiée d'après Till et Dumoulin, 2014). C : Conditions métamorphiques de faciès schiste bleu et datation HP-BT du bloc de « Ruby » (carte modifiée d'après Roeske et al., 1995). Pour connaître l'ensemble de la légende de la carte centrale voir légende de la figure 1.19. L'emplacement des éclogites est défini par la présence d'une étoile.

Les conditions P-T obtenues pour les pics métamorphiques ne sont que partiellement contraintes.

Les conditions définies pour l'équilibre des éclogites correspondent en fait au champ des schistes bleus à épidote.

Les données isotopiques suggèrent que le métamorphisme HP-BT associé à la subduction est daté de 194 à 144 Ma.

3.4 Edification du prisme collisionnel

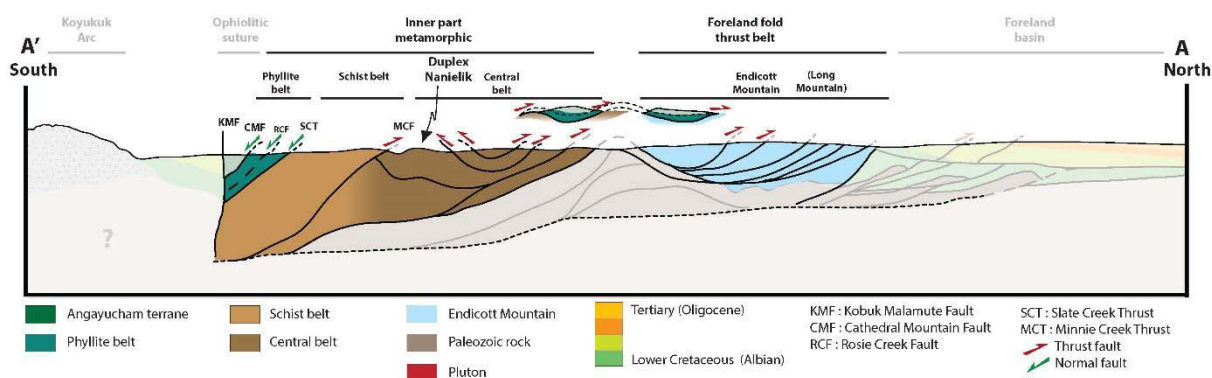


Figure 1.27 : Emplacement des zones montrant l'édification du prisme collisionnel.

3.4.1 Premier apport sédimentaire du sud

La formation sédimentaire « Okpikruak » composée de turbidites et localement d'olistostromes d'âge Berriasien (145-140 Ma, dans « Long Mountains ») à Valanginien (140-136 Ma, dans « Endicott Mountains », Fig. 1.22, 1.25 et 1.27), montre un flux sédimentaire provenant du Sud (Moore et al., 1992). Elle marque le début de la séquence brookienne au sens strict, dans les « Endicott mountains ». Cette unité marque potentiellement l'avancée structurale de la chaîne de Brooks vers le nord associée à la mise en place des nappes ophiolitiques (Chap.3.3.1) ;(Moore et al., 1992).

3.4.2 Exhumation des chaînes internes (~130~110 Ma)

3.4.2.1 Métamorphisme rétrograde des unités internes

Les métamorphismes schistes bleus et « éclogites », au sein des unités HP-BT ont été en partie oblitérés par un métamorphisme schistes verts (Gottschalk, 1990 et 1998), lors de l'exhumation de ces unités. L'exacte nature (assemblages minéralogiques, réactions...) et l'étendue de ce métamorphisme rétrograde sont à l'heure actuelle encore mal contraint (Till, 2008). Au sein de l'unité « Nome complex » et du bloc de « Ruby », très peu d'études contraignent ce métamorphisme. Les unités « Central Belt » et « Phyllite Belt », au sein de Brooks, adjacentes aux unités HP-BT (ici « Schist Belt ») ont été affectées par ce métamorphisme, mais son ampleur régionale est inconnue (Fig.1.28 a; Till et al., 2008). Les indices de CAI pour la « Central belt » et la « Phyllite belt » sont de 3-4 (120-190°C) et 5-5.5 (300°C-480°C) (localement 6 et 7 : 360°C-720°C ; liés à des fluides hydrothermaux d'altération) ; (Till et al., 2008).

Au sein de l'unité « Schist Belt », le métamorphisme rétrograde surimprimant le métamorphisme schistes bleus, est caractérisé par des paragénèses syn-tectoniques à quartz, phengite, paragonite, chlorite, et/ou albite et/ou chloritoïde (Gottschalk, 1998). L'apparition d'albite et la disparition du glaucophane suggèrent que l'assemblage hérité du faciès schistes bleus (quartz + phengite + paragonite + chlorite ± chloritoïde ± glaucophane) a été déstabilisé pour former un assemblage quartz + phengite + paragonite + chlorite ± albite ± chloritoïde (Gottschalk, 1998). Les conditions métamorphiques calculées donnent des températures entre 380 et 480 °C et une pression inférieure à 8-12 kbar (Gottschalk, 1998). Les températures proviennent des thermomètres calcite-dolomite et grenat-biotite (Gottschalk, 1998). Ces estimations sont en accords avec les textures montrant la cristallisation et la déformation du quartz à des températures supérieures à 300°C (Gottschalk, 1990).

Au sein de l'unité « Schist belt », le métamorphisme rétrograde surimprimant le métamorphisme « élogite », est caractérisé par la présence d'épidote, de chlorite, de grenat, d'albite, de sphène et d'actinolite. L'abondance d'épidote et l'absence de pumpellyite indiquent des températures supérieures à 350°C et inférieures à 550°C (Gottschalk, 1998). La croissance de l'actinolite et l'absence d'amphibole sodique indiquent que les pressions étaient relativement basses, et en dehors du domaine de stabilité du glaucophane (Gottschalk, 1998 ; Fig.1.28b). Les conditions métamorphiques calculées donnent des températures de 480 °C ± 25 °C (géothermomètre grenat-hornblende) et une pression inférieure de 10±2 kbar (Gottschalk, 1998).

Les données isotopiques indiquent que le métamorphisme rétrograde a eu lieu entre 130 et ~100 Ma. Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica (118 ± 0,3 Ma, 135 ± 2 Ma) et sur hornblende (114 ± 1 Ma) donnent des âges entre 135 et 110 Ma associés au métamorphisme schistes verts (Gottschalk et Snee, 1998 ; Fig.1.28c). D'autres auteurs relient des âges similaires (125-116 Ma par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica : Hannula et McWilliams (1995) et 130-120 Ma par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica : Blythe et al., 1996 ; 1998) à une étape de refroidissement suite au métamorphisme schiste bleu sans expliciter un évènement schiste vert (Patrick et Lieberman, 1988 ; Christiansen et Snee, 1994 ; Blythe et al., 1996 ; 1998).

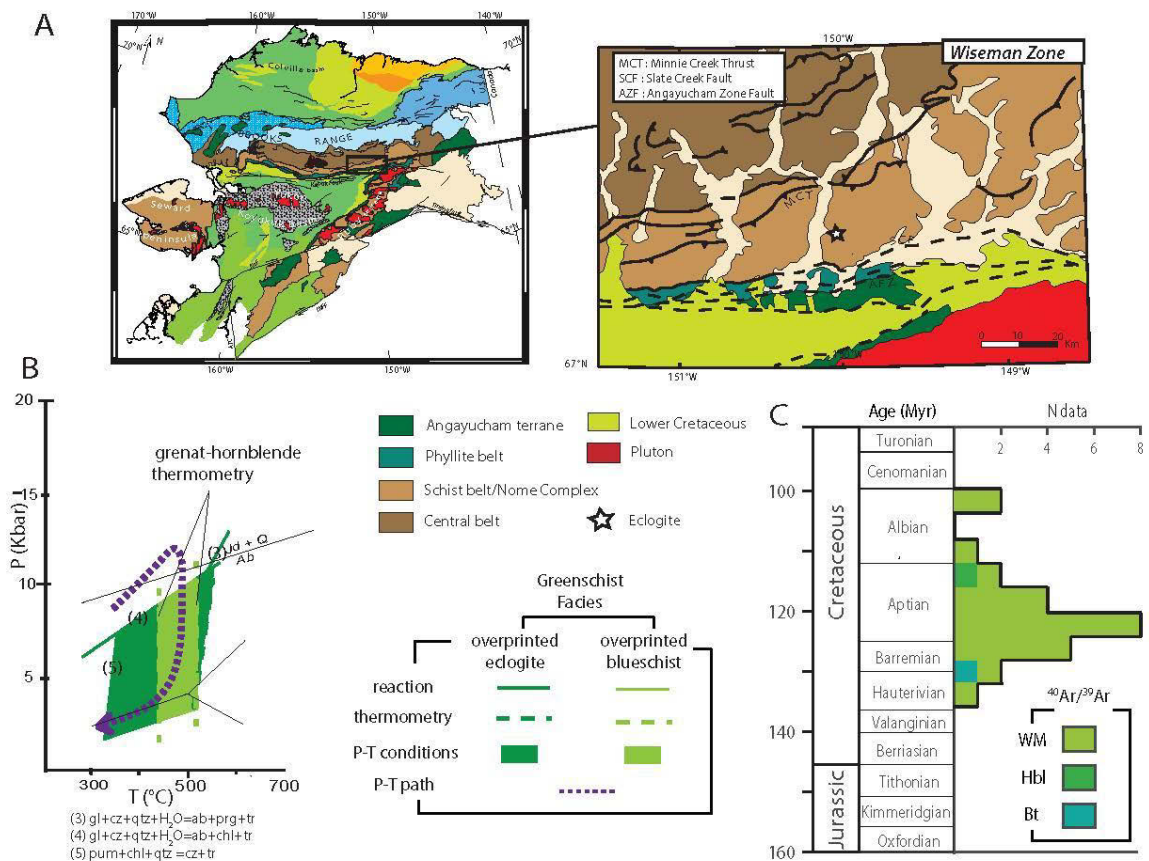


Figure 1.28 : Métamorphisme rétrograde, de faciès schistes verts, au sein des unités HP-BT. A : Carte de la zone (« Schist Belt ») où a été le mieux contraint le métamorphisme rétrograde (Carte modifiée d'après Gottschalk, 1998). B : Conditions du faciès schistes verts de l'unité « Schist belt » au sein de la chaîne de Brooks. C : Datations du métamorphisme rétrograde des unités HP-BT. Ce diagramme rassemble toutes les datations existantes dans la bibliographie et proviennent de différentes unités (« Schist belt », « Phyllite belt », « Central belt » et « Nome complex ») où l'on observe le métamorphisme rétrograde. L'ensemble des unités présentent sur la carte de l'Alaska sont légendés en figure 1.19.

Le métamorphisme rétrograde de faciès schistes verts est mal contraint.
 Les datations suggèrent que la rétro-morphose dans le faciès schistes verts est âgée de 130 à 110 Ma (~100 Ma).

3.4.2.2 Déformation et structures des unités internes.

Les unités de la partie interne de la chaîne de Brooks (« Phyllite Belt », « Schist Belt » et « Central Belt ») ont enregistré plusieurs étapes de déformation. Celles-ci ne sont décrites précisément que dans la région de « Wiseman » et de « Florence Creek » (Fig.1.29).

- Déformation syn-schistes bleus :

Les paragenèses schistes bleus montrent des linéations minérales Nord-Sud et des cisaillements vers le Nord observés dans la région de Wiseman et de « Florence Creek » (nommée D1a par Gottschalk, 1990, 1998 et D1 par Little et al., 1994 et Law et al., 1994; Fig.1.30).

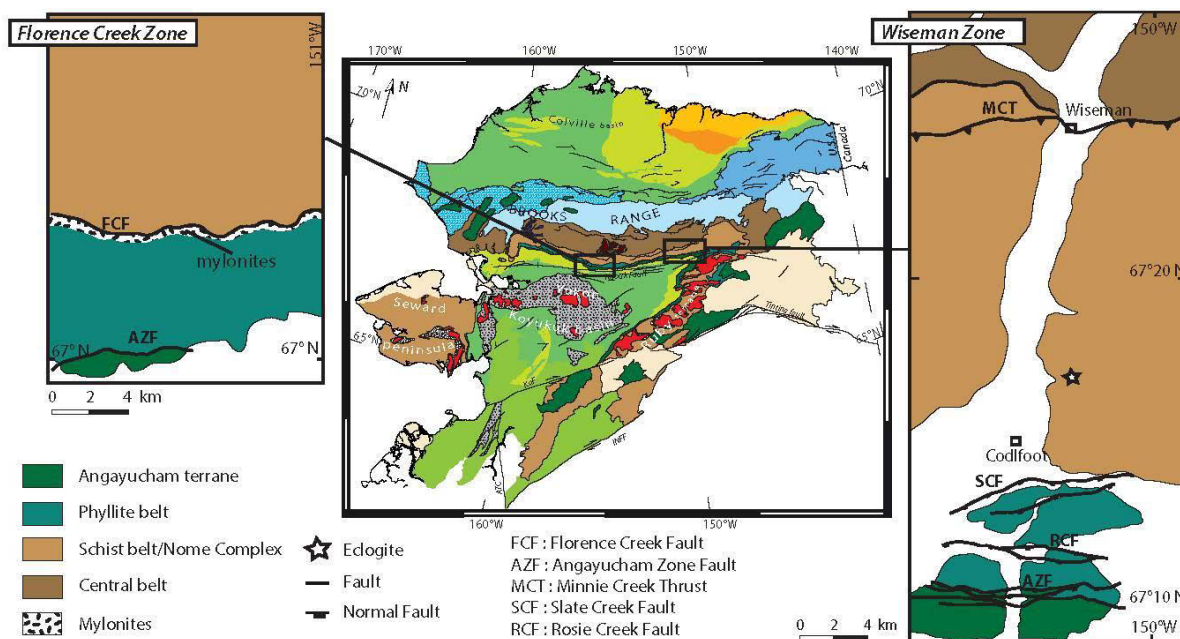


Figure 1.29 : Emplacement des zones de « Wiseman » et « Florence Creek » (modifiée d'après Miller et Hudson, 1991 et Gottschalk, 1990). L'ensemble des unités présentés sur la carte de l'Alaska sont légendés en figure 1.19.

- Déformation syn-schistes verts

La déformation associée à l'histoire rétrograde de ces unités a été interprétée de différentes manières par les différents auteurs qui sont en désaccord sur le mécanisme d'exhumation des unités internes.

La déformation associée à l'histoire rétrograde, dans la région de Wiseman est contrainte à partir de linéations Nord-Sud et de bandes de cisaillements vers le Nord (nommée D1b et D1c par Gottschalk, 1990, 1998), formant un continuum de déformation avec la déformation syn-schistes bleus (Fig.1.30).

Cette phase s'accompagne de la formation de plis antiformes et synformes, d'échelle de quelques dizaines à la centaine de mètres, à vergence nord, et des failles inverses à vergence nord structurant le dôme de Wiseman (« Minnie Creek Thrust »; Gottschalk, 1990, 1998; Fig.1.30). La déformation syn-schistes verts serait âgée de 130 à ~110 Ma, avec un âge de la déformation de 124 ± 1 Ma par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica au sein de l'unité « Phyllite belt » (Gottschalk, 1998).

Dans « Florence Creek », la déformation associée à l'histoire rétrograde est exprimée par une linéation Nord-Sud et des bandes de cisaillement vers le Sud (nommée D2 par Little et al., 1994 et Law et al., 1994; Fig.1.30). Il a aussi localement été mis en évidence la présence d'une texture mylonitique oblitérant la déformation syn-schistes bleus et formée au cours de l'histoire rétrograde (Little et al., 1994 et Law et al., 1994). L'ensemble de ces structures montre une extension crustale Nord-Sud qui se serait donc développée de 130 à ~110 Ma (Little et al., 1994 et Law et al., 1994).

Au sein de la région de Wiseman, cette extension est interprétée comme une extension post-orogénique tardive, commençant après la contraction de la chaîne soit post-déformation schiste vert (nommée D2 par Gottschalk, 1990 et D1b par Gottschalk, 1998; Fig.1.30). Un âge de 113 ± 0.3 Ma par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica est interprété comme datant le mouvement extensif de la faille normale qui sépare l'unité « Phyllite belt » et « Schist belt » (Blythe et al., 1998).

Les déformations associées à l'extension sont comparables à des zones de cisaillement en extension plus à l'Ouest dans la chaîne, datée de 103 à 95 Ma (K/Ar sur mica, Christiansen et Snee., 1994; Gottschalk, 1998).

L'extension décrite Nord-Sud a entraîné la formation de structure d'extension et le rejeu normal de failles préexistantes.


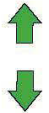








		Région Wiseman			Région «Florence Creeks»		
Age		Direction cisaillement	Nom	Conditions aux limites	Direction cisaillement	Nom	Conditions aux limites
Après 110 Ma	Déformation post-SV		D1b, D1c ⁽¹⁾				
	Déformation SV		D2 ⁽¹⁾ , D1b ⁽²⁾			D2 ⁽³⁾	
	Déformation SB		D1a ⁽¹⁾			D1 ⁽³⁾	

Figure 1.30 : Déformations enregistrées et conditions aux limites pour les unités (« Phyllite belt », « Schist belt » et « Central belt ») au sud de la chaîne de Brooks, dans les régions de Wiseman et de « Florence Creek ». (1) Gottschalk, 1990 ; (2) Gottschalk, 1998 ; (3) Little et al., 1994 et Law et al., 1994.

3.4.3 La collision continentale : le métamorphisme MP-MT (~136-90 Ma)

Le mont « Arrigetch-Igikpak » dans la région nord du lac de Walter expose une section crustale de plus de 15 km d'épaisseur au sein de l'unité de la « Central Belt », possédant un métamorphisme MP-MT daté du Crétacé moyen (Vogl et al., 2002 ; Vogl, 2003 ; Patrick et al., 1994 ; Toro et al., 2002). C'est le seul endroit de la chaîne, où l'on peut décrire ce métamorphisme.

Cette région a été séparée en trois zones : NEA (« Northern Epidote Amphibole »), CEA (« Central Epidote Amphibole ») et SEA (« South Epidote Amphibole », Vogl, 2003; Fig.1.31a). Le pic métamorphique MP-MT, du faciès des amphibolites à épidote (zone CEA) est caractérisé au sein des metabasites par la présence d'hornblende, d'épidote et/ou d'oligoclase ou d'albite, et au sein des métapelites par la présence de grenat, biotite, muscovite et/ou oligoclase, et/ou épidote (Patrick et al., 1994; Vogl, 2003 ; Fig.1.31b). Les conditions métamorphiques calculées donnent des températures de $580 \pm 20^\circ\text{C}$ (thermomètre grenat-biotite et thermomètre grenat-plagioclase-biotite-muscovite) et une pression de 8-9,5 kbar (baromètre grenat-hornblende-plagioclase et quartz ; Vogl, 2003 ; Fig.1.31b et c).

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende et mica datent cet épisode à 112-110 Ma ($109,9 \pm 0,8$ Ma) et 105-103 Ma ($103 \pm 0,2$ Ma, Patrick et al., 1994, Vogl et al., 2002, Vogl, 2003, Toro et al., 2002; Fig.1.31d).

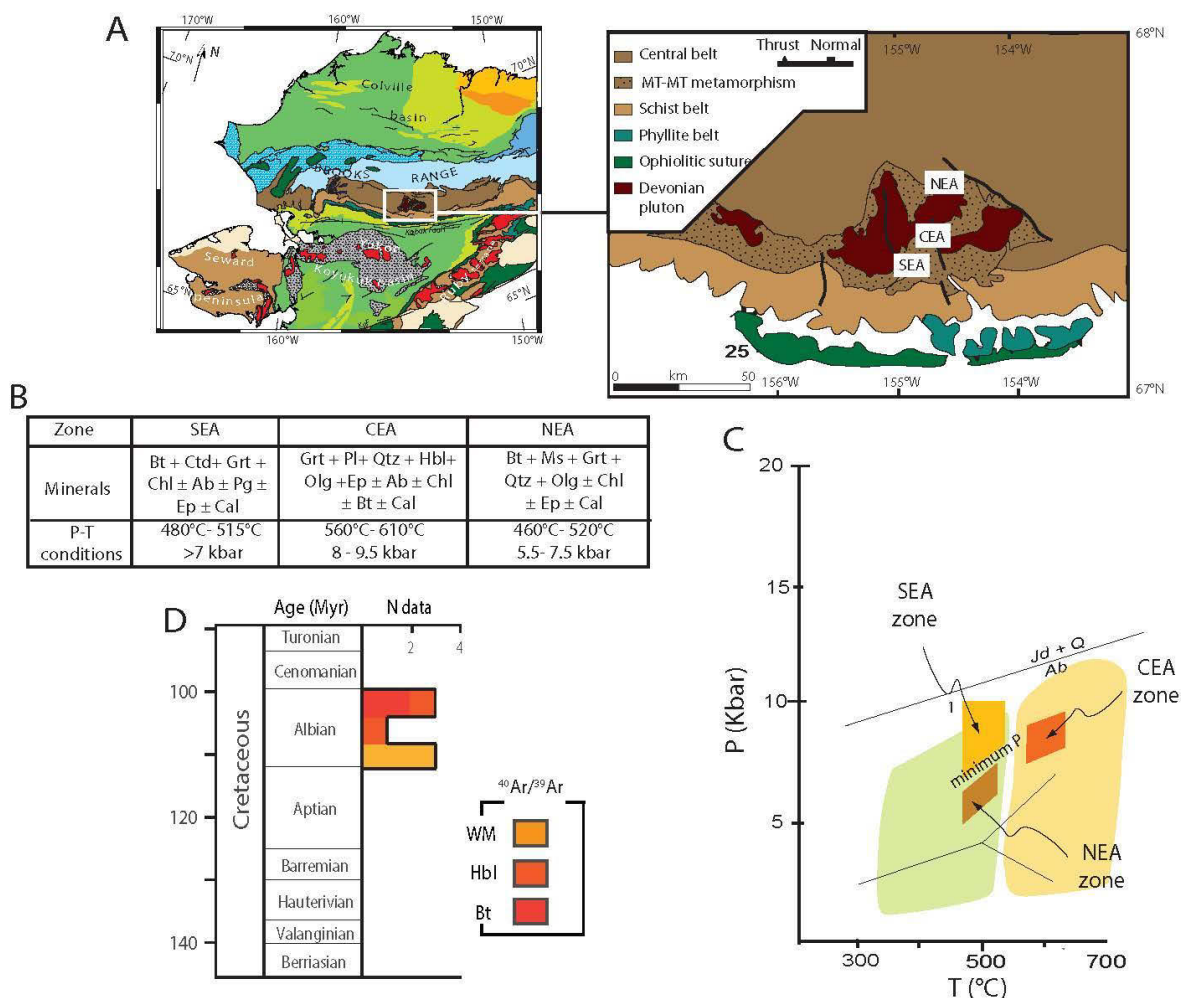


Figure 1.31 : Caractéristique et localisation du métamorphisme de MP-MT A : Carte du métamorphisme MP-MT dans la chaîne de Brooks. SEA : Southern Epidote Amphibolite. CEA : Central Epidote Amphibolite. NEA : Northern Epidote Amphibolite (modifiée d'après Vogl, 2003). B : Tableau récapitulatif des minéraux présents et des conditions P-T déterminés dans chaque zone du métamorphisme MP-MT. C : Conditions P-T pour chaque zone du métamorphisme MP-MT. D : Datations du métamorphisme MP-MT. L'ensemble des unités présentées sur la carte de l'Alaska sont légendées en figure 1.19.

3.4.4 Le duplex HP-BT de Nanielik : un important épaissement de la croûte (~120-108 Ma)

L'antiforme Nanielik est situé à l'Ouest de la chaîne de Brooks, au sein de l'unité « Central Belt » (Fig.1.22, Fig.1.27). Cet antiforme montre un métamorphisme de HP-BT avec une paragenèse schistes bleus composée d'amphibole sodique, d'albite et d'épidote. C'est un événement schiste bleu différent de la « Schist belt » par son âge, son assemblage métamorphique et sa déformation (déformation peu pénétrative). Les conditions métamorphiques calculées donnent des températures de $360 \pm 20^\circ\text{C}$ (thermomètre calcite-dolomite) et des pressions de 7 ± 1 kbar (limite du faciès schiste bleu, Till et Snee, 1995). Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mica blanc datent le développement du duplex de Nanielik à environ 120 Ma ($120 \pm 0,2$ Ma) avec une remobilisation au sud à 108 Ma ($108 \pm 0,1$ Ma, Till et Snee, 1995). Ce métamorphisme HP/BT caractérise un épaissement rapide de la croûte dans les zones internes au sein du prisme de collision (Till et Snee, 1995). Les études métamorphiques, tectoniques et radiochronologiques de ce duplex sont actuellement en cours de révision (Till et al., in prep).

3.4.5 Propagation de la déformation en direction du nord (~130~93 Ma)

- *Déformation au nord de la chaîne de Brooks*

La déformation à vergence Nord dans le bassin d'avant pays est enregistrée dès le Valanginien (?) et l'Hautérivien dans les « Endicott Mountains » (Fig.1.22) par le chevauchement de la formation allochtone Okpikruak (incluant des olistolites datées du Berriasien et Valanginien) sur des formations de grès et conglomérats issues de la séquence Ellesmerienne (Fig.1.25a ; Moore et al., 1992). Cette déformation est ensuite observée dans le bassin de Colville à l'Aptien (?) –Albien par la présence de plis et de chevauchement dans la formation Fortress (composée d'argile) et à l'Albien-Cénomaniens lors du dépôt des formations de « Torok » et « Nanushuk » (shale marin et grès) ; (Moore et al., 1992).

- *Structuration du bassin de Colville*

Le bassin de Colville et la marge nord alaskane montrent une géométrie particulière, par une déviation des apports sédimentaires vers l'est et la présence d'un haut de socle « Barrow » au nord de ce bassin (Fig.1.23). L'enregistrement sédimentaire montre des escarpements, des glissements sédimentaires et des discontinuités dans le bassin et sur la marge passive (Mosher et al., 2012).

Il souligne l'importance des processus de transport sédimentaire bien que les dépôts ont été affectés par un ou plusieurs processus tectoniques d'ampleur lithosphérique (Mosher et al., 2012).

La formation Okpikruak marque le début de la séquence brookienne sensu stricto et l'avancée de la déformation au nord dès 136 Ma.

On trouve un métamorphisme MT-MP daté du Crétacé moyen (112-103 Ma), caractéristique d'une zone de collision.

Le duplex Nanielik se développe dès 120 et est remobilisé à 108 Ma. Il correspond à un important épaissement de la croûte marquant ainsi un taux de raccourcissement horizontal important.

3.5 Evolution tardive de la chaîne (post ~118 Ma)

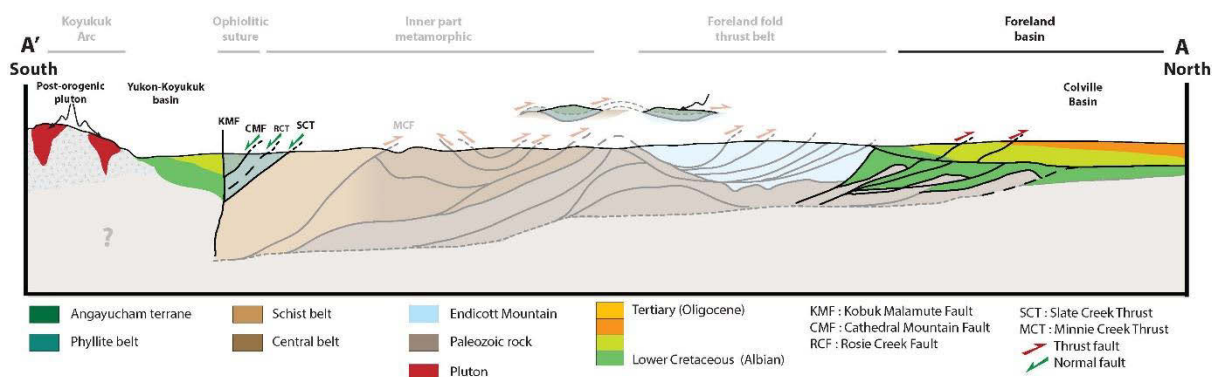


Figure 1.32 : Emplacement des zones montrant le magmatisme post-orogénique et les bassins flexuraux.

3.5.1 Magmatisme post-orogénique (~118~78 Ma)

La chaîne de Brooks est associée à un magmatisme granitique post-orogénique, représenté par une vingtaine de corps granitiques localisés au sud de la chaîne (Fig. 1.32 et 1.33a). La mise en place de ces granites se fait en deux évènements distincts, avec des caractéristiques géochimiques distinctes.

Le premier évènement s'étend de 118 à 99 Ma : dans « Ruby terrane » 118 ± 3 Ma par U-Pb sur zircon pour les collines de « Kokrines » (Roeske et al., 1995), 109- 112 Ma par U-Pb sur zircon, au sein des montagnes de Ray (Patton et al., 1987), 112 Ma par K-Ar sur biotite sur le pluton Melozitna (Patton et al., 1987) ; dans le bassin Ouest du Yukon Koyukuk : 112-98 Ma datations K/Ar sur mica et hornblende (Miller, 1989) ; dans la péninsule de Seward : 104 ± 1 Ma dans les montagne de « Bendeleben » et 92 ± 1 Ma dans les montagnes « Kigluaik » par datations U-Pb sur zircon (Amato et al., 2002). Il est caractérisé par une composition riche en SiO₂ et K₂O, provenant probablement d'un matériau source formé par fusion de la croûte continentale (Miller, 1989 ; Fig.1.33d).

Le deuxième évènement s'étend de 89 à 78 Ma. Situé uniquement dans l'est du bassin du Yukon-Koyukuk, il est caractérisé par une composition moins riche en SiO₂ et K₂O, indiquant probablement une fusion du manteau avec une part de contamination crustale (Miller, 1989, Fig.1.33a).

Ces granites se mettent en place au sein d'une couverture sédimentaire et y provoquent un métamorphisme de haute température des faciès amphibolites et granulites. Les conditions métamorphiques et les chemins P-T sont peu contraints. Le métamorphisme de haute température le mieux connu est celui des montagnes « Kigluaik » affectant l'unité HP-BT (unité « Nome complex ») au sein de la péninsule de la Seward (Fig.1.33b; Lieberman ; 1988, Amato et al., 2002 ; 2004). Pour cet exemple, à partir des assemblages minéralogiques, quatre zones ont été définies : une zone à staurotide (525-575°C et 3.5-4.5 kbar), une zone à sillimanite (625-700°C et 5-7 kbar), une zone à sillimanite- feldspath (700-750°C et 5-6 kbar) et une zone à faciès granulite (800-850°C et 8-10 kbar, Lieberman, 1988 ; Fig.1.33c). L'âge de ce métamorphisme est de 91 ± 1 Ma (U-Pb sur monazite). Un métamorphisme comparable est décrit dans « Ruby terrane » où il est daté à 109 ± 1 Ma (³⁹Ar-⁴⁰Ar sur mica, Roeske et al., 1995).

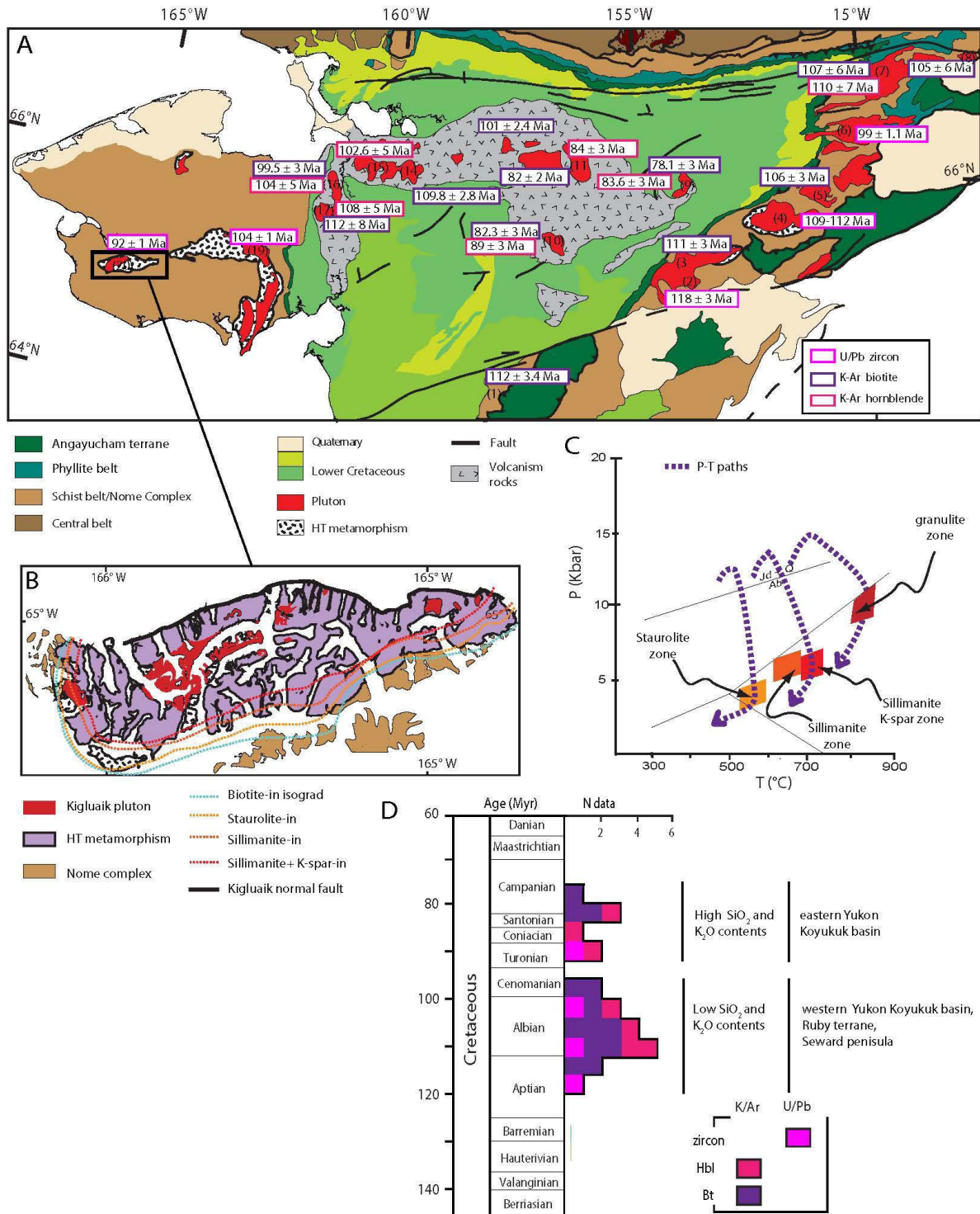


Figure 1.33: Caractéristique et localisation du magmatisme post-orogénique associé au métamorphisme de haute température (HT). A : Carte géologique de l'ensemble des plutons post-orogéniques et de leurs âges. B : Carte géologique des « Kigluai Mountains » et localisation des isogrades métamorphiques de HT (modifiée d'après Amato et al., 2004). C : Conditions métamorphiques pour chaque zone du métamorphisme des « Kigluai Mountains ». D : Histogramme de fréquence des âges obtenus pour l'ensemble des plutons post-orogéniques.

3.5.2 Démantèlement de la chaîne et bassins flexuraux (~113~93 Ma).

Deux bassins flexuraux, le bassin de Colville et le bassin du Yukon-Koyukuk se développent aux abords de la chaîne et recueillent les produits de l'érosion. On retrouve un apport sédimentaire très important de l'Albien au Cénomaniens (113-93 Ma) dans le bassin de Colville (Moore et al., 1992). Les formations « Torok » et « Nanushuk » (argile marine et grès, Till, 1992) contiennent des minéraux métamorphiques (glaucofane, grenat) issus des unités HP-BT du faciès schistes bleus (unité « Schist Belt » ; Till, 1992). Ces unités HP-BT étaient donc à la surface dès l'Albien.

Dans le bassin du Yukon-Koyukuk, les premiers dépôts sédimentaires sont âgés du Valanginien et sont composés de dépôts volcano-clastiques et marins provenant du flanc nord de l'arc volcanique du Koyukuk. De l'Albien jusqu'au Cénomaniens, on observe la présence d'un important apport sédimentaire associé à une forte subsidence pouvant par endroit former une épaisseur sédimentaire de plus de 8 km de type « molasses » (Patton et Box, 1989). Cet important apport sédimentaire provient du démantèlement de la partie sud de la chaîne (péninsule de Seward, suture ophiolitique, unité HP-BT, « Ruby terrane » ; Moore et al., 1992).

3.6 Des modèles d'évolutions de la chaîne de Brooks

3.6.1 Deux mécanismes d'exhumations des zones internes

Les mécanismes d'exhumation des unités internes sont encore largement débattus. Deux interprétations existent pour expliquer l'exhumation des chaînes internes, découlant directement des observations décrites auparavant (déformation : bande de cisaillement, linéation ; âges) ; (Chap.I.3.4.2.2).

Le premier mécanisme explique l'exhumation des zones internes en contexte extensif, par la mise en place d'un core complexe métamorphique (Miller et Hudson, 1991 ; Little et al., 1994 et Law et al., 1994 ; Fig.1.34A). Ce mécanisme est proposé sur la base de la déformation associée au métamorphisme schistes verts (bande de cisaillement vers le sud, linéation nord-sud) observée au sein de « Florence Creek ». Cette explication est controversée (Till et al., 1993 ; cf chap.3.6.1). Le deuxième mécanisme d'exhumation des unités internes met en avant un mécanisme d'empilement de nappes durant la contraction de la chaîne, lié à une structure de duplex en profondeur (Gottschalk, 1990 ; 1998). L'essentiel de l'exhumation serait alors syn-orogénique et les structures extensives refléteraient plus une accommodation locale de mouvements différentiels que des conditions aux limites extensives (Fig.1.34B). In fine ces deux modèles divergent essentiellement sur l'âge de la fin de la convergence.

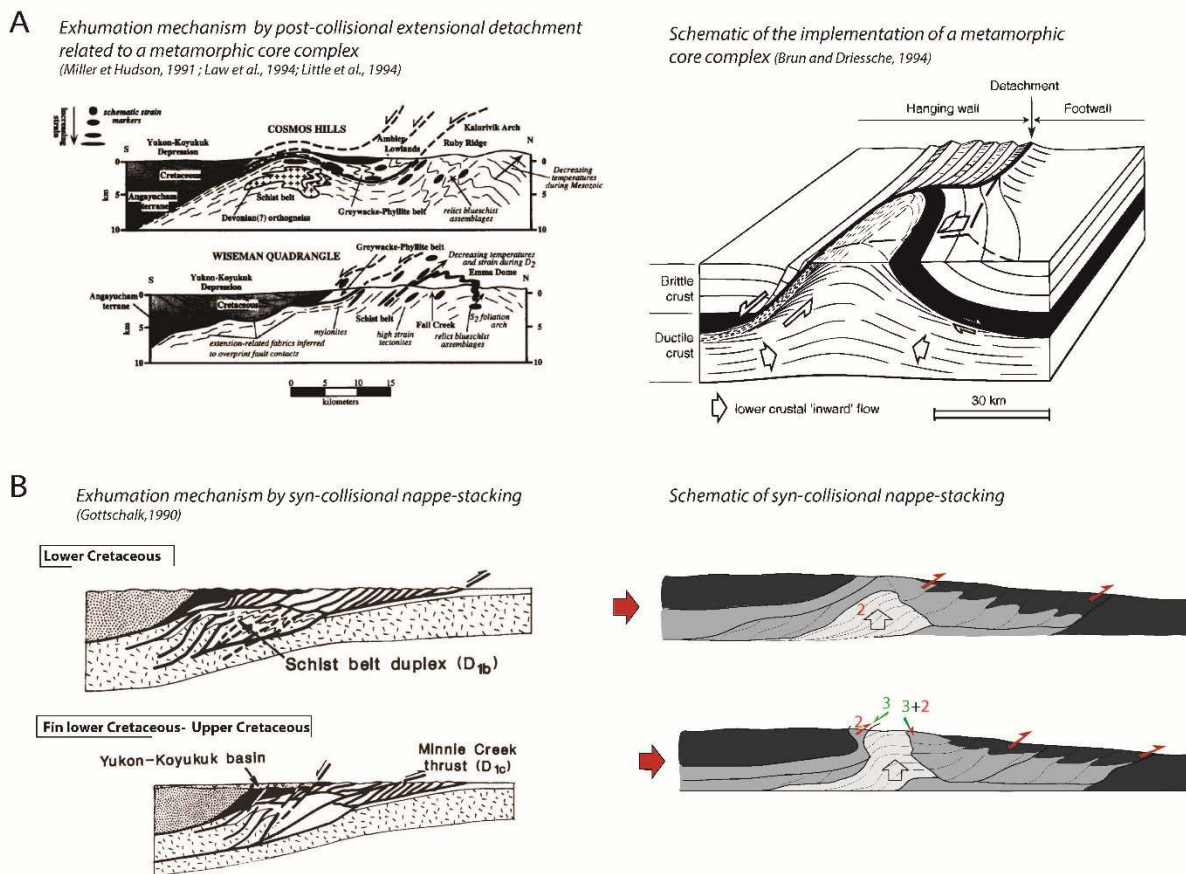


Figure 1.34 : A: Modèle d'exhumation des zones internes par une extension post-collision liée à la mise en place d'un core complexe métamorphique (Miller et Hudson, 1991). B: Modèle d'exhumation des zones internes par empilement de nappes lors de la contraction de la chaîne (Gottschalk, 1990).

3.6.2 Modèle d'évolution de la collision

Au centre de la chaîne, l'unité « central belt » possédant un métamorphisme du faciès amphibolique (MP-MT) repose, actuellement, sur des unités HP-BT caractérisées par un métamorphisme schistes bleus à schistes verts. Patrick et al. (1994) avaient dans un premier temps proposé un modèle de collision basé sur un gradient métamorphique inversé (étude préliminaire non terminée) ; (Fig.1.35).

Actuellement, il est plutôt suggéré que le métamorphisme MP-MT serait lié à un empilement de nappes au centre de la chaîne de Brooks du Barrémien au début de l'Aptien. Ce métamorphisme est donc lié à un important épaissement de la croûte associé à un important raccourcissement horizontal (Fig.1.35). Cet important épaissement est comparable aux données obtenues sur le duplex de « Nanielik » (Till et Snee, 1995). Cet empilement de nappe et ce métamorphisme auraient donné suite à un rétro-charriage de 112 à 103 Ma permettant le chevauchement de l'unité « Central belt » sur l'unité HP-BT « Schist belt » (Fig.1.35). L'ensemble de la chaîne semble montrer l'existence de ce rétro-charriage, observé et décrit au sein de la zone de Wiseman par Gottschalk et al., (1998), mais aussi enregistré par la remobilisation vers le sud du duplex de « Nanielik » à 108 Ma (Till et Snee, 1995).

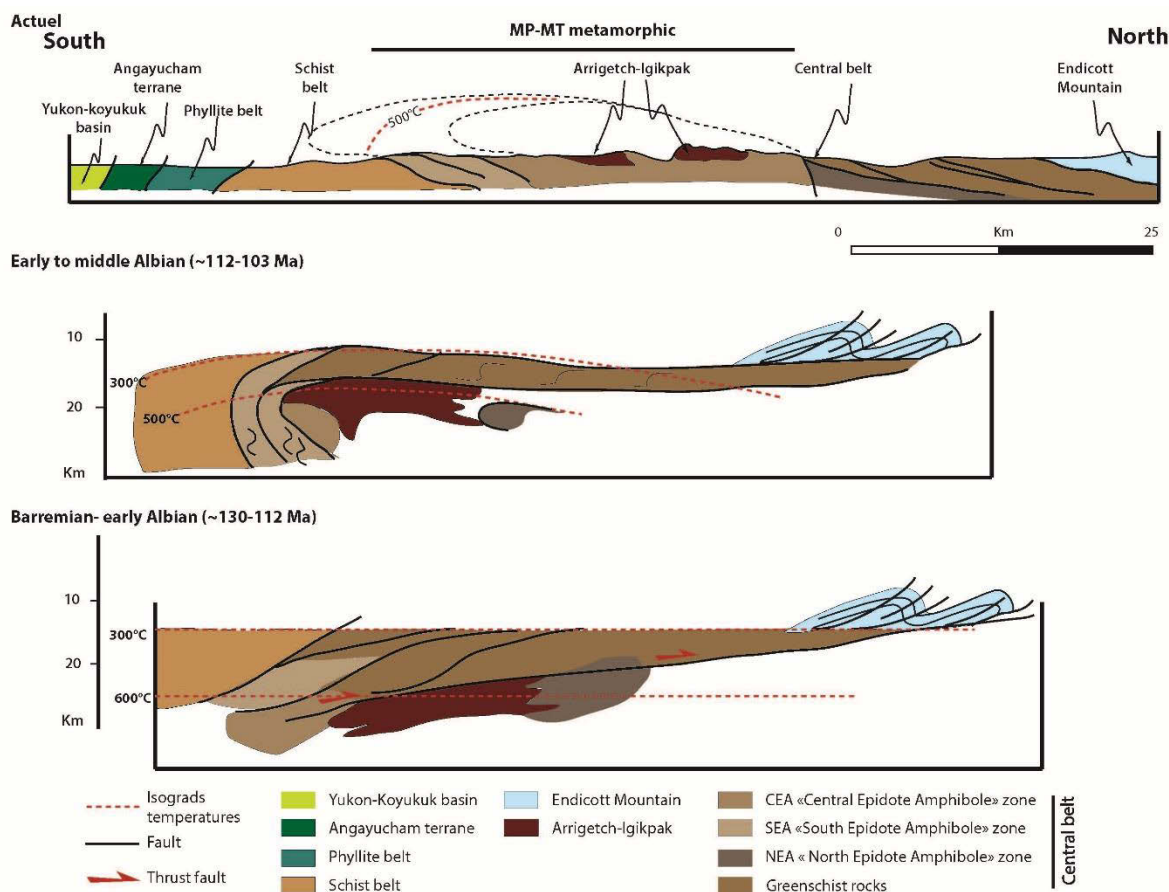


Figure 1.35 : Modèle schématique proposé par Vogl, 2002 et 2003 de la collision et du développement du métamorphisme MP-MT (modifiée d'après Vogl, 2002 et 2003).

3.7 Reconstructions géodynamiques existantes.

Il n'existe que très peu de reconstructions géodynamiques à l'échelle de la chaîne. Les études se concentrant sur des zones d'intérêt économique et/ou faciles d'accès, de nombreux modèles géodynamiques très locaux ont été développés. Toutefois, il est possible de distinguer deux grands modèles, l'un évoquant la structuration de la chaîne en contexte d'extension et l'autre en contexte compressif par l'empilement de nappes.

3.7.1 Modèle géodynamique en extension au milieu du Crétacé

Le bassin Angayucham se met en place avant le début du Jurassique à partir d'un rifting structurant la marge sud AAC (Fig.1.36). La fermeture de ce bassin du Jurassique moyen au début du Crétacé aboutit à la création de la chaîne de Brooks lors de la collision entre un arc magmatique, issu d'une subduction plus au sud (inconnue), et la marge sud AAC. Selon ce modèle, au milieu du Crétacé, l'exhumation et la juxtaposition des roches métamorphiques de haut grade et de bas grade (unités internes) sont liées à une extension au milieu du Crétacé au sud de la chaîne de Brooks (voir Fig.1.36). Cette extension provoque l'exhumation de l'unité « Schist Belt », la subsidence du bassin du Yukon-Koyukuk et le magmatisme post-orogénique (Miller et Hudson, 1991 ; Fig.1.2.9). Ce modèle proposé par Till et al., (1993) et Patrick et al., (1994) ne permet pas d'expliquer :

- la présence de roches HP-BT d'âges aussi jeunes que le métamorphisme MP-MT (modèle d'évolution de la collision : 130-112 Ma).

- la déformation à vergence nord dans le bassin d'avant pays (enregistrée dès le Valanginien (?)) et l'Hautérvien dans les montagnes « Endicott » par le chevauchement de la formation allochtone « Okpikruak » ;

- la présence des dépôts liés au démantèlement de la chaîne (minéraux HP/BT) dans les formations « Torok » et « Nanushuk » durant l'Albien et le Cénomani (fin Crétacé) ;

- la déformation liée à des structures de contraction (collision) au sein de ces deux formations, dans le bassin de Colville (Till et al., 1993).

Si ces structures extensives étaient responsables de l'exhumation des schistes bleus, ces structures devraient être d'âges post-Albien moyen (Till et al., 1993).

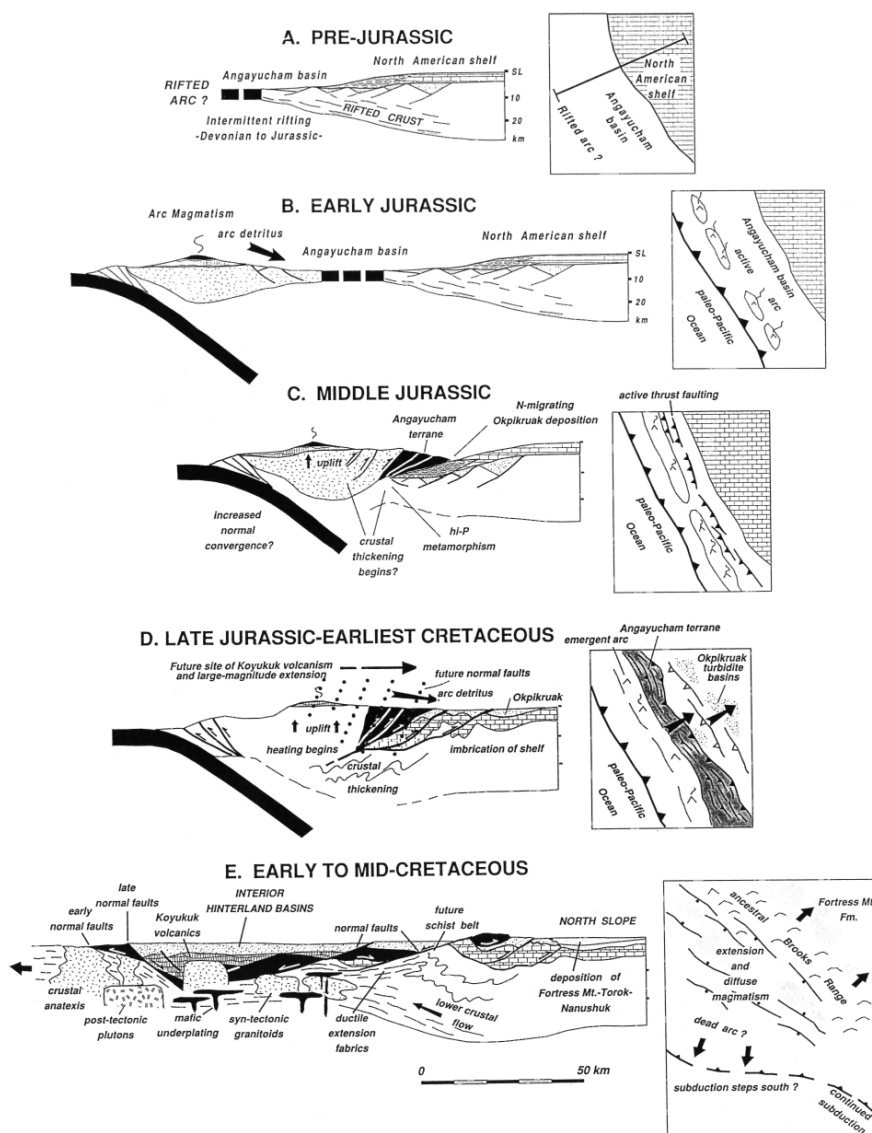


Figure 1.36 : Modèle d'évolution géodynamique de l'Alaska, proposant une extension durant le milieu du Crétacé (Miller et Hudson, 1991)

3.7.2 Modèle géodynamique de soulèvement au Crétacé inférieur

Selon ce modèle, la fermeture du bassin Angayucham résulte d'une subduction à pendage sud, formant un arc volcanique au cours du Jurassique inférieur à moyen. Cette subduction mène à l'obduction d'unités océaniques sur la marge sud AAC au Jurassique moyen, et se termine par une collision se propageant au nord, du Jurassique moyen au Crétacé. L'exhumation des unités internes est probablement le résultat d'un processus impliquant simultanément (1) une compression, exhumant l'unité de la « Schist Belt » le long de chevauchements à vergence nord et (2) un rééquilibrage isostatique dont le moteur est l'épaississement de la croûte dans l'arrière-pays (Fig. 1.37). La dénudation des unités exhumées est assurée par l'action conjuguée de l'érosion et de l'amincissement des unités de couverture sus-jacentes. Ce modèle, de type « dynamique de prisme » (Platt, 1986) est privilégié par plusieurs études (Gottschalk, 1988, 1990 ; Patrick et al., 1994 ; Blythe et Bird, 1996)

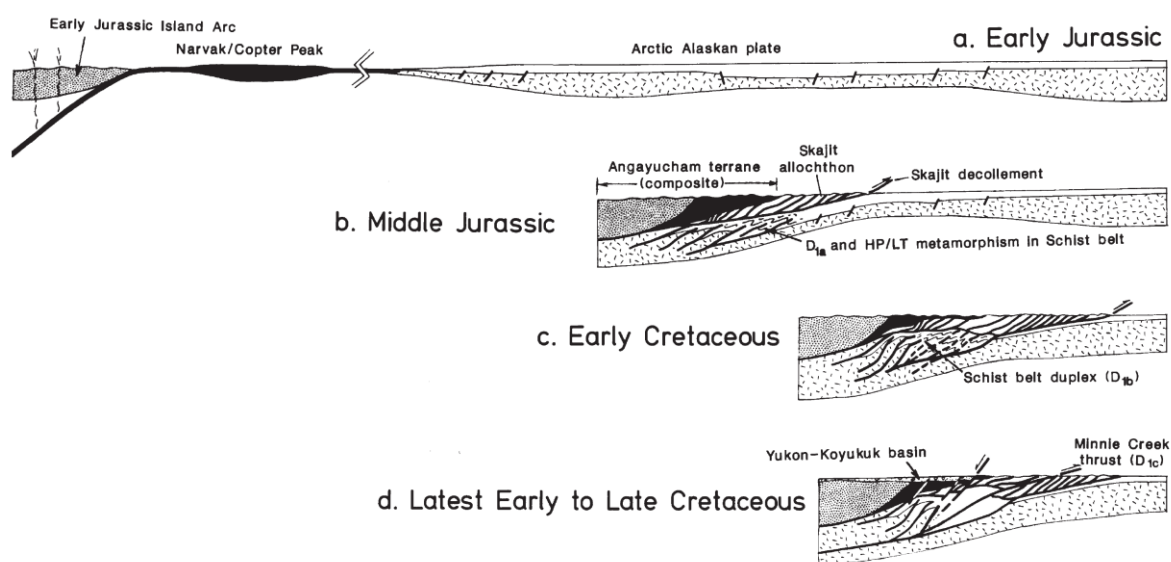


Figure 1.37: Modèle d'évolution géodynamique de l'Alaska, proposant l'exhumation des chaînes internes par contraction de la chaîne (Gottschalk et al., 1998)

3.8 Conclusion : problèmes liés à l'orogénèse Brookienne

Même si la géodynamique de Brooks est connue au premier ordre, de nombreuses interrogations subsistent.

- (1) Les âges associés au métamorphisme de HP-BT et donc au maximum d'enfouissement de la marge continentale, ne sont que des âges de refroidissement (Fig.1.38). Ainsi, l'âge du maximum d'enfouissement de la marge passive et du début de la création du prisme orogénique ne sont pas connus (Fig.1.38).
- (2) Les unités associées à cet enfouissement (unité « Schist belt » et unité « Nome complex ») possédant un métamorphisme HP-BT de faciès schistes bleus n'ont jamais été comparées (Fig.1.38). Les contraintes métamorphiques au sein de ces zones ne sont soit pas assez précises soit trop anciennes (dernier papier Gottschalk, 1998 pour la « Schist belt » et Patrick et Evans, 1988 pour « Nome complex ») pour permettre de confirmer leur analogie

supputée. En outre, les conditions des pics métamorphiques des éclogites n'y sont pas précisément déterminées (Fig.1.38).

- (3) L'évolution thermique rétrograde de ces unités, pourtant symptomatique de leur mode d'exhumation, n'est pas connue sauf par des données de températures déterminées à partir du CAI (« Conodont Alteration Index »).

Le peu de reconstructions géodynamiques à l'échelle de la chaîne, le manque de contraintes métamorphiques et temporelles sur les conditions du pic P-T, liées au maximum d'implication de la croûte continentale dans la subduction Kobuk, posent des problèmes pour les scénarios évolutifs de l'orogénèse brookienne. En d'autre terme, l'âge de la collision est trop imprécis pour effectuer des reconstructions tectoniques fiables. Les processus d'exhumation des chaînes internes toujours en débat (c.à.d. un empilement syn-collisionnel ou un détachement extensif post-collisionnel par un core complexe métamorphique ; Fig.1.38) et ainsi l'ampleur de l'extension post-orogénique, totalement inconnue, ne permet qu'une très approximative rétrodéformation du prisme orogénique. Les scénarios des reconstructions géodynamiques basées sur ces modèles montrent ainsi des conditions aux limites soit extensives ou soit compressives lors de la création du prisme orogénique variant essentiellement sur l'âge de la fin de la convergence.

Ces reconstructions géodynamiques modifient drastiquement les scénarios paléogéographiques au cours du Crétacé : **les conditions aux limites sont-elles en convergence ou en divergence ?** La question la plus importante concernant l'évolution géodynamique de l'orogénèse brookienne reste l'histoire P-T-t des unités internes HP/BT (Fig.1.38). L'acquisition de nouvelles contraintes temporelles, structurales, thermiques et pétrographiques au sein de ces unités devrait nous permettre de compléter les données déjà établies, en vue de privilégier le modèle le mieux contraint.

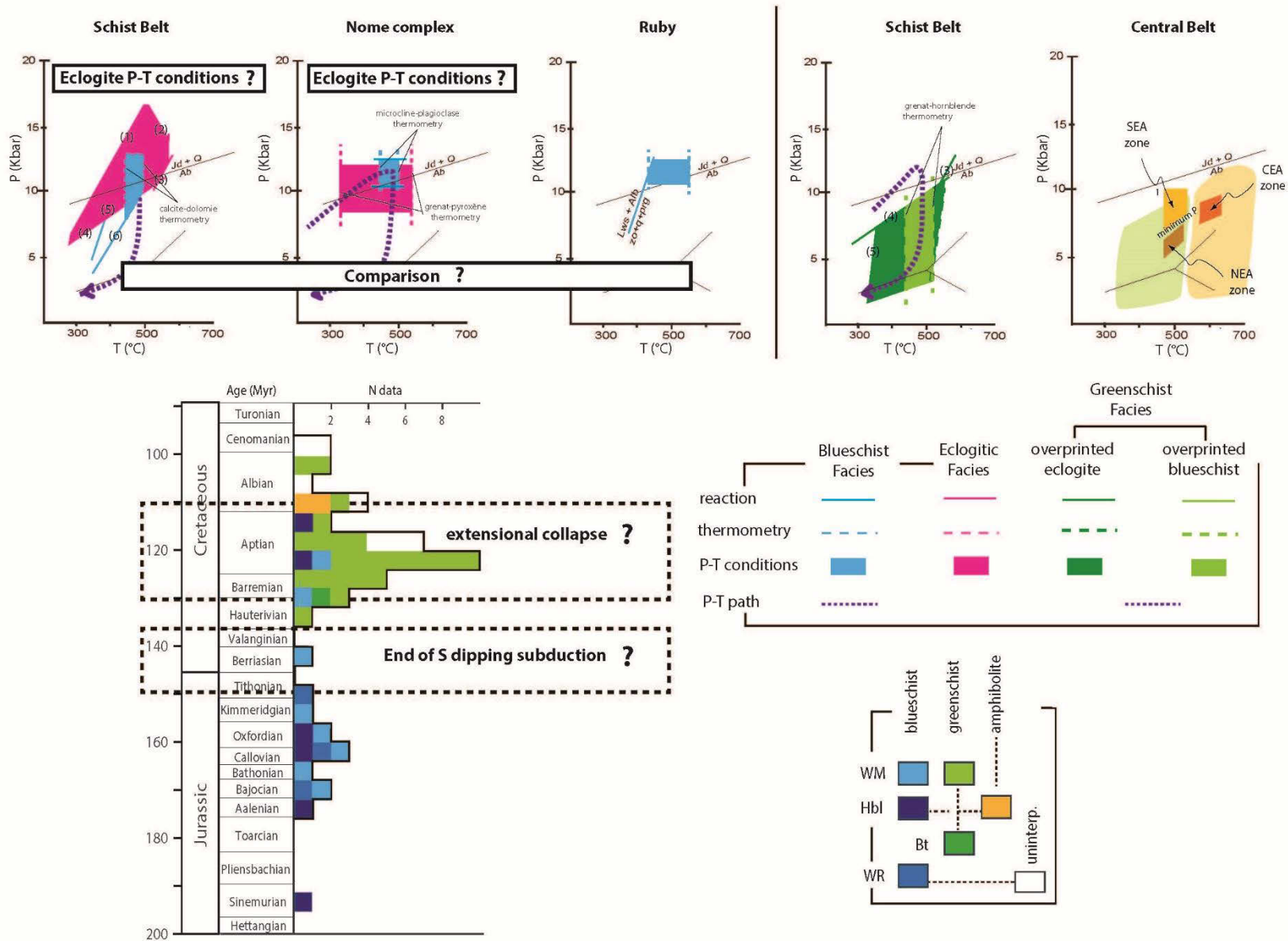


Figure 1.38 : voir ci-dessous.

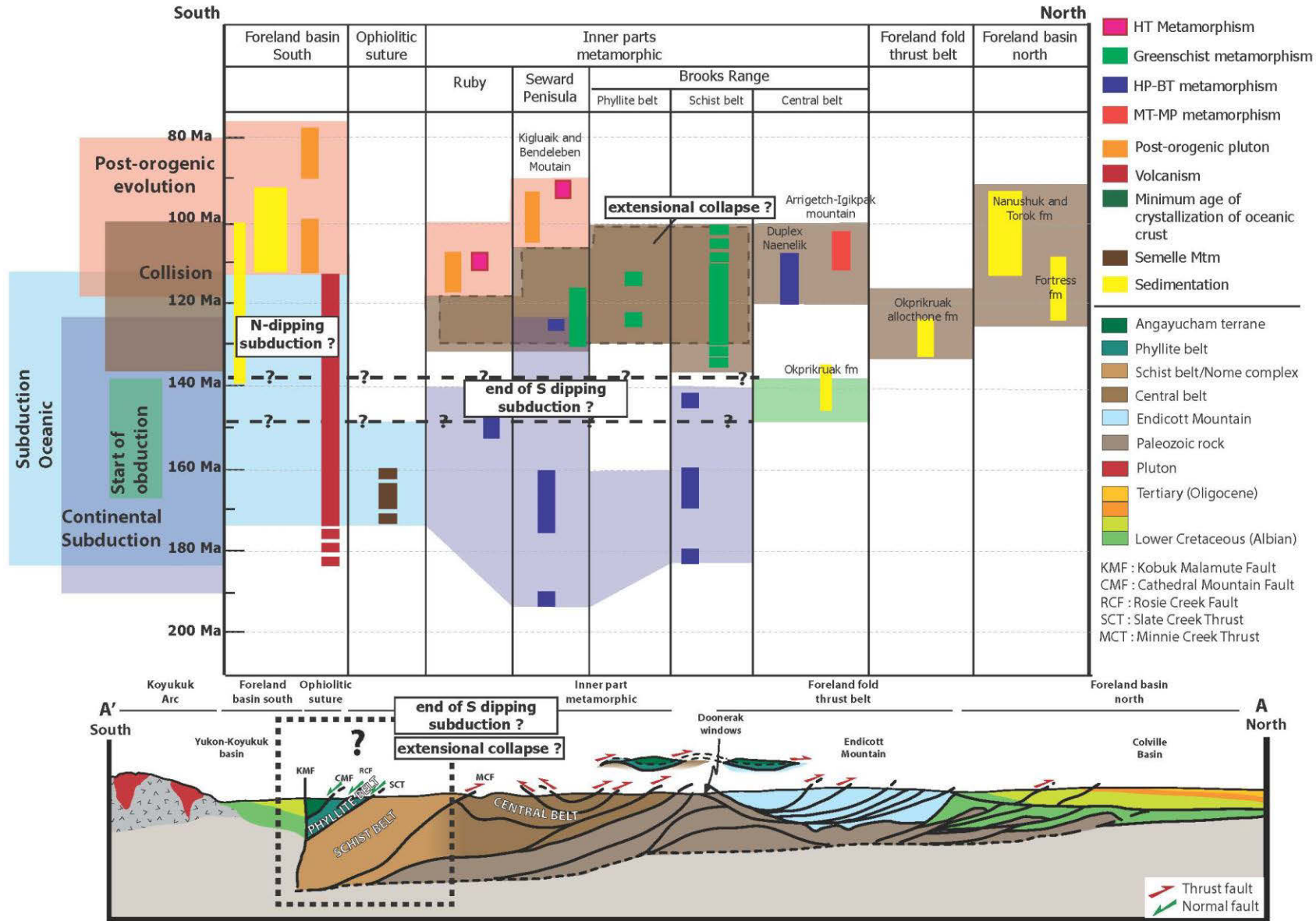


Figure 1.38 bis : Récapitulatif de l'ensemble des contraintes métamorphiques et temporelles affectant chaque unité, pour l'orogénèse Brookienne. Cette figure montre l'évolution des processus affectant la chaîne au cours du temps, du Sud au Nord. Deux interrogations sont soulignées. Ces interrogations sont des contraintes importantes modifiant les scénarios des reconstructions géodynamiques.

4 Problèmes et grandes questions liées à l'évolution du bassin canadien et des structures alaskanes

Le Bassin canadien fait actuellement l'objet de débats autant à propos de la nature de sa croûte, que de l'âge de son ouverture. **Une question majeure concernant la structuration du bassin canadien est celle de l'âge de la discordance majeure.** Elle pourrait apporter une contrainte directe sur la fin du rifting et le début de l'océanisation. Les récentes études sur les marges continentales et les profils sismiques existant sur les marges adjacentes à ce bassin pourraient permettre, aujourd'hui, de mieux contraindre cette discordance.

Selon les modèles paléogéographiques proposés, les marges du bassin canadien sont tantôt extensives, tantôt transformantes. L'étude de leurs structures et de leurs chronologies détaillées est un facteur préalable à la discrimination des modèles plausibles. La marge nord-alaskane, et plus particulièrement la chaîne des Brooks, se révèle d'une importance cruciale, car elle fait le lien entre le bassin lui-même et le moteur hypothétique de son ouverture dans les récents modèles d'ouvertures (modèle d'ouverture en contexte divergent avec un pôle de rotation dans le delta du Mackenzie) ; (Fig.1.39). Dans le cadre de cette hypothèse, plusieurs questions se posent. **Est-ce que le calendrier d'ouverture du bassin canadien est compatible avec le calendrier orogénique de la péninsule d'Alaska en termes de conditions aux limites ?** En d'autres termes, est ce que le début de l'ouverture est synchrone d'une phase d'extension dans la péninsule alaskane ? Est-ce que l'initiation de la collision dans les Brooks est marquée par une compression dans le bassin ? **Les phases d'enfouissement et d'exhumation dans les zones internes des chaînes de montagne sont des bons marqueurs des conditions aux limites passées du prisme orogénique, si on arrive à séparer les structures syn-collisionnelles des structures post-collisionnelles (Jolivet et Goffé, 2000, Jolivet et al., 2008).** L'acquisition de nouvelles contraintes au sein de ces unités permettrait de contraindre de façon indépendante l'évolution des conditions aux limites de la chaîne de Brooks et d'apporter de nouvelles données à la discussion des modèles proposés (Fig.1.39).

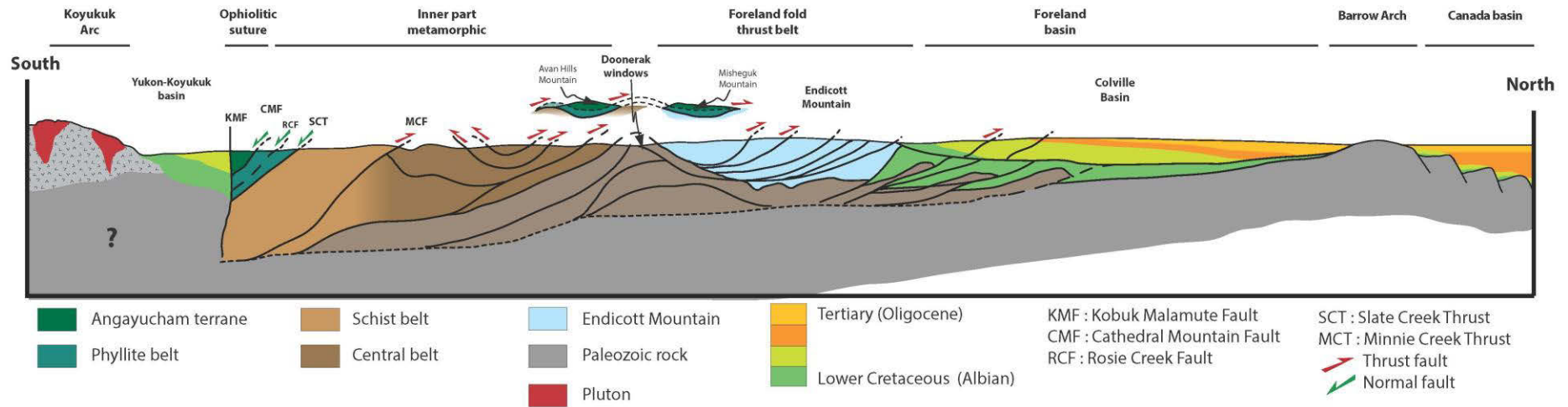


Fig.1.39 : Coupe schématique de l'ensemble de la chaîne de Brooks jusqu'à la marge nord-alaskane du bassin canadien (modifiée d'après Gottschalk, 1990).

Chapitre II

Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse brookienne sur les marges du bassin canadien ?

Sommaire

1	<i>Introduction</i>	85
2	<i>Formations des marges passives continentales et transition océan-continent</i>	86
2.1	Formations des marges continentales passives	86
2.2	Transition océan-continent	89
3	<i>Rappel sur le contexte régional du bassin canadien et études antérieures de la marge nord-alaskane</i>	89
4	<i>Réinterprétation des données sismiques dans la bibliographie</i>	90
5	<i>Interprétations des données sismiques disponibles sur les marges du bassin : le problème des discordances majeures</i>	93
5.1	Données disponibles et utilisables	93
5.2	Sélection des profils onshore/offshore	93
5.3	Interprétation sismiques de la marge des îles arctiques canadiennes	95
5.4	Interprétation sismiques de la marge nord-alaskane	95
5.5	Interprétation et discussion des discordances majeures hautérienne et albiennaise : un problème non résolu	111
5.6	Interprétation et discussion de l'enregistrement sédimentaire sur la marge nord-alaskane : enregistrement d'une réponse sédimentaire de l'orogénèse brookienne précoce	111

Ce chapitre constitue une interprétation de l'enregistrement sédimentaire des marges du bassin canadien dans le cadre de deux problématiques : (1) l'existence d'un enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse brookienne sur les marges du bassin canadien et (2) l'existence d'un diachronisme entre les « breakup-unconformity » alaskane et canadienne. Nous commencerons par une rapide synthèse de la description du rifting et des marges passives. Description permettant, par la suite, une caractérisation de la marge passive nord-alaskane et un rappel des caractéristiques de l'histoire du bassin canadien. Nous nous concentrerons ensuite sur la réinterprétation sismique de l'histoire du rifting et plus particulièrement sur les deux phases de rifting évoquées dans la littérature. La dernière partie présentera la description, l'interprétation et la discussion des profils sismiques sur l'enregistrement sédimentaire présent sur les marges du bassin canadien et plus précisément sur la marge nord-alaskane.

II - Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse brookienne sur les marges du bassin canadien ?

Cette étude permet de décrire l'enregistrement sédimentaire de la marge nord-alaskane et de montrer un changement ponctuel des conditions aux limites à une période précise et courte dans l'histoire du rifting. Cette contrainte est d'une importance cruciale pour la réalisation de modèles paléogéographiques valides. Par contre, on ne peut apporter une réponse claire sur la discordance de la « breakup unconformity ».

1 Introduction

Les études structurales et sismiques concernant la marge passive nord-alaskane n'ont jamais décrites, ni même évoquées de structure liée et/ou résultant de la phase précoce de l'orogénèse brookienne. Ainsi, il semblerait qu'il n'y ait eu aucun impact de cette orogénèse précoce sur la marge passive nord-alaskane du bassin canadien possédant pourtant une histoire concomitante et constituant la marge sud actuelle du bassin. Ces faits pousseraient à dire qu'il existe un découplage de l'histoire tectonique du bassin au nord et de la déformation intra-cordillère de la péninsule alaskane. Pourtant les récents modèles d'ouverture du bassin canadien impliquent un mécanisme de changement de polarité de la subduction proto-pacifique, en lien avec la fermeture d'un océan (Kobuk) impliquant la création de l'orogénèse brookienne (Plafker et Berg, 1994 ; Nokleberg et al, 2000 ; Shephard et al., 2013). Ces modèles impliquent un couplage Mésozoïque entre l'orogénèse brookienne situé sur la marge nord AAC et l'ouverture du bassin canadien.

L'étude sismique de la marge se révèle nécessaire pour confirmer ou infirmer l'existence d'un marqueur sédimentaire de l'orogénèse brookienne dans l'ouverture du bassin canadien au Mésozoïque. Cette étude sismique est à compléter avec le travail de thèse de Maelianna Bigot-Buschendorf, (2016) pour la compréhension de l'étude dans son intégralité

Cette réponse sédimentaire ne peut que se situer lors de la phase de rifting, appelée anté-« breakup unconformity » ou encore « Lower Cretaceous Unconformity » (LCU) au nord de la marge alaskane. En d'autres termes, elle se situe dans les sédiments syn-rift antérieurs à la mise en place d'une discordance majeure (« breakup unconformity ») marquant la mise en place de la croûte océanique. Or un diachronisme est observé entre la discordance majeure décrite dans la bordure ouest des îles canadiennes (Albien-Cénomaniens), celle du delta du McKenzie (Albien-Cénomaniens) et celle décrite le long de la marge nord-alaskane (fin Hautérien) (Chap. 1.1). La « breakup unconformity » définie sur des anciens critères dans les années 90 (Embry et Dixon, 1990), ne permet pas de contraindre l'âge précis de la fin du rifting (Chap.1.1). Cependant, de récentes études sur les marges continentales mettent en avant une nouvelle compréhension et une complexification de ces systèmes (Manatschal et al., 2004 ; Franke et al., 2011 , Autin et al., 2010). Ainsi, il existe une phase précédant la mise en place de la croûte océanique : la transition océan-continent (TOC), marquée par des sédiments appelés syn-TOC. A la vue de ces récentes études, l'interprétation des profils sismiques le long des marges du bassin canadien, pourrait permettre de mieux comprendre et contraindre la « breakup unconformity ».

2 Formation des marges continentales passives et transition océan-continent

2.1 Formations des marges continentales passives

2.1.1 Le rifting

Les rifts sont des zones d'extension majeure, marqués par un amincissement de la lithosphère. Ils sont caractérisés par des systèmes de failles normales (souvent listriques) impliquant principalement la croûte. Ces systèmes bordent des séries de horsts et de grabens. Dans certains cas, ils peuvent former des vallées asymétriques dites « demi-grabens ». La croûte inférieure peut fluer durant l'extension continentale et le rifting peut être asymétrique.

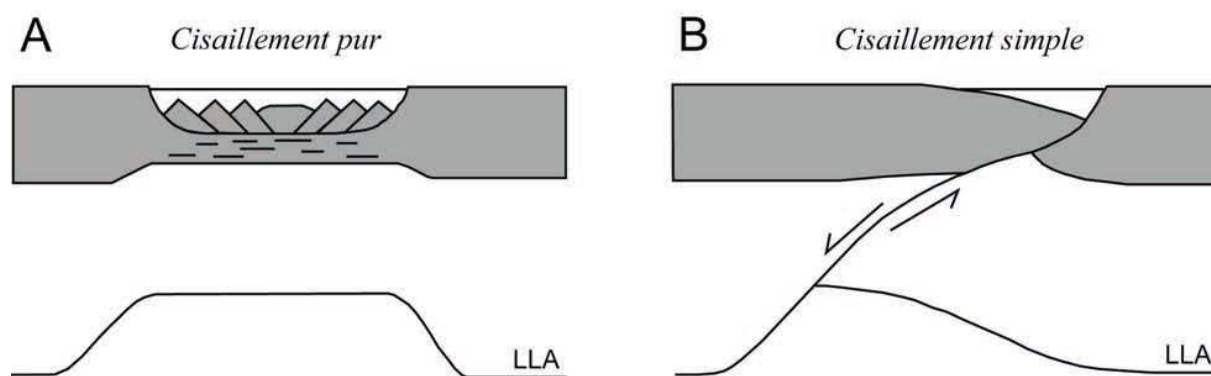
Les rifting peuvent être actifs ou passifs. Ils sont dits actifs si leur moteur est lié à la remontée d'un panache d'asthénosphère chaud. Inversement, ils sont dits passifs si leur moteur est lié à une traction de la lithosphère exercée par le mouvement relatif des plaques tectoniques (forces aux limites et géométrie des plaques). La différenciation entre rifting actif et passif est donc souvent directement reliée au type des marges passives : volcaniques ou non volcaniques. En effet, la quantité de matériel volcanique mise en jeu lors des rifting actifs est considérablement supérieure à celle mise en jeu lors des rifting passifs. Néanmoins, il est de plus en plus courant de parler de marge passive peu volcanique (« magma-poor margin ») plutôt que non volcanique. Les marges non volcaniques sont relativement rares : environ 90% des marges passives sont volcaniques contre 10% peu volcaniques ou non volcaniques (Menzies et al. 2002).

La marge nord-alaskane présente les caractéristiques d'une marge non volcanique possédant donc un rifting passif (moteur engendré par la géométrie et les forces aux limites des plaques).

2.1.2 Les mécanismes d'extensions

Le mécanisme de formation des marges passives est encore mal connu. Plusieurs modèles de cisaillement affectant la lithosphère sont généralement proposés : cisaillement pur (McKenzie, 1978a) ou simple (Wernicke, 1985) ou une combinaison des deux (Fig.2.1). Cela revient à considérer soit un rifting symétrique, soit asymétrique à l'échelle de la lithosphère.

Le modèle d'extension par cisaillement pur (McKenzie, 1978a) correspond à une évolution symétrique de la zone de rift continental. Selon cette hypothèse, le modèle repose sur une extension uniforme et rigide de la lithosphère et de la croûte, accompagnée d'une remontée passive de l'asthénosphère. Le modèle d'extension par cisaillement simple (Wernicke, 1985) fait intervenir une zone de cisaillement unique à l'échelle lithosphérique (Fig.2.1). L'étirement de la lithosphère est ainsi variable en fonction de la profondeur, et les amincissements crustaux et lithosphériques ne sont pas superposés.



LLA : Limite Lithosphère-Asthénosphère

Figure 2.1 : A. Le modèle d'extension par cisaillement pur. Le rift est symétrique, d'après McKenzie, 1978. B. Modèle d'extension par cisaillement simple. Le rift est asymétrique en surface et en profondeur, d'après Wernicke, 1985. Figure d'après Autin (2008).

Mais il s'avère que ces modèles restent insuffisants pour refléter toute la complexité des processus mis en jeu. Notamment les observations d'étirement variable avec la profondeur (Davis et Kusznir, 2004) et les mouvements verticaux ne sont pas parfaitement expliqués par ce type de modèles. Ces phénomènes ont pourtant des implications importantes sur l'histoire thermique et l'histoire de la subsidence des bassins et des marges. Ces informations sont notamment importantes dans le cadre de la modélisation de la maturation des hydrocarbures.

Des modèles mixtes ont ainsi vu le jour pour essayer d'expliquer au mieux la plupart des observations. Ils combinent les deux types de cisaillement à des échelles plus réduites ou en les faisant se succéder. Ces nouveaux modèles peuvent être séparés selon que leur développement est symétrique ou asymétrique (e.g McKenzie, 1978 ; Brun et Beslier, 1996).

Les modèles symétriques contrairement au modèle de McKenzie (1978), induisent un étirement variable en profondeur au sein de la lithosphère. Différentes combinaisons des modes de cisaillement simple et pur ont été décrites dans la littérature (e.g Brun et Beslier, 1996; Nagel et Buck, 2007). Les modèles asymétriques montrent que l'asymétrie des rifts n'est pas obligatoirement synonyme d'une évolution en cisaillement simple. Ils mettent en jeu un ou plusieurs grands détachements affectant la croûte et le manteau lithosphérique.

De nombreux modèles conceptuels mettent en jeu des mécanismes asymétriques pour la formation des marges passives, comme les études sur la marge de la Galice (Boillot et al. 1987; Manatschal & Bernoulli 1999) et sur la marge fossile alpine (Manatschal 2004).

2.1.3 Les marges continentales passives

Les marges passives représentent un domaine de transition entre la croûte continentale et la croûte océanique. Elles sont généralement caractérisées par des gradients thermiques en profondeur normaux. Elles se caractérisent par la présence de failles normales à fort pendage, délimitant des blocs basculés, des horsts et des grabens. Ce substratum faillé comprend les

sédiments anté-rift. Sur ces blocs, on trouve des séquences sédimentaires en éventails appelées sédiments syn-rift. Des prismes sédimentaires marins d'épaisseurs croissants vers le large recouvrent ce système en discordance, ce sont les sédiments post-rift. Les sédiments post-rift sont typiquement marqués par une déformation tectonique sous contrôle gravitaire. Les sédiments syn-rift et post-rift sont séparés par une discordance appelée discordance post-rift (« breakup unconformity »).

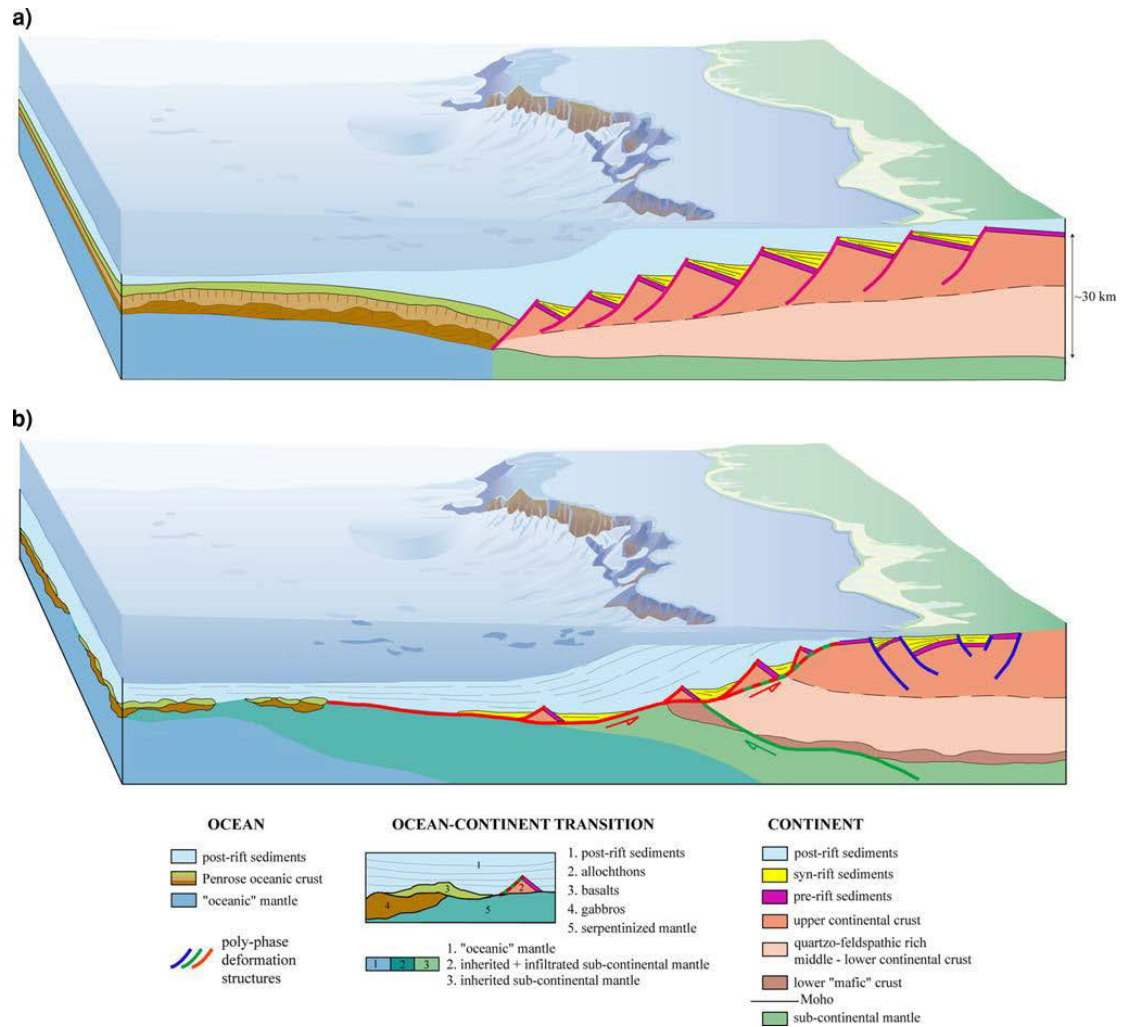


Figure 2.2 : Représentations schématiques de marges passives peu ou pas volcaniques. (a) Représentation classique montrant l'architecture des sédiments anté, syn et post-rift sur la croûte continentale uniformément étirée, affectée par des failles normales à fort pendage dans la croûte supérieure et de déformation ductile dans la croûte inférieure. (b) Représentation moderne montrant une architecture complexe de la transition océan-continent acquise lors d'une déformation polyphasée résultant de l'exhumation du manteau le long de failles de décollement à la base de la croûte. Les croûtes continentale et océanique sont séparées par une zone de manteau subcontinentale exhumée (Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009).

2.2 Transition océan-continent

La breakup-unconformity est une surface de discordance majeure, marquant l'apparition d'une croûte océanique, séparant les sédiments syn-rift et post rift. Cependant, les études récentes sur les marges continentales montrent qu'une phase tectonique majeure précède la mise en place de la croûte océanique, le domaine océan-continent (TOC), enregistrée par des sédiments appelés syn-TOC qui se déposent entre les séquences classiques définies comme syn-rift et post-rift. La transition océan-continent ou TOC est un domaine transitionnel assurant le passage d'une croûte continentale amincie à une croûte océanique au niveau des marges passives non volcaniques. Sa formation est donc contemporaine de la déchirure continentale. Ce domaine se forme avant le début de l'accrétion océanique. Bien que cette zone soit reconnue depuis longtemps, sa formation et sa composition font toujours l'objet de discussion.

Sur les marges volcaniques, d'épaisses unités assimilées à la LCC (« Lower continental crust ») sont sous-plaquées à la base de la croûte et la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique est brutale. On parle alors de limite océan-continent, sans domaine transitionnel. Sur les marges non volcaniques, et lorsque la nature de la TOC est connue, certains auteurs parlent de limite océan-continent car le matériel qui la compose est soit d'origine continentale (croûte ou manteau supérieur) soit d'origine océanique (Fig.2.2). Néanmoins lorsque la nature même de la TOC n'est pas connue, la seule possibilité est de décrire ce domaine transitionnel comme ayant des caractéristiques intermédiaires entre celles de la croûte continentale amincie et celles de la croûte océanique.

Plusieurs hypothèses existent quant à sa nature et son mécanisme de mise en place : (1) une croûte continentale amincie et intrudée par du manteau (Whitmarsh et Sawyer, 1996a) comme la marge nord du Svalbard (Geissler et Jokat, 2004); (2) un manteau supérieur serpentinisé et exhumé mécaniquement sous la zone de rift, avec une exhumation symétrique (Beslier et al., 1996b) ou asymétrique (Boiloot et al., 1987 ; Manatschal, 2004) pouvant être appelée ZECM (Zone of exhumed Mantle) (Manatschal, 2004) ; (3) une croûte océanique formée au niveau d'une dorsale océanique ultra lente (Whitmarsh et Sawyer, 1996a ; Sibuet et al. 2007).

3 Rappel sur le contexte régional du bassin canadien et études antérieures de la marge nord-alaskane

Le bassin canadien constitue la partie sud du bassin amériasién. Il est bordé au sud par la marge nord-alaskane, à l'ouest par le plateau tchoutchke (« Chukchi Borderland»), à l'est par la bordure nord des îles canadiennes arctiques (Île de Banks, île du Prince Patrick...) et au nord par les rides Alpha et Mendeleïev et la province volcanique du Haut-Arctique (HALIP). La structure géophysique est peu décrite en raison d'une banquise permanente et une épaisseur de couverture sédimentaire importante (4 à 11km). Seule une anomalie gravimétrique linéaire laisse supposer la présence d'une ride éteinte (cf. chap. I.1). La phase de rifting a commencé, il y a 195 Ma dans le fossé de « Kugmallit », au sein du delta du McKenzie (Grantz et al., 2011) et s'est poursuivie jusqu'à au moins 130-100Ma, respectivement du côté alaska et canadien, marquée et définie par une discordance majeure la « breakup unconformity » sujette à débat (Grantz et al., 2011 ; Embry et Dixon, 1990) ; (cf. chap. I.1).

L'extension de la croûte océanique est aussi sujette à débat. L'âge et la nature de la croûte sont ambiguës marquées par de faibles anomalies magnétiques interprétées comme soit fin berriasiennes (142.5 : Alvey et al., 2008), soit fin hautériennes (131.5 -129.5 Ma ; Chrons M04n-Mn02n : Grantz et al., 2011, Hutchinson et al., 2015) ou soit post-albiennes (Sweneey, 1985) ; (cf. chap. I.1). Plusieurs modèles d'ouverture ont été proposés afin d'expliquer l'origine de ces marges. Le modèle commun suppose que le bassin canadien a été ouvert dans une position arrière-arc au sud de AAC (« Arctic Alaska-Chukotka ») avec un pôle de rotation situé dans le delta du McKenzie (Grantz et al., 1979 ; Halgedahl et Jarrard, 1987) suivant un changement de polarité de la subduction de pendage sud (de type Arctique) à nord (de type Pacifique) ; (Plafker et Berg, 1994 ; Shephard et al., 2013).

Les études antérieures de la marge nord-alaskane (e.g. Houseknecht et Bird, 2011 ; Moore et al., 1992) ont décrit et nommé plusieurs séquences stratigraphiques liées à l'ouverture du bassin canadien et à l'orogénèse brookienne (cf. chap. I.1). Ainsi, la séquence brookienne présente des dépôts sédimentaires provenant du sud comme issus du démantèlement et de l'avancée structurale au nord de la chaîne de Brooks. Elle reflète aussi les sédiments post-rift au sein du bassin canadien. Grantz et al., 2011 définit cette séquence d'âge Holocène au Barrémien moyen (127.5 Ma), limite inférieure obtenue par l'estimation de l'océanisation. Généralement, la limite inférieure est définie par la LCU (« Lower Cretaceous unconformity »), âgée de 130 Ma (sommet de l'Hautérien). La séquence beaufortienne définit la séquence sédimentaire syn-rift du bassin de 130 Ma à 195 Ma au sein du delta du McKenzie (Grantz et al., 2011) et ~180 Ma au nord de l'Alaska (« Simpson sand » : Houseknecht et Bird, 2004 ; Gottlieb et al., 2014) ; (cf. chap. I.1). Cette séquence sédimentaire a été décrite comme marquant deux phases de rifting (Houseknecht et Bird, 2004 ; Hubbard et al., 1987) ; (cf. chap. I.1). La séquence ellesmerienne définit la séquence anté-rift antérieure à 195 Ma constituée de la formation inférieure du « Kingak » et de la formation « Shublik ».

4 Réinterprétation des données sismiques dans la bibliographie

Dans la formation « Kingak », Houseknecht et Bird (2004) ont décrit des séquences sédimentaires définissant deux épisodes de rifting successifs et distincts (séquence K2 : âge Oxfordien-Kimmeridgien et séquence K4 : âge Hautérien) ; (cf. chap. I.1). Cette interprétation de Houseknecht et Bird (2004) est essentiellement basée sur celles de Hubbard (1987) dans « la région des 1002 ». L'analyse des données sismiques dans cette région a permis de définir plusieurs mégaséquences qui mettent en évidence une première extension « échouée » liée à des failles à pendage sud dans la méga-séquence 4 (début Bathonien : ~175 Ma, avant réinterprétation des réflecteurs) puis une deuxième extension dite « aboutie » avec la mise en place de failles à pendage nord, intra-mégaséquence 5-(mi-Hautérien à fin Aptien : 144-113 Ma, avant réinterprétation des réflecteurs) ; (Hubbard, 1987).

La coupe schématique d'Hubbard et al., (1987) ; (Fig.2.3) montre en effet deux générations de failles, l'une à pendage sud cachetée par l'horizon 144 et l'autre à pendage nord cachetée par l'horizon 113, menant à l'interprétation d'un rifting en deux temps. Pourtant, les figures détaillées d'Hubbard et al., (1987) montrent un signal plus complexe. Le début du rifting est bien marqué par l'horizon 175 sur les profils sismiques. Il est montré par des variations d'épaisseurs sédimentaires situées au-dessus de cet horizon comme observé sur les profils 2 et 3.

Des failles à pendage sud sont bien cachetées par l'horizon 144 comme sur le profil 2 mais elles sont aussi cachetées par l'horizon 128 comme sur le profil 1 (Fig.2.3), voir même cachetées par l'horizon 113 comme sur le profil 3 (Fig.2.3). Les failles à pendage nord sont bien cachetées par l'horizon 113, marquant la fin du rifting montrée sur les 4 profils. Enfin, des variations d'épaisseurs sédimentaires sont aussi observées de l'horizon 175 jusqu'à l'horizon 113, visible sur les quatre profils. Il semble donc que les mêmes données puissent être interprétées en un continuum d'extension commençant des ~170 Ma jusqu'à 113 Ma.

Avec les réinterprétations des réflecteurs et des séquences sédimentaires nommées K2 et K4 (représentant une activité tectonique et épisodique typique d'un rifting : cf. chap. I.1) par Houseknecht et Bird (2004), on peut interpréter le rifting comme un continuum d'extension de ~160 Ma à 130 Ma et non comme deux rifting distinct et succincts. Le début du rifting ne peut être mieux précisé car de nombreuses incertitudes sur l'âge des grès constituant K2 existent, surtout dues à la rareté des fossiles et leurs remaniements lors des épisodes transgressifs décrits par Houseknecht et Bird (2004) ; (cf. chap. I.1). La "quiescence" de la séquence K3 (système régressif mais ne marquant qu'une activité tectonique faible (cf. chap. I.1) pourrait bien être le résultat d'un contrôle eustatique global ou un signal régional de plus grande amplitude (?).

II - Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse brookienne sur les marges du bassin canadien ?

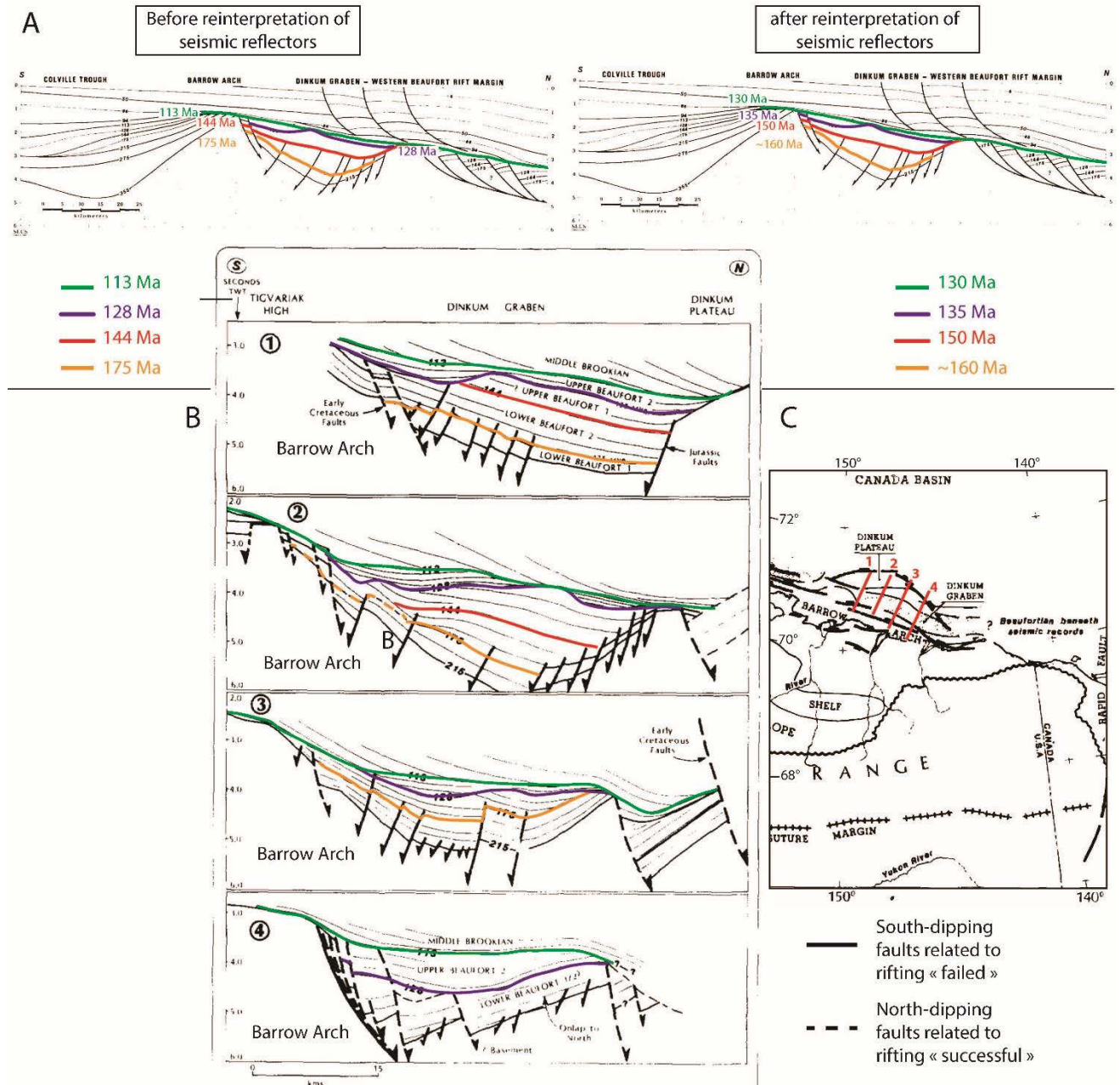


Figure 2.3 : A : Coupe schématique du bassin de Colville allant jusqu'au graben de « Dinkum » et à l'Ouest du Beaufort, montrant la configuration des discordances et des mégaséquences. L'âge des discordances régionales est en millions années. Les âges des réflecteurs sont issus de Houseknecht et Bird, 2004 (modifiée d'après Hubbard et al., 1987). B : Transect Nord-Sud à travers le graben de « Dinkum » de l'est à l'ouest dans la zone des 1002, au nord de la marge alaskane (modifiée d'après Hubbard et al., 1987). C : Carte géographique de l'emplacement des profils sismiques au nord de l'Alaska (modifiée d'après Hubbard et al., 1987).

5 Interprétations des données sismiques disponibles sur les marges du bassin

5.1 Données disponibles et utilisables

De nombreux profils sismiques onshore/offshore parcourent le bassin parallèlement et perpendiculairement à la marge nord-alaskane, canadienne ainsi que dans le delta du MacKenzie. Une seule ligne sismique, interprétée par Grantz et al., (2011), passe par le centre du bassin canadien. Plus de 300 puits sont géo-référencés dont 11 puits ont des profondeurs atteignant les discordances majeures, les deux « breakup unconformity » définies le long des marges alaskanes et canadienne, mais aussi les sédiments syn-rift, atteignant pour certain le socle d'âge Paléozoïque (sommet du Stéphanien).

5.2 Sélection des profils onshore/offshore

Les profils sismiques choisis sont calés grâce aux 11 puits évoqués ci-dessus. Le reste de l'interprétation sismique a été faite par croisement de profils. Le long de la marge nord-alaskane, on trouve 6 puits, tous offshore et répartis sur l'ensemble de la marge de l'ouest à l'est. Ce sont ainsi 10 profils sismiques perpendiculaires à la marge qui ont été observés et décrits dont 4 profils conservés et interprétés pour cette étude (Fig.2.4) ; (cf. II.5.4). De plus, 3 profils parallèles à la marge, dont 1 traversant le graben de « Dinkum », ont été aussi interprétés pour connaître la variation latérale sédimentaire et structurale (Fig.2.4). Le long de la marge arctique canadienne, on trouve 5 puits dont 2 puits offshore (Kilannak A-77 ; Angasak) et 3 puits onshore (deux sur l'île de Banks : Bap Harbour et Orksut ; et un situé sur la marge canadienne : Pikiolik) ; (Fig.2.4). Ce sont ainsi 11 profils sismiques qui ont pu être observés et décrits (cf. chap. II.5.3). **Pour des raisons de confidentialité des données, seuls les profils interprétés seront présentés dans cette thèse.**

II Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse brookienne sur les marges du bassin canadien ?

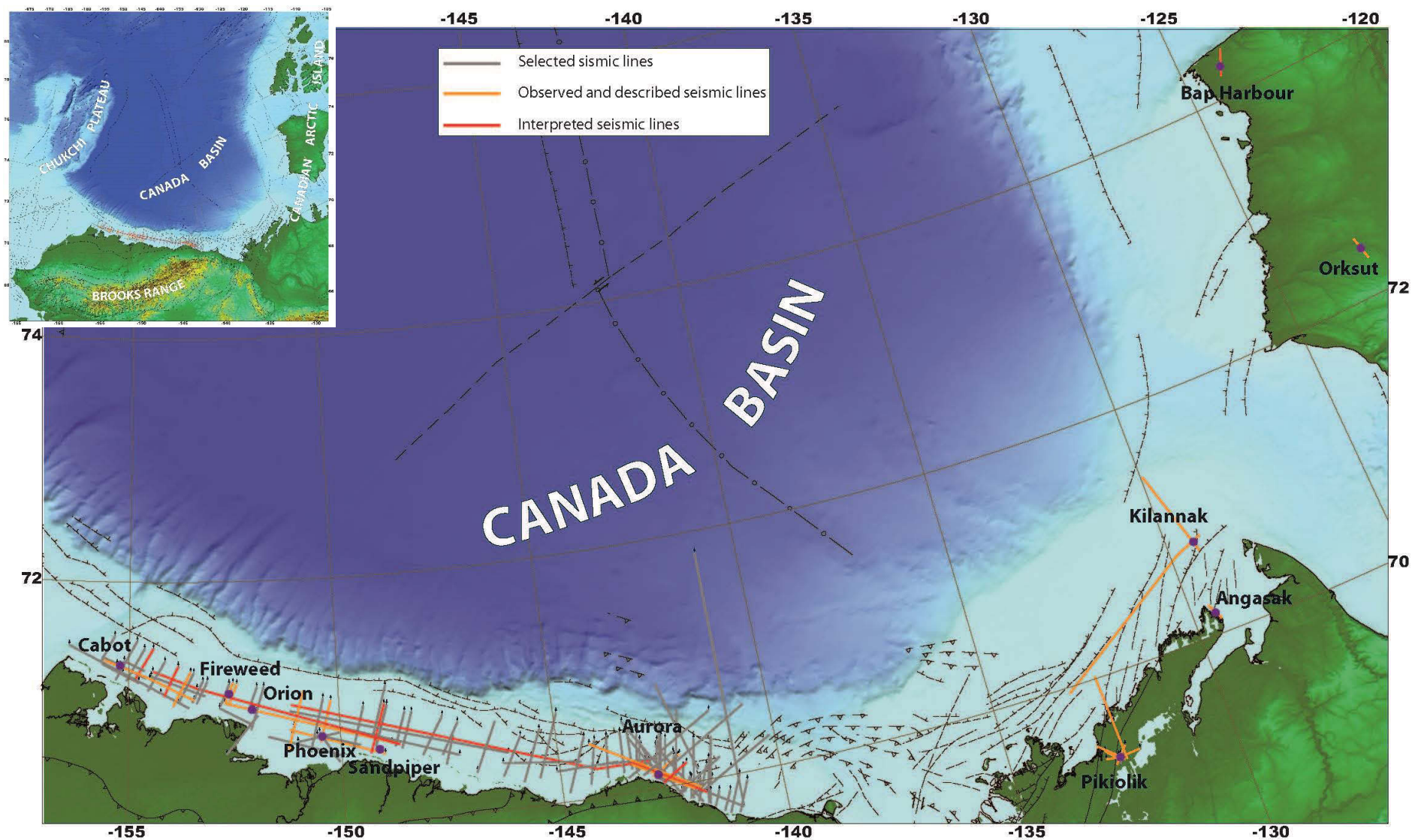


Figure 2.4 : Emplacement des profils sismiques et des puits le long des marges du bassin canadien Les puits sont représentés par des cercles violets. Projection en NAD83 Albers Equal Area.

5.3 Interprétation sismiques de la marge des îles arctiques canadiennes

L'interprétation sismique de la marge canadienne est rendue complexe, liée au peu de données et de contraintes en notre possession pour ma problématique d'étude (nombres de puits atteignant le Crétacé et le Jurassique, qualité et quantité des profils sismiques calés par un puit). Nous présenterons donc ici une interprétation préliminaire.

Sur tous les profils sismiques calés par un des cinq puits, on note l'absence de discordance majeure au toit de l'Albien, ne marquant seulement qu'un réflecteur de haute amplitude sur certain profil. On note l'absence de présence de Crétacé inférieur (Berriasien-Barrémien), de Jurassique et de Trias. Ces lacunes sédimentaires présentent l'impossibilité d'observer la discordance majeure nommée LCU définie au toit de l'Hautérvien du côté de la marge nord-alaskane et les sédiments syn-rift. On peut juste noter, la présence de Crétacé inférieur sur un profil calé par le puit Orksut (situé au sein de l'île de Banks), remplissant un bassin formé à cette époque, mais sans discordance visible.

La seule discordance visible est située sur un des profils calés par le puits Kilannak A77, montrant un âge fin Crétacé.

5.4 Interprétation sismiques de la marge nord-alaskane

5.4.1 Descriptions des puits

J'ai pu interpréter quatre profils perpendiculaires à la marge dans le cadre de l'étude de l'enregistrement d'un impact sédimentaire de l'orogénèse brookienne précoce au cours du rifting du bassin canadien. L'âge des horizons sismiques utilisé dans notre interprétation est principalement appuyé par trois puits (Cabot, Sandpiper, Aurora) et complété avec 3 autres puits (Fireweed, Orion, Phoenix). Ces puits montrent des profondeurs maximales de 5500 mètres (Aurora) ; (Fig.2.5). Les descriptions lithologiques des puits montrent les sommets des principales formations rencontrées et décrites sur la chronostratigraphique générale le long de la marge nord-alaskane (Houseknecht et Bird, 2011) ; (Fig.2.5). Au sommet des puits, formant la séquence brookienne, on note la présence de la formation gréseuse de « Torok » et leurs équivalents latéraux : les sédiments fins de la « Gamma Ray Zone », puis la formation des « Hue shales » qui font partie des roches-mères régionales, la formation silico-clastique fine de « Canning » et enfin la formation gréseuse de « Sagavanirktok » qui se dépose tout au long du Néogène (Fig. 2.5). Sous la séquence brookienne, on trouve la séquence beaufortienne, sédiments syn-rift, composée de la formation « Kuparuk », roche réservoir et variation latérale de la formation supérieure du « Kingak » (Kingak 3), datée du Jurassique au Crétacé inférieur (Fig. 2.5). Enfin, la partie basale sédimentaire des puits montre la séquence ellesmerienne, sédiments anté-rift du bassin canadien, composée, entre autres, des dépôts fins du « Shublik » riches en matière organique, datés du Trias, de la séquence de plateforme carbonatée du « Lisburne group » et finalement des dépôts deltaïques Permo-Triassique de la formation « Sadlerochit » (Fig. 2.5).

Ces 6 puits permettent d'avoir 10 horizons calés par un âge (nommée S : « surface »); (voir Fig.2.5). Ces calages pointent le sommet des étages : Thanétien (S1), Danien (S2), Maastrichtien (S3), Albien (S4), Barrémien (S5), Hautérivien (S6), Valanginien (S7), Oxfordien (S8), Rhétien (S9) et Stéphien (S10), et montrent la discordance majeure (D1) appelée « LCU » confondue généralement avec le sommet de l'Hautérivien. Plus précisément, le calage oxfordien (S8) est montré seulement sur le puits Cabot situé à l'ouest de la marge nord-alaskane (Fig.2.6). Le calage albien supérieur (S4) est seulement montré sur le puits Aurora situé à l'est de la marge nord-alaskane (Fig.2.6)

II - Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse Brookienne sur les marges du bassin canadien ?

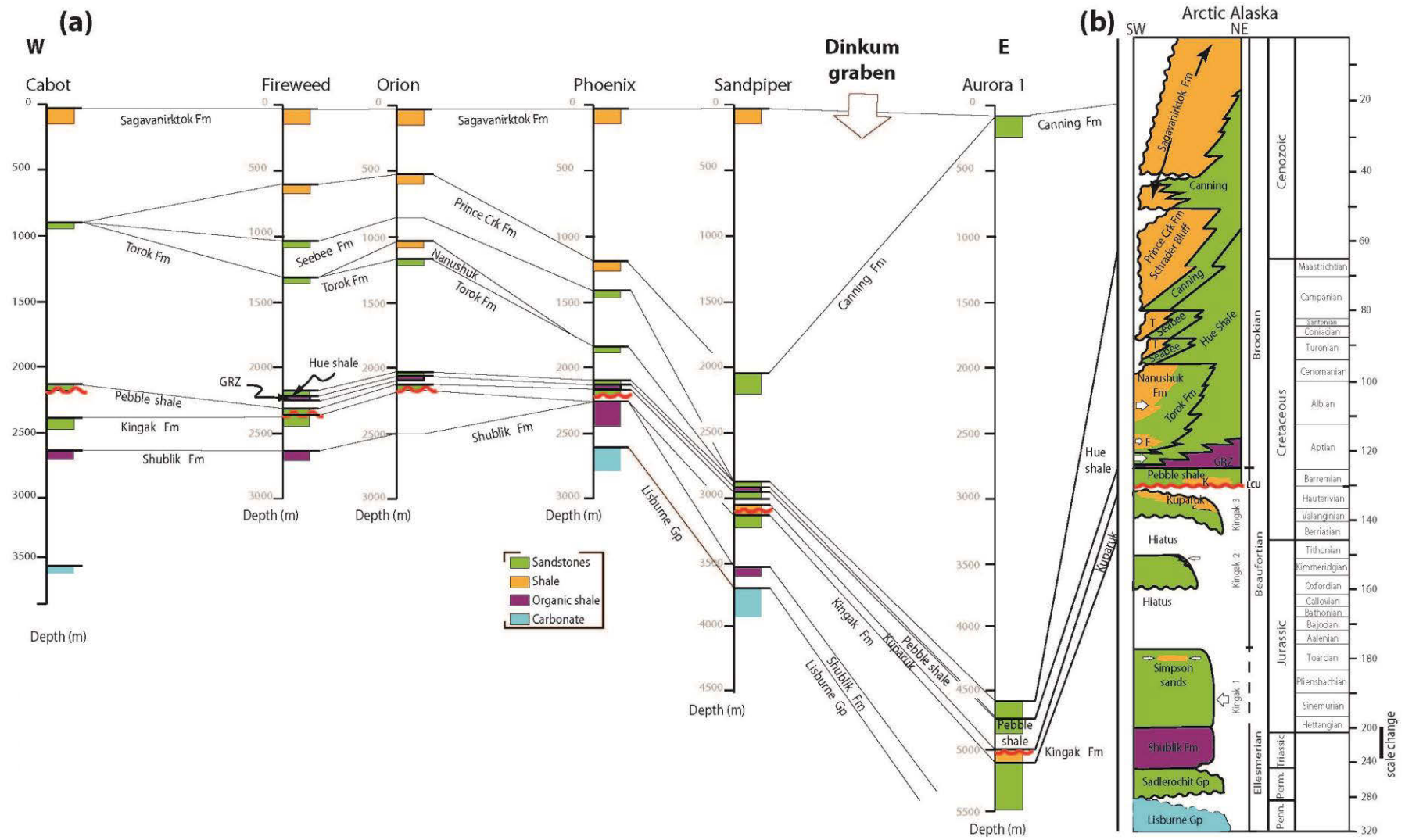
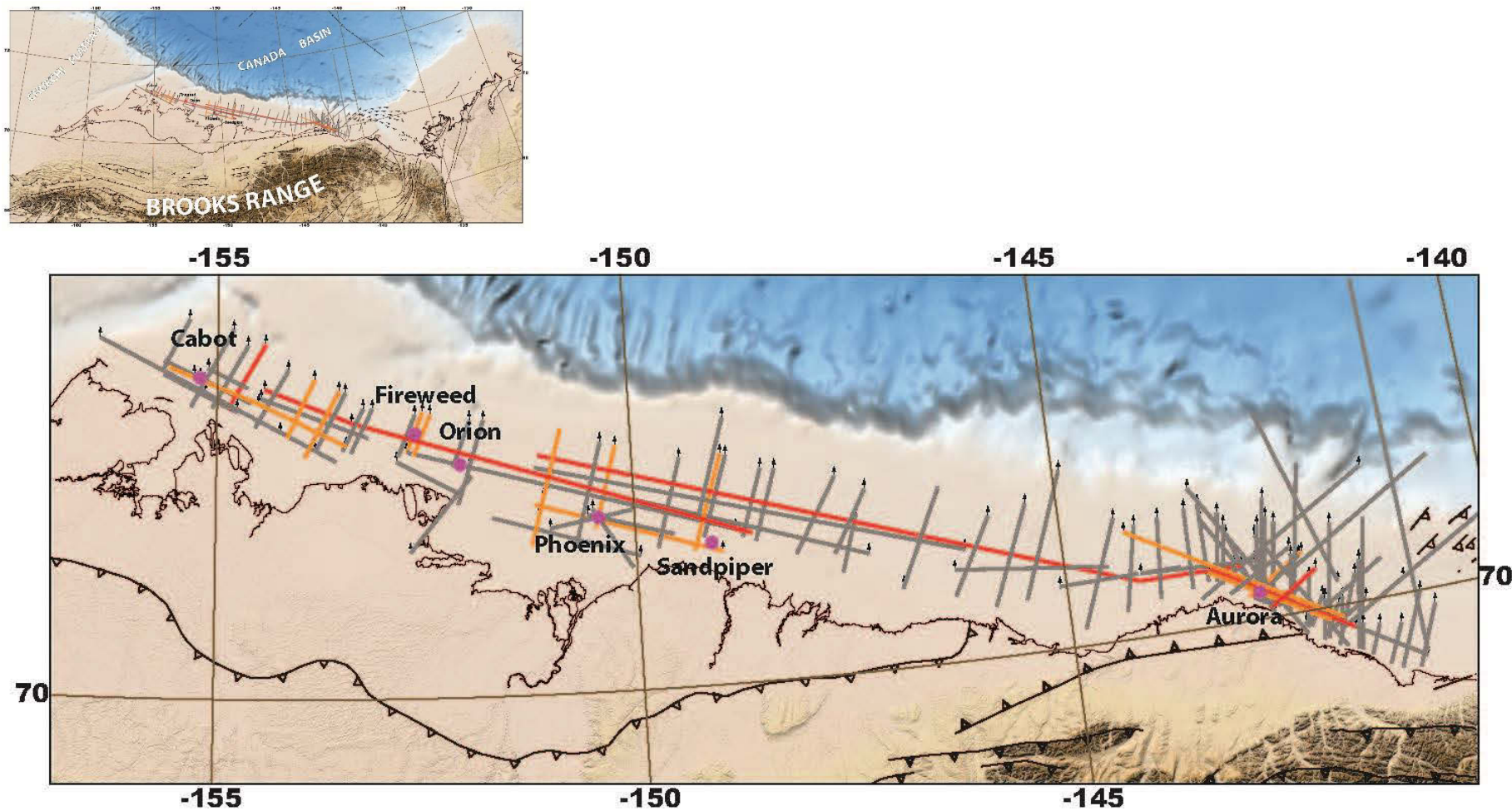


Figure 2.5 : (a) Log stratigraphique des puits utilisés pour l'interprétation des profils sismiques. Les puits sont placés géographiquement de l'Ouest (gauche) à l'Est (droite) afin de corréler les formations entre-elles. Les profondeurs des formations rencontrées au sein des puits proviennent de la base de données du « Geological Survey of Canada ». (b) Chronostratigraphie généralisée de la marge nord-alaskane décrivant les principales formations et noms des séquences. Notez que l'échelle verticale est comprimée pour le Paléozoïque et le Trias (Modifiée d'après Bird et Houseknecht, 2011).

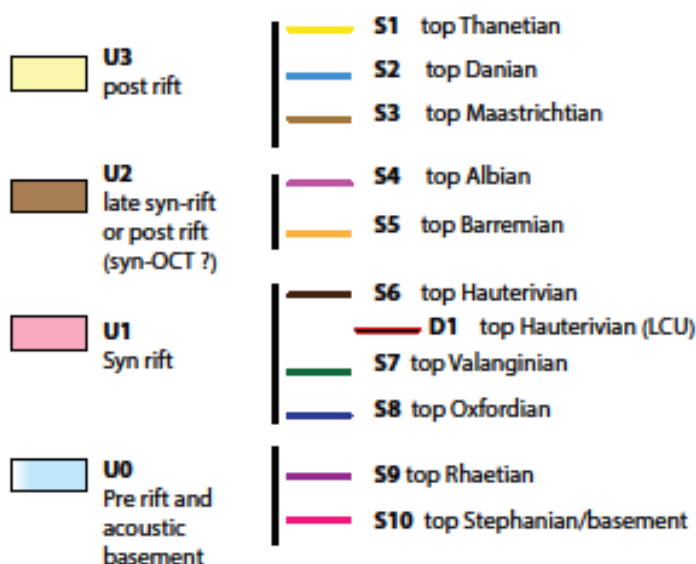
II - Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse Brookienne sur les marges du bassin canadien ?



5.4.2 Les profils sismiques

L'interprétation des profils sismiques est basée sur quatre principales unités : U0 : sédiments anté-rift et socle acoustique, U1 : sédiments syn-rift, U2 : sédiments syn-rift ou post-rift ou syn-TOC (?); (décrits par Helwig et al. (2011) le long de la marge canadienne) et U3 : sédiments post-rift.

L'unité U3 comprend les horizons S1, S2 et S3, unité séparée de l'unité U2 par la surface S4. L'unité U2 contient les horizons S4 et S5, séparée de l'unité U1 par la discordance D1 (« LCU »). L'unité U1 contient les horizons S6, S7, S8. Enfin, l'unité U0 montre les sédiments anté-rift contenant les surfaces S9 et S10.



Il a été choisi de ne pas se focaliser sur l'unité U3, celle-ci n'étant pas l'objet principal de notre étude. Sur 3 profils, cette unité montre une jeune séquence composée de réflecteurs parallèles, continus et linéaires. Elle semble bien stratifiée et non déformée. Pour le profil 3, cette séquence se prolonge jusqu'au réflecteur anté-S2 et post-S3 (soit entre 55 Ma et 61 Ma) et montre une épaisseur comprise entre 100 et 1500 ms temps double (TWT) (Fig.2.9). La partie inférieure de cette unité montre des réflecteurs continus, non déformés formant des terminaisons à la base de la première séquence en toplap, caractérisant ainsi un système progradant. Cette séquence se prolonge jusqu'à l'horizon S3 (65 Ma) pour le profil 1 et anté-S3 et post-S4 pour le profil 3. Cette unité ne montre pas ou peu de déformation tectonique (sauf pour le profil 1 montrant 2 failles Holocène), montrant des figures sédimentaires et des discordances visibles.

Profil 1

Ce profil est situé à l'ouest de la marge nord-alaskane, calé par des horizons du puit Cabot. Il est orienté SW-NE correspondant à une distance de 33,089 Km (Fig.2.7).

U0 : Sédiments anté-rift et socle acoustique

Le sommet du socle acoustique est souligné par l'horizon S10, correspondant à un fort réflecteur entre des réflecteurs subhorizontaux supérieurs indiquant des séries sédimentaires et un faciès inférieur chaotique. Il semblerait marquer le début des sédiments syn-rift (Fig.2.7).

U1 : Sédiments syn-rift

L'unité est clairement identifiable entre l'horizon S10 et la discordance D1, comprenant les horizons S8 et S7. Elle est située sur les blocs basculés, et est recoupée par de nombreuses failles. Les failles observées sont normales de direction SW-NE avec un rejet maximum de 400 ms temps double, augmentant en allant vers la marge distale. Une partie de ces failles s'enracine au sommet du socle (S10). De grandes failles tardives (Holocène) recoupe la partie supérieure de l'unité, décalant en un endroit la discordance D1, avec un rejet de 400 ms temps double (Fig.2.7).

L'unité U1 montre des réflecteurs discontinus (entrecoupés de failles) de grande amplitude et de forte fréquence. L'espace entre ces réflecteurs présente des amincissements, montrant des variations d'épaisseurs au voisinage des failles ou des blocs basculés. Il montre aussi une légère augmentation de l'épaisseur des sédiments en allant vers la marge distale, correspondant à une épaisseur maximale de 1700 ms en temps double. L'unité U1 repose sur l'unité U0 en onlap (Fig.2.7). Il est interprété comme une série sédimentaire syn-rift.

Cette unité est cachetée par la discordance D1. Elle montre un réflecteur subhorizontal, cachetant de nombreuses failles normales. Elle est mise en valeur par de nombreux réflecteurs dont la terminaison montre des toplap, situés en dessous (Fig.2.7). Elle marque la limite entre l'unité U1 et U2-3. Cette discordance ne marque pas directement le sommet de l'étage Hautérien (S6).

Une discordance D2 est mise en valeur par un réflecteur subhorizontal, situé sous l'horizon S7, par plusieurs réflecteurs montrant une terminaison en toplap sous cette discordance. Des réflecteurs downlaps sont aussi observés reposant sur cette discordance, et certaines failles sont cachetées par cette discordance. Elle indique une érosion pendant la phase de rifting, anté-valangienne (S7) et post-oxfordienne (S8).

Unité U2

L'unité U2 n'est pas directement observable sur ce profil par l'absence des horizons S4 et S5.

Profil 2

Ce profil est situé à l'ouest de la marge nord-alaskane (plus à l'est que le profil 1) calé par des horizons du puit Cabot. Il est orienté SW-NE correspondant à une distance de 29,11 km.

U0 : Sédiments anté-rift et socle acoustique

Le sommet du socle est souligné par l'horizon S10, correspondant à un fort réflecteur entre des réflecteurs subhorizontaux supérieurs formant des séries sédimentaires et un faciès inférieur marqué par des réflecteurs plus chaotiques montrant des toplaps. Il semblerait marquer le début des sédiments syn-rift (Fig.2.8).

U1 : Sédiments syn-rift

L'unité est clairement identifiable entre l'horizon S10 et la discordance D1, comprenant les horizons S8 et S7. Elle est située sur les blocs basculés et au sein d'un graben identifiable sur le profil, bordés par des failles majeures décalant l'horizon S10. Les failles observées sont normales de direction SW-NE. Seulement une faille recoupe l'ensemble de l'unité U1, située sur la partie distale de la coupe, montrant un rejet de 350 ms temps double (Fig.2.8).

L'unité U1 montre une séquence inférieure possédant des réflecteurs discontinus de grande amplitude et de forte fréquence recoupés par des failles. La distance entre deux réflecteurs présente des amincissements et des épaissements montrant des variations d'épaisseurs au voisinage des failles ou des blocs basculés. Il montre aussi une augmentation de l'épaisseur des sédiments en allant vers la marge distale, correspondant à une épaisseur maximale de 1200 ms en temps double. L'unité U1 repose sur l'unité U0 en onlap. Cette séquence inférieure est cachetée par une discordance D2 mise en valeur par un réflecteur qui à l'inverse des autres n'est pas subhorizontal (marquant une troncature, figure d'érosion) sauf sur sa partie distale (Fig.2.8). Il est aussi observé par plusieurs réflecteurs possédant une terminaison en toplap sous cette discordance et des réflecteurs downlap reposant sur cette discordance. Il est situé sous l'horizon S7 et n'est pas observable de manière proximale. Elle indique une érosion pendant la phase de rifting anté-valanginienne (S7). La séquence supérieure de l'unité U1, situé au-dessus de la discordance D2 n'est recoupée que par une faille normale distale. Elle montre des réflecteurs continus de faible amplitude et de forte fréquence montrant des terminaisons toplaps sous la discordance D1 et reposant en downlap sur la discordance D2. Cette séquence est arrêtée au sein d'un bloc basculé proximale (Fig.2.8). Cette unité est interprétée comme une série sédimentaire syn-rift.

La discordance D1 montre un réflecteur subhorizontal mise en valeur par de nombreux réflecteurs dont la terminaison montre des toplaps, situés en dessous, cachetant une faille normale. Elle est stoppée comme l'unité 1 au sein d'un bloc basculé proximale et est recoupée par la faille bordant le bloc basculé. Cette discordance est confondue vers la partie distale avec l'horizon S6 (Fig.2.8). Elle marque la limite entre l'unité U1 et U2-3.

Unité U2

L'unité U2 n'est pas directement observable sur ce profil par l'absence des horizons S4 et S5.

Profil 3

Ce profil est situé au milieu de la marge nord-alaskane (plus à l'est que le profil 2) calé par des horizons du puits Sandpiper. Il est orienté SW-NE correspondant à une distance de 44,53 Km (Fig.2.9).

U0 : Sédiments anté-rift et socle acoustique

Cette unité comprend l'horizon S10 et S9. Le sommet du socle est souligné par l'horizon S10, correspondant à un fort réflecteur entre des réflecteurs subhorizontaux voire à pendages SW supérieurs formant des séries sédimentaires et un faciès inférieur marqué par des réflecteurs chaotiques montrant parfois des toplaps. S10 montre par endroit un réflecteur affecté par une période d'érosion (Fig.2.9).

Entre l'horizon S9 marquant la fin du Trias et l'horizon S10, les réflecteurs sont continus, de faible amplitude, ne montrant pas réellement de variations d'espace. Ils sont subhorizontaux voire à pendage SW, montrant une rotation des blocs basculés au centre de la marge. Ils montrent des terminaisons en downlap sur S10, mais aussi en onlap sur les blocs basculés. De même, S9 semble montrer à certains endroits des figures d'érosion par un réflecteur n'étant pas rectiligne (Fig.2.9). Il semblerait marquer le début des sédiments syn-rift.

U1 : Sédiments syn-rift

L'unité est clairement identifiable entre l'horizon S10 et la discordance D1, comprenant l'horizon S7. Elle est située sur les blocs basculés, bordés par des failles majeures normales s'enracinant dans l'unité U0, décalant l'horizon S10 et S9. Les failles observées sont normales de direction SW-NE. Elles s'approfondissent et deviennent moins importantes, ne recoupant plus l'ensemble de l'unité, en allant vers la marge distale. Elles montrent un rejet maximal de 250 ms temps double (Fig.2.9).

L'unité U1 montre des réflecteurs subhorizontaux voire de pendage SW au centre du profil, discontinus de grandes amplitudes et de fortes fréquences, recoupées par des failles. L'espace entre ces réflecteurs présente des amincissements montrant des variations d'épaisseurs au voisinage des failles ou des blocs basculés. Ils montrent aussi des figures en éventails typiques des sédiments syn-rift. Une augmentation de l'épaisseur des sédiments est observée en allant vers la marge distale, par l'augmentation du nombre de réflecteurs et un approfondissement de l'unité U1 (Fig.2.9). L'épaisseur maximale constatée est de 1000 ms en temps double. L'unité U1 repose sur l'unité U0 par des réflecteurs se terminant en downlap sur S9 et en onlap sur les blocs basculés et les failles. Un réflecteur subhorizontal discontinu de grande amplitude, recoupé par des failles est mis en valeur par de nombreux réflecteurs dont la terminaison montre des toplaps, situés en dessous (Fig.2.9). Des réflecteurs downlaps sont aussi observés reposant sur ce réflecteur

montrant ainsi une discordance (D2). Elle est située sous l'horizon S7. Une troisième discordance (D3) peut être envisagée montrant un réflecteur de faible amplitude, et est discontinue, marquée par des réflecteurs toplaps situés en dessous. Elle n'est observable que dans la partie distale du profil, au sein d'un remplissage sédimentaire. Cette discordance est post-S9 et anté-D2 (Fig.2.9).

Cette unité U1, se termine avec la discordance D1, montrant un réflecteur subhorizontal de haute amplitude, cachetant deux failles normales, et mis en valeur par de nombreux réflecteurs dont la terminaison montre des toplaps situés en dessous. Il est à noter qu'elle est recoupée par une faille normale bordant un bloc basculé, en proximal. Elle marque la limite entre l'unité U1 et U2. L'unité U1 est interprétée comme une série sédimentaire syn-rift.

Unité U2

La partie inférieure définie comme l'unité U2 est observable entre la discordance D1 et l'horizon S4. Elle montre quelques réflecteurs continus et de faible amplitude. Elle ne montre que quelques onlaps sur une faille normale, laquelle est cachetée par l'horizon S5. L'horizon S5 est mis en valeur par des réflecteurs downlap reposant sur celle-ci, du côté proximal.

Profil 4

Ce profil est situé à l'est de la marge nord-alaskane calé par des horizons du puits Aurora. Il est orienté SW-NE correspondant à une distance de 26,184 Km (Fig.2.10).

U0 : Sédiments anté-rift et socle acoustique

Le sommet du socle est souligné par l'horizon S10, correspondant à un fort réflecteur entre des réflecteurs subhorizontaux supérieurs formant des séries sédimentaires et un faciès inférieur marqué par des réflecteurs chaotiques (Fig.2.10). Elle se situe à une profondeur de 4000 ms temps double en domaine proximal à plus de 5500 ms temps double en domaine distal. L'unité U0 ne montre pas de structuration en blocs basculés, ni de graben ou de horst, ni même la présence de failles normales.

U1 : Sédiments syn-rift

L'unité U1 est identifiable entre l'horizon S10 et la discordance D1, comprenant l'horizon S7. Elle est affectée par des failles sans enracinement sur l'horizon S10, et montrant un faible rejet, maximum de 50 ms temps double. Ces failles sont inverses de direction NE-SW, et ayant un fort pendage SW. Les réflecteurs composant cette unité deviennent difficilement observables dans le domaine distal, car liés à la qualité du profil sismique.

L'unité U1, montre une séquence inférieure possédant des réflecteurs discontinus de grande amplitude et de forte fréquence recoupés par ces failles. L'espace entre ces réflecteurs présente des amincissements montrant des variations d'épaisseurs au voisinage des failles ou des blocs basculés. Il montre aussi une augmentation de l'épaisseur des sédiments en allant vers la marge distale, correspondant à une épaisseur maximale de 1200 ms en temps double. La séquence

inférieure de l'unité U1 repose sur l'unité U0 en downlap. Cette séquence inférieure est cachetée par une discordance D2 mise en valeur par un réflecteur subhorizontal, cachetant des failles inverses et marquant une troncature (figures d'érosion) à certains endroits. Cette discordance est aussi observée par plusieurs réflecteurs possédant une terminaison en toplap sous la discordance et des réflecteurs downlap reposant sur la discordance. Elle est située sous l'horizon S7, et indique une érosion pendant la phase de rifting, anté-valanginienne (S7). La séquence supérieure de l'unité U1, située au-dessus de la discordance D2 est recoupée aussi par ces failles inverses. Elle montre des réflecteurs continus de grande amplitude montrant des terminaisons toplaps sous la discordance D1 et reposant en downlap sur la discordance D2. La discordance D1 montre un réflecteur subhorizontal mis en valeur par de nombreux réflecteurs dont la terminaison montre des toplaps, situés en dessous. Elle montre aussi des zones de troncatures et cache des failles normales. Elle marque la limite entre l'unité U1 et U2.

Unité U2

L'unité U2 est observable entre la discordance D1 et l'horizon S4. Elle montre quelques réflecteurs continus et de faible amplitude non affectés par des failles. L'horizon S4 est mis en valeur par des réflecteurs ayant une terminaison en toplap situés sous l'horizon. Des réflecteurs downlap sont aussi observés reposant sur cet horizon, définissant une discordance. Enfin, l'horizon S4 cache la discordance D1.

Profil 5

Ce profil est un assemblage de 4 profils sismiques parallèles à la marge nord-alaskane. Il recoupe 3 des 4 profils discutés ci-dessus. Il est calé par des horizons issus des puits Fireweed, Orion, Phoenix, Sandpiper et Aurora, ainsi que par le croisement de profils. Il est orienté W-E correspondant à une distance de 619,337 km (Fig.2.11).

U0 : Sédiments anté-rift et socle acoustique

Le sommet du socle est souligné par l'horizon S10, correspondant à un réflecteur de grande amplitude entre des réflecteurs subhorizontaux supérieurs formant des séries sédimentaires et un faciès inférieur marqué par des réflecteurs chaotiques. (Fig.2.11). Le socle se situe à une profondeur au plus haut de 1750 ms temps double sur le haut de socle « Barrow » et dépassant 5500 ms temps double au plus profond, dans le graben de « Dinkum ». Cet horizon ne peut être suivi au sein du graben de « Dinkum » en raison de la qualité du profil sismique et de la possibilité de pénétration de la méthode de sismique réflexion. À l'ouest, cet horizon est recoupé par des failles normales montrant une structure en blocs basculés. À l'est, cet horizon est remonté possédant une profondeur minimale de 1000 ms temps double.

L'horizon S9 n'est calé qu'à l'ouest du profil 5 sur Barrow Arch, montrant un réflecteur subhorizontal de haute amplitude, mis en valeur à un endroit par plusieurs réflecteurs possédant une terminaison en toplap sous cet horizon, montrant possiblement une érosion.

U1 : Sédiments syn-rift

L'unité U1 est identifiable entre l'horizon S10 et la discordance D1, comprenant l'horizon S8 et S7. Elle est affectée par quelques failles enracinées sur l'horizon S10, bordant les blocs basculés. Ces failles sont normales de direction E-W, ayant un fort pendage ouest. L'unité U1 montre des réflecteurs subhorizontaux de grandes amplitudes.

L'unité U1 repose sur l'unité U0 par des réflecteurs se terminant en onlap sur S10 et sur les failles bordant les blocs basculés à l'ouest du profil 5. A l'ouest et à l'est du haut de socle de « Barrow », l'espace entre ces réflecteurs présente des amincissements montrant des variations d'épaisseurs, mettant en évidence le commencement de deux bassins sédimentaires. Ainsi, une augmentation de l'épaisseur et un approfondissement des sédiments sont observés à l'ouest du haut de socle « Barrow », par l'augmentation du nombre de réflecteurs et de leurs approfondissements (Fig.2.11). Son épaisseur maximale constatée est de 750 ms en temps double, avec une profondeur maximale de 3500 ms temps double. On observe de même à l'est de Barrow Arch, une augmentation notable de l'épaisseur des sédiments et un net approfondissement de cette unité, formant le graben de « Dinkum ». Son épaisseur maximale constatée est supérieure à de 1500 ms en temps double, avec une profondeur supérieure de 5500 ms temps double.

Un réflecteur subhorizontal discontinu de grande amplitude est mis en valeur par de nombreux réflecteurs dont la terminaison montre des toplaps, situés en dessous montrant ainsi une discordance (D2) ; (Fig.2.11). Elle est située juste sous l'horizon S7 comme pour les profils 1, 2, 3 et 4.

Cette unité U1, se termine avec la discordance D1, montrant un réflecteur subhorizontal mis en valeur par de nombreux réflecteurs dont la terminaison montre des toplaps, situés en dessous. Elle marque la limite entre l'unité U1 et U2. Il est à noter un approfondissement notable de cette discordance au sein du « Dinkum graben ». Celle-ci est obligatoirement recoupée par une importante faille accommodant le décalage de cette discordance entre l'ouest et l'est du profil. Cette faille est certainement normale montrant à l'est un réflecteur subhorizontal et à l'ouest de la faille, un réflecteur possédant un fort pendage vers l'est montrant une rotation horaire (Fig.2.11).

Enfin, les réflecteurs situés à l'est du profil sur l'unité U0 sont largement plissés, déformés et recoupés par de nombreuses failles. Elles soulignent une géométrie de horst et de graben. Par contre, il n'existe aucun puit pouvant contraindre l'âge de ces réflecteurs (Fig.2.11).

Unité U2

L'unité U2 n'est observable qu'à l'ouest du profil entre la discordance D1 et l'horizon S4. Elle montre seulement quelques réflecteurs discontinus, de faible amplitude peu descriptible (Fig.2.11).

II- Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse Brookienne sur les marges du bassin canadien ?

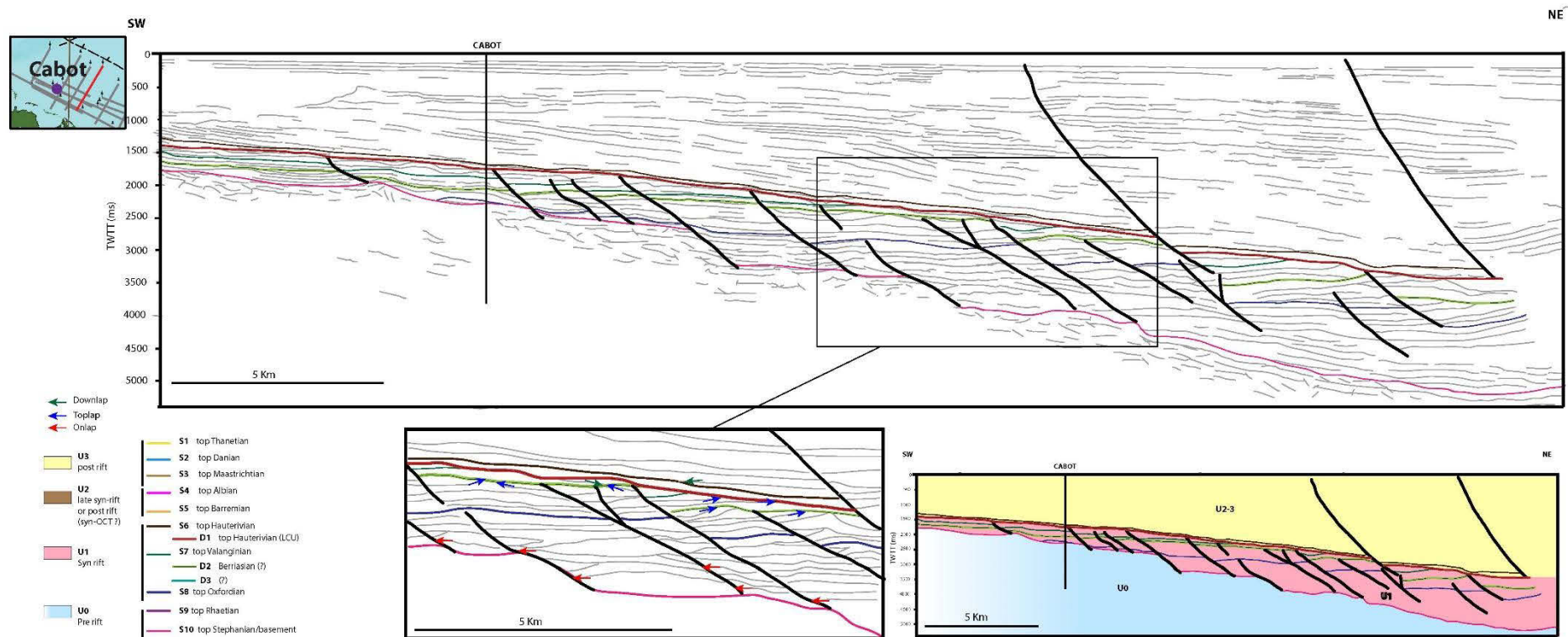


Figure 2.7 : Interprétation du profil sismique 1.

II- Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse Brookienne sur les marges du bassin canadien ?

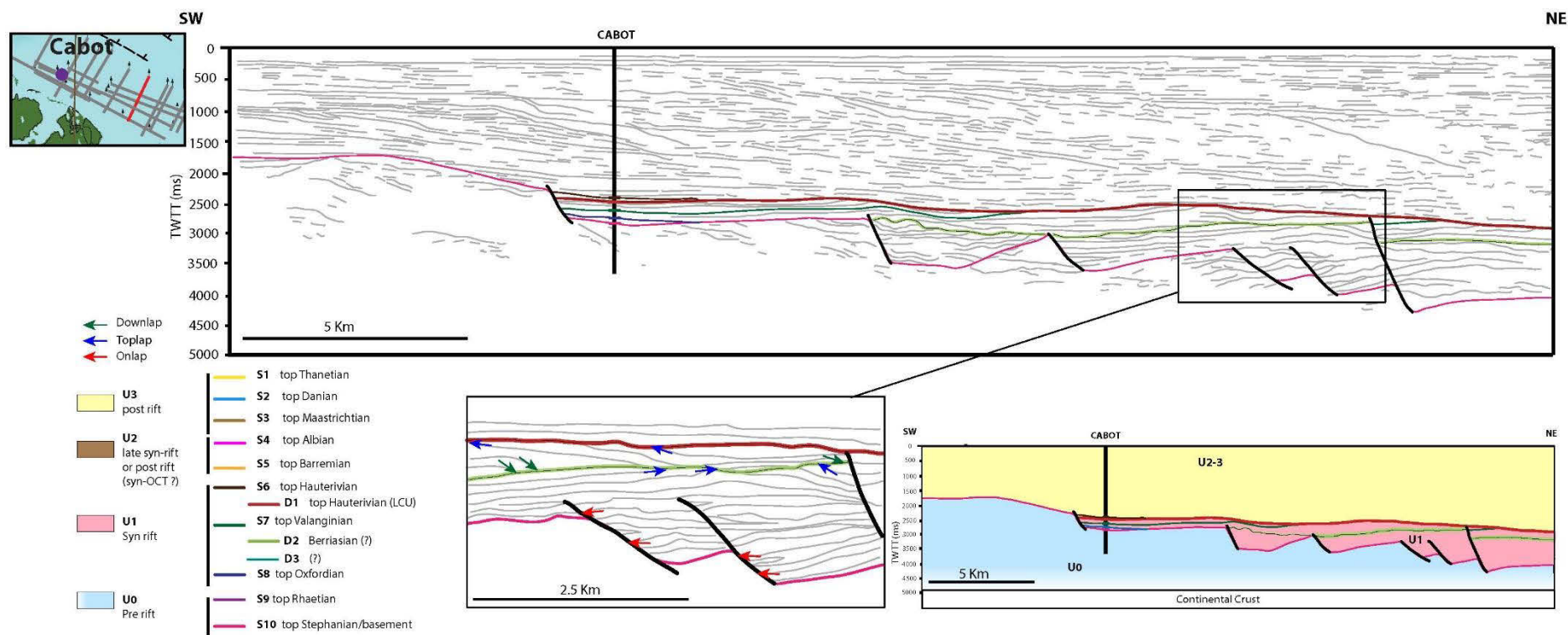


Figure 2.8 : Interprétation du profil sismique 2.

II- Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse Brookienne sur les marges du bassin canadien ?

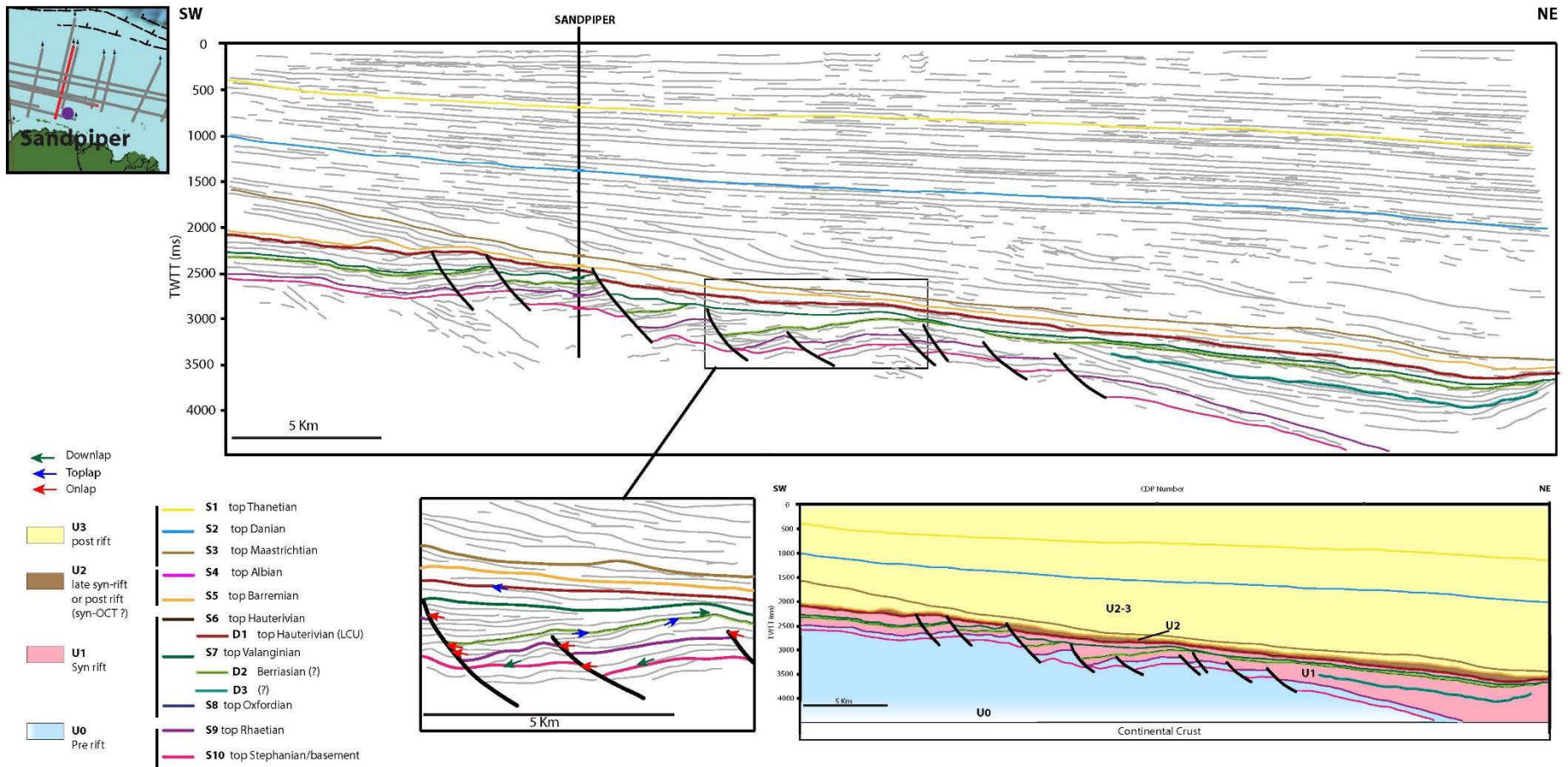


Figure 2.9 : Interprétation du profil sismique 3

II- Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse Brookienne sur les marges du bassin canadien ?

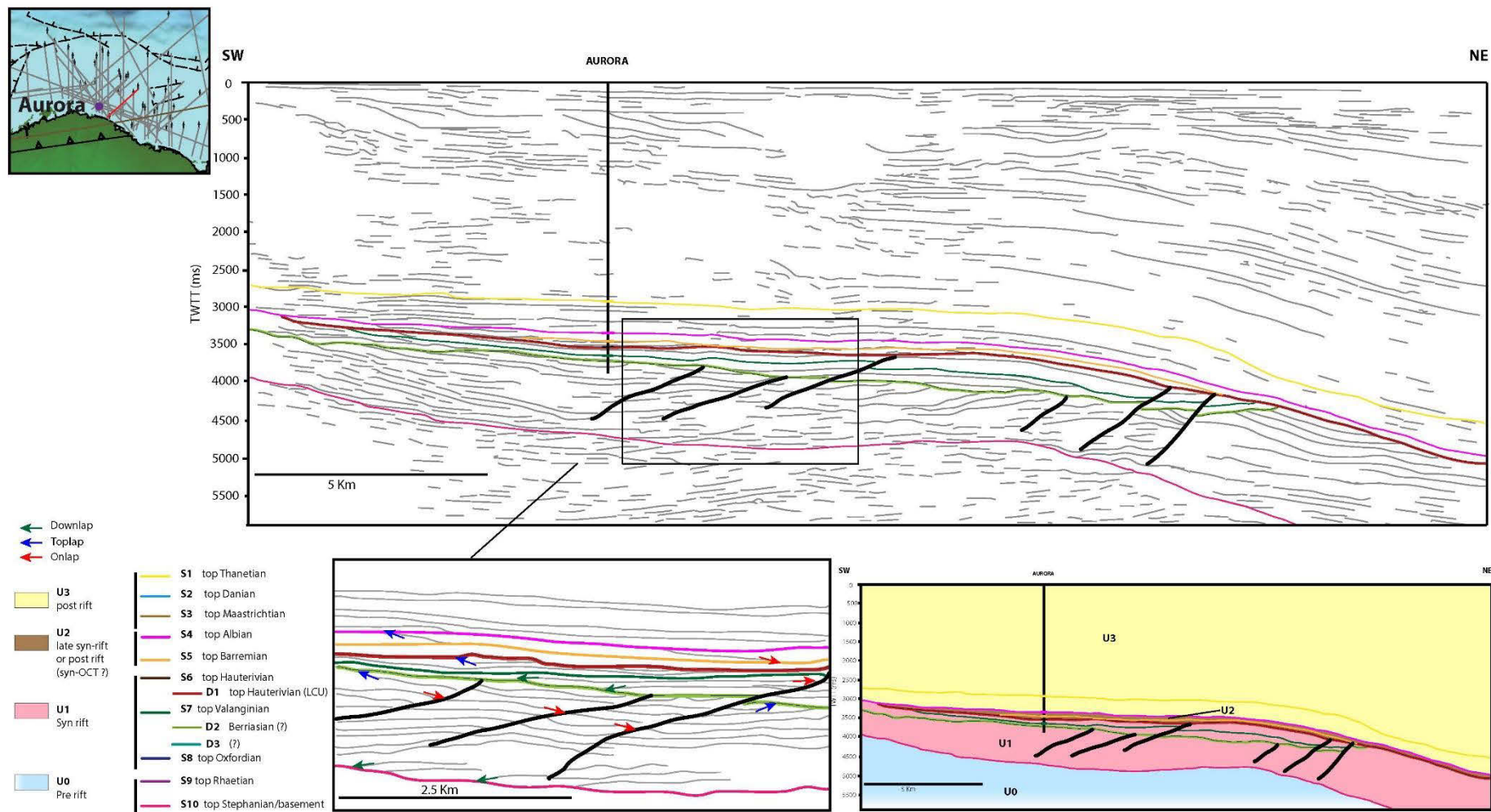


Figure 2.10 : Interprétation du profil sismique 4

II - Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse Brookienne sur les marges du bassin canadien ?

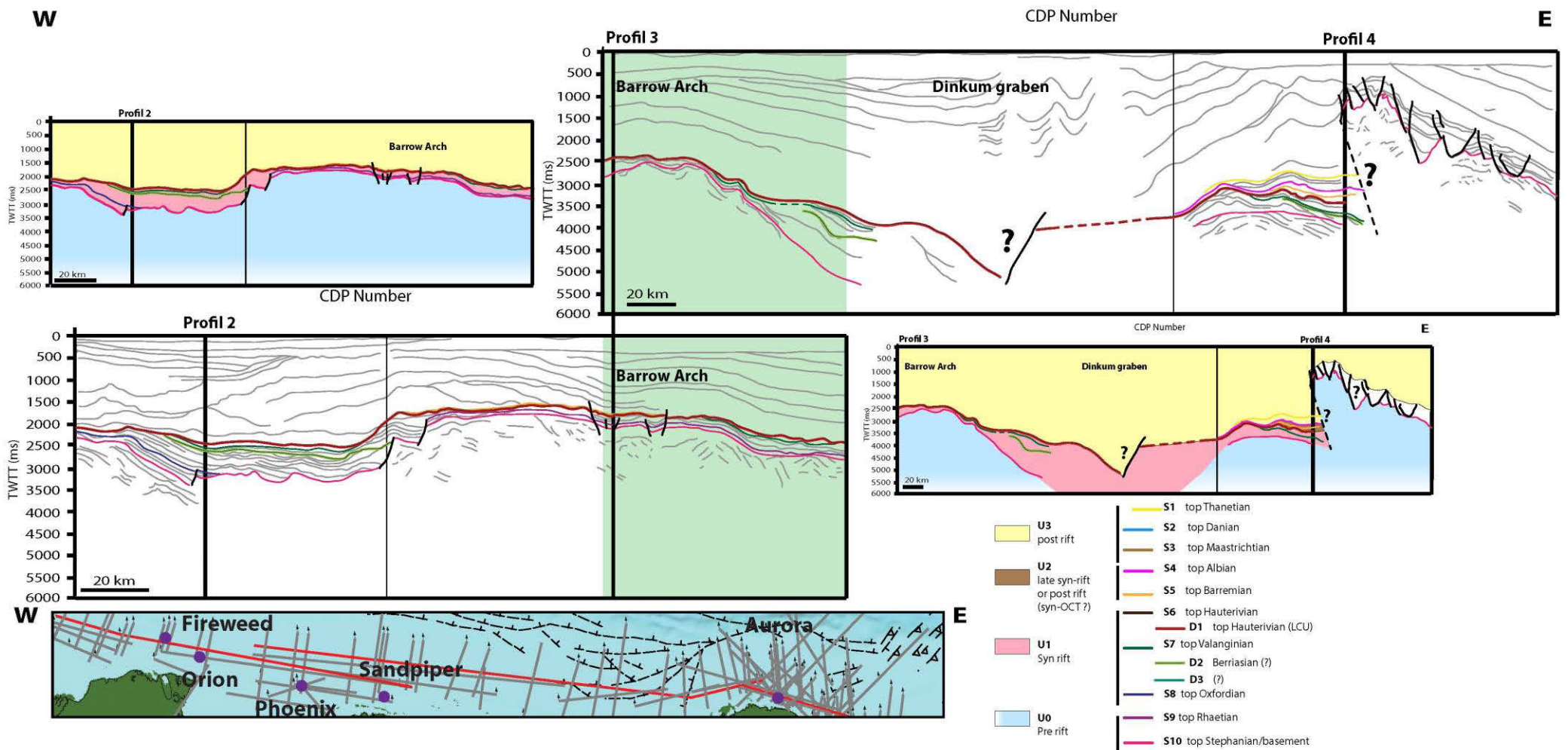


Figure 2.11 : Interprétation du profil sismique 5.

5.5 Interprétation et discussion des discordances majeures hautérienne et albiennaise : un problème non résolu

Du côté canadien l'absence de discordance au toit de l'Albien et les lacunes sédimentaires (érosion ou non-dépôts sédimentaire) du Crétacé inférieur, du Jurassique et du Trias, dans l'état actuel des données disponibles ne nous permettent pas de retracer localement l'histoire de ce bassin.

Du côté de la marge nord-alaskane, la discordance majeure fin hautérienne définie comme la LCU est observée sur l'ensemble de la marge nord-alaskane, calée grâce aux différents puits. Elle est marquée par un réflecteur subhorizontal de haute amplitude, pointé par des toplaps butant contre ce réflecteur et cachetant généralement l'ensemble des failles normales. Cependant, certains profils montrent des contradictions avec le fait généralement décrit et établi dans la bibliographie qu'il s'agit de la « breakup unconformity » (e.g Houseknecht et Bird, 2004) Le profil 2, calé par le puits Cabot, montre un arrêt de ce réflecteur au sein d'un bloc basculé, près de la marge proximale, formant un onlap. Le profil 3 calé par le puits Sandpiper montre que ce réflecteur est recoupé par une faille normale bordant les blocs basculés.

L'horizon fin Albien, n'est observable que sur le profil 4 calé par le puits Aurora. Il est mis en valeur par des réflecteurs ayant une terminaison en toplap situés sous l'horizon, et des réflecteurs downlap reposant sur cet horizon. Il est généralement très proche du réflecteur défini comme l'horizon LCU et se confond avec l'horizon LCU sur la marge proximale (profil 4).

Dans l'état actuel des données disponibles, nous ne pouvons conclure et interpréter les âges de ces deux discordances. Elles semblent n'être pas incompatibles, mais issues de deux événements distincts, dont la plus récente (fin Albien), semble cacheter l'ensemble du système extensif. L'arrêt de l'horizon LCU dans les blocs basculés ou les quelques failles recoupant cette horizon, principalement observés au nord du haut de socle « Barrow », pourrait être associés à un flambage, donc à un épisode de compression comme décrit pour le haut de socle « Barrow » par Nun (1987) ou à un rebond isostatique.

5.6 Interprétation et discussion de l'enregistrement sédimentaire sur la marge nord-alaskane : enregistrement d'une réponse sédimentaire de l'orogénèse brookienne précoce

5.6.1 Structuration de la marge nord-alaskane

Le profil 5 permet de mettre en évidence un important changement structural de l'ouest à l'est, par l'observation de trois grandes structures définies dans la littérature. Une structure formant un dôme à l'ouest de la marge nommé « Barrow », montré par un haut topographique et un socle moins profond (Moore et al., 1992). Il est bordé à l'ouest et à l'est par deux bassins sédimentaires. Un bassin à l'ouest reposant sur une structuration en blocs basculés bordés par des failles normales, où l'observation de sédiments jurassiques est pointée par des horizons dans le puits Cabot. Un bassin profond à l'est est observé, formant la seconde structure nommée graben de « Dinkum », possédant une profondeur et un remplissage sédimentaire important d'âge Crétacé inférieur et Jurassique, mais n'étant pas directement pointé par des horizons dans des puits. On trouve dans ce graben la présence d'une faille normale accommodant le décalage est-

ouest de la discordance D1 (LCU). Enfin, la troisième structure est située à l'est de cette marge, montrant une remontée importante du socle, une structuration en horsts peu profonds délimités par des failles inverses et normales à fort rejet, s'intercalent avec des grabens perchés qui présentent des sédiments en éventails. Ces sédiments (en éventails) ne peuvent pas être contraints liés au manque de puits calant cette zone. Cette structuration est liée à un maximum de compression tardive de l'orogénèse brookienne impliquant le socle au front de déformation (« thick skin ») vers le delta du McKenzie et des « British Mountains » (Voir thèse de M. Bigot-Buschendorf, 2016).

5.6.2 Les indices de rifting

Sur le profil 1, les réflecteurs compris dans l'unité U1 reposent sur des blocs basculés et sont affectés par de nombreuses failles normales. Ils montrent des variations d'épaisseurs, et sont interprétés comme des sédiments syn-rift. Ces sédiments calés par le puits Cabot et l'horizon S8, montrent que le début du rifting est anté-oxfordien (> 155 Ma) et se prolonge jusqu'à l'horizon S6, soit au sommet de l'Hautérien (130 Ma). Sur le profil 3, on observe ces mêmes réflecteurs reposant sur des blocs basculés, affectés par de nombreuses failles normales, montrant des sédiments en éventail et des variations d'épaisseurs. Ils sont calés à la base par l'horizon S9, d'âge Rhétien, montrant un début du rifting post-triasique. Ces sédiments syn-rift sont visibles plus à l'est et sur l'ensemble de la marge nord-alaskane, mais à des profondeurs plus importantes (comme sur le profil 4).

5.6.3 Une discordance mineure et localisée présente dans les sédiments syn-rift

Il est à noter la présence d'une discordance D3 seulement définie sur le profil 3 et située à des profondeurs importantes par rapport à l'horizon S7 (sommet Valanginien). Elle ne peut pas marquer le début du rifting liée à la présence des réflecteurs formant des éventails sédimentaires sous cette discordance et marquant les sédiments syn-rift. L'âge de cette discordance ne peut être clairement établi, n'ayant aucun calage d'âge Jurassique disponible sur le puits Sandpiper. Mais, il pourrait s'agir d'une discordance décrite dans la littérature comme la discordance callovo-oxfordienne (?) nommée « Upper Jurassic unconformity » (Houseknecht et Bird, 2004 ; Embry et Dixon, 1990).

5.6.4 Une discordance majeure présente dans les sédiments syn-rift : un enregistrement de l'orogénèse brookienne

On note la présence d'une discordance majeure D2 observée sur l'ensemble des profils étudiés et interprétés. Elle est mise en valeur par des réflecteurs se terminant en toplap sous cette discordance et des réflecteurs downlaps reposant sur cette discordance. Elle montre sur les profils 2 et 4 des troncatures présentant des figures d'érosion, et permettant de séparer des séquences sédimentaires avec des styles de sédimentations différents. Ainsi, on observe des réflecteurs possédant un pendage SW montrant des éventails sédimentaires, des variations d'épaisseurs sous la discordance, et des réflecteurs subhorizontaux voire à pendage NE au-dessus de cette

discordance. Sur les profils 1 et 4, elle cache certaines failles normales. Cette discordance est généralement située juste sous l'horizon S7 (horizon marquant le sommet du Valanginien), et pourrait être possiblement d'âge Berriasien-début Valanginien.

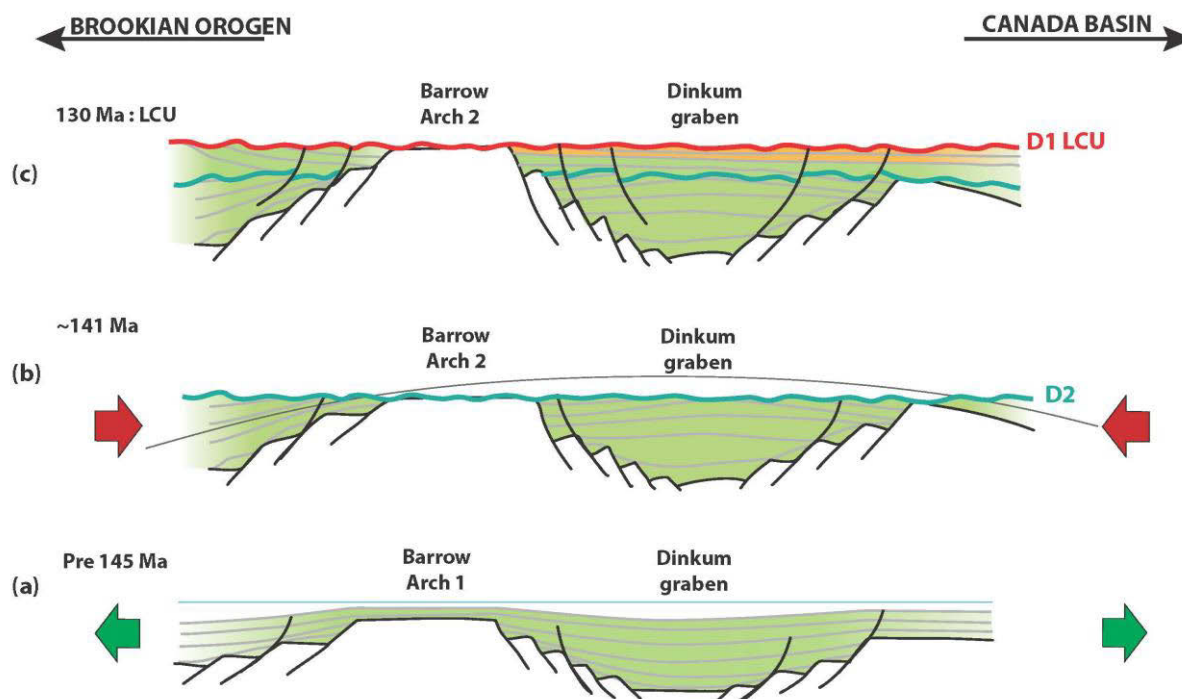
Cette discordance majeure est présente sur l'ensemble de la marge nord-alaskane. Elle montre un événement important et non localisé. Elle indique un arrêt de sédimentation et une érosion sous-marine pendant la phase de rifting, possiblement fin Berriasien-début Valanginien.

Une discordance fin berriasienne-début valanginienne a déjà été décrite auparavant dans la littérature (Embry et Dixon, 1990) et appelée « Jurassic unconformity » (Sherwood et al., 2002 ; Houseknecht et Bird, 2004). Elle est décrite comme une surface d'inondation maximale (mfs : maximum flooding surface) et limite un hiatus important à cette époque dans la formation Kingak, au sein du bassin de Colville (Houseknecht et Bird, 2004 ; Hubbard et al., 1987). Cette surface montre généralement le sommet de l'intervalle transgressif, caractérisant un dépôt sédimentaire minimal du système, voire une érosion. En sismique, elle est caractérisée par une surface de downlap comme décrit sur nos profils. C'est une surface particulièrement importante car elle marque le renversement de la tendance évolutive de la rétrogradation vers la progradation (soit de la transgression vers la régression). Cet événement peut être lié soit à un événement eustatique mais aussi à un événement tectonique.

Cette discordance est caractérisée par Sherwood et al., 2002 comme liée à un événement de transpression au cours de la fin Jurassique-début Crétacé observé sur le plateau de Chukchi et le fossé « Hanna », ou alors à une reprise du rifting dans le bassin canadien (Houseknecht et Bird, 2004). Néanmoins, l'implication à cette époque au sud du bassin canadien de l'orogénèse brookienne précoce et du haut de socle « Herald » liée à la collision du côté « Chukotka » sont des faits avérés et décrits dans la littérature (Sherwood, 2002, Moore et al., 2015). Ainsi, cette discordance pourrait être expliquée par un changement ponctuel des conditions aux limites autour de 141 Ma le long de la marge nord-alaskane.

Ainsi jusqu'à ~141 Ma, on observe une sédimentation de type syn-rift, des blocs basculés et des failles normales montrant des conditions aux limites extensives, avec les dépôts du Kingak de type distal, permettant le rifting du bassin canadien (Fig. 2.12a). A ~141 Ma, la description d'une discordance majeure érodant les sédiments déposés antérieurement semblerait liée à un événement transpressif (Sherwood et al., 2002) montrant ainsi un changement des conditions aux limites devenant compressives. Cet état de condition aux limites aurait permis la surrection de la marge nord-alaskane et la création de cette discordance (Fig. 2.12b). Par la suite, les dépôts supérieurs du « Kingak » et de « Kuparuk » montrent une reprise de la sédimentation de type proximale jusqu'à la LCU.

II - Quel enregistrement sédimentaire lié à l'orogénèse Brookienne sur les marges du bassin canadien ?



L'âge de cette discordance semble correspondre à un important événement cinématique au Mésozoïque. Ainsi, c'est le principal âge utilisé dans les reconstructions paléogéographiques déjà publiées : âge du basculement de la polarité de la subduction sous l'arc Koyukuk (~142.5 Ma : Shephard et al., 2013 ; 140Ma : Nokleberg et al., 2000 ; Plafker et Berg, 1994). Cet âge a aussi été obtenu dans nos datations au sein des éclogites dans les unités HP-BT, formées lors du maximum d'implication de la marge continentale sud AAC dans la subduction Kobuk et/ou au début d'exhumation présenté et discuté dans le chapitre III.

Chapitre III

Nouvelles contraintes sur l'orogénèse « proto brookienne »

Sommaire

1	<i>Introduction</i>	116
2	<i>Données structurales et formations clés à travers les zones internes de l'orogène Brookienne</i>	120
2.1	Les unités internes de la chaîne de Brooks	121
2.2	Les unités internes de la péninsule de Seward	128
2.3	Interprétations structurales des unités internes et discussion	133
3	<i>Nouvelles contraintes minéralogiques, pétrologiques et thermiques, sur l'évolution métamorphique des chaînes internes : contraintes P-T</i>	136
3.1	Descriptions pétrologiques et minéralogiques des lithologies	136
3.2	Evolution thermique des chaînes internes	154
3.3	Estimation des conditions P-T	174
4	<i>Contraintes radiochronologiques sur les éclogites de l'unité de la « Schist belt » et du « Nome Complex »</i>	189
4.1	Principes de la radiochronologie	189
4.2	Le choix du géochronomètre	190
4.3	Le chronomètre U-Pb sur zircon	191
4.4	Méthode de datation utilisée : SHRIMP-RG	194
4.5	Méthode analytique détaillée	194
4.6	Résultat et discussion : U/Pb dating of subduction collision in the Brooks Range and geodynamic implications for the Canada basin	199

Ce chapitre présente les données tectoniques, pétrographiques et radiochronologiques obtenues sur plusieurs unités à travers les zones internes de la chaîne de Brooks et de la péninsule de Seward. Ces zones internes enregistrent l'histoire précoce de l'orogénèse brookienne, apportant des contraintes de premier ordre sur l'histoire P-T-t de ces zones. D'une part, cette étude apporte une réponse au débat sur les processus d'exhumation des zones internes de la chaîne de Brooks (soit un empilement de nappe syn-collisionnel, soit un détachement lié à une extension post-orogénique). D'autre part, elle permet également d'apporter une contrainte majeure sur l'âge du maximum d'implication de la marge passive dans la subduction refermant l'océan Kobuk. En d'autres termes, de connaître l'âge de la fin de la subduction à pendage sud (voire du changement de vergence de la subduction dans les derniers stades paléogéographiques). Ces contraintes sont d'une importance cruciale pour la réalisation de modèles paléogéographiques valides.

Ces unités internes et plus particulièrement l'unité « Schist belt » montrent une structuration particulière et un métamorphisme HP/BT. L'unité « Schist belt » possède un analogue, le « Nome Complex », au sein de la péninsule de la Seward, excentrée de la chaîne des Brooks. L'unité « Nome Complex » est régionalement mieux exposée et décrite dans la littérature comme préservant davantage les indices du métamorphisme HP/BT, et ainsi les structures des premières phases de l'orogénèse. Cette unité analogue permet donc une description structurale, pétrographique et thermique plus détaillée et une comparaison profitable à l'unité « Schist belt » située au cœur de la chaîne de Brooks.

1 Introduction

En totalité 132 affleurements ont ainsi été étudiés et échantillonnés à travers les unités internes de l'orogénèse brookienne (Fig.3.1), principalement au sein de l'unité de la « Schist Belt » dans les Brooks Range et l'unité « Nome Complex » au sein de la péninsule de Seward. En outre, une trentaine d'échantillons est venue compléter cette collection, grâce à la collaboration avec les services de l'USGS (Fig.3.2 et Fig.3.3).

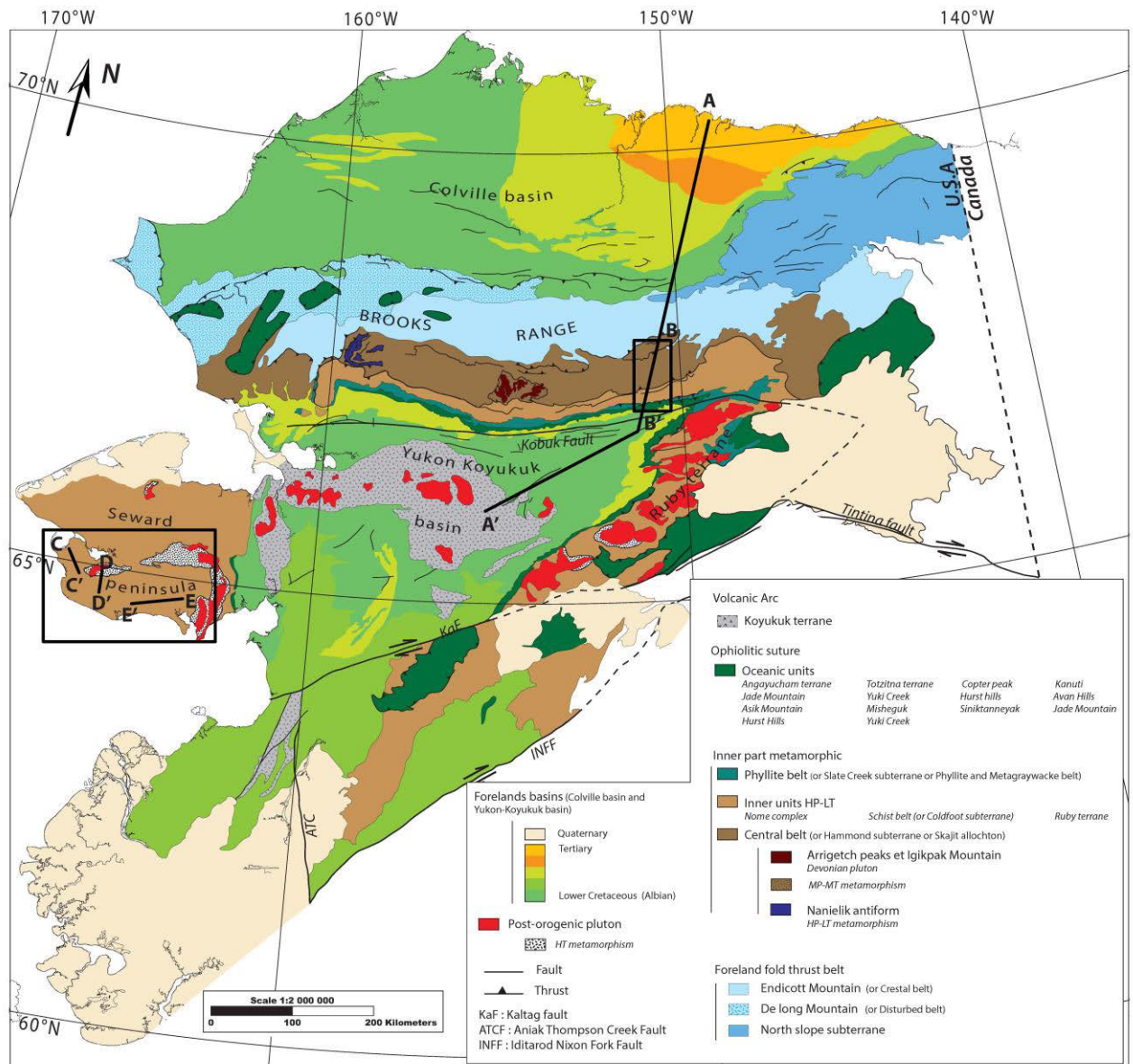


Figure 3.1 : Carte de l'ensemble des unités tectoniques de l'orogène Brooks. Les zones étudiées sont encadrées et associées à des coupes discutées ci-dessous. Les zones étudiées sont encadrées par un rectangle noir. Les trait noir notée AA', BB', CC',DD', EE', sont les coupes tectoniques interprétées en figure 3.12 et 3.6.

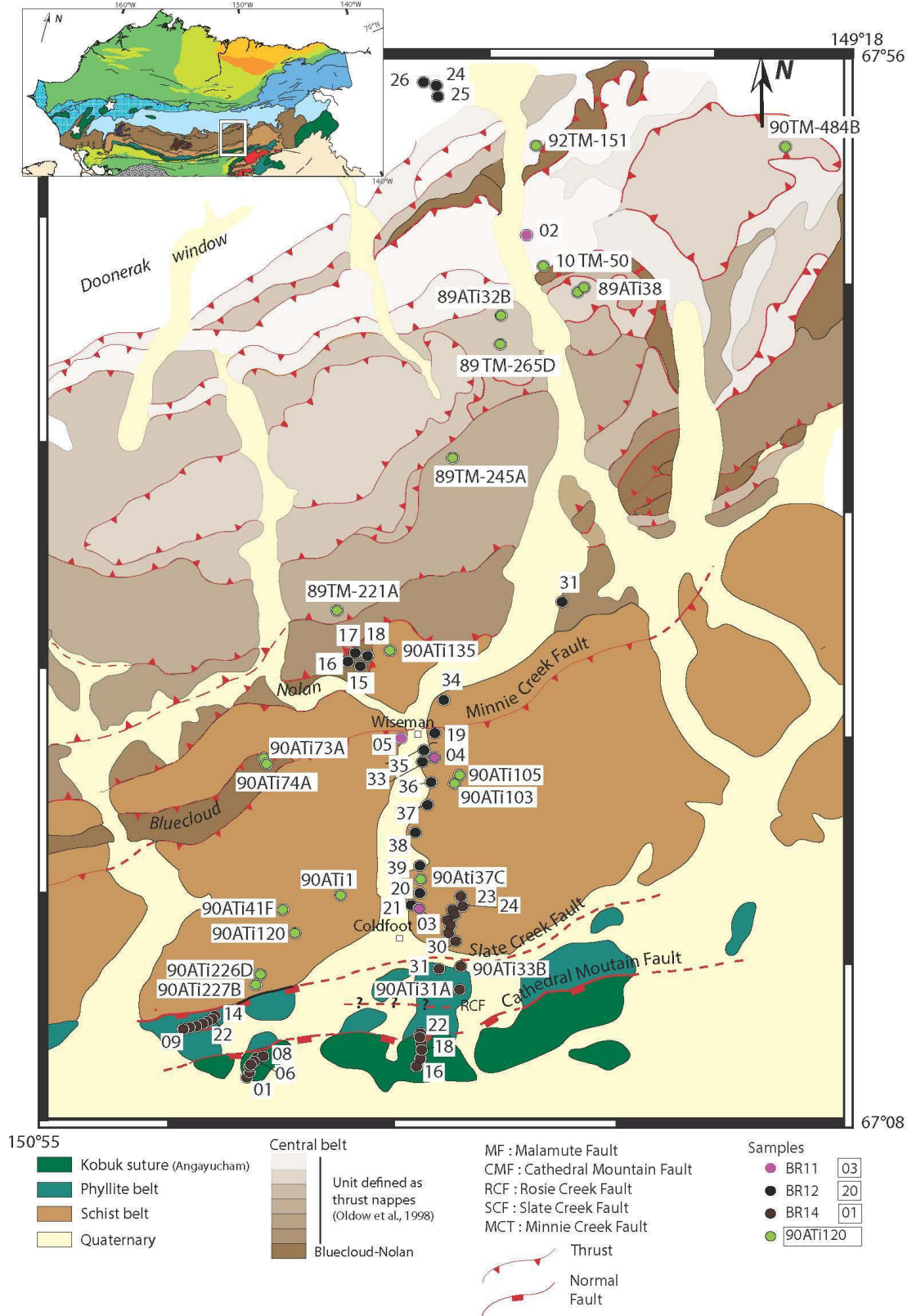
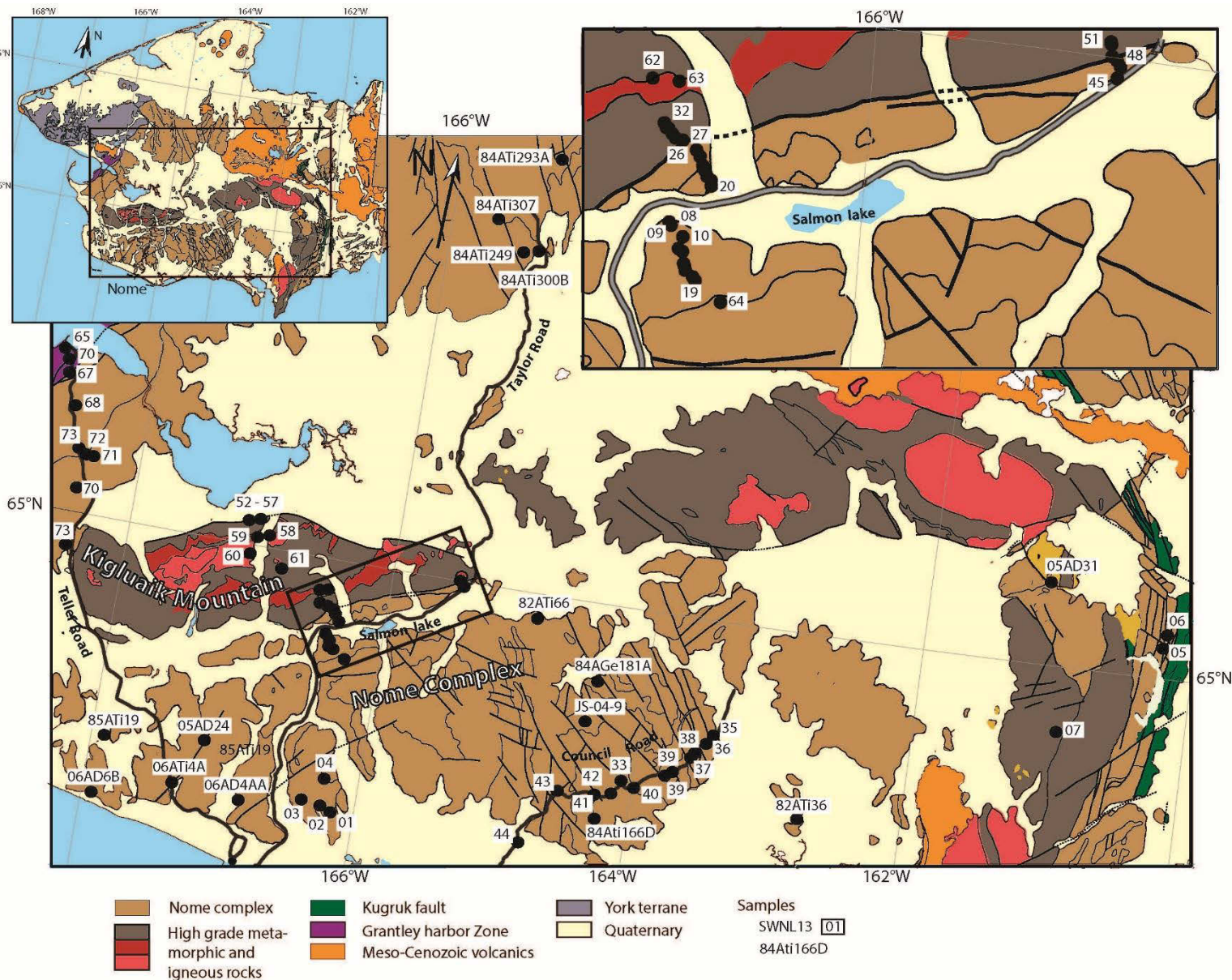


Figure 3.2: Localisation des affleurements étudiés au sein des unités de la chaîne de Brooks

Figure 3.3: Localisation des affleurements étudiés au sein de la péninsule de Seward. Les formations contenues dans Nome complex (Dox, Ocs, Dcs, Oim, Ds, Pzm) ont été volontairement non signifiées complexifiant la carte et n'apportant que peu de données structurales, thermiques et métamorphiques. Seule la formation Ocs, marquent les metabasites de l'unité « Nome complex ».



2 Données structurales et formations clés à travers les zones internes de l'orogène brookienne

Ce paragraphe décrit les données tectoniques (et pétrographiques) et les observations faites sur plusieurs unités à travers les zones internes de chaîne de Brooks et de la péninsule de Seward.

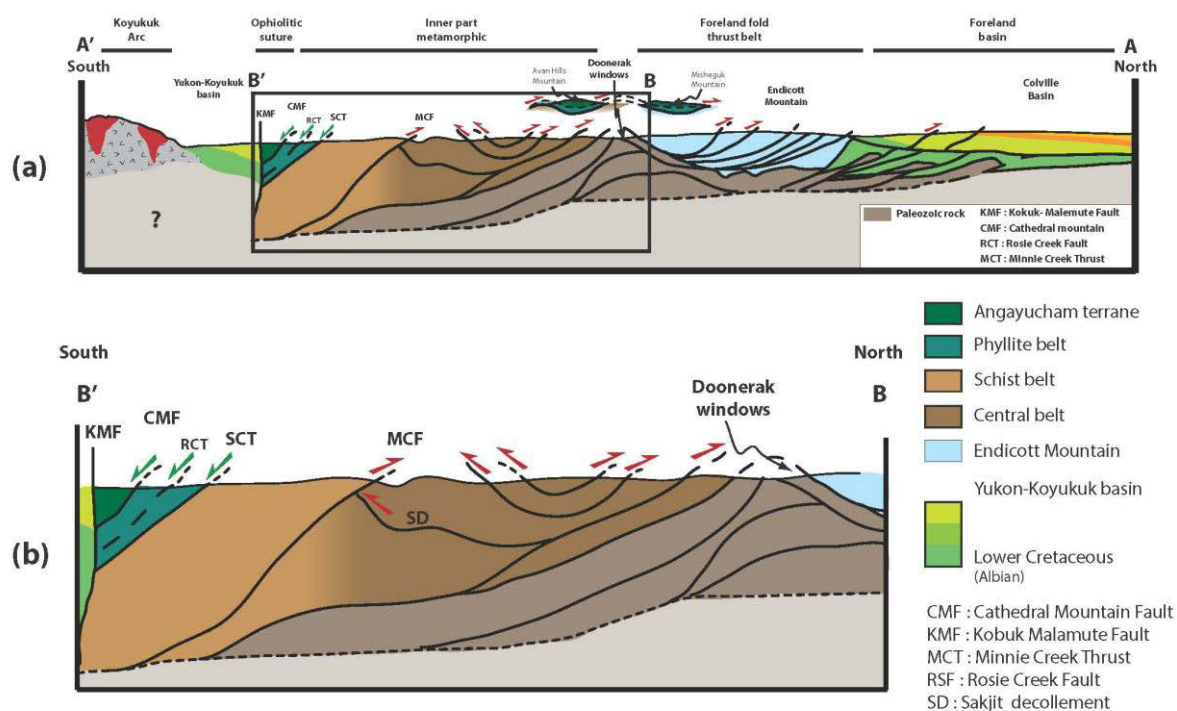


Figure 3.4 : (a) Coupe schématique de la chaîne de Brooks et plus particulièrement de la zone interne (b) (modifiée d'après Gottschalk, 1990). Trait de coupe localisée sur la carte de l'Alaska : figure 3.1.

2.1 Les unités internes de la chaîne de Brooks

Les unités composant la zone sud des Brooks Range et sa partie interne sont, du sud au nord, les unités « Angayucham », « Phyllite belt », « Schist belt », et « Central belt » (Fig.3.5).

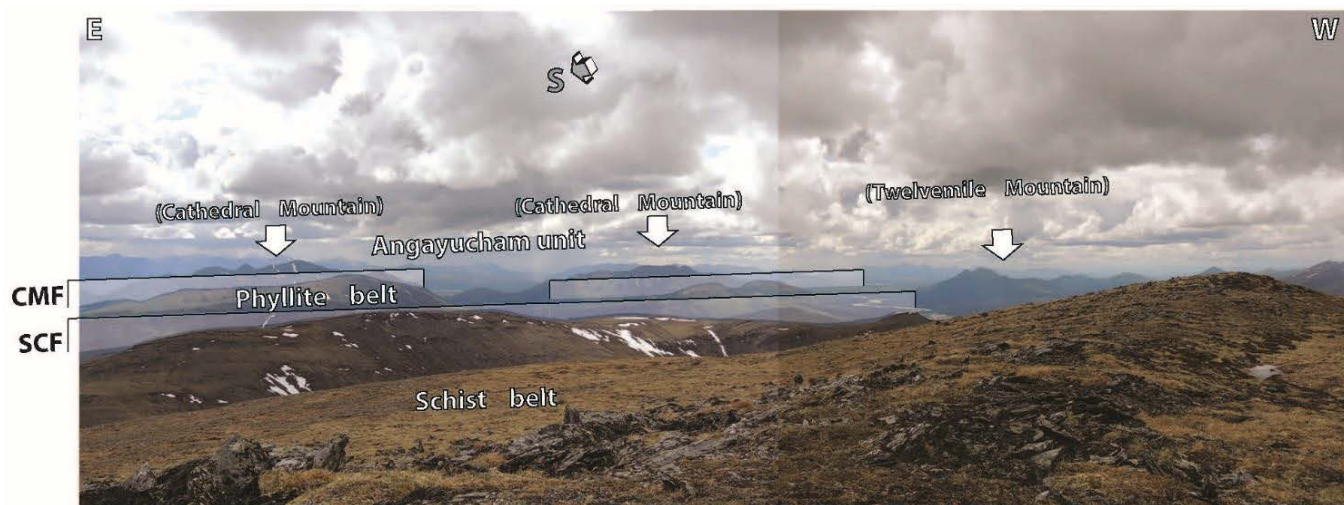


Figure 3.5 : Panorama des formations rencontrées au sud de la chaîne des Brooks. CMF : « Cathedral Mountain Fault », SCF : « Slate Creek Fault ».

- Unité « Angayucham »

L'unité « Angayucham » a été étudiée sur les montagnes « Cathedral » et « Twelvemile » (Fig.3.6). Elle est principalement constituée de basaltes en coussins et de coulées basaltiques allant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (Fig.3.7 a, b, c et d). Ces basaltes possèdent un fort pendage vers le sud. Les quelques mesures de schistosités montrent que ces basaltes possèdent une schistosité à faible pendage sud (en moyenne N070 20S) (Fig.3.7). Ces basaltes sont localement intercalés par des métacherts (turbidites, roches carbonatées) (Fig.3.7 a, b et c) d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

Ces intercalations sont orientées parallèlement à la foliation. Le métamorphisme de l'unité est de bas grade, de type prehnite-pumpellyite, conservant la texture des minéraux primaires (Fig.3.7 e). On observe des remplissages de chlorite au sein de veines transversales formant des vésicules (Fig.3.7 d et e). Cette unité a été décrite tout au long de la suture Kobuk.

L'unité Angayucham repose directement sur les unités internes de la chaîne de Brooks par la faille de « Cathedral Mountain » à pendage sud. Le contact est difficilement visible, marqué seulement pas une dépression de la topographie, mais décrit dans la littérature comme une faille normale à pendage sud (Fig.3.5) ; (Gottschalk et al., 1998).

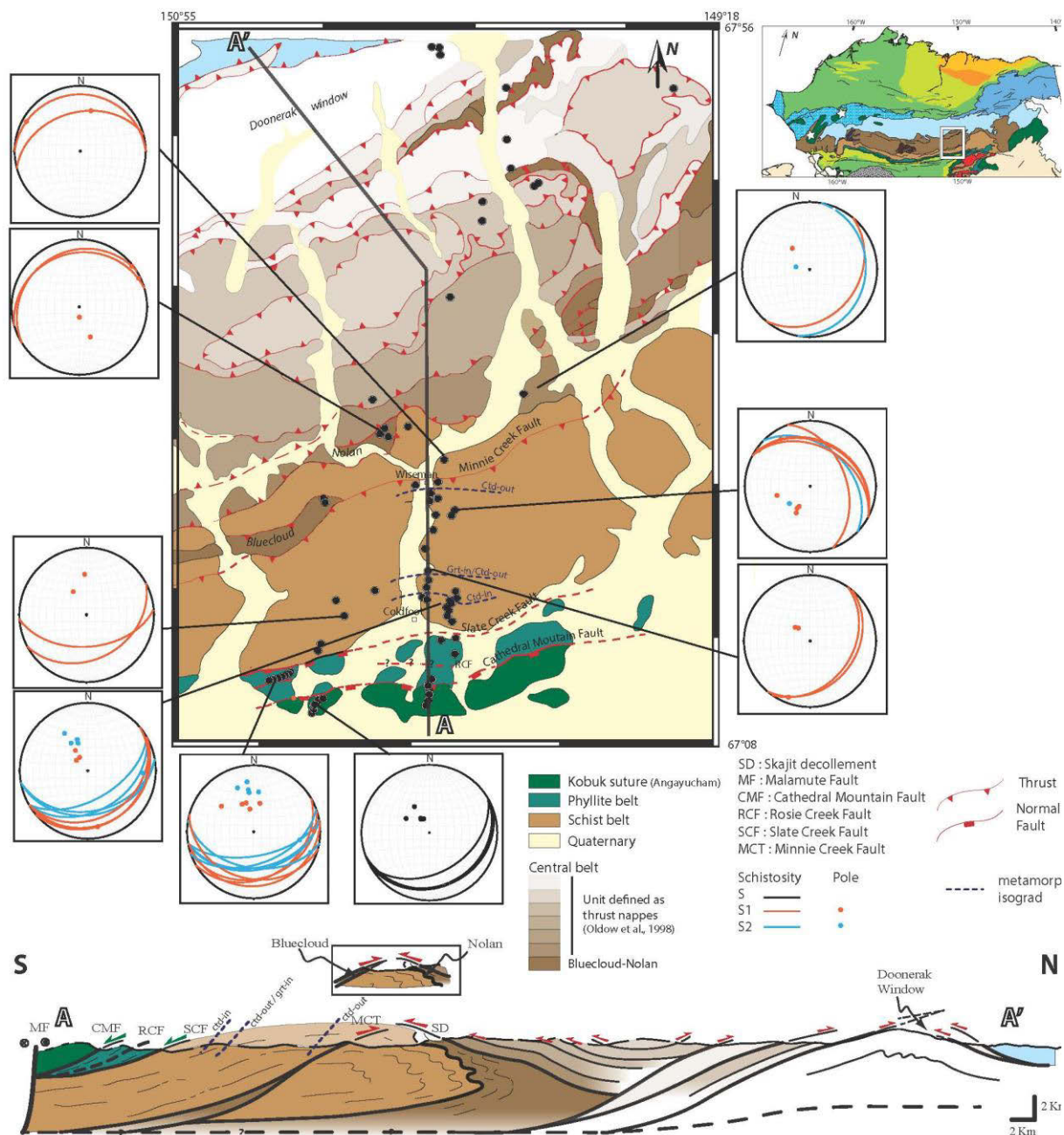


Figure.3.6 : Carte géologique simplifiée associée aux données structurales recueillies sur le terrain et coupe géologique interprétées de la chaîne sud de la chaîne de Brook. Les interprétations tectoniques sur la Central belt proviennent en partie d'Oldow et al., 1998 et Till et al., 2008 . Les interprétations tectoniques sur la « Schist belt » sont en accord avec Till (personnel communication) et l'interprétation en profondeur de la tectonique et de l'enracinement des failles sont en accord avec le profil TACT (Fuis et al., 2008 ; Fig.1.20).

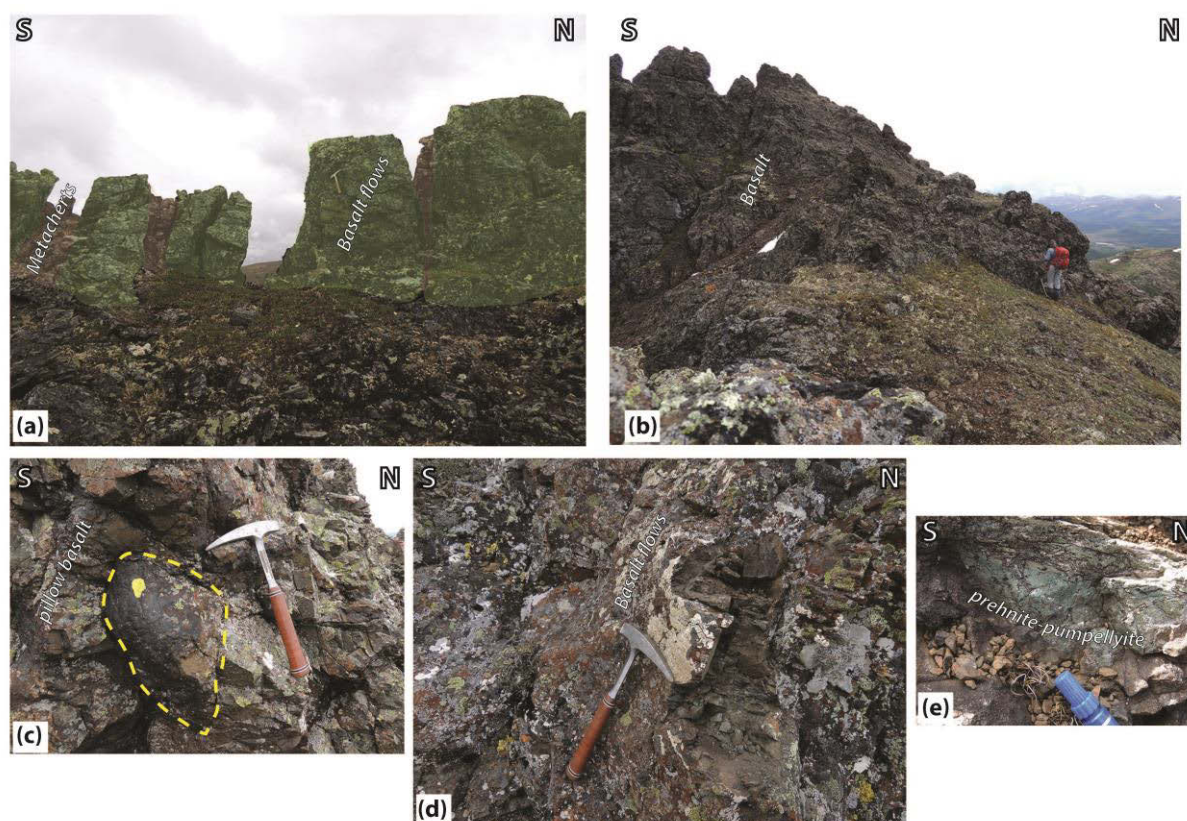


Figure 3.7 : Photographies de terrain dans l'unité Angayucham. (a) et (b) Alternances de metabasites et de métacherts. (c) Basalte en coussins. (d) Coulées basaltiques comprenant des vésicules remplies de chlorite (BR1404). (e) Présence d'un métamorphisme prehnite-pumpellyite et de vésicules riches en chlorite (BR1418).

- Unité « Phyllite belt »

L'unité « Phyllite belt » est séparée en deux sous-unités : l'unité « métagrauwacke » et l'unité « Phyllite ».

Le contact entre ces deux sous-unités est marqué par la faille « Rosie Creek », juxtaposant des roches sédimentaires avec un métamorphisme pumpellyite-actinolite (métagrauwacke) et des roches fortement déformées (Phyllite) ; (Gottschalk et al., 1998).

Le long de la rivière « Fork Koyukuk », les conditions d'affleurements ne nous ont pas permis d'observer la sous-unité « Métagrauwacke ». L'unité « Phyllite » est principalement composée de quartzites micacés provenant de grès à grains fins avec des interlits de siltstone, mudstone, et argilite. Elle est lithologiquement semblable à l'unité « Schist belt », mais ne montre aucune preuve de métamorphisme faciès schiste bleu. Elle est fortement déformée comme en témoignent un débit planaire et un étirement importants, contenant de nombreux plis à l'échelle centimétrique à métrique (Fig 3.8a). La « Phyllite belt » montre une schistosité (S1) possédant une direction moyenne de N080 et un pendage de 30 vers le sud (Fig 3.8b et c et Fig.3.6). Cette schistosité est recoupée par une seconde schistosité (S2) plus tardive possédant une direction N080 et un pendage plus fort de 50 vers le sud (Fig 3.8b et Fig.3.6).

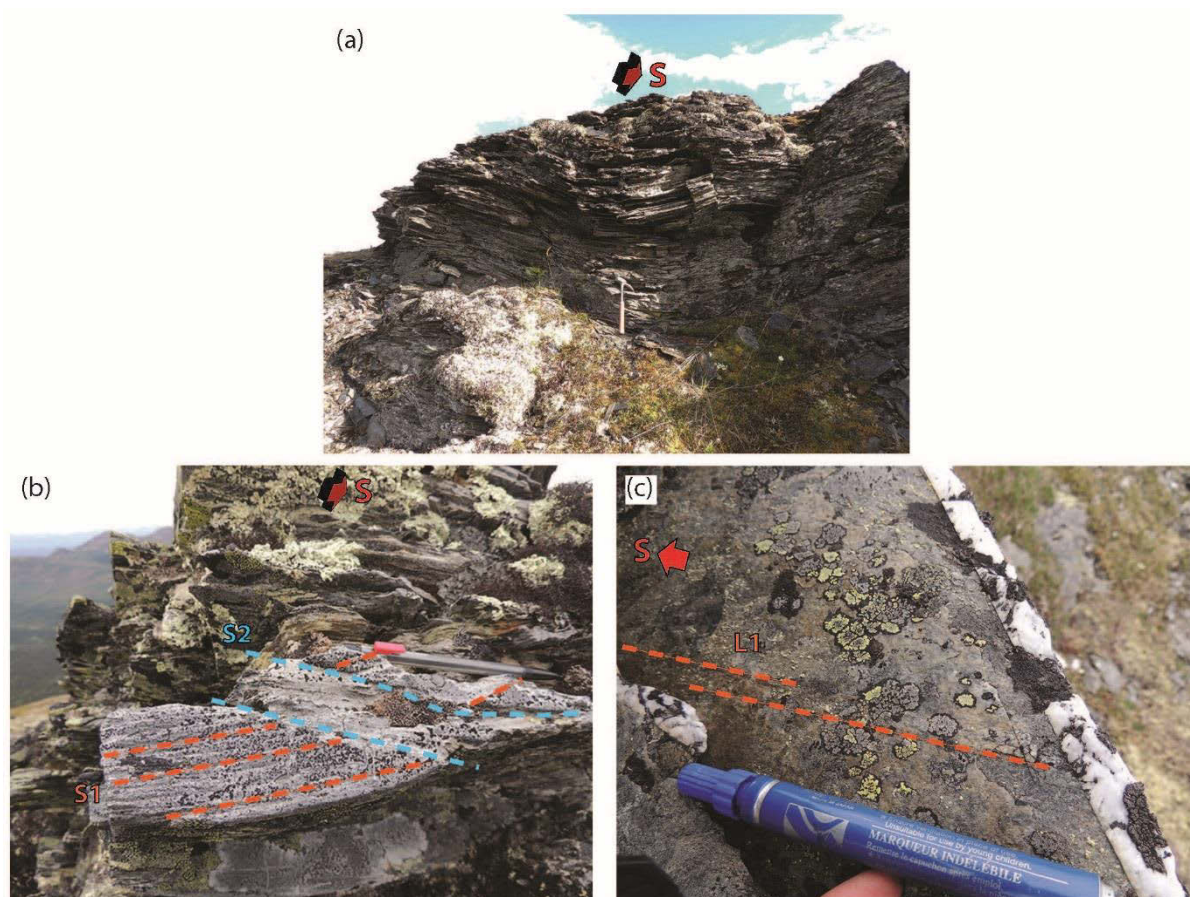


Figure 3.8 : Photographies de terrain dans l'unité Phyllite belt. (a) Plissement de la formation « Phyllite belt » (BR1431). (b) Observations des schistosités S1 recoupées par la schistosité S2 (BR1412). (c) Observations des linéations associées à la schistosité S1 (BR1412). La direction sud est indiquée.

- Unité Schist belt

L'unité « Schist belt » est séparée au sud de l'unité « Phyllite belt » par la faille « Slate Creek Fault » (SCF), là encore caractérisée comme une faille normale à pendage sud (Gottschalk, 1990; Little et al., 1994; Law et al., 1994), surtout visible par le biais d'une importante dépression topographique (Fig.3.5). Au nord, elle est séparée de l'unité « Central belt » par deux failles régionales : (1) une faille chevauchante à pendage nord « Sakjit décollement » (SD), le long de laquelle les roches de la « Central belt » reposent sur les roches de l'unité « Schist belt », formant un important décollement en profondeur de l'unité « Central belt » (Fig.3.4 et Fig.3.6) ; (2) la faille « Minnie Creek » (MCT) chevauchante et à pendage sud permettant un doublement de séquence de l'unité « Schist belt », soit une superposition des roches de l'unité « Schist belt » sur l'unité « Schist belt », mais aussi l'exhumation de l'unité Bluecloud appartenant à la « Central belt » (Fig.3.6). La chronologie relative du jeu du décollement et de la faille MCT est controversée, avec un mouvement de SD anté-MCT pour Gottschalk (1998) et post MCT pour Till et Moore (1991).

L'unité de la « Schist belt », étudiée le long de la rivière « Fork Koyukuk » est constituée principalement de micaschistes riches en quartz et en phengite, et présente une localité éclogitique. Elle a subi un métamorphisme de faciès schiste bleu lié à un épisode de HP/BT, repris tardivement par un métamorphisme de faciès schiste vert. La description de l'apparition successive, vers le centre de cette unité, de chloritoïde, puis de grenat et enfin d'un faciès éclogitique semble suggérer au premier abord une augmentation graduelle du degré

métamorphique (Fig.3.6). Elle a enregistré une déformation pénétrative qui se traduit par des schistosités bien développées, et des plis centimétriques à métriques (Fig.3.9). La structure caractéristique des protolithes sédimentaires et ignées initiale est presque totalement effacée.

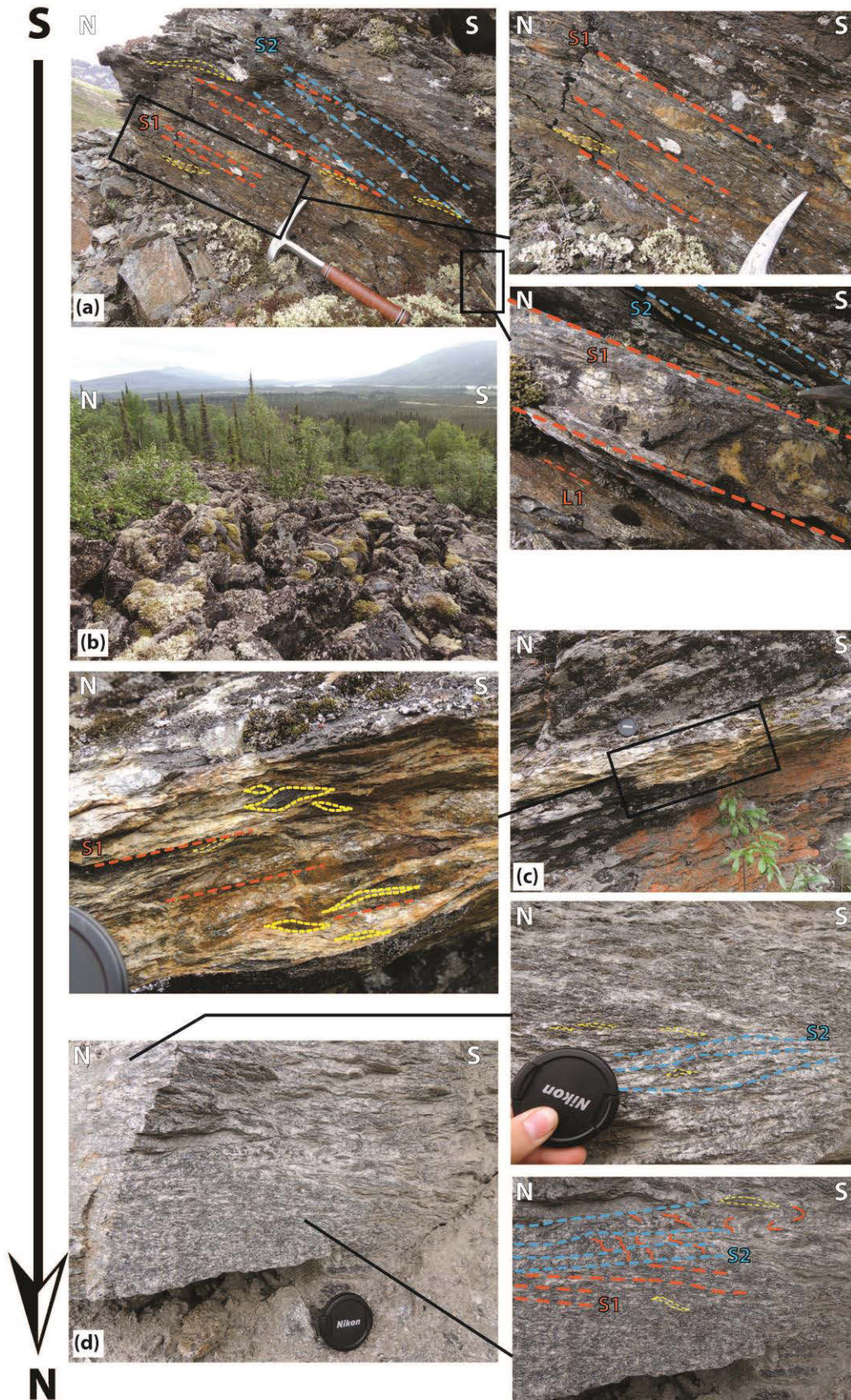


Figure 3.9 : Photographies de terrain dans l'unité Schist belt du sud au nord. (a) Observations de la schistosité S1 à pendage sud, recoupée par la schistosité S2, associée à des cisaillements de direction top sud (BR1424). (b) Localité éclogitique observée sur le terrain (BR1220). (c) Observations de la schistosité S1 à pendage nord, associée des cisaillements de direction top nord et top sud (BR1236). (d) Observations de la schistosité S1 recoupée par une schistosité S2 à pendage nord, associée à des cisaillements de direction top nord sous la MCT (BR1233).

Au sud de l'unité, près de la localité Coldfoot, les mesures structurales mettent en évidence deux schistosités (S1 et S2). La schistosité S1 montre une tendance dominante pour S1 N080 et 25S, associé à une linéation de direction N166 (Fig.3.9 a). Elle est recoupée par la seconde schistosité (S2) à plus fort pendage possédant une tendance dominante N080 et 40S (exemple BR1424 ; Fig.3.9 a et Fig.3.6.). Ces schistosités sont accompagnées de sens de cisaillement de direction top sud (Fig. d). Le métamorphisme observé se marque par l'apparition du chloritoïde. Au centre de l'unité, on trouve une localité éclogitique très restreinte (visible sur une centaine de mètres) observée sur le terrain au sein d'un chaos rocheux altéré (BR1220, Fig.3.9b). L'encaissant, marqué par la présence de grenat (90ATI37C, BR1238) possède une seule schistosité (S1) avec un changement de direction N030 et un faible pendage de 15SE (Fig.3.6). Au nord de cette localité, la schistosité S1 montre une tendance dominante N130 et un changement de direction du pendage de 30N, associée à une linéation (L1) N160. Des sens de cisaillement principalement de direction top nord sont observés, associés néanmoins à quelques directions top sud (BR1236 ; Fig.3.9c). Au nord de cette unité et au sud de la MCT, les roches montrent une réapparition du chloritoïde et une schistosité S1 (N130 15N) recoupée et affectée de nouveau par une seconde schistosité (S2) de direction N140 et de pendage 25N (BR1233 ; Fig.3.9d). Des cisaillements seulement top nord sont observés (Fig.3.9d). Au nord de la MCT, on n'observe qu'une seule schistosité (S1) caractérisée par une direction N080 et un pendage 25N, mais marquée par deux sens de cisaillement top sud et top nord.

Les mesures structurales et les caractéristiques métamorphiques révèlent que l'unité « Schist belt » est structurée selon un pli déversé vers le nord, recoupé au nord par la faille MCT.

- Unité de la central belt : Nolan

L'unité « Central belt » sensu stricto, peu documentée sur le terrain dans mon étude, possède une seule mesure de schistosité (S1) N040 28E, qui est recoupée par une schistosité (S2) N010 18SE (BR1231) ; (Fig.3.6).

La sous-unité Nolan formant une fenêtre le long de SD, est composée de micaschistes riches en quartz et en phengite, avec la présence localement de grenat (Fig.3.6). Elle montre des alternances de bancs siliceux et d'argiles (Fig 3.10a). Elle montre une déformation importante avec un débit planaire et un étirement associé à de nombreux plis centimétriques d'axe N020 (Fig.3.10 a et b). Cette unité possède une schistosité (S1) moyenne de direction N060, de pendage 20N et une linéation de direction N032 (Fig.3.10). La coupe structurale (Fig.3.6) interprétés pour l'unité « Central belt » est établit à partir des travaux d'Oldow et al., 1998. Pour plus d'information sur cette unité le lecteur est renvoyé aux travaux d'Oldow et al., 1998.

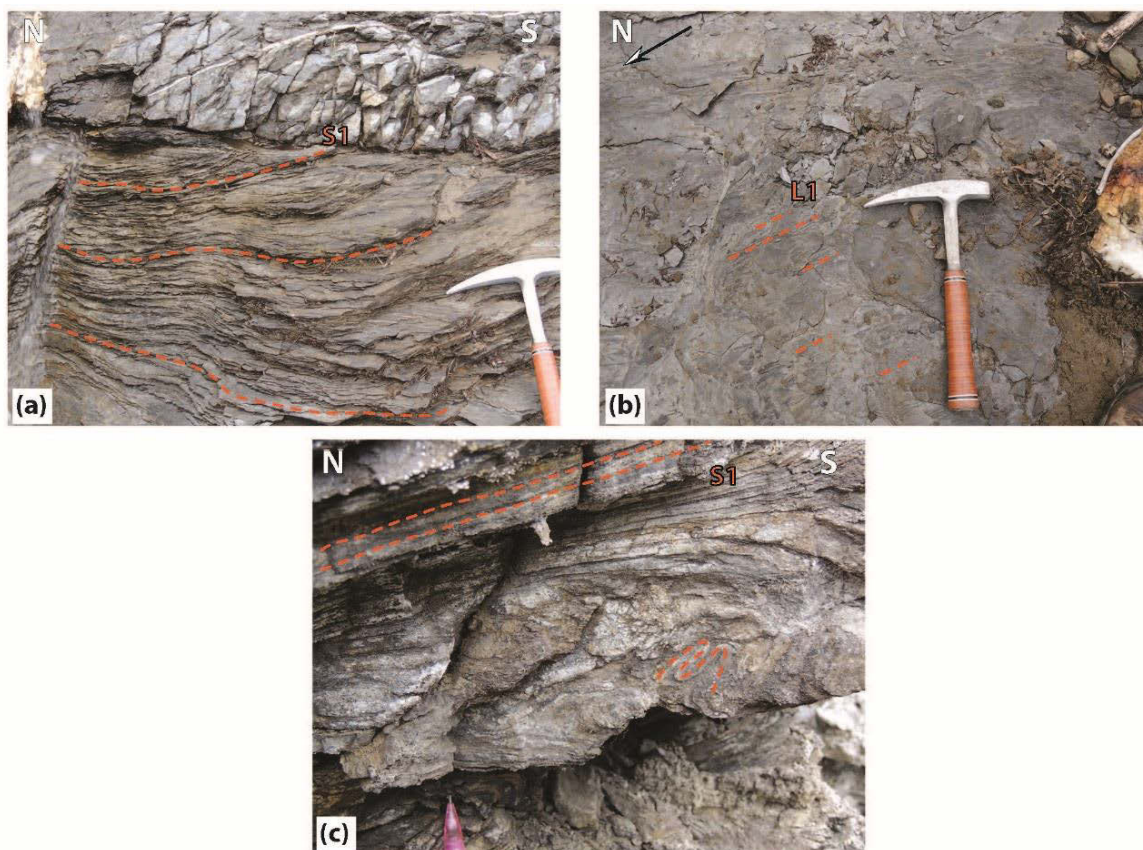


Figure 3.10 : Photographies de terrain dans la sous-unité Nolan. (a) Observations d'un affleurement de la sous-unité Nolan et de la schistosité S1 de pendage nord (BR1215) montrant des alternances de bancs siliceux et d'argiles. On observe une déformation importante avec un débit planaire et un étirement important. (b) Observations de la linéation L1 de direction N032 (BR1215). (c) Observations de la schistosité S1 de direction N060 et de pendage 20N et d'une déformation importante associées (BR1216).

2.2 Les unités internes de la péninsule de la Seward

L'unité du « Nome Complex » est située au sein de la péninsule de Seward, décalée par rapport à l'axe de la zone interne de la chaîne de Brooks. Au centre de cette unité, on observe la présence d'un dôme de haute température formant la montagne « Kigluaik », qui donne son nom à la formation « Kigluaik ».

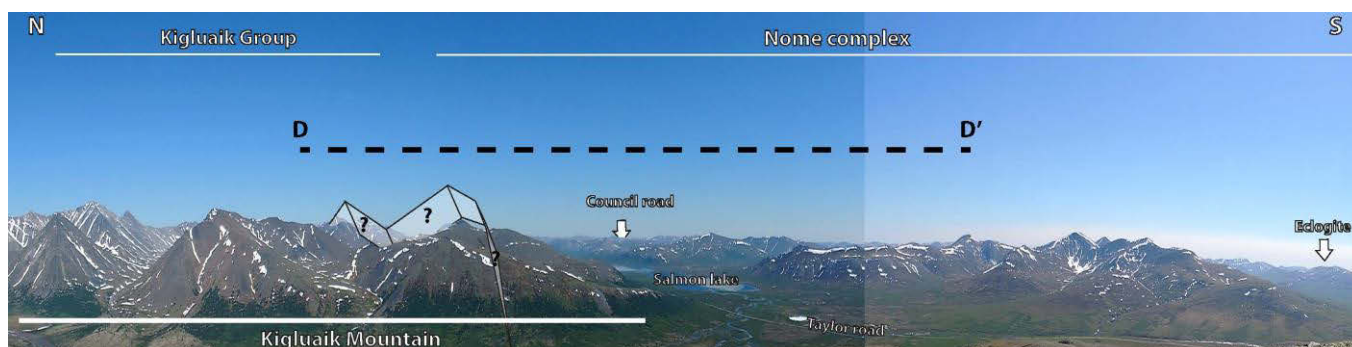


Figure 3.11 : Panorama vers l'Est du centre de la péninsule de Seward, comprenant les unités internes « Nome complex » et « Kigluaik ». Le contact sud entre les formations « Kigluaik » et « Nome complex » est marqué par un plan blanc peu observable sur le terrain signifié par des points d'interrogation. Le trait noir en pointillé marque la coupe géologique DD' interprétée en Fig.3.12.

- Unité « Nome complex »

L'unité « Nome Complex » est constituée principalement de marbre, de micaschistes riches en quartz et phengite, de rare orthogneiss et présente plusieurs localités de métabasites (éclogites et amphibolites) (Fig.3.12). L'ensemble de l'unité montre une structure plissée constituée de grands plis isoclinaux fermés avec des longueurs d'onde d'échelle hectométrique à kilométrique, observés au nord de la route de Teller (Fig.3.12) et sur la route de Council (Fig.3.12 : entre 165-163 °W et 65- 64°N). Les axes de pli montrent deux orientations NE-SW et NW-SE (Fig.), sans qu'on observe de relation systématique entre la nature lithologique et la taille et les directions des axes de plis. Une schistosité (S) dominante N030-N100 à pendage sud N10-N40, a été observée près de « Salmon Lake » (Fig.3.13). Les linéations d'étirement sont principalement comprises entre N140 et N170 sur l'ensemble de l'unité. Des sens de cisaillement à vergence nord sont observés au sud de la formation « Nome complex », le long de la route de Council et dans la région des éclogites (Fig.3.13). Près de « Kigluaik Group » et au sein de « Salmon lake », les sens de cisaillement sont plus complexes, montrant des vergences à la fois vers le sud et le nord. Une fracturation distribuée est aussi observée, associée à des failles à pendage sud probablement normales (difficilement observables sur le terrain) et possédant un décalage mineur (Fig.3.13).

Comme l'unité « Schist belt », cette unité a subi un métamorphisme de type schiste bleu, attestant d'un épisode de HP/BT, repris tardivement par un métamorphisme de type schiste vert. Elle montre ainsi la présence de grenat, chloritoïde, mais aussi de glaucophane. La structure caractéristique des protolithes sédimentaires et ignées est largement effacée.

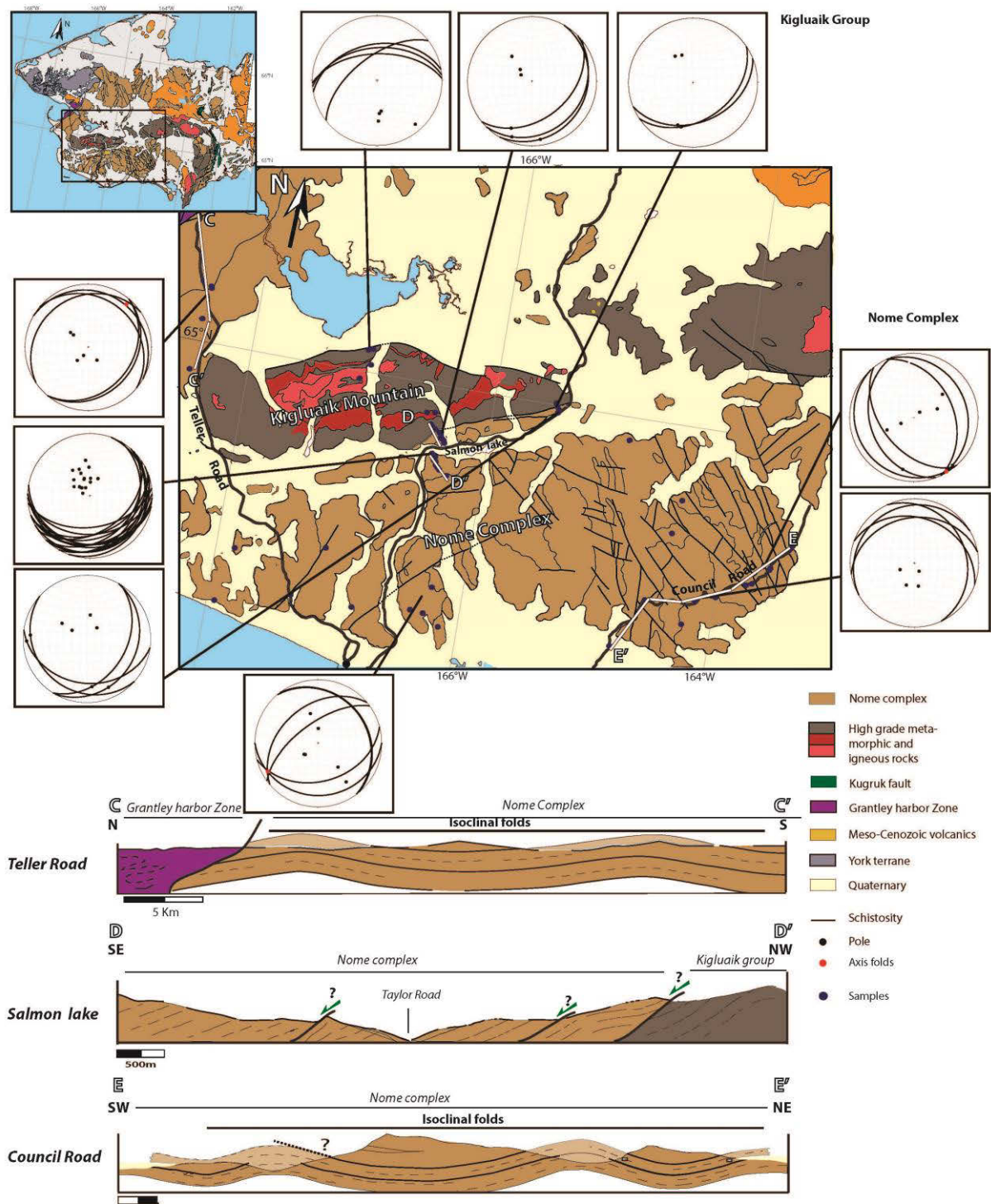


Figure 3.12 : Carte géologique et coupes simplifiées associées aux données structurales recueillies sur le terrain sur les unités « Nome Complex » et « Kigluaik ». La coupe D-D' montre la possibilité de faille normale à pendage sud montrée par l'observation sur le terrain d'un changement de pendage des couches autour de la zone possible de faille. Aucuns marqueurs de décalage ou de strie n'ont été observés. La coupe E-E' montre un contact pouvant être possiblement une faille (présentée par un point d'interrogation) mais non descriptible sur le terrain liée à la présence d'une carrière exploitée. Les coupes sont marquées par des traits blancs sur la carte géologique.

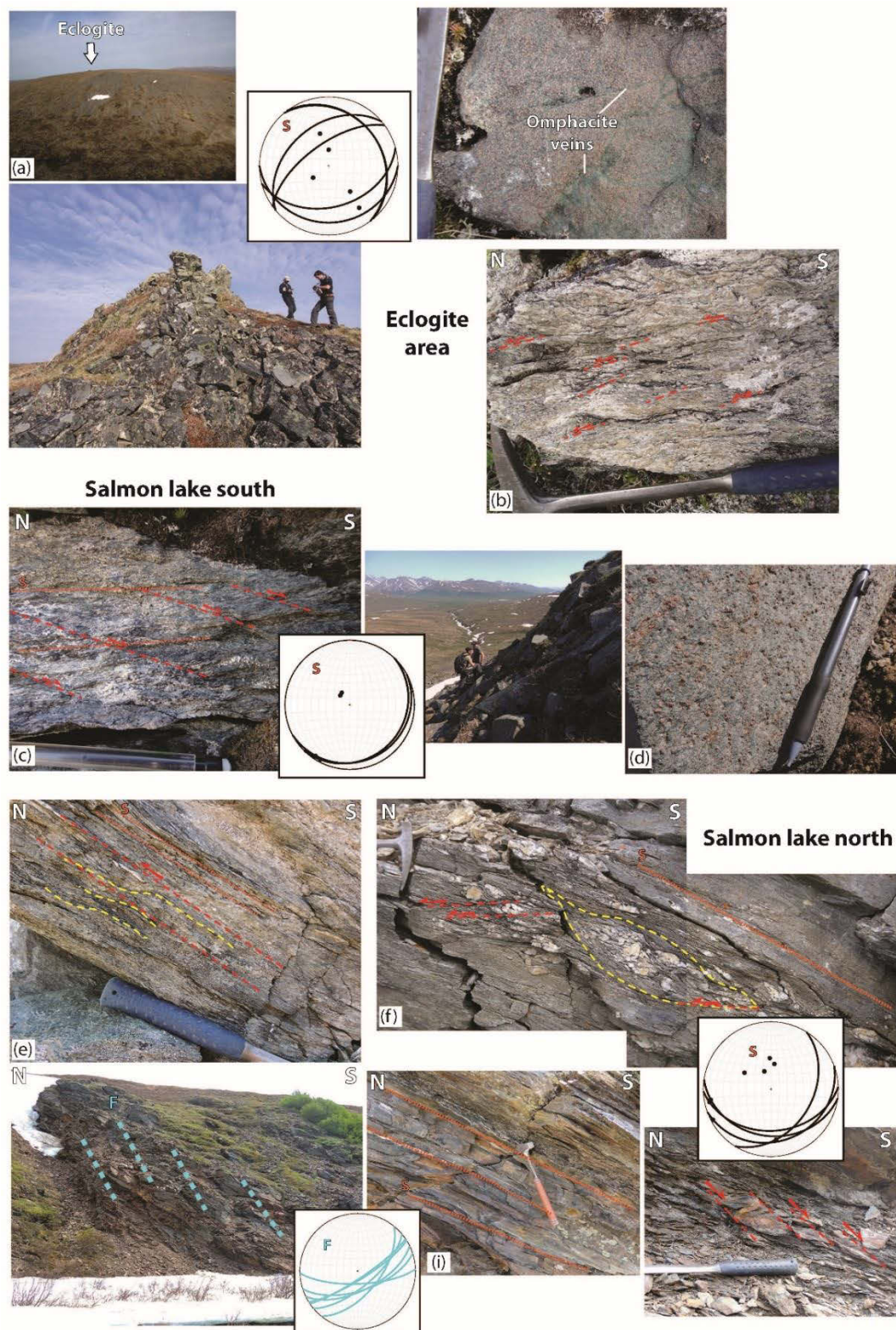


Figure 3.10 : Photographies de terrain dans l'unité « Nome Complex » et projection stéréographique des schistosités et failles rencontrées. (a) Localité éclogitique observée sur le terrain (SNNL1301, SWNL1302). (b) Sens de cisaillement à vergence nord dans la roche encaissant l'éclogite (SWNL1304C). (c) Observations d'une schistosité (S) et de cisaillements à vergence sud, au sud de « Salmon Lake » (SWNL1314). (d) Amphibolite typique (SWNL1311). (e) et (f) Schistosités à pendage sud et sens de cisaillement à vergence nord, au nord de « Salmon lake » (SWNL1321 et SWNL1346). (i) Observations des sens de cisaillement de direction sud et de la fracturation à pendage sud, près de la formation « Kigluai » (SWNL1349).

- Unité « Kigluaik »

La montagne « Kigluaik » forme un des trois dômes métamorphiques de HT présent au sein de la péninsule de Seward. Il est marqué par une gradation minéralogique de la séquence pélitique sous des conditions de pression-température croissantes vers le nord avec quatre zones définies : à staurotide (525-575°C et 3.5-4.5 kbar) à sillimanite (625-700°C et 5-7 kbar), à sillimanite-feldspath (700-750°C et 5-6 kbar) et une zone à faciès granulite (800-850°C et 8-10 kbar) ; (Lieberman, 1988) ; (Chap.1). Ces zones ont été définies et étudiées en terme métamorphique il y a plus de 20 ans (Lieberman, 1988). Cette séquence est recoupée en son centre par la présence d'un pluton âgé de 91 ± 1 Ma (Amato et al., 1994 ; 2002).

La limite sud avec l'unité « Nome Complex » est difficilement observable sur le terrain (Fig.), ne montrant pas de faille majeure, ni de modifications structurales importantes. Une schistosité (S) dominante N030-N50 à pendage sud S10-S40 et une linéation N140-160 sont observées. Les sens de cisaillements sont à vergence sud, concordant avec les directions de cisaillement de l'unité « Nome complex » visible dans la zone de « Salmon lake » (Fig.3.11). Ces données structurales sont en accord avec les données de l'unité adjacente « Nome Complex ». L'apparition de biotite, grenat et sillimanite sur le terrain semble confirmer une augmentation graduelle du degré métamorphique vers le nord, au sud des « Kigluaik Mountains » (Fig.3.14).

La limite nord de l'unité « Kigluaik » est topographiquement mieux exprimée, formant une pente abrupte dans le paysage (Fig.3.14). Cette limite est décrite dans la bibliographie comme une faille normale d'échelle crustale et postérieure (53-33 Ma) à la mise en place du granite et du métamorphisme allant des amphibolites aux granulites (91 ± 1 Ma) ; (Dumitru et al., 1995 ; Amato et al., 1994 ; 2002). Elle n'est pas observable à l'échelle de l'affleurement, cachetée par des alluvions récents. La présence de migmatites et d'un début de fusion partielle caractérisent cette limite nord, associée à un important dépôt de graphite se développant au sein de l'encaissant (Fig.3.14). Une schistosité (S) dominante N080-N090 à pendage nord N40-N60 et une linéation N030-040 sont observées (Fig.3.12).

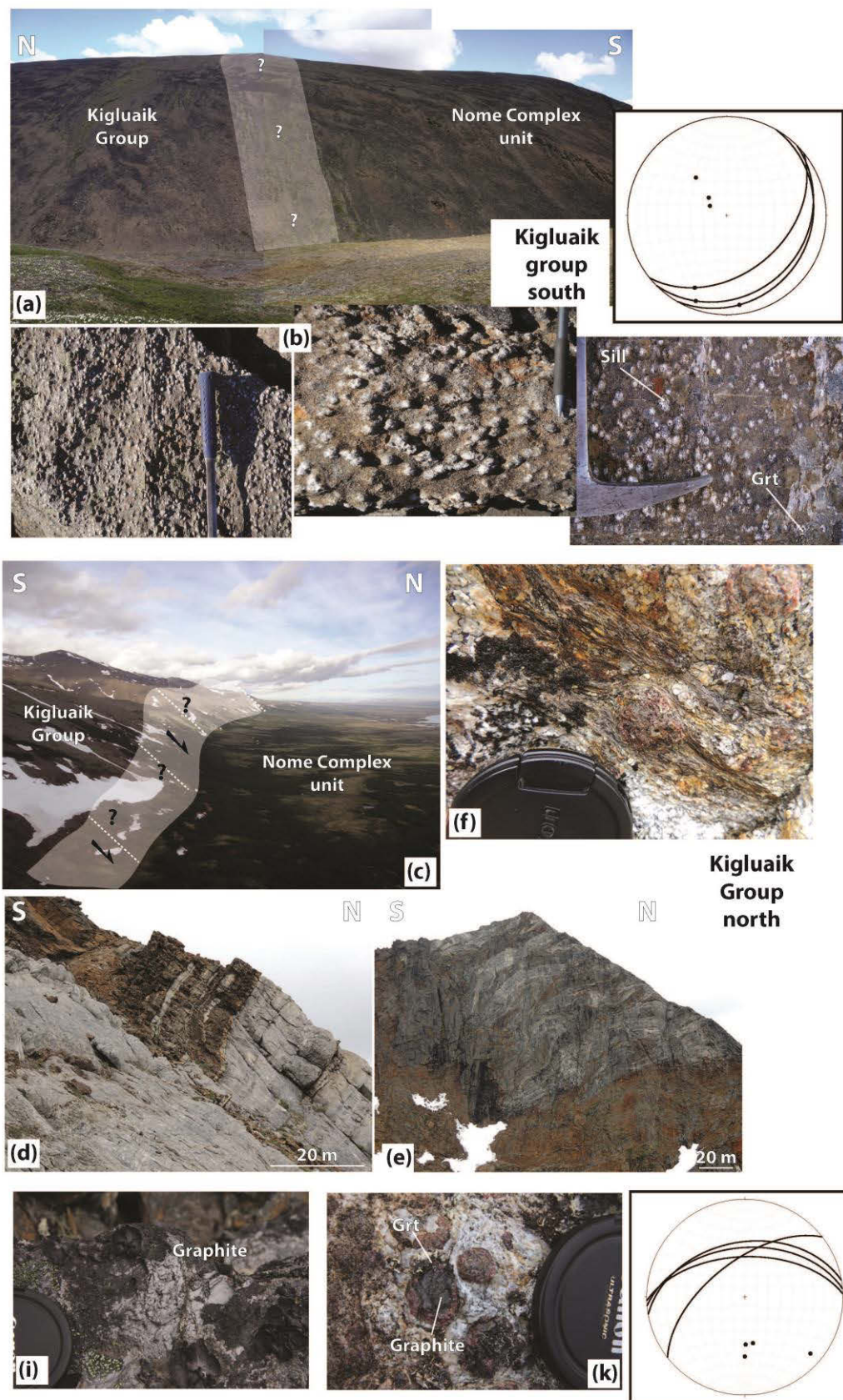


Figure 3.14 : Photographies de terrain dans l'unité « Kigluaik ». (a) Contact peu marqué, sur le terrain, entre les unités « Kigluaik group » et « Nome Complex ». (b) Observations du métamorphisme de haut grade avec la présence de nodules de sillimanite (SWNL1331). (c) Observations de la faille nord de l'unité « Kigluaik » décrite dans la bibliographie. (d), (e) et (f) Allure caractéristique des migmatites sur le terrain (SWNL1352-57). (i) et (j) Observations du graphite situé dans les migmatites (SWNL1352-54).

2.3 Interprétation structurale des unités internes et discussion

Au sein de la chaîne de Brooks, l'ensemble des unités internes (sauf pour ce qui est de l'unité Angayucham, d'affinité océanique) montre des lithologies semblables, avec des micaschistes riche en quartz et phengite ayant subi un métamorphisme de degré variable.

La déformation ductile observée est généralement peu spectaculaire, surtout marquée par des plis de petite échelle, parfois deux schistosités, des bandes de cisaillement à vergence nord ou sud et une linéation par contre pénétrative. La schistosité S1 est visible sur l'ensemble des unités, sans différence notable, et met en évidence dans la chaîne de Brooks une structuration en pli déversé vers le nord, affecté par un chevauchement à vergence nord pour l'unité « Schist belt ». Au sud, la schistosité S2 à pendage sud recoupant la première schistosité est elle aussi visible en continuité entre la « Phyllite belt » et la « Schist belt ». Au nord de l'unité « Schist belt », cette schistosité S2 est aussi observée, mais cette fois avec un pendage nord (Fig.3.15). Cette schistosité S2 est ici interprétée comme développée au cours de l'exhumation de l'unité « Schist belt ».

Little et al. (1994) ont défini une zone de mylonite au sein de la rivière de « Florence » et « Fall », variation latérale de la faille de « Slate Creek » à l'ouest de notre zone d'étude. Cette zone de déformation majeure suggèrerait, selon eux, un processus d'exhumation des zones internes par un détachement lié à une extension post-orogénique (soit un mécanisme de « metamorphic core-complex »). Au sein de notre zone d'étude et le long de la faille de « Slate Creek », aucune zone de forte déformation localisée n'a été observée, qu'il s'agisse de mylonites ou de brèches cataclastiques.

On note la présence de deux failles normales à faible pendage (CMF, SCF et possiblement RCF), décelables sur le terrain par des dépressions topographiques séparant les unités (Fig.3.5 ; Fig.3.6). Ni fracturation importante, ni décalage majeur ne sont cependant observés.

L'observation métamorphique sur le terrain ne semble pas montrer au premier ordre de saut majeur dans les conditions du métamorphisme à travers les unités internes (mais reste à confirmer par une étude thermique précise et systématique).

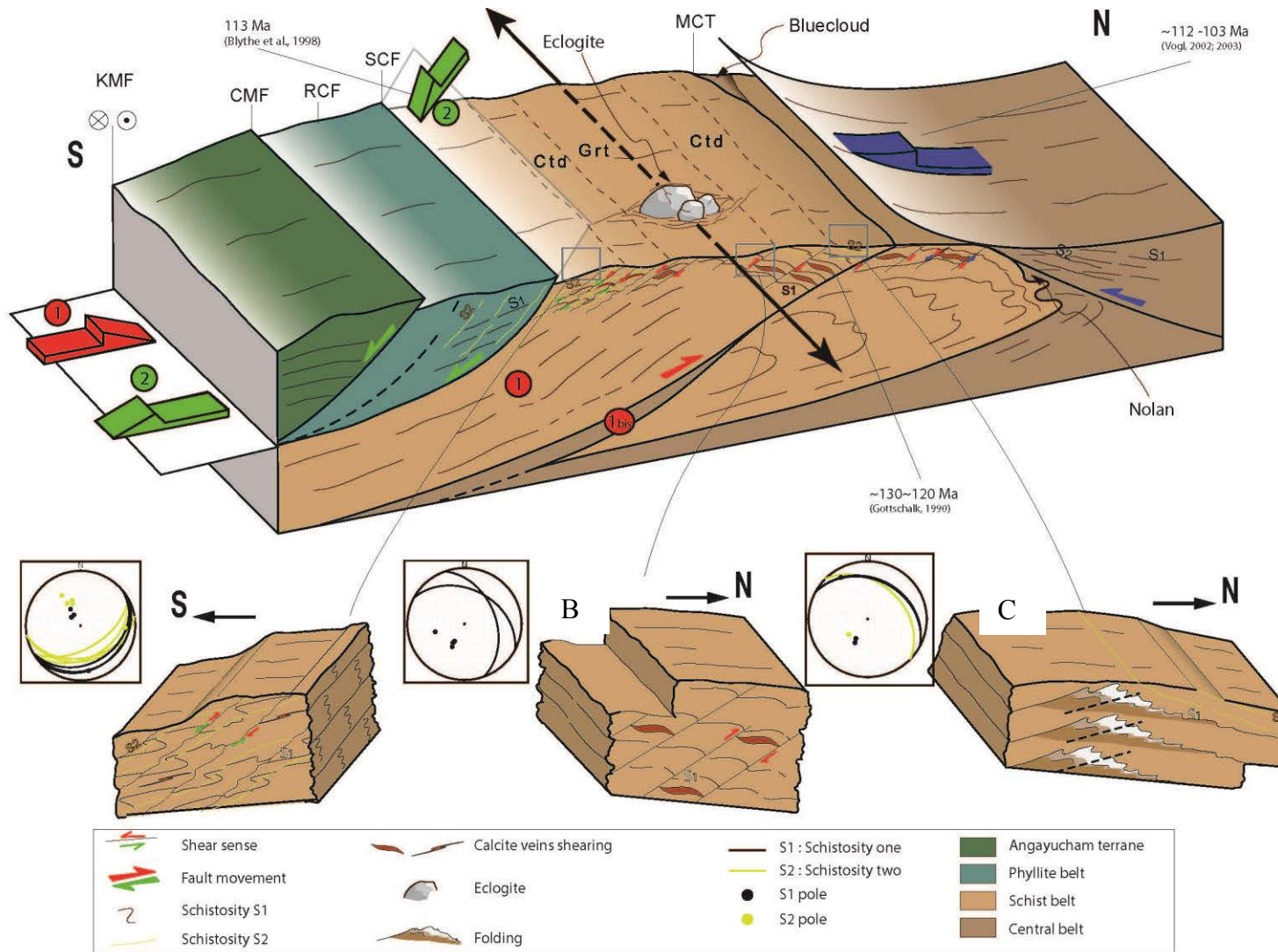


Figure 3.15 : Blocs diagrammes schématique de la chaîne sud des Brooks Ranges, intégrant l'ensemble des données structurales observées sur le terrain. (1) : mise en place de la « Schist belt » sur la 3Central belt3 et création de la S1 ; (1 bis) Chevauchement intra « Schist belt » créant le contact « Minnie Creek Fault » (MCT) et permettant la remontée de la « Central belt » observable dans la zone « Bluecloud ». (2) Phase certainement « post orogénique » présentant une « extension » permettant le rejeu des failles SCF et CMF et la mise en place du S2. Flèche bleu montrant le rétrochevauchement décrit par Vogl et al., (2002 et 2003) possiblement associé en partie à la phase 2 (?) et mise en place de la S2 pour l'unité « Central belt ». KMF : Kobuk Malemute Fault, CMF : Cathedral Mountain Fault, RCF : Rosie Creek Fault, SCF : Slate Creek Fault, MCT : Minnie Creek Fault.

(A) : Petit bloc diagramme de l'affleurement BR1424 montrant deux schistosités associées à deux sens de cisaillement (S1, S2); (B) : Petit bloc diagramme de l'affleurement BR1237 montrant une schistosité S1 et un sens de cisaillement vers le nord. (C) Petit bloc diagramme de l'affleurement BR1233 montrant des plissements déversé vers le Nord et deux schistosités.

Les observations faites dans l'unité « Schist belt » sont confortées par celles de l'unité de « Nome complex », montrant une même déformation, avec une seule schistosité, une linéation pénétrative et sans importantes failles normales, ou de structures fragile-ductile, ni de décalage majeur (Fig.3.12). Miller et Hudson (1991) définissent dans leur modèle de métamorphique core complexe (appliqué à la péninsule de la Seward) un grand détachement séparant « Nome Complex » (plaque inférieure métamorphique) de la plaque supérieure. La plaque supérieure composant les roches non métamorphiques n'est ni décrite, ni identifiée. Les seuls contacts notables existant sont les contacts nord et sud des unités « Nome complex » et « Kigluaik ». Au sud de la montagne « Kigluaik », la limite entre les formations « Kigluaik » et « Nome complex », ne montre pas la présence de cisaillement majeur. La faille normale au nord de la montagne de « Kigluaik » observée sur le terrain ne montre qu'une pente abrupte. Le refroidissement et la mise en place de ces dômes plutoniques, comme la montagne « Kigluaik », sont datés de la fin du Crétacé (Dumitru et al., 1995 ; Amato et al., 2002 ; Gottlieb et al., 2008). La mise en place de Kigluaik est avancé comme liée à une extension régionale de N-S à NNO-SSE (110-90 Ma : Amato et al., 2002, 2003) ou à un upflit comparé comme une remontée diapirique (Lieberman, 1988). Dans les deux cas, cet événement est postérieur à l'extension décrit dans la chaîne de Brooks (Miller et Hudson, 1991), voir même à l'extension post-orogénique (Gottschalk et al., 1990). L'exhumation des chaînes internes et la mise en place de ce corps plutonique ne peuvent être liés, ni même comparés au même processus orogénique.

Ainsi, ces observations structurales et métamorphiques (de premier ordre) ne montrent pas de grand détachement d'échelle crustale intra- « Schist belt-Nome Complex » ni même le long de la faille « Slate Creek » au sud de la « Schist belt » (Fig.3.15). Rien ne vient confirmer un processus d'exhumation des zones internes par un détachement lié à une extension post-orogénique (Miller et Hudson, 1991 ; Little et al., 1998).

En outre, au sein de la chaîne de Brooks, les sens de cisaillement observés au nord de l'unité « Schist belt » montrent (1) qu'au sud de la MCT, les directions de cisaillement sont vers le nord et (2) au nord de la MCT, ces cisaillements montrent les deux directions (sud et nord). La MCT semble une limite à la déformation de direction sud observée par les bandes de cisaillement. Dans le cas, où « Skajit décollement » (SD) se serait développé avant la MCT, il paraît peu probable que les bandes de cisaillements ne se soit pas propagées plus au sud, à moins d'un événement très localisé. Ce décollement de la « Central belt » a été décrit dans la bibliographie comme un rétro chevauchement d'âge Albien à travers toute la chaîne (Ave Lallement et Oldow, 1998 ; Vogl et al., 2002 ; 2003). Cet événement n'est donc pas localisé. En outre, le MCT est décrit comme mis en place lors de la déformation vers le nord de la « Schist belt » pendant le processus collisionnel (130-120 Ma : Gottschalk et al., 1990), antérieur ainsi au rétro-chevauchement. Ces observations sembleraient indiquées que « Skajit décollement » (SD) serait postérieure à la mise en place de la MCT, comme évoqué par Till et Moore (1991). Ainsi, aucune bande de cisaillement de direction sud (comme observée) n'aurait pu se développer au sud de la MCT existante lors du déplacement de SD (Fig.3.15).

3 Nouvelles contraintes minéralogiques, pétrologiques et thermique, sur l'évolution métamorphique des chaînes internes : contraintes P-T.

3.1 Evolution thermique des chaînes internes

3.1.1 Méthode de thermométrie Raman sur la matière organique (RSCM).

3.1.1.1 Principe de la méthode

Les roches sédimentaires peuvent, lors de leur formation, contenir une fraction carbonée d'origine organique. Au fur et à mesure de l'évolution de la roche cette matière organique dont la structure est initialement complexe, majoritairement composée de carbone mais aussi d'hydrogène, d'oxygène, d'azote, de soufre, se transforme progressivement en une structure évoluant vers celle du graphite, simple et planaire. La thermométrie par spectrométrie Raman de la matière organique RSCM (*Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials*) est basée sur la mesure de la graphitisation progressive de la matière organique, essentiellement fonction de l'élévation de la température. La graphitisation étant irréversible et n'étant pas soumise à la localisation de la déformation (Beysac et al., 2002b), la RSCM permet de calculer la température maximale subie par la roche. Ainsi on peut déterminer à partir du degré d'organisation de la structure du graphite le pic thermique du métamorphisme (Beysac et al., 2002b).

Le spectre infrarouge de la matière organique est caractérisé par deux groupes de bandes spectrales Raman : 1100-1800 cm^{-1} et 2500-3100 cm^{-1} . Le premier groupe est composé du pic caractéristique du graphite pur à 1575 cm^{-1} (G) et de plusieurs bandes de défauts (D1 à D4) dont la taille et la présence varient en fonction du degré d'organisation de la matière organique (Fig.3.16). Le second groupe montre plusieurs bandes de défauts à 2400, 2700, 2900 et 3300 cm^{-1} . La bande située près de 2900 cm^{-1} (S2) apparaît lorsque la matière organique est désordonnée. Les paramètres influençant les pics du second groupe sont toutefois encore très mal connus et ne sont donc pas utilisés dans cette méthode (Beysac et al., 2002 ; 2003).

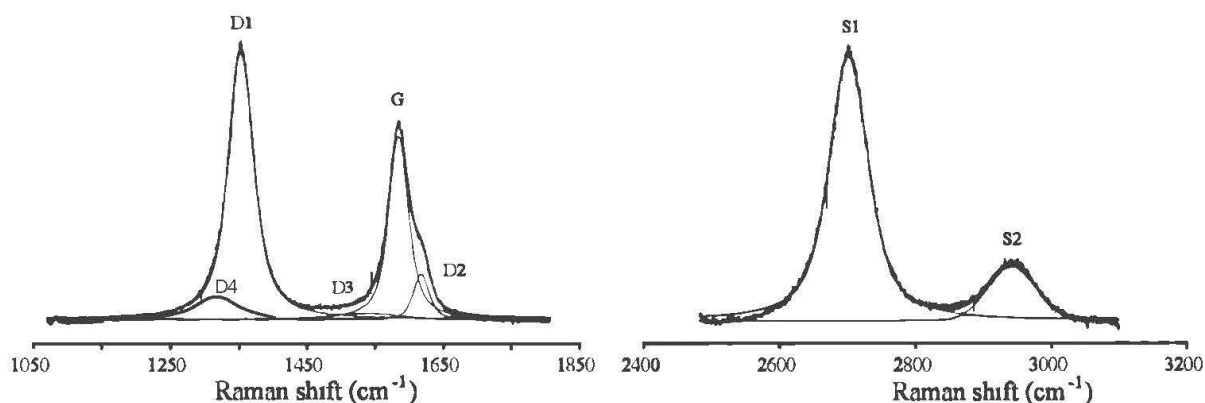


Figure 3.16 : Premier et second groupes de bandes de décalage correspondant aux zones du spectre Raman de la matière organique.

La méthode RSCM a été calibrée pour des températures allant de 200 à 650°C. Cependant, le nombre de bandes de défauts variant de deux à quatre en fonction de la température, il est nécessaire d'utiliser deux calibrations différentes. La première est utilisée pour les basses températures de 200°C à 350°C (Lahfid et al., 2010) et la seconde pour des températures supérieures, allant de 330°C à 650°C (Beysac et al., 2002a); (Fig.3.17). Pour la basse température, ils existent deux calibrations, l'un utilisant le coefficient RA1 et l'autre le coefficient RA2 (Lahfid et al., 2010). Ces coefficients correspondent à des rapports d'aires de fonction (ici lorentzienne) prenant en compte plusieurs bandes de défauts. Dans cette étude, le coefficient employé est le coefficient RA1 qui présente un écart type le plus faible (Lahfid et al., 2010).

$$RA1 = \frac{D1 + D4}{D1 + D2 + D3 + D4 + G} \quad (1)$$

où D1, D2, D3, D4 et G sont les aires des fonctions des Voigt placées respectivement sur les pics de défauts D1, D2, D3, D4 et G du spectre. On obtient ensuite la température maximale à l'aide de la formule empirique suivante :

$$T = \frac{RA1 - 0.3758}{0.0008} \quad (2)$$

La calibration de haute température est basée sur le rapport R2 (Beysac et al., 2002a). Le coefficient R2 est aussi un rapport d'aires de fonction (ici des gaussiennes) mais cette fois-ci, il ne prend en compte que trois bandes de défauts (les autres sont négligeables ou inexistantes à haute température).

$$R2 = \frac{D1}{D1 + D2 + G} \quad (3)$$

Cette fois, la température (en °C) se calcule de la manière suivante:

$$T = -445R2 + 641 \quad (4)$$

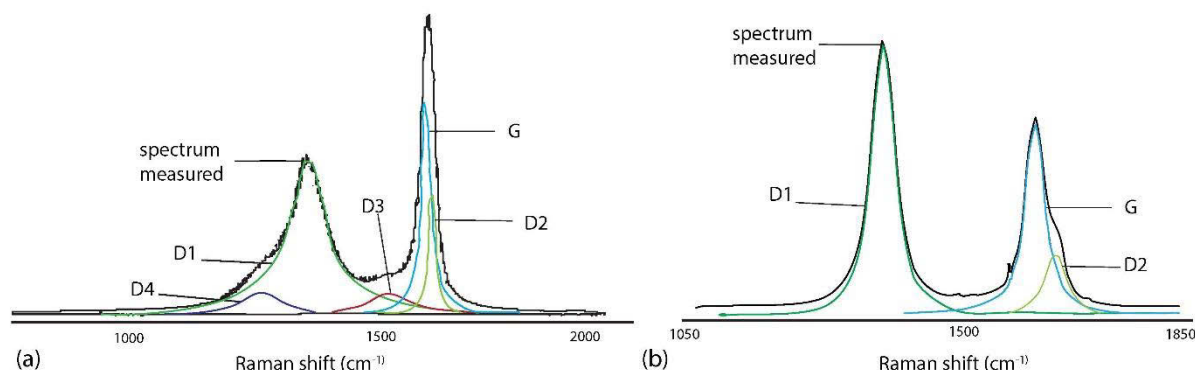


Figure 3.17 : Spectres Raman de la matière organique et courbes des Voigt associées. (a) spectre de basse température à cinq bandes et (b) spectre de haute température à trois bandes.

3.1.1.2 Acquisition et traitement

Les mesures ont été réalisées sur des lames minces standard dans un micro-spectromètre Raman Renishaw inVia de l'IMPMC. Le spectromètre offre une zone d'échantillonnage d'environ 1 à 3 μm avec un objectif x100, et une puissance de laser d'environ 1 à 5 mW sur la surface de l'échantillon. Le temps d'acquisition (généralement compris entre 20 à 300 secondes) dépend de la qualité de la matière organique et de la fluorescence des minéraux accessoires ; 10 à 15 spectres sont généralement enregistrés pour chaque échantillon. La température maximale ainsi obtenue est une moyenne sur l'échantillon permettant de s'affranchir d'éventuelles hétérogénéités. D'autre part, seule la matière organique recouverte par un minéral transparent est considérée, la matière organique présente en surface pouvant être endommagée par le polissage de la lame (celui-ci est susceptible d'introduire un biais sur le degré réel d'organisation, et donc sur la température maximale mesurée (Beysac et al., 2003).

Le traitement des spectres est effectué avec un logiciel nommé PeakFit 4. Au début du traitement, il est nécessaire de corriger la ligne de base des spectres (Fig.3.18) de la fluorescence des minéraux traversés qui se superpose au spectre de la matière organique sur une bande de basse fréquence. Une fois la ligne de base corrigée, on peut ajuster les fonctions de Voigt ou de Lorentz aux données pour calculer la surface des différentes bandes (D1, D2, G...). Les spectres qui ont une ligne de base très déformée ainsi que ceux qui présentent un signal très bruité sont éliminés, tout comme ceux donnant des températures très éloignées de la population principale. Ces points peuvent correspondre à des grains de graphite hérités d'un épisode thermique plus poussé que celui étudié, ou à du graphite qui n'était pas protégé par un autre minéral et donne un spectre plus froid que les autres. Afin de vérifier la validité de la température moyennée obtenue à partir des spectres de l'échantillon, une dispersion est calculée à partir de ceux-ci. Si la dispersion calculé par σ/\sqrt{n} (ou σ est l'écart type des températures de la lame, n le nombre de spectres) est strictement inférieure à 8 (limite d'incertitude de la méthode), on considérera que la moyenne des températures maximales obtenues est représentative.

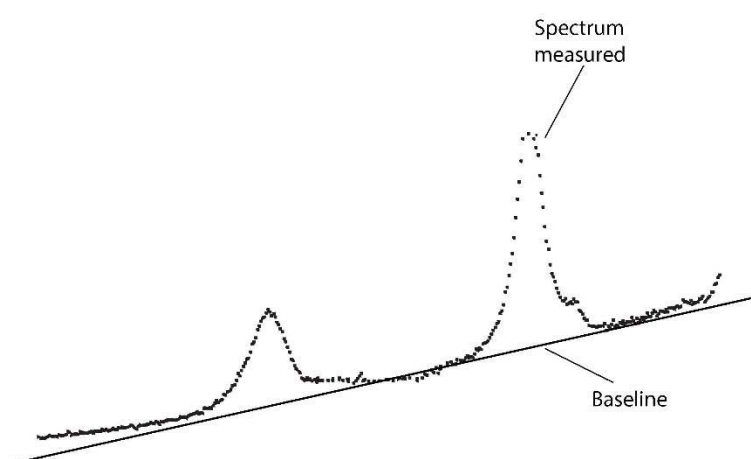


Figure 3.18 : Fluorescence observée sur un spectre mesurée de matière organique. La correction sert à corriger la ligne de base.

3.1.1.3 Les incertitudes

Il a été estimé, par étalonnage des valeurs de RA1, RA2 et R2 dans une plage de températures comprise entre 330 et 650°C, que l'erreur maximale sur la température estimée par la méthode était de $\pm 25^\circ\text{C}$. Cette erreur est la même quel que soit le gradient métamorphique et probablement l'origine de la matière organique. Elle est comparable aux autres méthodes de thermobarométrie minérale conventionnelles (Lahfid et al., 2003 ; Beyssac et al., 2002a) et résulte à la fois des hétérogénéités dues à l'origine de la matière organique, à la répartition des contraintes anisotropes, à l'influence de la matrice et/ou à la composition des fluides, du processus d'analyse lui-même (orientation, chauffage induit par laser) ou de la procédure de préparation (Beyssac et al., 2003).

3.1.2 Résultats de l'état thermique grâce au RSCM

3.1.2.1 Au sein de la chaîne de Brooks

Les échantillons au sein des formations « Phyllite belt » et « Schist belt » dans la chaîne de Brooks, sont particulièrement adaptés pour le RSCM car ils contiennent de la matière organique en abondance. Il en va différemment pour les unités « Angayucham » et « Central belt ». L'unité « Angayucham » étant constituée de roches basiques, les analyses RSCM ont été effectuées sur des métacherts intercalés, compliquées par une oxydation importante. L'unité « Central belt », bien que constituée de roches sédimentaires analogues à celles de l'unité « Schist belt », avec une présence abondante de matière organique, a été très oxydée (probablement du fait de circulations de fluides et d'une recristallisation importante), compliquant les analyses.

Un total de 1155 spectres a été acquis sur 64 échantillons dans la zone interne de la chaîne de Brooks. Afin d'obtenir un suivi détaillé des variations de l'évolution thermique au sein des chaînes internes de la chaîne de Brooks, un échantillonnage a été effectué le long d'un profil allant du sud de l'unité « Angayucham » au nord de l'unité « Central belt » (Fig.2 et 3). Les échantillons proviennent des missions de terrain successives et de la collaboration d'Alison Tills et de Thomas Moore (USGS)

- Unité « Angayucham » (4 échantillons)

Les températures maximales ont été déterminées pour des métacherts situés au sein des montagnes « Twelvemile » et de « Cathedral ». Le T_{max} est situé dans une gamme de 202 à 239 °C, avec un écart type ne dépassant pas les 20°C (Fig.3.19 et 3.20. ; Tab.3.1).

- Unité « Phyllite belt » (12 échantillons)

Le T_{max} s'inscrit dans une fourchette allant de 236 à 400 °C, avec un écart type inférieur à 30°C (Fig.3.19. et 3.20. ; Tab.3.1). On observe une augmentation de la température vers le nord.

- Unité « Schist belt » (31 échantillons)

Les estimations de températures varient entre 444 et 535 °C, avec un écart type inférieur à 31°C (Fig.3.19 et 3.20. ; Tab.3.1). Une augmentation de la température est observée au sud de la formation, mais on observe au centre des températures constantes formant un plateau d'environ 515 ± 19.3 (moyenne basée sur 18 températures).

- Unité « Central belt » (14 échantillons)

Parmi les 14 échantillons, 3 appartiennent à la sous-unité « Nolan » et 1 à la sous-unité « Bluecloud ». Le Tmax est situé dans une gamme de 318 à 490 °C avec un écart type faible, inférieur à 19°C (en exceptant toutefois l'analyse dans « Bluecloud » ; Fig.3.19 et 3.20. ; Tab. 3.1). La température déterminée décroît progressivement vers le nord au sein de l'unité. Pour « Bluecloud », on ne possède qu'une analyse de température de 545°C ± 8°C.

- « Doonerak window » (2 échantillons)

On ne possède que deux analyses de température au sein de la fenêtre laissant apparaître l'antiformal stack de Doonerak (« Doonerak window »), donnant deux Tmax à 264 et 313 °C (écart type inférieur à 29°C ; Fig.3.19 et 3.20. ; Tab. 3.1).

Samples	Area	n	Av. T(°C)	SD	SE	N (decimal degrees)	E (decimal degrees)
Brooks Range							
<i>Ophiolitic suture (Angayucham)</i>							
BR1401	Twelvemile Mountain	12	202	11	3	67.1520	150.474
BR1407		17	230	20	5	67.1590	150.458
BR1417	Cathedral Mountain	20	210	5	1	67.16463	150.12
BR1418		17	237	6.5	2	67.16572	150.118
BR1420		20	239	12	3	67.1692	150.116
<i>Phyllite belt</i>							
BR1409		19	324	16	4	67.19037	150.57
BR1410		19	306	30	7	67.19055	150.567
BR1411		16	308	15	4	67.19065	150.565
BR1412		14	318	22	6.5	67.19153	150.56
BR1413		15	312	22	6	67.19232	150.558
BR1414		18	304	22	5	67.19375	150.556
BR1415		20	357	4.5	1	67.1946	150.553
BR1421		15	237	6	2	67.16953	150.116
BR1422		21	236	15	3.5	67.17155	150.114
BR1431		20	356	6	1.5	67.2212	150.077
90Ati33B		22	400	11	2	67,2211	149,982
90Ati31A		21	361	8	1.5	67,205	149,9583
<i>Schist belt</i>							
BR1423	South MCT	19	514	20	5	67.28133	150.025
BR1424		18	501	21	5	67.272	150.027
BR1425		20	482	25	6	67.27275	150.023
BR1426		19	484	22	5	67.26508	150.039
BR1427		19	473	17	4	67.26208	150.05
BR1428		20	476	19	4	67.258	150.054
BR1429		20	460	20	5	67.25263	150.054
BR1430		20	444	19	4	67.24538	150.043
BR1219		18	508	19	4.5	67.4161	150.0544
BR1237A		21	511	26	7	67,3629	149,8876
BR1236		16	530	24	6	67,3779	149,8928
BR1239		19	515	20	5	67.3143	149.8637
BR1238		20	507	24	6	67,3393	149,8637
BR1233		17	494	22	5	67,399	149,9135
BR1235		18	520	30	7	67.4038	149.9135
BR1219		18	508	19	4	67,4161	150,0544
BR1103		18	515	20	5	67,2824	149,8557
BR1104		20	512	21	5	67,3977	149,9127
90Ati103		20	525	14	3	67,3756	149,9807

90Ati105A		16	509	28	5.5	67.3787	149.9839
90Ati105C		16	519	30	6	67.3787	149.9839
90Ati37C		20	513	17.5	3.5	67,2972	149,8942
Samples		n	Av. T(°C)	SD	SE	N (decimal degrees)	E (decimal degrees)
<i>Schist belt (end)</i>							
90Ati1A	South MCT	14	482	28	6	67,2891	149,7275
90Ati1C		24	506	35	7	67,2891	149,7275
90Ati120J		16	468	26	6.5	67,2587	149,6218
90Ati120L		15	489	25	6.5	67,2587	149,6218
92Ati226D		20	447	18	4	67,3703	149,7745
92Ati227B		20	438	9	2	67,3704	149,7788
BR1234	North MCT	17	535	15	3	67.4561	149.968
90Ati135A		18	494	31	7.5	67,4863	149,8564
90Ati135B		21	534	14	3	67,4863	149,8564
<i>Central belt</i>							
90Ati73A	Bluecloud	19	545	8	2	67,4083	149,5833
BR1215	Noland	15	460	15	4	67.4886	150.1991
BR1216		16	478	19	4	67,4886	150,1991
BR1217		19	462	15.5	3.5	67.4879	150.190
89TM254A		15	440	14	4	67.63	149.9721
BR1231A		16	490	19	5	67.5196	148.1527
89TM265D		19	387	12	3	67.7437	149.8996
89Ati32B		22	376	9	2	67.7689	149.1194
89Ati38E		17	364	10	2	67.7795	148.325
89Ati38H		15	379	9	2	67.7795	148.325
10TM50		17	366	11.5	3	67.8019	149.7346
92TM151A		16	365	8	2	67.9020	149.7558
BR1213B		17	318	17	4	68.0478	148.3675
BR1107		18	332	16	4	68.0408	148.3686
<i>Doonerak window</i>							
BR1226		18	264	29	7	67.9471	148.0308
BR1224		13	313	21	6	67.9471	148.0308

Tableau 3.1.: Tableau montrant l'ensemble des températures acquises de chaque formation au sein de la chaîne de Brooks. Abréviations : n : nombres de spectres, SD : « Standard deviation », SE : « Standard error » qui est égale à SD/\sqrt{n} .

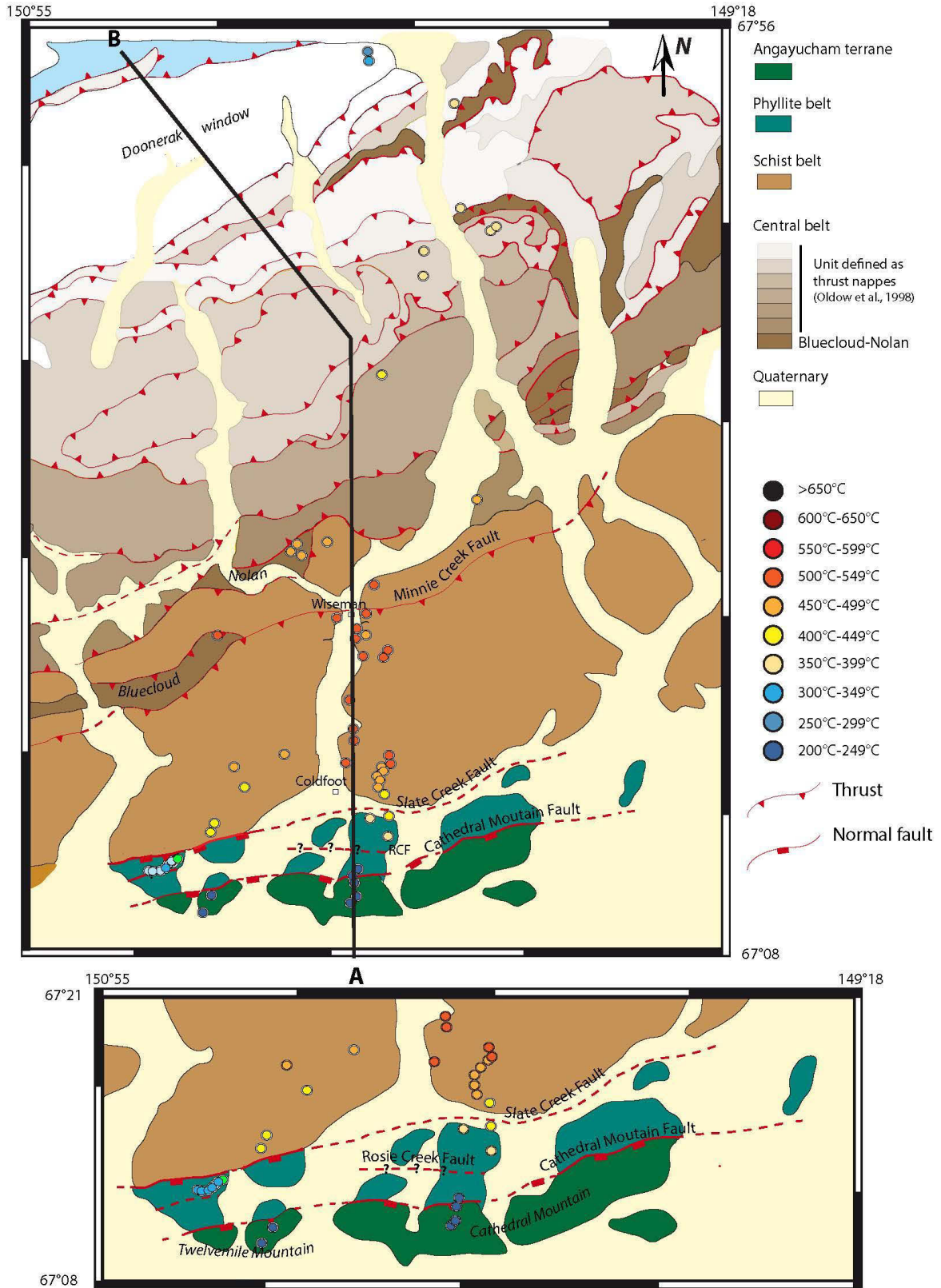


Figure 3.19 : Carte figurant les contraintes de température obtenues par RSCM pour les zones internes de la chaîne de Brooks.

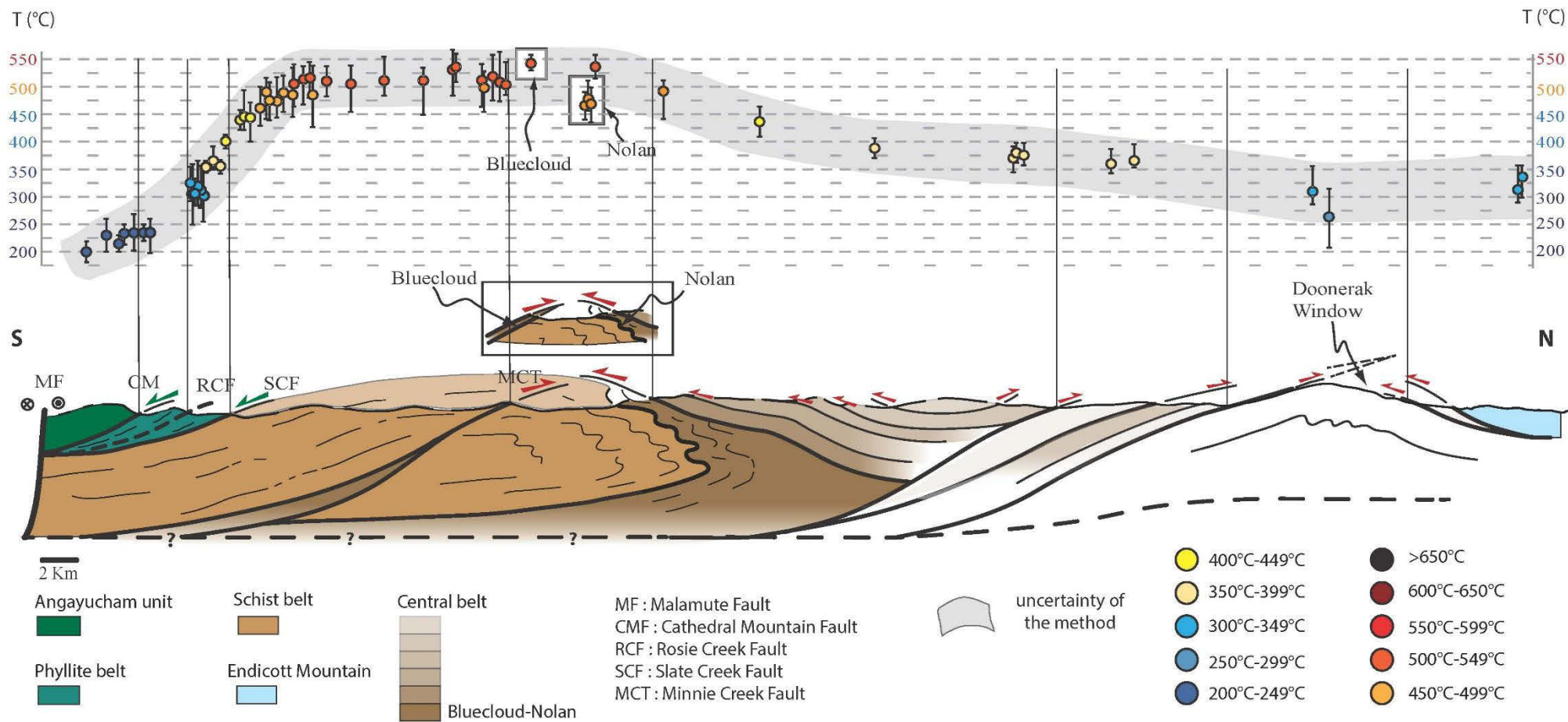


Figure 3.20 : Distribution des températures selon une coupe géologique traversant la chaîne sud de Brooks, légendé sur la carte de la figure 3.19. Les points de températures ont été projetés sur la coupe en suivant les limites des unités. Le peu de données entre CMF et RCF est lié à la présence d'ours sur le terrain.

3.1.2.2 Au sein de la péninsule de Seward

Un total de 1208 spectres a été acquis sur 68 échantillons dans la péninsule de Seward. Afin de contraindre de manière représentative les variations de l'évolution thermique sur l'ensemble de la péninsule, l'échantillonnage a intéressé une large zone et plusieurs profils (dans la formation « Nome complex » (Fig.3.21 et 3.2). Les échantillons proviennent des missions de terrain successives et de la collaboration d'Alison Tills.

Les échantillons de l'unité « Nome complex » et « Grantley Harbor fault zone », sont bien adaptés pour le RSCM car ils contiennent de la matière organique en abondance. La situation est différente pour la formation « Kigluaik » et au sein des formations de la montagne de « Darby ». La matière organique y a en effet subi une augmentation de température importante qui se traduit par endroit par une graphitisation complète. Par conséquent, la méthode donne une température faussée (avec des spectres identiques et un écart type quasi nul).

Unité « Nome complex » (47 échantillons)

Le Tmax va de 464 à 545 °C avec un écart type < 30°C (Fig.3.21 et Tab.3.2). Une augmentation de température est observée vers le centre de la péninsule de Seward (Teller road : Fig.3.21). Le centre de la formation (Salmon lake et Council road : Fig.3.21) est caractérisé là aussi, comme dans la chaîne de Brooks, par des températures constantes : ce plateau thermique est d'environ $513^{\circ} \pm 22$ (moyenne basée sur 40 températures).

Unité « Kigluaik » et « Darby mountain » (17 et 1 échantillon respectivement)

Quatre échantillons donnent des températures supérieures à 650°C, observés au centre et au nord de la montagne « Kigluaik » (ce qui est parfaitement cohérent avec la présence de graphite quasi-pur et exploité en mine au nord de ces montagnes). Pour les autres échantillons, le Tmax est situé dans une gamme de 469 à 636 °C avec un écart type inférieur à 33°C (Fig.3.21 et Tab. 3.2).

Zone de la faille de Grantley Harbor (3 échantillons)

Le Tmax va de 330 à 369 °C et l'écart type ne dépasse pas les 30°C (Fig.3.21 ; Tab. 3.2).

Samples	Area	n	Av. T(°C)	SD	SE	N (decimal degrees)	E (decimal degrees)
<i>Nome complex</i>							
SWNL1303C	Nome area	14	531	22	5.0	64.60781667	165.1848667
SWNL1304C		17	538	17	4.0	64.65795	165.1384167
06AD4AA		18	515	30	7	64.6069	165.43055
05AD24J		19	545	25	5.5	64.6578	165.5886
06ATi4A		19	526	19	4.5	64.6042	165.6739
86Ati19		15	482	25	6.5	64.6619	165.9463
SWNL1309	Salmon lake south	15	506	24	6	64.88	165.21325
SWNL1310		20	516	22	5	64.86948333	165.2005167
SWNL1312		20	526	19	4	64.86838333	165.1955333
SWNL1313		16	506	17	4	64.86838333	165.1955333
SWNL1316		19	500	22	5	64.85971667	165.1888667
SWNL1317		16	511	31	7	64.85971667	165.1888667
07ATi16		17	525	16	4	64.8193	164.8385
SWNL1320	Salmon lake north	20	516	22	5	64.90191667	165.1756167
SWNL1321A1		17	531	15	3	64.90458333	165.1770667
SWNL1322A		16	501	14	3.5	64.90623333	165.1824667
SWNL1323		18	523	18	4	64.90871667	165.1859167
SWNL1324		16	522	20	5	64.91095	165.189
SWNL1325A		19	500	13	3	64.9151	165.1939833
SWNL1326		16	549	26	6	64.91785	165.1990667
SWNL1335A	Council road	16	514	30	7	64.81523333	163.7303
SWNL1337		17	506	28	7.0	64.77763333	163.7983667
SWNL1338		19	505	13	3.0	64.77763333	163.7983667
SWNL1339B		17	473	27	6.5	64.74286667	163.8895167
SWNL1340A		19	510	16	3.0	64.71515	163.99555
SWNL1341A		19	541	18	4	64.69803333	165.1364333
SWNL1342A		20	479	25	5	64.69361667	164.2784833
SWNL1343		20	520	23	5.0	64.81206667	164.29495
SWNL1344		20	504	17	3.5	64.60628333	164.3882167
07Ati37		19	490	30	7	64.7436	163.889
84AGe181A		18	512	20	5	64.8994	164.1125
86Ati66		21	532	27	6	64.9977	164.2897
JS-04-9	19	509	28	6.5	64.8067	164.1886	
82ATi36	18	509	20	4	64.5861	163.2277	
84ATi166D	19	495	35	7.5	64.657	164.116	

<i>Grantley Harbor Fault Zone</i>							
SWNL1365		23	350	30	6.0	65.23871667	166.3024667
SWNL1367A		16	369	10	2.0	65.20186667	166.2984667
SWNL1366		18	330	17	4.0	65.21323333	166.316
<i>Nome complex (end)</i>							
SWNL1305B	Darby mountain area	17	502	25	6	65.04805	162.1230333
SWNL1306A1		20	491	20	7	65.06968333	162.1129167
05AD31C		18	531	30	7	65.123	162.511
05AD31D		18	515	16	4	65.123	162.511
SWNL1369A	Teller road	19	492	20	5.0	65.20188333	166.2984667
SWNL1370		21	487	15	4.0	65.16856667	166.2934667
SWNL1371		18	474	16	4.0	65.16858333	166.2934667
SWNL1372		19	464	21	5.0	65.10203333	166.2485667
SWNL1373		22	511	31	7.0	65.10203333	166.2485667
84ATi293A	Taylor road north	20	455	26	5	65.682	164.625
84ATi300B		19	466	35	7.5	65.533	164.659
84ATi307		16	488	25	6	65.573	164.829
<i>Darby Mountain</i>							
SWNL1307C		13	620	2	6	64.89631667	162.4804167
<i>Kigluaik group</i>							
SWNL1327		19	538	16	3.5	64.92136667	165.2161667
SWNL1329		17	574	30	7.0	64.92368333	165.2294167
SWNL1330		15	571	27	7.0	64.92593333	165.23445
SWNL1331A		19	545	13	3.0	64.92615	165.2372
SWNL1332		16	604	29	7	64.9282	165.2404
SWNL1345A2		20	469	14	3	64.9852	164.7403667
SWNL1347		19	501	33	7	64.9852	164.7403667
SWNL1349A		18	487	25	6	64.9852	164.7403667
SWNL1350		18	516	12	3	64.9852	164.7403667
SWNL1351A		16	578	28	7	64.9852	164.7403667
SWNL1352B		14	626	10	3	65.03653333	165.5388167
SWNL1353B		14	636	6	2	65.03653333	165.5388167
SWNL1356		14	>650	1	0.5	65.03653333	165.5388167
SWNL1357B		13	>650(641)	1	0.5	65.03925	165.519
SWNL1358A		18	>650(641)	1	0.5	65.0126	165.519
SWNL1361A		18	602	23	5.5	65.0126	165.519
SWNL1363C		15	>650(621)	1	0.5	65.0126	165.519

Tableau 3.2.: Tableau montrant l'ensemble des températures acquises dans chaque formation au sein de Péninsule de Seward. Abréviations : n : nombres de spectres, SD : « Standard deviation », SE : « Standard error qui est égale à SD/sqrt(n).

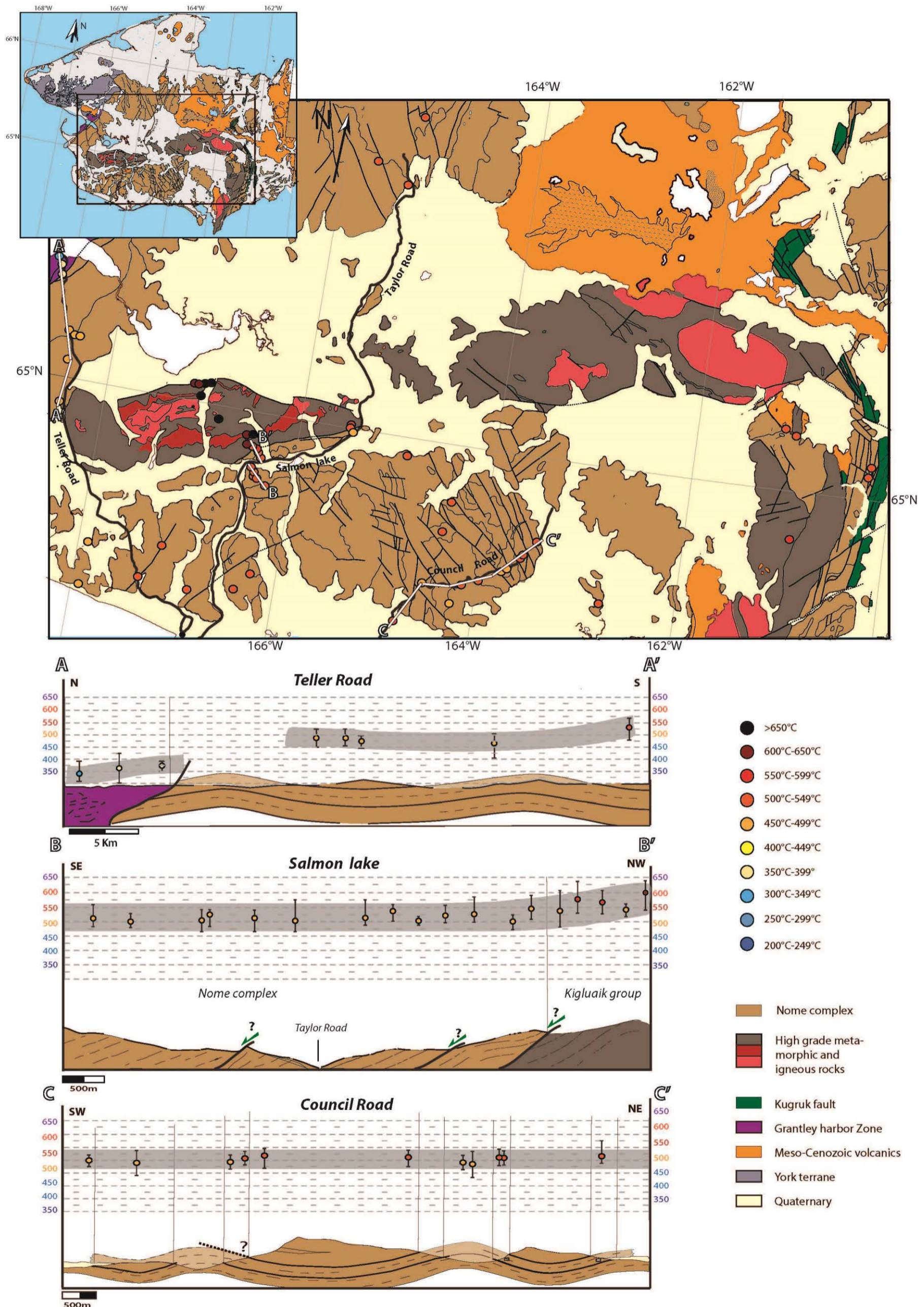


Figure 3.21: Distribution des températures au sein de la Péninsule de la Seward, associée à trois coupes géologique représentant trois zones de l'unité «Nome complex». Les points des températures ont été projetés sur les coupes suivant les limites des formations (voir légende Fig.3.12).

3.1.3 Interprétation et discussion de l'état thermique des chaînes internes

3.1.3.1 Températures maximales dans la chaîne de Brooks

La compilation des données de thermométrie sur la figure 3.20 dresse un état thermique du sud au nord de la chaîne interne de Brooks. Au sud de la chaîne, on observe une augmentation graduelle et constante de la température de la formation « Angayucham » à la formation « Schist belt », soit horizontalement $23.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (entre la première température d'« Angayucham » et la première température du plateau thermique de la « Schist belt »). Au sein de la formation « Schist belt », un plateau thermique montre une température constante et d'environ 518°C ($\pm 25^{\circ}\text{C}$). Ces données sont en accord avec les températures CAI (« Conodont Alteration Indice ») ; (5.0-6.0 soit 300 à 550°C : Till et al., 2008 ; Annexe 2). Au nord de la chaîne interne, on observe une diminution de la température au sein de la « Central belt » ; (Fig.3.20). Les données thermiques ne mettent pas en évidence une augmentation de température brusque au niveau de SCF. En effet, l'augmentation de température estimée est de moins de 50°C de la « Phyllite belt » à la « Schist belt ».

La suture ophiolitique (Angayucham), au sein des montagnes « Twelvemile » et « Cathedral » montre des températures de l'ordre de 200 à 239°C . Ces résultats impliquent que les températures CAI obtenues sur les mêmes zones sont sous estimées (CAI : 2.0-3.0 soit des températures entre 60°C et 190°C : Till et al., 2008). Ainsi, elles ne montrent pas de différence thermique avec la suture ophiolitique de la montagne « Angayucham » en considérant que les températures CAI de cette zone ne soit pas sous-estimées (CAI : 4.0-5.0 soit 190 - 480°C : Till et al., 2008). Les variations latérales de l'histoire thermique comme décrit au sein d'« Angayucham » ne concordent pas avec nos résultats.

Au sein de la « Central belt », la sous-unité « Bluecloud » pourrait avoir enregistré des températures plus élevées que le reste de la formation « Central belt », mais ceci ne repose que sur un seul échantillon. Cette température RSCM semble contraire aux interprétations thermiques évoquées par Oldow et al. (1998) proposant que l'ensemble de l'unité « Central Belt » (comprenant « Bluecloud » et « Nolan ») ait connu une même histoire thermique. D'autres estimations RSCM sont nécessaires pour confirmer ou infirmer l'existence d'une histoire thermique différente pour « Bluecloud ».

3.1.3.2 Températures maximum dans la péninsule de Seward

La compilation des données de thermométrie sur la structure thermique régionale (fig. 3.20 et 3.21) montre une augmentation thermique vers le centre de la péninsule de Seward. Le plateau de température est d'environ $513^{\circ}\pm 22.3^{\circ}\text{C}$ est observé sur les différents profils dans la formation « Nome Complex ». Il n'y pas d'augmentation significative de l'évolution thermique de « Nome Complex » aux abords de la montagne « Kigluaik » ($518 \pm 25^{\circ}\text{C}$ sur la coupe de la « Salmon lake » et $526 \pm 25^{\circ}\text{C}$ sur la coupe de « Council road » : Fig.3.21). Ainsi les températures maximales au sein de « Nome complex » ont été atteintes lors des stades précoces de l'orogénèse brookienne étant donné qu'aucun impact des évènements de haute température tardifs (montagne Kigluaik) n'est décelable dans nos données.

L'estimation des températures sur la partie sud de l'unité « Kigluaik », montre une légère augmentation de la température vers le centre de l'unité. La limite entre cette unité et « Nome complex » ne montre pas d'augmentation significative de la température.

3.1.3.3 Conclusions et discussion

L'unité « Nome complex » dans la péninsule de Seward et l'unité « Schist belt » dans la chaîne de Brooks, généralement interprétées comme formant une unité commune de la chaîne interne de l'orogénèse brookienne, ne montrent en effet aucune différence notable dans la température maximale mesurée ($513^{\circ}\text{C} \pm 25^{\circ}\text{C}$ pour « Nome complex » et $515 \pm 25^{\circ}\text{C}$ pour « Schist belt ») (Fig.3.22). Les températures maximales ont été atteintes lors des stades précoces de l'orogénèse brookienne. La « Phyllite belt » montre des températures similaires à l'unité « Grantley Harbor Fault zone » et à la partie nord de la « Central belt ».

L'enveloppe thermique de l'ensemble des unités HP-BT (« Schist belt » et « Nome complex ») est caractérisée par un plateau de température à $513^{\circ}\text{C} \pm 25^{\circ}\text{C}$. Ce qui signifie que l'ensemble des zones internes a été exhumé de la même isotherme, quelle que fut sa géométrie. Cette enveloppe ne montre pas l'augmentation de température majeure (de l'ordre de plusieurs centaines de degrés) attendue sur une faible distance (la largeur du détachement) au passage de l'unité supérieure à l'unité inférieure d'un « metamorphic core complex ». En d'autres termes, la juxtaposition de l'unité « Phyllite belt » de bas grade métamorphique sur l'unité « Schist belt » de métamorphisme HP/BT, ne montre pas une brusque augmentation thermique sur la faille normale de « Slate Creek Fault », mais plutôt une augmentation constante de température vers le centre de l'unité « Schist belt ». Cette conclusion est confirmée sur la péninsule de la Seward, montrant une température constante au sein de « Nome complex » et une variation thermique minimale entre l'unité « Kigluaik » au sud et « Nome complex » (Fig.3.22). Seule la limite nord de l'unité « Kigluaik » pourrait montrer un saut thermique majeur au niveau de la faille décrite (Fig.3.14c) auparavant mais liée à un processus orogénique différent (cf. Chap. III.2).

Ainsi, rien dans les données thermiques ne vient confirmer un processus d'exhumation des zones internes par un détachement en lien à une extension post-orogénique (Miller et Hudson, 1991 ; Little et al., 1994).

En outre, une analyse a été effectuée au sein de « Ruby terrane » (situé plus au sud de notre zone d'étude : Fig.3.1), obtenant une température comparable ($358^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$) à la formation « Phyllite belt ». Une étude plus approfondie serait nécessaire pour mieux contraindre sa structure interne et la confronter aux données acquises ici.

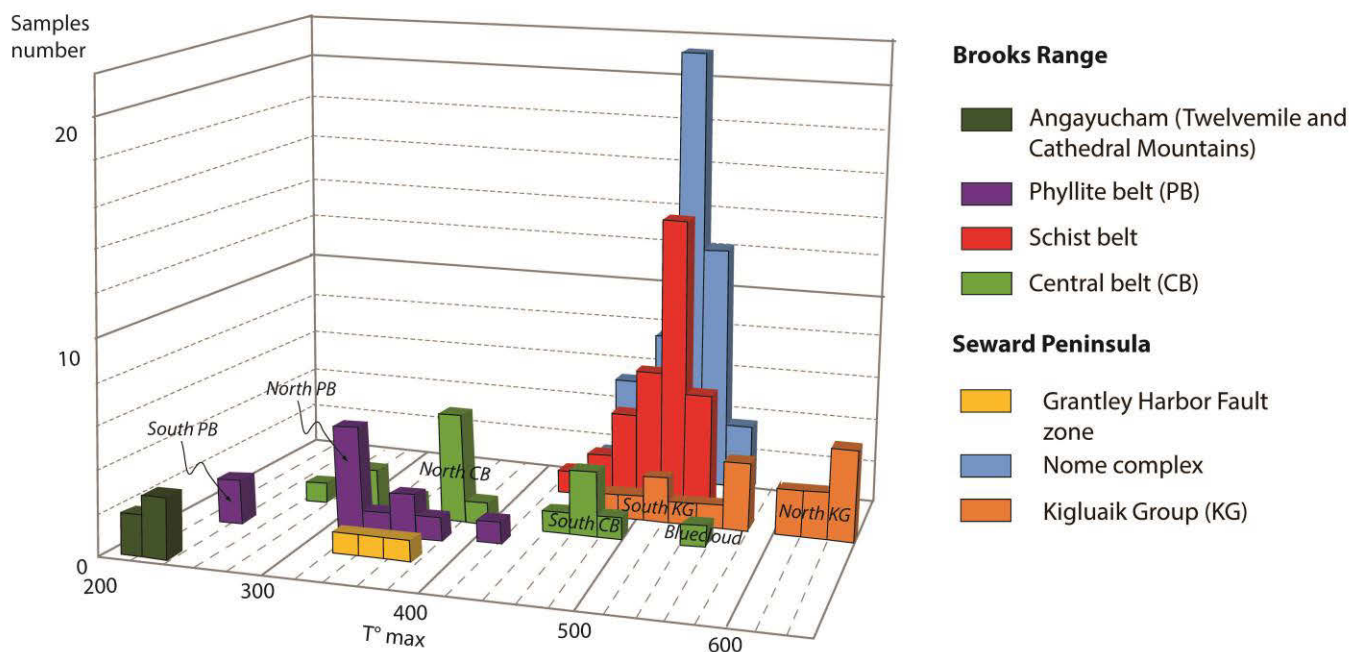


Figure 3.22 : Nombre de températures estimées par formation dans les chaînes internes en fonction de la température obtenues.

3.2 Descriptions pétrologiques et minéralogiques des lithologies

L'inventaire minéralogique des échantillons étudiés et l'abondance relative des phases pour les unités HP-BT sont indiqués ci-dessous dans le tableau 3.3 (pour les données complètes voir l'annexe 3). Les abréviations sont d'après Kretz, 1983; sauf pour Phg : phengite). Toutes les analyses à la microsonde électronique ont été réalisées au service national CAMPARIS en utilisant les microsondes CAMECA SX100 et SX-Five. Des conditions analytiques classiques ont été utilisées (tension d'accélération 15kV, un courant du faisceau de 10nA, une taille de faisceau de 2 - 3 μm , par dispersion de longueur d'onde (WDS ou « Wavelength Dispersive Spectroscopy »). Les éléments chimiques $\text{Si}_{(\text{Ka})}$, $\text{Al}_{(\text{Ka})}$, $\text{Fe}_{(\text{Ka})}$, $\text{Mg}_{(\text{Ka})}$, $\text{Mn}_{(\text{Ka})}$, $\text{Ca}_{(\text{Ka})}$, $\text{Na}_{(\text{Ka})}$, $\text{K}_{(\text{Ka})}$, $\text{Cr}_{(\text{Ka})}$, $\text{Ti}_{(\text{Ka})}$, ont été analysés. Les éléments majeurs peuvent être mesurés dans la plupart des matériaux avec une barre d'erreur relative de $\pm 1\%$. Seules les analyses représentatives des phases minérales pour les unités HP-BT sont indiquées ci-dessous (pour les données complètes, voir l'annexe 3).

Echant.	Qtz	Phg	Chl	Grt	Ctd	Fds	Ep	Gln	Hbl-Act	Cpx	Sph	Autre	Latitude	Longitude
Eclogites														
BR1220			+	+++		+	+	++	++	+++	+		067°28.247'	150°14.365'
SWNL1301/02		+		+++		+	++	+	++	+++	+		064°35.343'	165°07.932'
Amphibolites														
SWNL1311	+		++	+++		+	+		++++				064°52.527'	165°11.871'
SWNL133B	+		++	+		++	++	++	++		++	Pg	064°43.458'	164°02.078'
SWNL1315B	+		++	+			+	++	++++		++		064°51.698'	165°11.426'
84ATi249	++		+	++	++	+	+	+++	++		+		064°34.442'	164°45.228'
Métapelites														
90ATi37C	+++	+++	+++	++		++						Pg Biot	067°17.836'	150°06.346'
90Ati226D	+++	++	++				+					Pseudo Gln	067°22.220'	150°13.525'
90Ati120L	+++	++	++				++						067°15.522'	150°22.690'
BR1103	+++	++	++		++							Pg	067°16.945'	150°08.653'
BR1233	+	+++	++		++								067°23.940'	150°05.188'
BR1239	++	++	++		+							Pg	067°18.858'	150°08.177'
90ATi103	++	+++	++		++								067°22.537'	150°01.153'
SWNL1303A	+++	++	+	+			+					Ca	064°36.469'	165°11.092'
SWNL1304C	+++	+++		++	+								064°39.477'	165°08.305'
SWNL1312	+	++	+++		++	++							064°52.103'	165°11.732'
SWNL1313	+++	++	+++	+		+							064°52.103'	165°11.732'
SWNL1319	++	+++	++	+		+	+				++		064°51.333'	165°10.554'
SWNL1336	+++	++	+				++					Pg	064°48.164'	163°45.053'
SWNL1339A	++++	++	++		+		+						064°44.572'	163°53.371'
SWNL1342B	++	++++	++			++							064°41.617'	164°16.709'
SWNL133D	++++	++	++	++	+								064°43.458'	164°02.078'

Tableau 3.3 - Inventaire minéralogique des échantillons étudiés. les abondances relatives des phases sont indiquées par les symboles. + < 10% ; ++ 10 à 20% ; +++ 20 à 40% ; ++++ > 40%. Les coordonnées GPS sont dans le système WGS 1984.

3.2.1 Angayucham : unité océanique

Des échantillons de la suture océanique ont été étudiés pétrographiquement au sein des montagnes « Cathedral » et « Twelvemile ». L'unité « Angayucham » est composée de basaltes intercalés de métacherts ayant subi un métamorphisme dans le faciès prehnite-pumpellyite. Son assemblage est caractérisé par pyroxène + plagioclase + chlorite ± calcite ± prehnite ± pumpellyite avec des minéraux accessoires comme la pyrite et le zircon (Fig.3.23). Au sud de l'unité, les basaltes ont conservé leur texture magmatique, avec de grands phénocristaux de clinopyroxène (échantillons BR1402 et BR1416 ; Fig.3.23 a, b, d), contrairement au nord (échantillons BR1406 et BR1418 ; Fig.3.23 c, e). Les pyroxènes sont riches en augite ($Quad_{100-90}$), ce qui est typique des pyroxènes reliques du magmatisme. Leur contenu en Fe^{3+} a été estimé par la méthode de Droop (1987).

Les plagioclases présentent une forte zonation chimique héritée de la texture magmatique originale. Les cœurs sont riches en anorthite (An_{70-50}) par rapport aux bordures, riches en albite (Ab_{60-100}). Elles montrent un phénomène typique d'albitisation des plagioclases. La présence de vésicules, à présent remplies de chlorite, est typique de coulées basaltiques. La matrice est elle-même constituée de chlorite et de phases tels que la pumpellyite, la prehnite et les carbonates. Les chlorites ne présentent pas de zonation chimique mais ont des compositions en X_{Mg} différentes selon les échantillons (de 0.3 à 0.6 : Fig.3.24). Les chlorites avec la plus basse teneur en X_{Mg} (près de 0,3) ont été trouvés dans l'échantillon BR1406 (Fig.3.24). Les teneurs en Si p.f.u vont de 2,8 à 3 (Fig.3.24), typiques d'une composition proches des pôles clinocllore et daphnite (avec $X(Clin + Daph) > 0,8$).

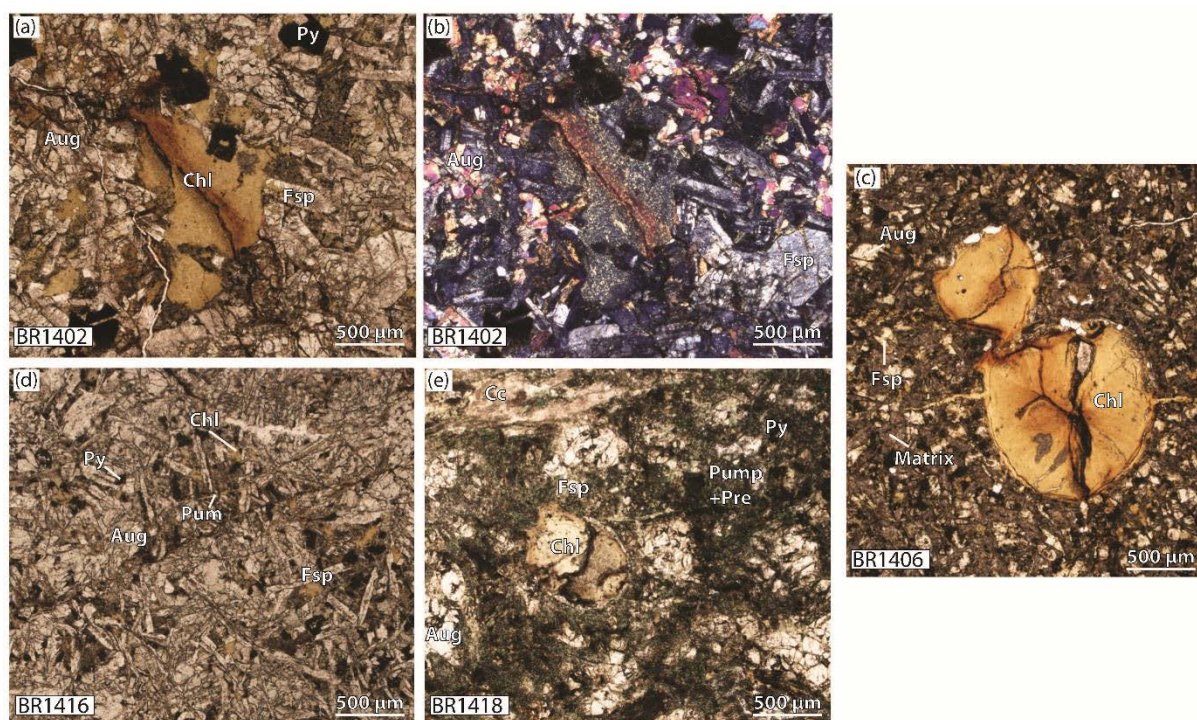


Figure 3.23 : Microphotographies d'échantillons sélectionnés de l'unité « Angayucham ». (a), (b) et (c) basalte de la montagne de « Twelvemile » ; (d) et (e) basalte de la zone de la montagne « Cathedral ». Localisation des échantillons prélevés sur la figure 3.2.

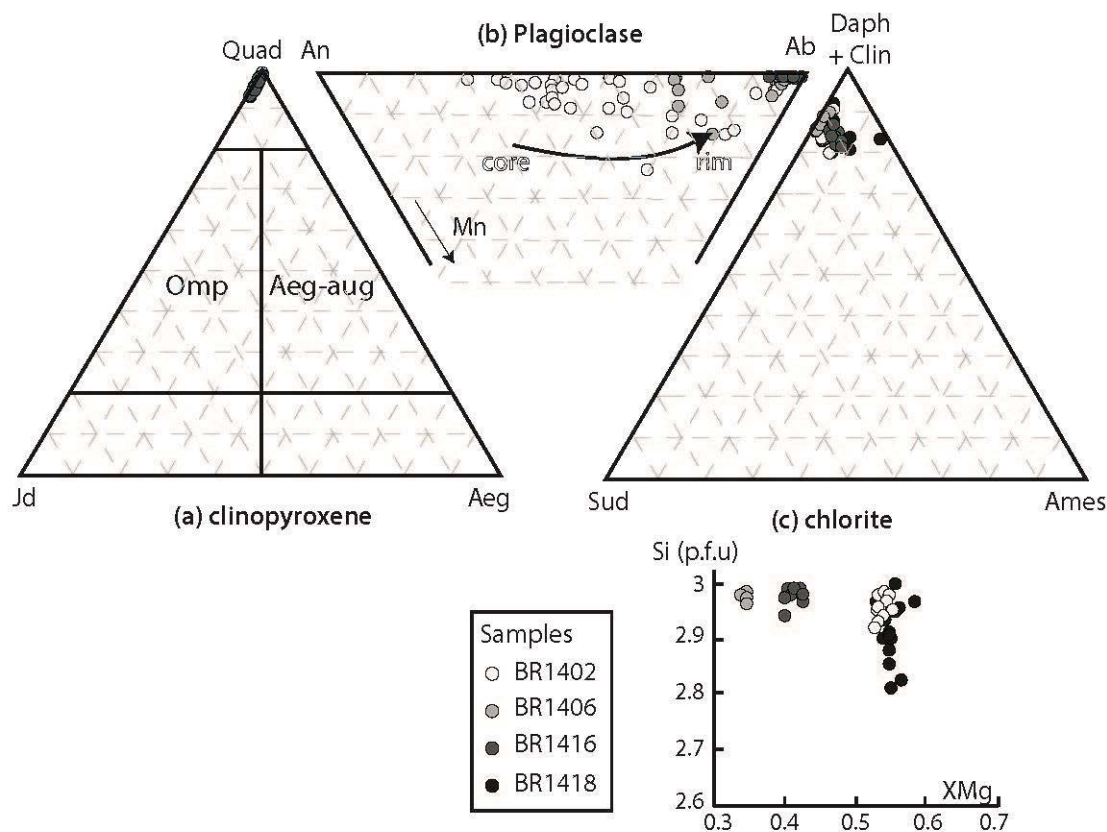


Figure 3.24 : Composition minéralogique des plagioclases, clinopyroxènes et chlorites secondaires des unités océaniques de l'unité « Angayucham ».

3.2.2 Unités HP-BT : unités « Schist belt » et « Nome Complex »

Les micaschistes d'assemblage typique du faciès schiste vert constituent l'essentiel de l'unité « Schist belt ». Les preuves d'un métamorphisme HP/BT de faciès schiste bleu sont largement indirectes, et consistent principalement en de rares pseudomorphes de glaucophane (échantillon 90Ati226D). L'unité analogue « Nome complex » montre quant à elle la présence très fréquente de glaucophane. De plus, on trouve trois localités présentant des metabasites de faciès « éclogiques », dont un dans l'unité « Schist belt ».

- Les éclogites

Au sein de l'unité « Schist belt », l'éclogite notée BR1220, située près de la rivière Clara (Fig.3.2), possède un assemblage de grenat (20%), de clinopyroxène sodique (25%), d'amphibole sodique (15%), d'épidote (10%), de chlorite (5%), d'albite (5%) et de sphène (10%). Des minéraux accessoires tels que la paragonite, phengite, rutile, zircon et apatite peuvent également être observés. La paragenèse du pic métamorphique est constituée de grenat, d'augite-sodique ne comportant pas de zonation (Au_{90-95}), de glaucophane à tendance riebeckite vers la bordure ($X_{Mg}^{0.6-0.75}$), d'épidote, de sphène et de paragonite (Fig.3.25a, b, c).

Au sein de l'unité du « Nome complex » les deux éclogites (SWNL1301/02 et SWNL1304) possèdent un assemblage de grenat (30%), d'omphacite évoluant vers la bordure en augite

sodique (20%), d'amphibole sodique (20%), d'épidote (5%), de chlorite (5%), d'albite (5%), de sphène (10%) et de phengite (5%). Les minéraux accessoires observés sont le quartz, le rutile et l'apatite (Fig.3.25d, e, f, g, h). La paragenèse du pic métamorphique est constituée de grenat (alm_{60} , grs_{40}) d'omphacite (jd_{30-40} hed_{25}), de glaucophane ($X_{Mg0.6-0.75}$) et d'épidote ($X_{zo0.30}$).

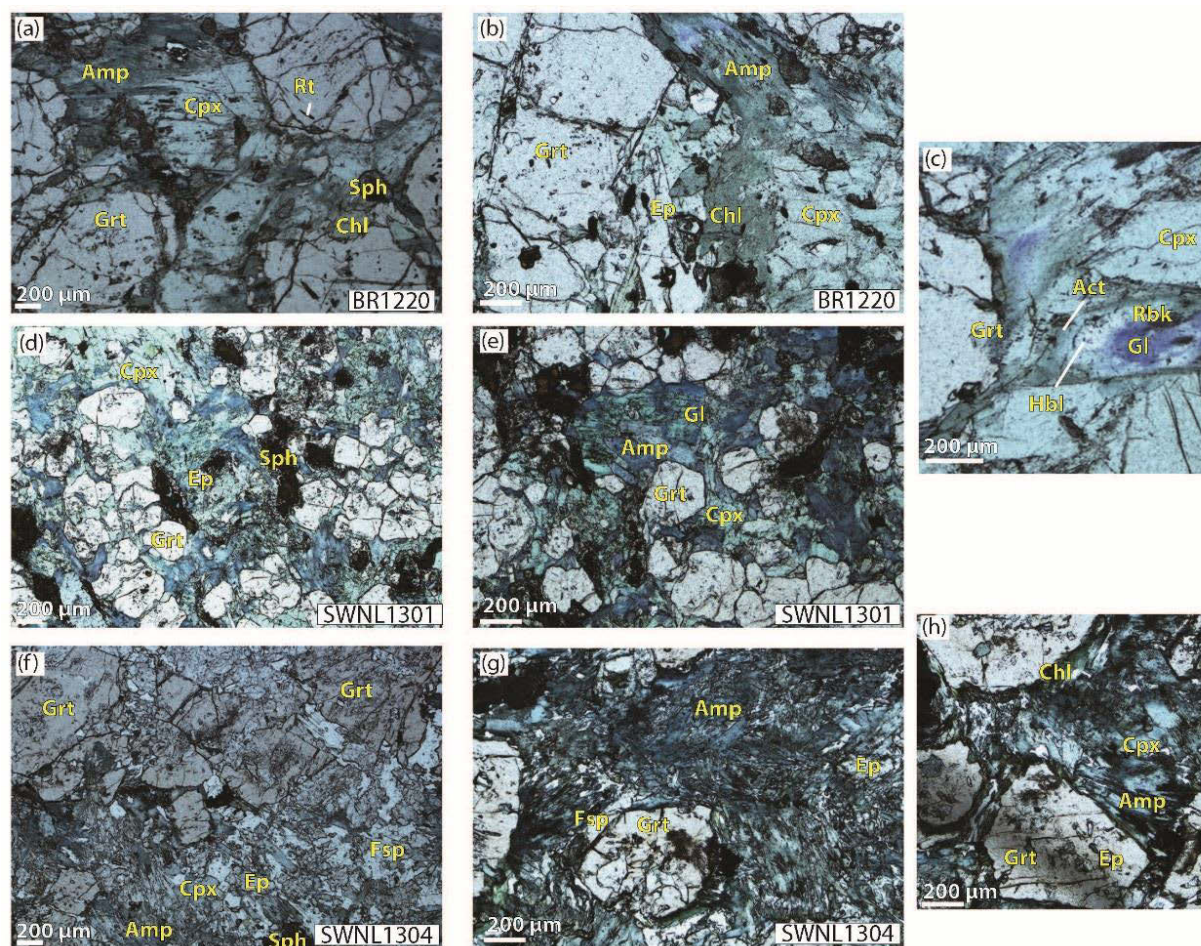


Figure 3.25 : Microphotographies des écloïtes de l'unité « Schist belt » et « Nome complex ». Localisation des échantillons sur la figure 3.2 et 3.3.

Les grenats sont surtout ferreux ($X_{Alm} > 0,6$) sauf pour BR1220 montrant un $X_{Gross} \sim 0.5-0.45$ et pauvres en Mn ($X_{Spess} < 0.1$). La quantité de Ca, Mg et Fe varie du cœur à la bordure du grenat, montrant un enrichissement en Fe et en Mg ($Alm_{0.7}$, $Pyr_{0.1-0.3}$, Fig.3.26, Tab.3.4) et un appauvrissement en Ca ($Grs_{0.4}$). Le cœur des amphiboles a une composition typique de glaucophane à riebeckite (Fig.3.26). Leur teneur en Mg varie entre 0,5 et 0,8. Le cœur des amphiboles de l'écloïte SWNL1304, ne semble pas avoir enregistré de haute pression et/ou a été totalement remplacé par la phase rétrograde ($X_{Na_{0.4}}$). Dans les écloïtes de la Seward, la substitution Tschermak ($2Al^{3+} = Si^{4+} + (Fe, Mg)^{2+}$) entre muscovite et céladonite constitue là encore la principale variabilité des phengites, (avec une faible substitution pyrophyllite : X_{Prl} varie de 0.10 à 0.20; Fig.3.26 et Tab 3.5). Ils montrent principalement une zonation chimique en X_{Mg} et moindre en Si du cœur ($X_{Mg0.7-0.6}$) à la bordure ($X_{Mg0.5-4}$) avec une teneur en Si beaucoup plus faible pour l'écloïte SWNL1304 (3.3-3.2 p.f.u). Les phengites sont rares (<5%) et incluses dans les grenats dans l'échantillon BR1220. Les minéraux rétrogrades ont partiellement remplacés ces paragenèses par un assemblage secondaire d'actinote (cœur) à hornblende (bordure), d'épidote, de chlorite et d'albite. Les plagioclases ne montrent pas de zonation et ont des compositions

similaires d'une éclogite à l'autre (Ab_{90-95}). Les chlorites présentent des compositions en XMg de 0.4 à 0.6 sans zonation chimique (Fig.3.26). Les chlorites avec la plus basse teneur en Mg (~0,4) ont été trouvées dans l'échantillon SWNL1304 (Fig.3.25 f, g, h). Les teneurs en Si p.f.u s'échelonnent entre 2.7 et 2.9 (Fig.3.26). La composition des chlorites se répartit entre le clinocllore et la daphnite, avec $X_{Clin} + X_{Daph} > 0.7$ (Fig.3.26). L'analyse de la bordure des amphiboles montre une composition comprise entre la pargasite, la hornblende et l'actinolite. La teneur en Mg varie de 0.4 à 0.7. Les amphiboles sodiques analysées montrent un contenu en Fe^{3+} important (Fig.3.26). Le $X_{Fe^{3+}}$ ($X_{Fe^{3+}} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al^{3+})$, calculé sur la base de 23 atomes d'oxygène ; Leake et al., 1997) varie entre 0 et 0.8.

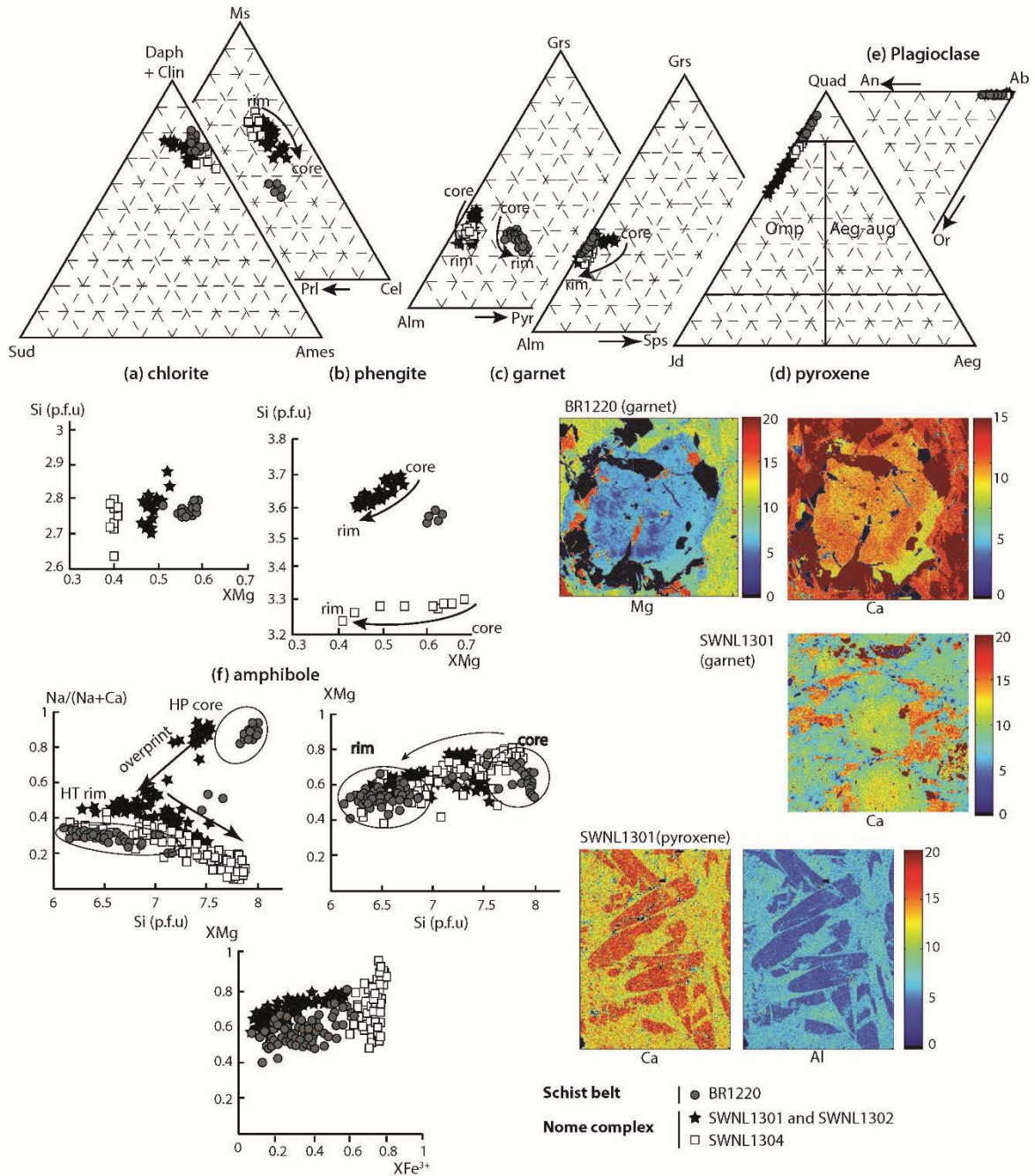


Figure 3.26 : Variation des compositions minéralogiques des éclogites dans les unités « Nome complex » et « Schist belt ».

Schist belt (éclogite)										
mineral Samples	Grt core	Grt rim	Grt rim	Cpx	Ab	Ep	Chl	Gln	riebeckite	Hbl
	BR1220	BR1220	BR1220	BR1220	BR1220	BR1220	BR1220	BR1220	BR1220	BR1220
Analyse	75	94	82	1	22.01	14.04	15.08	16.08	16.04	15.01
SiO2	36.979	39.395	39.15	54.432	66.267	39.651	26.473	57.9012	56.611	42.3897
TiO2	12.763	0.003	0.064	0.121	0.042	0.143	0.048	0.0026	0.0309	0.2181
Al2O3	15.915	22.087	22.221	5.714	21.634	27.794	20.834	9.3587	7.1148	14.1991
Cr2O3	0	0.103	0	0.017	0	0.021	0.018	0.0162	0.0132	0.082
FeO	17.694	23.205	23.398	5.544	0.046	8.163	22.894	12.9924	17.9522	17.1674
MnO	0.606	0.328	0.283	0	0.02	0.099	0.134	0.0433	0.2317	0.1524
MgO	3.025	6.492	6.973	11.769	0	0	16.785	9.6656	9.3774	9.1798
CaO	14.685	9.633	8.791	19.242	1.873	22.701	0.034	0.871	2.0569	11.7149
Na2O	0.074	0.012	0	3.382	11.022	0.034	0	6.7138	5.1186	2.8102
K2O	0.002	0.016	0.012	0.002	0.075	0.019	0	0.0257	0.0167	0.0327
Total	101.743	101.272	100.89	100.22	100.97	98.625	87.22	97.5905	98.5234	98.5234
Si	5.856	5.99	5.964	1.976	2.887	3.094	2.762	7.98	7.811848	6.3
Ti	1.52	0	0.007	0.003	0.001	0.008	0.004	0.00	0.003207	0.024
Al	2.97	3.958	3.99	0.245	1.111	2.556	2.562	1.52	1.15	2.48
Cr	0	0.012	0	0	0	0.001	0.002	0.00	0	0.001
Fetot	2.343	2.951	2.981	0.168	0.002	0.533	1.998	1.44	2.1	2.11
Fe3								0.45	1.23	0.315
Mn	0.081	0.042	0.037	0	0.001	0.007	0.012	0.01	0.02	0.019
Mg	0.714	1.471	1.584	0.637	0	0	2.611	1.99	1.92	2.03
Ca	2.492	1.569	1.435	0.749	0.087	1.898	0.004	0.13	0.304105	1.865523
Na	0.023	0.004	0	0.238	0.931	0.005	0	1.79	1.369499	0.80984
K	0	0.003	0.002	0	0.004	0.002	0	0.00	0.00294	0.0062
X_Pyr	0.127	0.24	0.2							
X_Alm	0.416	0.32	0.36							
X_Sps	0.014	0.007	0.002							
X_Grs	0.443	0.49	0.48							
Xdio				0.61						
Xhed				0.161						
Xjad				0.194						
XAn					0.085					
XAb					0.91					
XOr					0.004					
Xdaph							0.31			
Xclin							0.405			
XMg							0.567	0.654077	0.53	0.527945
XFe								0.229192	0.559495	0.285807
XPi						0.489				
XZo						0.511				

Tableau 3.4 – Analyses représentatives de phases minérales pour l'éclogite de la « Schist belt » discutée dans le texte.

mineral Samples	Nome complex (éclogite)										
	Grt core	Grt rim	Cpx	Cpx	Ep	Chl	Ab	Phng	Gln	Riebeckite	Act
	SWNL1301	SWNL1301	SWNL1301	SWNL1301	SWNL1301	SWNL1301	SWNL1301	SWNL1301	SWNL1301	SWNL1301	SWNL1301
Analyse	42.1	77	72	75	32.21	26.07	32.11	31	6	3	108.5
SiO2	37.855	37.189	54.591	55.283	39.88	26.724	66.471	49.173	57.1473	56.5976	53.8173
TiO2	0.225	0.097	0.06	0.078	0.055	0.017	0.019	0.361	0.0318	0.0908	0
Al2O3	21.138	20.958	6.557	7.082	26.476	20.553	20.869	26.404	9.5278	9.2834	2.9672
Cr2O3	0.017	0	0	0.02	0.01	0.017	0	0	0.2	0	0
FeO	25.576	29.649	10.314	9.733	10.118	23.672	0.14	4.61	12.6974	12.986	14.2777
MnO	3.394	0.379	0.037	0	0.085	0.058	0.035	0	0	0.0139	0.0056
MgO	0.779	1.531	7.913	8.114	0	16.102	0.026	3.17	10.3461	10.5381	14.8893
CaO	12.582	9.284	13.941	12.988	22.11	0.018	0.993	0.011	0.966	1.2938	9.5599
Na2O	0.022	0.001	6.613	6.717	0.016	0.02	11.569	0.303	6.8984	6.4129	2.247
K2O	0.004	0.021	0.003	0	0.06	0.123	0.136	9.996	0.0277	0.0222	0.1894
Total	101.592	100.1	100.029	100.015	98.8	87.304	100.25	94.028	97.8425	97.2387	97.9534
Si	5.958	5.99	2.014	2.024	3.18	2.033	2.915	3.363	7.8	7.8	7.65
Ti	0.008	0.012	0.002	0.002	0.003	0	0.001	0.019	0.003	0.005	0
Al	3.963	3.978	0.285	0.306	2.493	3.933	1.079	2.128	1.54	1.54	0.497
Cr	0.003	0	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0
Fetot	3.297	3.994	0.318	0.298	0.676	1.643	0.005	0.264	1.35	1.7	1.723
Fe3											
Mn	1.206	0.052	0.001	0	0.006	0.018	0.001	0	0	0.003	0.001
Mg	0.154	0.368	0.435	0.443	0	0.372	0.002	0.323	2.123	2.1	3.155
Ca	1.394	1.602	0.551	0.509	1.9	0.001	0.047	0.001	1.42	0.152	1.456
Na	0.014	0	0.473	0.477	0.002	0.002	0.984	0.04	1.81	1.84	0.619
K	0.003	0.004	0	0	0.006	0	0.008	0.872	0.005	0.04	0.034
X_Pyr	0.03	0.061									
X_Alm	0.55	0.664									
X_Sps	0.074	0.009									
X_Grs	0.346	0.266									
Xdio			0.387	0.374							
Xhed			0.283	0.252							
Xjad			0.298	0.366							
XAn							0.045				
XAb							0.948				
XOr							0.007				
Xprl								0.084			
Xmu								0.484			
Xcel								0.289			
Xdaph						0.33					
Xclin						0.4					
XMg						0.548		0.551	0.708	0.713	0.255
XFe									0.293	0.325	0.733
XPi					0.578						
XZo					0.422						

Tableau 3.5 – Analyses représentatives de phases minérales pour l'éclogite de « Nome Complex» discutée dans le texte

- Les amphibolites

Les amphibolites ont été observées dans l'unité « Nome complex », qui possède un assemblage de grenat, d'amphibole sodique, d'épidote, de chlorite, d'albite, de sphène, parfois de biotite ($X_{Al1.3-1.7}$) (SWNL1311 et 84Ati249A), de phengite ($X_{Mg0.5-0.6}$) et de chloritoïde ($X_{Fe0.8-0.9}$) (84Ati249A) ; (Fig.3.7). Des minéraux accessoires comme le rutile, l'ilménite, le zircon et l'apatite peuvent également être observées. Les grenats sont surtout ferreux ($X_{Alm}>0.5$) et pauvres en Mg ($X_{Pyr}<0.2$) et Mn ($X_{Sps}<0.1$), et ne montrent pas de zonation chimique. Les compositions des amphiboles, déclinées selon la classification de Leake et al. (1997), montrent au cœur des cristaux une composition typique de glaucophane à riebeckite pour SWNL1333B et 84Ati249A (Fig.3.28). Leurs X_{Mg} (avec $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$) varie entre 0,4 à 0,8. Le cœur des amphiboles des autres amphibolites ne semble pas avoir enregistré de haute pression et/ou est totalement remplacé par la phase rétrograde ($X_{Na0.2-0.4}$) ; (Fig.3.28).

Dans tous les échantillons, la phase rétrograde est soulignée par la chlorite et le plagioclase (Fig.3.27). Les plagioclases sont tous proches du pôle albite (Ab_{90-95}). De même, les chlorites ne présentent pas de zonation chimique et leurs valeurs de X_{Mg} diffèrent peu selon les échantillons (de 0.45 à 0.5 : Fig.3.28).

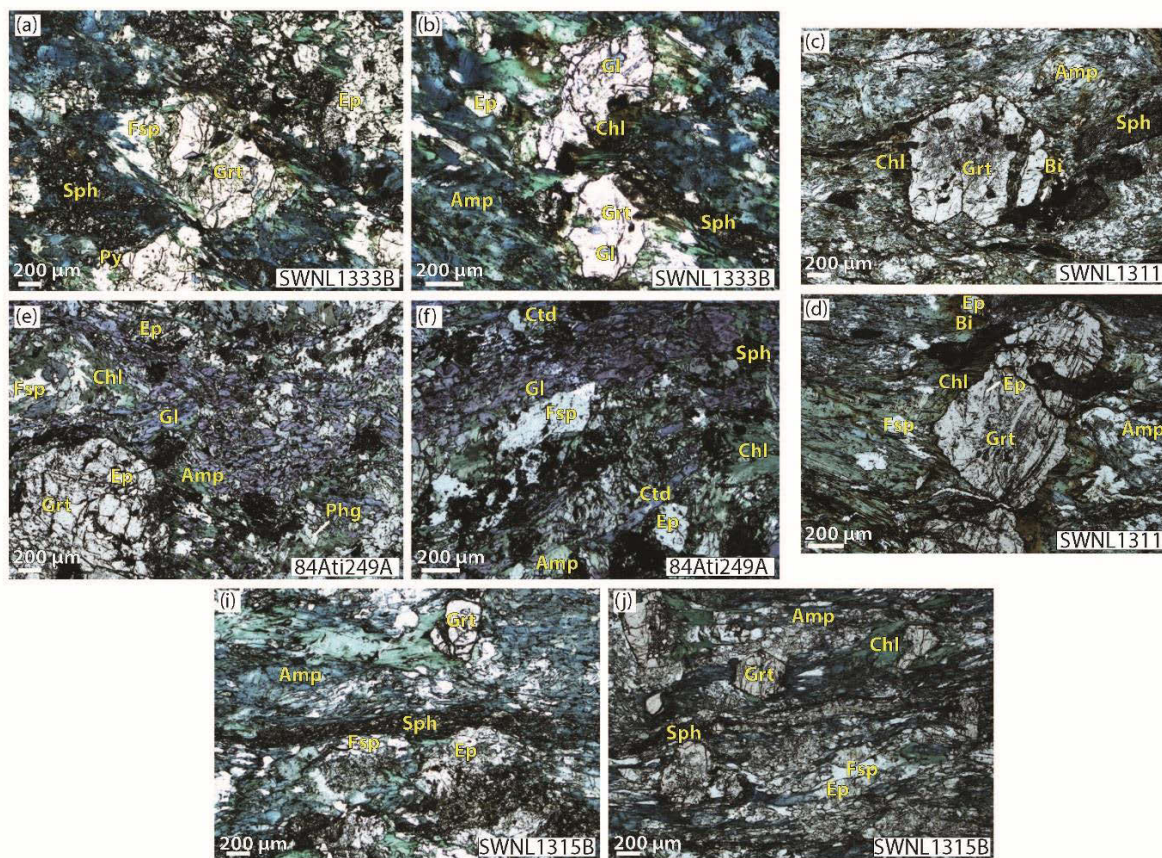


Figure 3.27 : Microphotographies des amphiboles sélectionnées de l'unité « Nome complex ». Localisation des échantillons sur la figure 3.2 et 3.3.

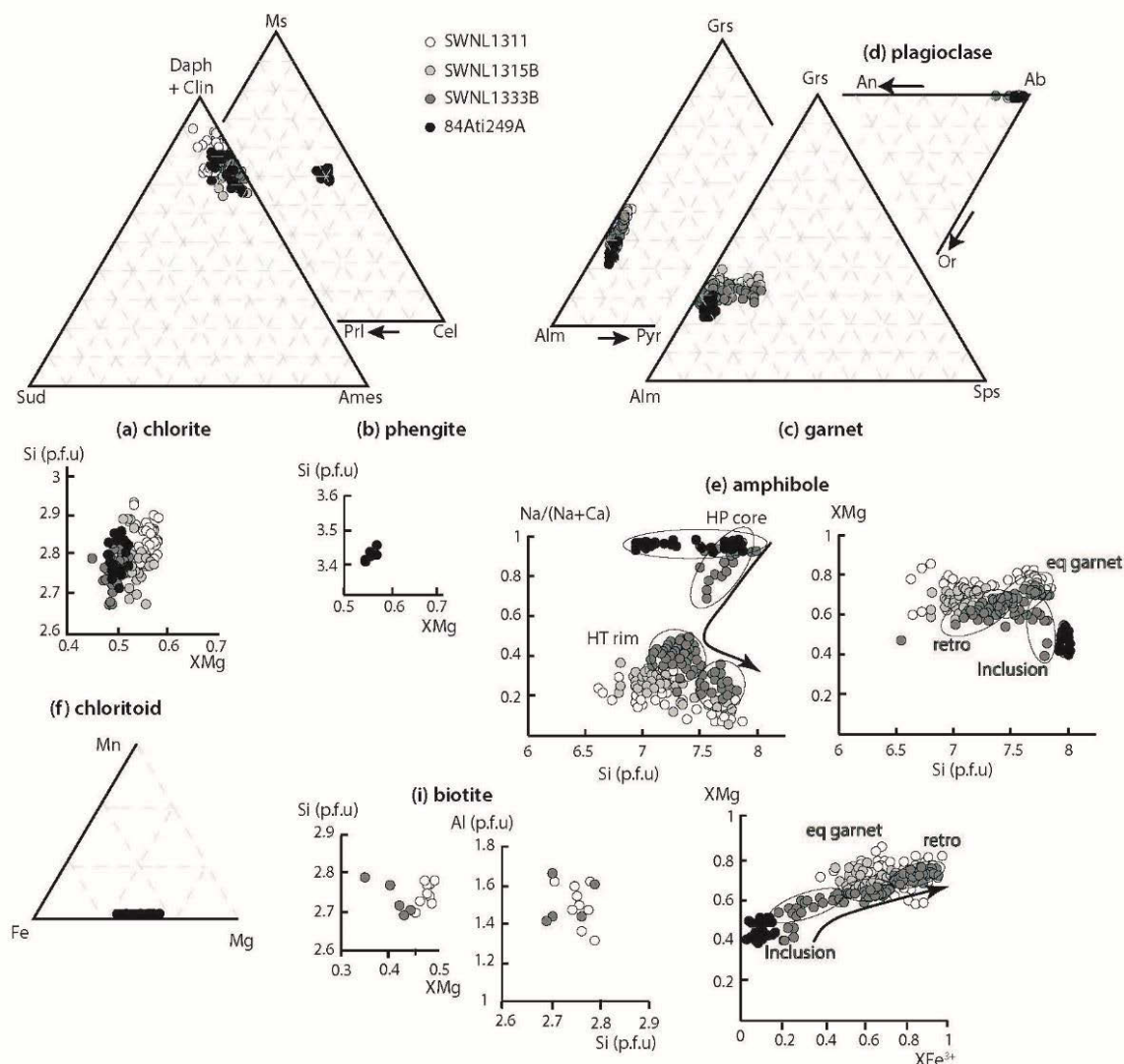


Figure 3.28 : Composition minéralogique des amphibolites de l'unité du « Nome complex ».

- Les métapélites

Les échantillons au sein des micaschistes peuvent être regroupés en fonction de leurs paragénèses. Trois groupes sont distingués: (1) les micaschistes à épidote (Fig.3.29b, c), (2) les micaschistes à grenat (Fig.3.29d, e, f) et (3) les micaschistes à chloritoïde, répartis sur l'ensemble des deux unités (Fig.3.29g, h). Il n'existe qu'une localité possédant un assemblage chloritoïde-grenat, qui correspond à l'encaissant de l'éclotite SWNL1304 (Fig.3.29 j, k). 87 échantillons (Brooks Range : 30 et Péninsule de la Seward : 57) ont été collectés au sein des unités HP/BT et 15 échantillons ont été pétrographiquement étudiés au vue de la qualité de leurs assemblages minéralogique et de leurs richesses minéralogique. Leurs assemblages minéralogiques sont constitués de quartz + phengite + chlorite ± paragonite ± épidote ± albite ± chloritoïde ± grenat (riche en almandin). On observe la présence de minéraux accessoires comme la tourmaline, l'ilménite, la calcite, la pyrite, l'apatite et des pseudomorphes de glaucophane (Fig.3.29).

Les grenats observés présentent une forte variation chimique (sauf SWNL1336 et SWNL1303A). On observe des cœurs riches en manganèse ($X_{Sps_{0.4}}$) (90ATI37C, SWNL1313) mais aussi des cœurs pauvres en manganèse ($X_{Sps_{0.1}}$) et riches en fer ($X_{Alm_{0.7}}$) ; (SWNL1319).

L'ensemble de ces grenats montre une variation de Fe, Mn et Ca du cœur à la bordure. Plus particulièrement pour 90Ati37C, où la quantité de Fe, Mn et Ca varie du cœur à la bordure en deux phases distinctes : tout d'abord via un enrichissement en fer ($X_{Alm_{0.6-0.7}}$) et une diminution en manganèse ($X_{Sps_{0.1}}$), puis dans un deuxième temps un enrichissement en calcium ($X_{Grs_{0.3-0.4}}$). Le profil et la cartographie chimique à travers un grenat de l'échantillon 90Ati37C illustrent bien cette tendance (Fig.3.30). Les chloritoides ne possèdent pas de zonation ni de variation chimique entre les différents échantillons. Ils ont des teneurs en Fe importantes (> 0.75) et quasi nulles en Mn (< 0.1). Les plagioclases ne montrent pas de zonation chimique et leurs compositions sont presque purement albitique (An_{5-0} et Ab_{100-95}).

Les phengites et le quartz représentent dans la majorité des cas plus de 50% de la composition de la roche. Dans la plupart des échantillons, la foliation est soulignée par la phengite et parfois par la chlorite. On trouve systématiquement deux familles de phengite, l'une anté-déformation et en équilibre avec le feldspath, chloritoïde, grenat et l'autre syn-déformation en équilibre avec la chlorite (BR1103 et SWNL1336). Pour les micaschistes à épidote, enregistrant une intense déformation, la phengite se développe dans les bandes de cisaillement tardives et apparaît nettement tardive (Fig.3.29). La substitution Tschermak ($2Al^{3+} = Si^{4+} + (Fe, Mg)^{2+}$) entre muscovite et céladonite constitue la principale variabilité des phengites, montrant une faible substitution pyrophyllite ($Al^{3+} + K^+ = Si^{4+}$) avec X_{Pri} variant de 0.10 pour chaque échantillon (Fig.3.30). Les phengites présentent des compositions en X_{Mg} différentes selon les familles et les échantillons (de 0.3 à 0.75 : Fig.3.30 et Tab. 3.6). La teneur en Si est de l'ordre de 3.1 à 3,65, avec des teneurs plus élevées dans les micaschistes à épidote (3.35-3.7). Seules les phengites de l'échantillon 90Ati37C et SWNL1339A montrent une zonation chimique claire, avec une diminution en Si et en X_{Mg} du cœur à la bordure (Fig.3.30).

Les chlorites ne présentent pas de zonation chimique et ont des compositions en X_{Mg} différentes selon les échantillons (de 0.2 à 0.6 : Fig.3.30 et Tab.3.6), sans doute largement contrôlées par la composition du protolithe. Les chlorites avec le plus basse teneur en X_{Mg} (0,2-0.4) ont été trouvés dans les échantillons de micaschistes à chloritoïde (Fig.3.30). Les teneurs en Si p.f.u varient de 2.5 à 2.9 avec des teneurs plus élevées dans les micaschistes à épidote (2.7-2.9);(Fig.3.30). Leur composition chimique se répartit entre clinochlore, daphnite et amésite (avec le $X_{Amésite}$ compris entre 0,15 et 0,40), et ne montre qu'une faible teneur en sudoïte ($X_{Sudoïte} < 0,15$).

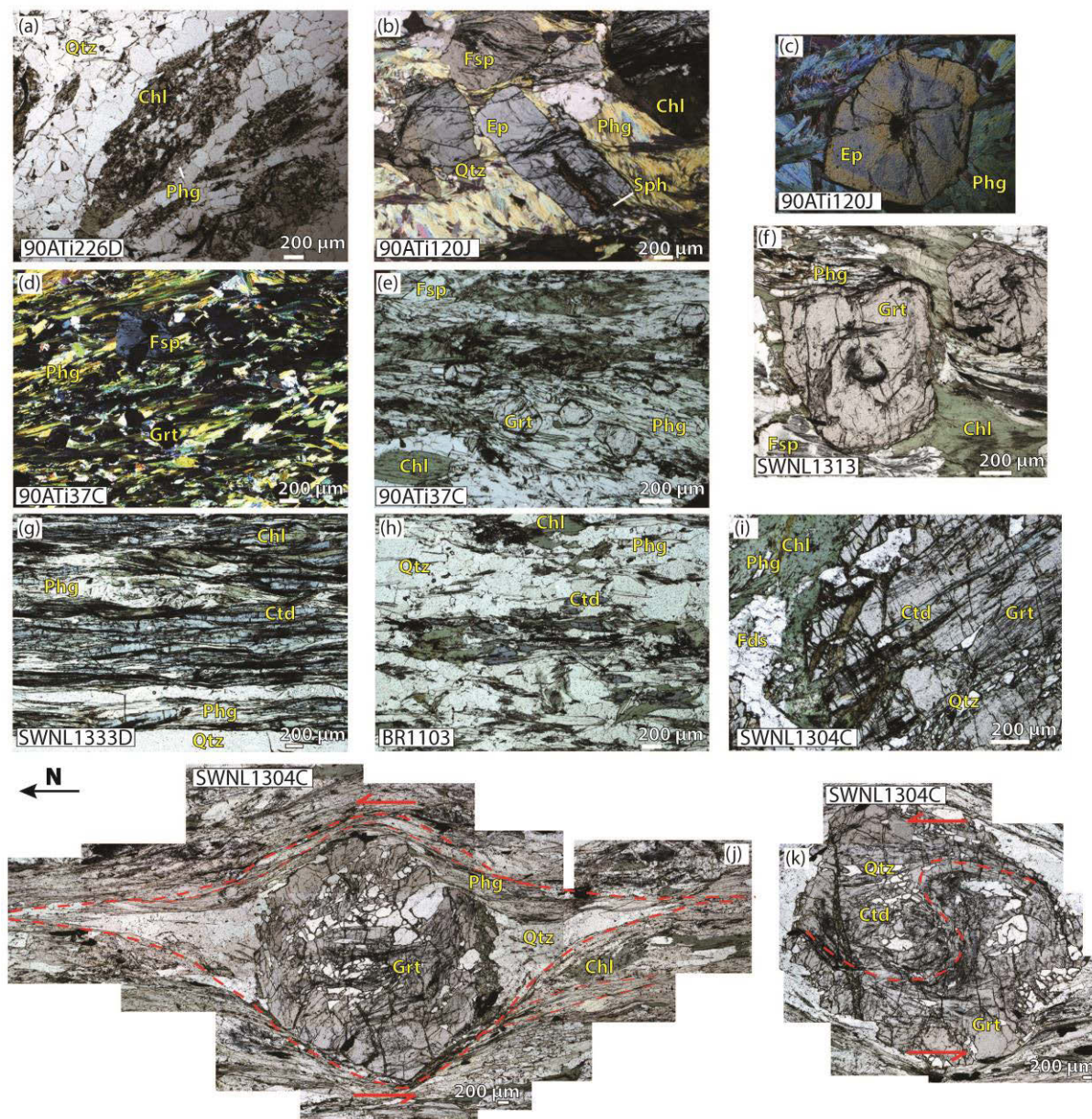


Figure 3.29 : Microphotographies d'échantillons sélectionnés des unités HP/BT comprenant les unités « Schist belt » et « Nome Complex ». (a) présence de pseudomorphes de glaucophane dans l'unité « Schist belt » ; (b) et (c) micaschiste à épidote de l'unité « Schist belt » (d) (e) et (f) micaschiste à grenat ;(g) et (h) micaschiste à chloritoïde ; (i) (j) et (k) micaschiste à grenat-chloritoïde, encaissant de l'éclogite SWNL1304. Localisation des échantillons prélevés sur la figure3.2 et 3.3.

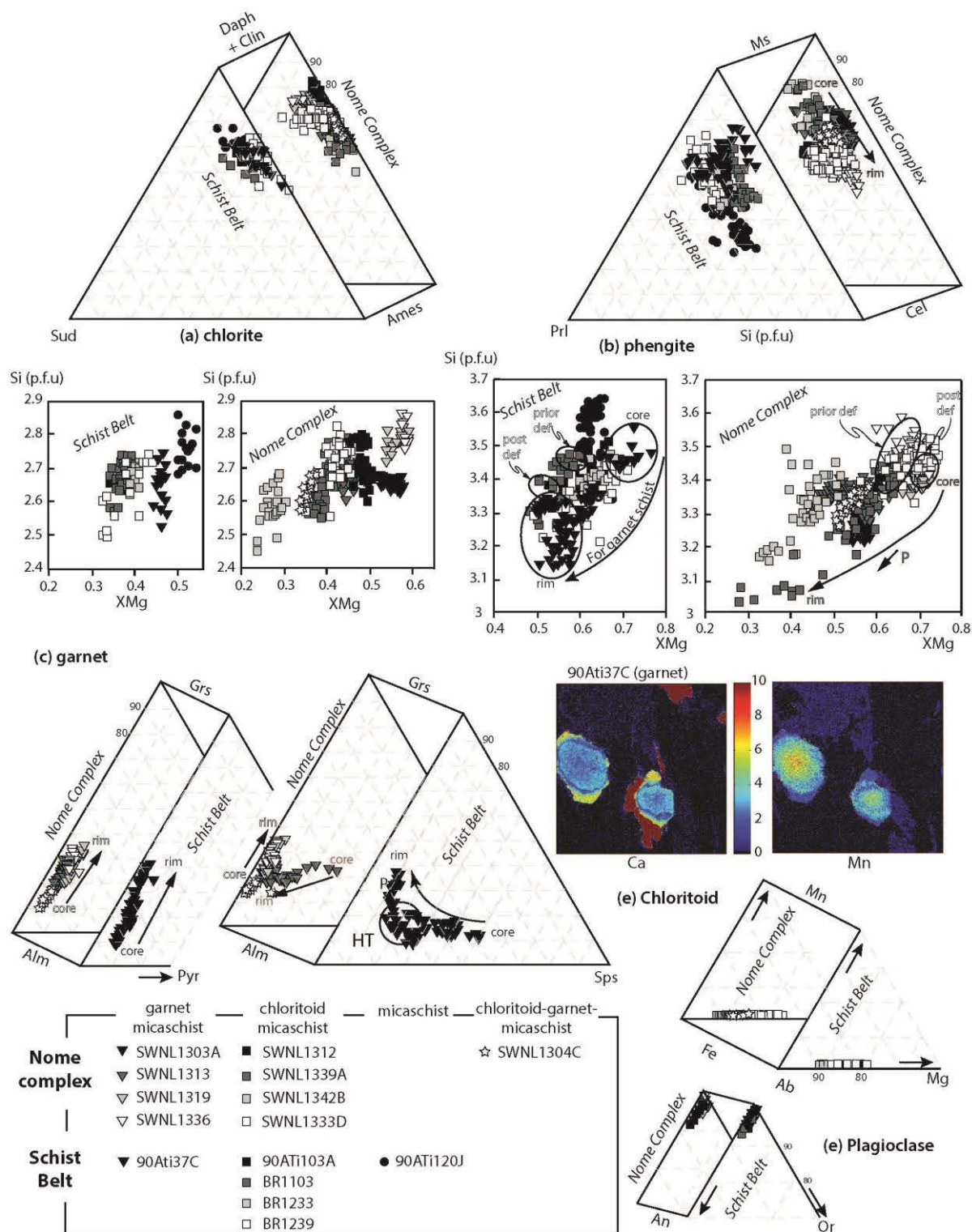


Figure 3.30 : Composition minéralogique des unités HP/HT comprenant les unités « Schist belt » et « Nome complex ».

Schist belt (métapelites)												
mineral Samples	Grt core 90Ati37C	Grt rim 90Ati37C	Ctd BR1103	Ab 90Ati37C	Ep 90Ati120J	Chl BR1103	Chl 90Ati37C	Chl 90Ati120J	Phg core 90Ati37C	Phg rim 90Ati37C	Phg Br1103	Phg 90Ati120J
Analyse	20.11	20.01	67	22.02	30.04	82	145	61	25.01	66	15.05	29.01
SiO2	36.524	37.467	24.73	67.313	39.175	23.92	32.925	26.315	52.477	47.768	49.942	50.539
TiO2	0.088	0.077	0.038	0.028	0.05	0.012	0.145	0.023	0.057	0.326	0.327	0.056
Al2O3	20.815	20.969	40.825	20.409	28.225	22.785	24.571	21.51	24.381	32.477	28.718	29.281
Cr2O3	0.011	0.015	0.013	0.012	0.047	0.046		0.083			0.055	0
FeO	21.467	28.512	27.24	0.057	7.021	32.238	17.639	26.586	2.719	2.938	3.427	2.268
MnO	15.944	4.317	0.319		0.017	0.155	0.411	0.335	0.038	0.109	0	0.035
MgO	0.865	0.779	1.693		0	9.753	8.025	15.01	4.24	1.862	2.356	2.93
CaO	4.119	8.541	0.009	0.87	24.192	0.035	0.134	0.009	0.022	0.032	0	0.05
Na2O	0.03	0.044	0.013	11.627	0	0	0.095	0	0.043	0.446	0.37	0.304
K2O		0.004	0.015	0.058	0.016	0.021	4.611	0.001	8.759	10.747	9.589	7.717
Total	100.188	100.72	94.896	100.372	98.741	88.964	88.556	89.873	92.735	96.705	94.785	93.18
Si	5.942	5.985	2.015	2.942	3.042	2.578	3.298	2.715	3.554	3.164	3.348	3.38
Ti	0.011	0.009	0.002	0.001	0.003	0.001	0.011	0.002	0.003	0.016	0.016	0.003
Al	3.991	3.948	3.919	1.051	2.584	2.895	2.901	2.615	1.946	2.535	2.269	2.308
Cr	0.001	0.002	0.001		0.003	0.004		0.007			0.003	0
Fetot	2.921	3.809	1.856	0.002	0.456	2.906	1.478	2.294	0.154	0.163	0.192	0.127
Mn	2.197	0.186	0.206		0.001	0.014	0.035	0.029	0.002	0.006		0.002
Mg	0.21	1.462	0.001		0	1.567	1.199	2.309	0.428	0.184	0.235	0.292
Ca	0.718	0.014	0.002	0.041	2.013	0.004	0.014	0.001	0.002	0.002	0	0.004
Na	0.01	0.001	0.002	0.985	0	0	0.018	0	0.006	0.057	0.048	0.039
K	0	5.985	2.015	0.003	0.002	0.003	0.589	0	0.757	0.908	0.82	0.658
X_Pyr	0.035	0.031										
X_Alm	0.483	0.631										
X_Sps	0.363	0.097										
X_Grs	0.118	0.242										
XAn				0.085								
XAb				0.91								
XOr				0.004								
Xprl									0.237	0.031	0.128	0.301
Xmu									0.349	0.697	0.524	0.464
Xcel									0.32	0.144	0.23	0.081
Xdaph							0.274	0.342				
Xclin							0.222	0.344				
XMg			0.11				0.448	0.502	0.735	0.53	0.551	0.697
XFe			0.882									
XMn			0.008									
XPi					0.439							
XZo					0.561							

Tableau 3.6 – Analyses représentatives de phases minérales pour les métapelites de l'unité « Schist belt » mentionnés dans le texte.

Nome complex (métapelites)															
mineral Samples	Grt core	Grt rim	Grt core	Grt rim	Grt	Ctd	Ab	Ep	Chl	Chl	Chl	Phg core	Phg rim	Phg	Phg
	SWNL1313	SWNL1313	SWNL1336	SWNL1336	SWNL1304C	SWNL1333D	SWNL1313	SWNL1319	SWNL1333D	SWNL1313	SWNL1304C	SWNL1339A	SWNL1339A	SWNL1313	SWNL1304C
Analyse	2.1	2.02	62.08	62.15	152.37	49.03	7.1	33.04	60.06	11.09	140	19.01	16.02	8.06	17.09
SiO2	36.926	37.317	38.482	37.783	36.76	24.579	67.986	38.515	25.562	26.013	24.509	51.181	51.094	51.066	49.139
TiO2	0.065	0.091	0.065	0.058	0.118	0	0.009	0.063	0.044	0.063	0.094	0.128	0.17	0.26	0.282
Al2O3	20.837	21.011	20.689	20.528	20.973	40.349	19.981	28.471	20.679	20.632	21.906	27.641	27.894	28.538	29.012
Cr2O3	0.025	0.041	0.096	0.015	0.032	0	0	0.049	0.027	0.058	0	0.016	0.038	0.026	0.038
FeO	24.434	30.901	30.793	28.726	34.815	23.757	0.061	5.734	28.936	30.472	31.166	3.075	2.904	3.797	3.597
MnO	8.823	2.922	1.341	0.811	0.578	0.255	0	0.018	0.21	0.126	0.053	0.011	0	0	0.023
MgO	0.641	1.035	1.474	1.121	0.839	3.021	0.009	0.034	11.719	12.172	10.592	2.792	3.084	2.269	2.27
CaO	8.065	7.589	8.634	11.676	6.027	0.01	0.142	24.912	0.022	0.034	0.022	0.007	0.047	0	0
Na2O	0.044	0.011	0.013	0.029	0.017	0.01	12.085	0.005	0.018	0.045	0.025	0.285	0.184	0.452	0.336
K2O	0.016	0	0.012	0	0.004	0	0.056	0	0.005	0.024	0.063	8.709	9.606	10.086	9.708
Total	99.875	100.919	101.1	100.747	100.163	91.981	100.329	97.799	87.223	89.638	88.429	93.845	95.021	96.493	94.405
Si	5.958	5.959	6.074	5.987	5.944	2.033	2.968	2.948	2.76	2.749	2.642	3.432	3.402	3.375	3.317
Ti	0.008	0.011	0.008	0.007	0.014	0	0	0.004	0.004	0.005	0.008	0.006	0.008	0.013	0.014
Al	3.963	3.954	3.849	3.833	3.997	3.933	1.028	2.568	2.631	2.569	2.783	2.185	2.189	2.223	2.308
Cr	0.003	0.005	0.012	0.002	0.004	0	0	0.003	0.002	0.005	0	0.001	0.002	0.001	0.002
Fetot	3.297	4.127	4.065	3.806	4.708	1.643	0.002	0.367	2.613	2.693	2.81	0.172	0.162	0.21	0.203
Mn	1.206	0.395	0.179	0.109	0.079	0.018	0	0.001	0.019	0.011	0.005	0.001	0	0	0.001
Mg	0.154	0.246	0.347	0.265	0.202	0.372	0.001	0.004	1.886	1.917	1.702	0.279	0.306	0.224	0.228
Ca	1.394	1.299	1.46	1.982	1.044	0.001	0.007	2.043	0.003	0.004	0.002	0	0.003	0	0
Na	0.014	0.004	0.004	0.009	0.005	0.002	1.023	0.001	0.004	0.009	0.005	0.037	0.024	0.058	0.044
K	0.003	0	0.002	0	0.001	0	0.003	0	0.001	0.003	0.009	0.745	0.816	0.85	0.836
X_Pyr	0.025	0.041	0.057	0.043	0.034										
X_Alm	0.545	0.68	0.672	0.618	0.78										
X_Sps	0.199	0.065	0.03	0.018	0.013										
X_Grs	0.23	0.213	0.238	0.321	0.172										
XAn							0.006								
XAb							0.991								
XOr							0.003								
Xprl												0.216	0.158	0.089	0.117
Xmu												0.448	0.493	0.51	0.553
Xcel												0.22	0.251	0.294	0.209
Xdaph									0.395	0.415	0.376				
Xclin									0.285	0.295	0.228				
XMg						0.189			0.419	0.416	0.377	0.618	0.654	0.516	0.529
XFe							0.801								
XMn							0.009								
XPi								0.392							
XZo								0.608							

Tableau 3.6bis – Analyses représentatives de phases minérales pour métapelites de l'unité « Nome Complex » mentionnés dans le texte.

3.2.3 Unités continentales adjacentes, rattachées aux unités HP-BT

- Unité « Phyllite belt »

L'unité « phyllite belt », comme son nom l'indique, est composée principalement de quartz, chlorite et mica comme la zone sud de l'unité de la « Schist belt » (Fig.3.31a et b). Aucune étude pétrologique fine n'a été effectuée sur ces échantillons.

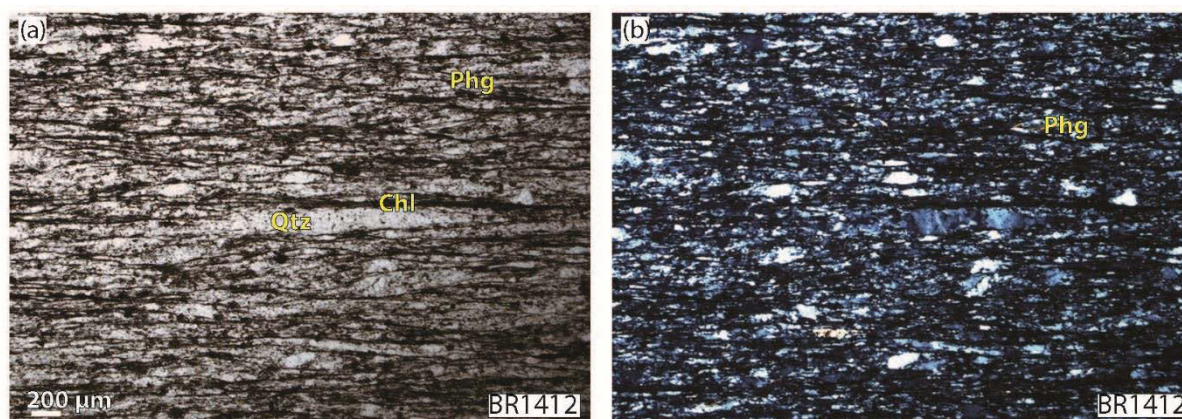


Figure 3.31 : Microphotographies de l'unité « Phyllite belt ». Localisation des échantillons prélevés sur la figure 3.2.

- Unité « Central Belt »

L'unité « Central Belt » comprend la « Central belt » sensu stricto (CBss : échantillon 89ATM221A : Fig.3.32a) et les zones « Nolan » (NI : échantillon BR1216 : Fig.3.32b) et « Bluecloud » (Bl : échantillon 73Ati73A : Fig. 3.32 c et d) et unités différenciées au sud de la « Central Belt » et structurellement séparées. Les micaschistes d'assemblage schiste vert forment l'essentiel de l'unité. Leur assemblage est constitué de chlorite, phengite, albite et quartz, avec des phases accessoires comme les carbonates, les oxydes (pyrite) et des phosphates (Fig.3.32). Dans la plupart des échantillons, la foliation est soulignée par la phengite, plus rarement par la chlorite. Les chlorites ne présentent pas de zonation chimique significative. Au sein de la CBss, les chlorites possèdent une valeur faible du X_{Mg} (près de 0,4) et du Si p.f.u (2.5-2.7) en comparaison des zones Bl et NI (X_{Mg} : 0.5-0.6, Si p.f.u : 2.5-2.9 ; Fig. 3.33). La composition se répartit entre le clinochlore, la daphnite et l'amésite (avec le $X_{Amésite}$ compris entre 0,20 et 0,40) et, là encore, une faible teneur en sudoïte ($X_{Sudoïte} < 0,15$). Il en va de même pour les phengites présentant des compositions en X_{Mg} variant selon les zones (dépendant de la roche totale) allant de 0.2 à 0.75, avec de plus faibles teneurs (de 0.2 à 0.5) pour l'unité CBss. La teneur en Si p.f.u est de l'ordre de 3.1 à 3,5.

Les zones « Bluecloud » (Bl) et « Nolan » (NI) possèdent la même paragenèse, mais associée à du grenat. Les grenats observés présentent une variation chimique cœur-bordure, avec un cœur riche ou très riche en manganèse ($X_{Sps_{0.2}}$ et $X_{Sps_{0.7-0.6}}$) s'appauvrissant en Mn vers la bordure ($X_{Sps_{0-0.1}}$ et $X_{Sps_{0.5}}$) et s'enrichissant en Fe ($X_{Alm_{0.6}}$ et $X_{Alm_{0.3}}$) ; (Fig.3.33).

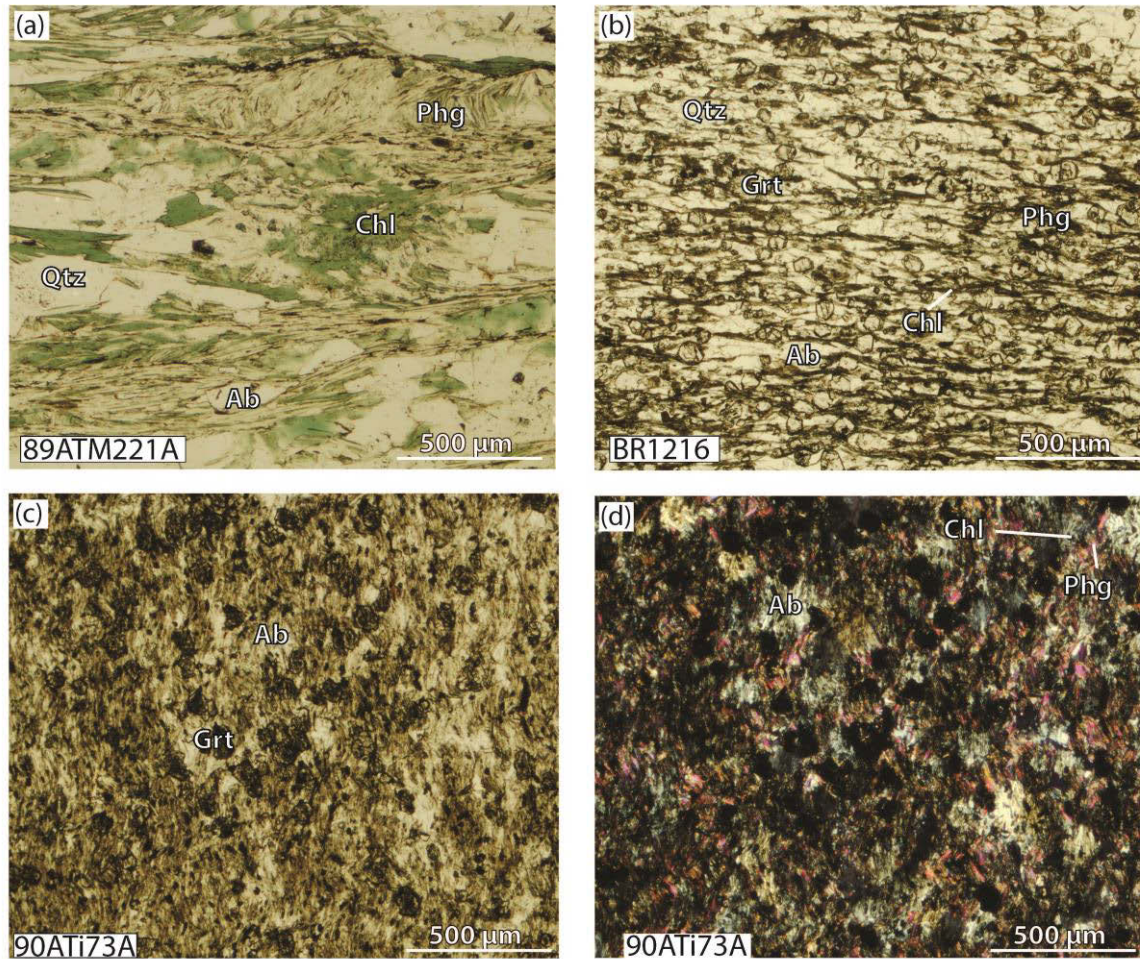


Figure 3.32 : Microphotographies d'échantillons sélectionnés de l'unité « Central belt ». (a) micaschiste de la « Central belt » sensu stricto ; (b) micaschiste de la zone « Nolan » ; (c) et (d) micaschiste de la zone « Bluecloud ». Les échantillons sont localisés sur la figure 3.2.

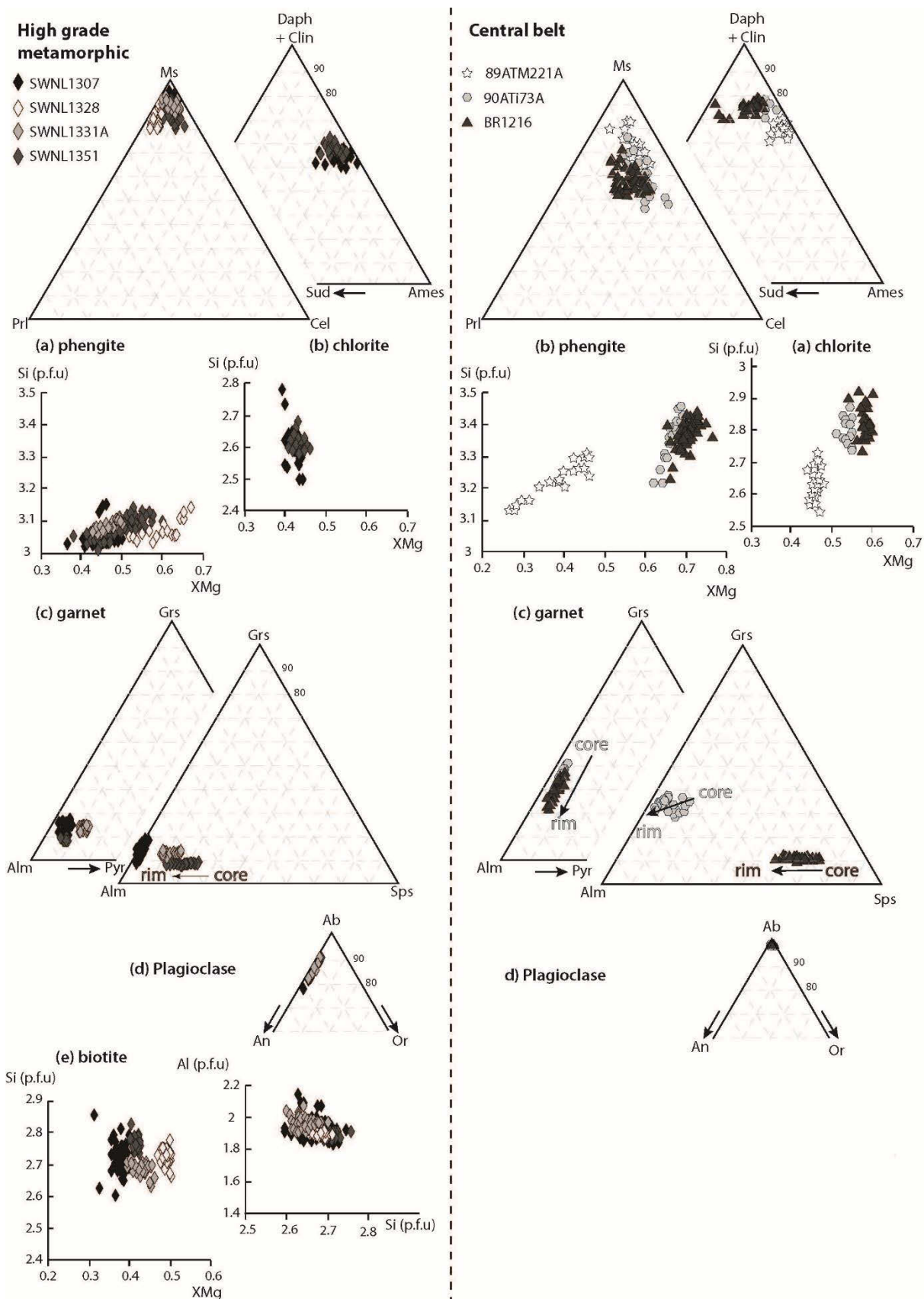


Figure 3.33 : Composition minéralogique des unités « Central belt » et de haut grade métamorphique « Kigluaik » et « Darby » adjacentes aux unités HP-BT.

- Unité « Kigluaik »

L'unité « Kigluaik » se marque par un métamorphisme de faciès amphibolite à schiste vert avec, du sud au nord de l'unité, l'apparition de minéraux liés à des conditions de pression et de température croissantes vers le nord. On trouve ainsi une zone possédant un assemblage à staurotide + phengite + biotite + quartz (SWNL1328 : Fig.3.34a), puis une zone à staurotide + phengite + biotite + quartz + grenat ± feldspath ± chlorite marquant l'apparition du grenat (SWNL1351 : Fig.3.34b et c), et enfin une zone à staurotide + phengite + biotite + quartz + grenat + sillimanite ± feldspath ± chlorite (apparition de la sillimanite ; SWNL1331 : Fig.3.34d et e). Les minéraux accessoires sont la tourmaline, l'ilménite et le zircon.

Au sein de ces trois zones, le staurotide et le grenat sont déstabilisés et enveloppés dans la foliation, développant à leur proximité des ombres de pression dans une déformation cisailante (Fig.3.34b, c, d). Les grenats observés, riches en almandin, sont parsemés de nombreuses inclusions de quartz et présentent une variation chimique du cœur ($X_{\text{Sps}0.1-0.2}$ et $X_{\text{Alm}0.6-0.7}$) vers la bordure ($X_{\text{Sp}S0-0.1}$ et $X_{\text{Alm}0.7-0.8}$). La sillimanite est également déstabilisée en mica blanc. Dans la plupart des échantillons, la foliation est définie par les phengites et les biotites. La substitution de tschermak des phengites est très restreinte ($X_{\text{Cel}0-0.15}$), tout comme leur contenu en pyrophyllite ($X_{\text{Pri}0-0.2}$). Les biotites montrent des teneurs en Al de 1.8 à 2.2 et de Si p.f.u de 2.6 à 2.7. Les biotites sont localement rétro-morphosées en chlorite (SWNL1351; avec un X_{Mg} de 0.4 à 0.5 et des teneurs en Si p.f.u de 2.5 à 2.7 : Fig.3.33). Les feldspaths observés sont là encore riches en Albite ($\text{Ab}_{0.8-0.9}$).

L'unité « Darby » connaît une histoire métamorphique similaire. Elle présente un assemblage métamorphique (SWNL1307 : Fig.3.34f et g) de staurotide + phengite + biotite + quartz + grenat + sillimanite ± feldspath ± chlorite, identique à la zone à sillimanite décrite ci-dessus.

3.3 Estimations des conditions P-T

3.3.1 Méthodologie

Le programme Kit-chlorite-phengite

Le programme Kit-chlorite-phengite est un programme interne au laboratoire IStEP, qui permet d'obtenir la thermométrie multi-équilibre (Berman, 1988) pour un assemblage minéralogique chlorite-quartz phengite. Un procédé automatique de détection des équilibres entre phases a été créé par De Andrade et al. (2006). L'équilibre est supposé lorsque la somme de l'énergie libre de Gibbs de toutes les réactions mettant en jeu des phases est inférieure à une valeur seuil, dépendant du système. Ces équilibres peuvent être ensuite représentés individuellement. Pour la chlorite, les propriétés thermodynamiques de Vidal et al. (2001) ; (Mg-amésite, Fe-amésite, daphnite, clinocllore et sudoïte) et le modèle d'activité de Vidal et al. (2006) ont été utilisés. L'estimation du fer ferrique dans la chlorite provient de Vidal et al. (2006). Pour la phengite, le modèle d'activité de Dubacq et al. (2010) a été utilisé (Mg-céladonite, Fe-céladonite, muscovite, pyrophyllite et paragonite) sans tenir compte des phases hydratées de basses températures. Enfin, les propriétés thermodynamiques de toutes les autres phases impliquées dans les calculs ont été sélectionnées à partir de Berman (2007). Basée sur les propriétés thermodynamiques des phases minérales, les incertitudes obtenues sont les mêmes par rapport aux autres méthodes de détermination des conditions P-T.

Le programme Thermocalc

Thermocalc (Powell et Holland 1988; 1994, Powell et al. 1998, Powell 2008) est un programme de calcul thermodynamique qui permet de construire un grand nombre de diagramme : comme les projections P-T, les pseudo-sections P-T, P-X et T-X et les diagrammes de compatibilité ou de potentiels chimiques. Il utilise un jeu d'équations non-linéaires pour calculer un équilibre thermodynamique demandé par l'utilisateur.

La suite logicielle Theriak/Domino

Le programme Domino est basé sur l'algorithme Theriak permettant de calculer un assemblage minéralogique stable par minimisation de l'enthalpie libre (de Capitani et Petrakakis, 2010). Le calcul d'un assemblage minéralogique est effectué dans un système constitué de plusieurs composants thermodynamiques pour une composition chimique donnée et des conditions de pression-température fixées (de Capitani et Petrakakis, 2010). Theriak cherche les solutions solides pour lesquelles la composition minéralogique aura l'enthalpie libre (ΔfG) la plus faible ; puis recherche l'assemblage qui a la plus petite enthalpie libre pour P et T fixées ($G(P,T)$). Domino permet de calculer des pseudo-sections, c'est-à-dire des diagrammes de phase pour une composition fixée. Il fait donc appel pour chaque point à l'algorithme Theriak, et détermine les champs de stabilité des assemblages pour un espace à deux dimensions (si on prend la pression et la température comme variables). Le programme pour réaliser ces calculs utilise une base de données thermodynamique. Deux bases de données cohérentes ont été utilisées. La première est celle d'Holland et Powell (1998) et la seconde est de Berman (1988) dans la suite theriak/domino.

La première base de données est régulièrement mise à jour et les derniers modèles clinopyroxènes Green et al. (2007) et d'amphiboles (Diener & Powell, 2012) y ont été implémentés. La seconde base de données ne contient pas de modèle pour les amphiboles sodiques et des modèles pour certaines phases comme les micas ou les chlorites y ont été ajoutés (e.g Berman, 1988 ; Dubacq et al., 2010). De nombreux développements ont été réalisés selon cette base de données pour les phases présentes dans les métapélites de bas grade, notamment les chlorites (Vidal et al., 2001, 2006), les micas blancs Dubacq et al. (2010), le chloritoïde et la carpholite (Pourteau et al., 2014).

3.3.2 Stratégie mis en œuvre

Ces estimations de conditions P-T sont liées aux compositions chimiques décrites dans la partie III.3.2 et aux données de température obtenues par la méthode RSCM dans la partie III.3.1. Les estimations de conditions pression température ont été principalement effectuées sur les lames analysées pétrographiquement et ayant subi une analyse RSCM, au sein des unités HP-BT par estimations multi-équilibres et pseudo-sections. Les méthodes ont été sélectionnées sur plusieurs critères. Le calcul des points multi-équilibre (Thermocalc) a été choisi lorsqu'on observait la présence de nombreuses phases minéralogiques dans les lames, permettant d'obtenir de nombreux équilibres entre minéraux et ainsi une plus grande probabilité d'avoir des points P-T valide. Le calcul de point P-T avec les chlorites et phengites (Kit chlorite-phengite) a été appliquée aux lames ne possédant que peu d'assemblages minéralogiques et lorsqu'on avait la présence de phengite et de chlorite à l'équilibre. Cependant, cette méthode ne donne que peu de résultats au regard de la difficulté d'avoir des équilibres entre chlorites et phengites, permettant ici de n'avoir que 3 résultats pour 1 lame. Enfin, le calcul de pseudo-sections a été effectué lorsque l'on possédait l'analyse de la roche totale, des assemblages minéralogiques « pauvres » et dans le but de compléter des informations obtenues, si possible, par les points P-T calculés auparavant.

Zone	Echantillon		méthode	logiciel
Schist belt	BR1220	Eclogite	Pseudo-section	Theriak/domino
	90ATI37C	Métapélite	Pseudo section P-T par multi-équilibre	Theriak/domino Kit-chlorite phengite
	BR1103		Pseudo-section	Theriak/domino
Nome complex	SWNL1302	Eclogite	P-T par multi-équilibre	Thermocalc
	84Ati249	Amphibolite	P-T par multi-équilibre	Thermocalc
	SWNL1315	Amphibolite	Pseudo-section	Theriak/domino
	SWNL1333			
	SWNL1336	Métapélite	Pseudo-section	Theriak/domino
	SWNL1339			
Kigluaik Group	SWNL1331	Métapélite	Pseudo-section	Theriak/domino
	SWNL1351		P-T par multi-équilibre	Thermocalc

Tableau 3.7 : Etude mise en œuvre pour déterminer les conditions Pression-Température.

3.3.3 Estimations de point P-T par multi-équilibre

L'estimation des conditions pression-température par multi-équilibre a été réalisée sur 4 échantillons. L'ensemble des résultats est basé sur les descriptions minéralogiques décrites ci-dessus. Ces résultats sont résumés dans les tableaux 3.8 et 3.9 et visualisés sur la figure 3.35. Ces résultats semblent concordant avec les pseudo-sections calculées par la suite.

- *Echantillon 90Ati37C*

La méthode Kit-chlorite-phengite n'a pu être utilisée que pour une métapélite (90Ati37C) au sein de l'unité « Schist belt » (Tab.3.8). L'utilisation de la méthode géothermomètre chlorite-phengite sur la paragenèse au pic conduit à des estimations de 500°C à 15.5 Kbars ; 500°C à 15.5 Kbars et 540°C à 15 Kbars. La paragenèse au pic est montrée par un assemblage à l'équilibre grenat-chlorite-phengite. Les conditions estimées correspondent au faciès schiste bleu proche faciès éclogite. La paragenèse rétrograde conduit à une estimation de 307°C ± 25°C à 7 ± 1 Kbars, correspondant au faciès schiste vert. La paragenèse rétrograde est montrée par un assemblage à l'équilibre feldspath-chlorite-phengite.

Echantillon 84Ati249

L'échantillon 84Ati249 est une amphibolite montrant une paragenèse au pic composé de chloritoïde, grenat, glaucophane, épidote, hornblende et sphène montrée par l'observation de la lame (Chap. III.3.2). L'estimation P-T réalisée avec thermocalc est ainsi basée sur les analyses chimiques du chloritoïde, du cœur du grenat, des glaucophanes, du cœur de la hornblende, de l'épidote et du sphène. Cette estimation donne une condition P-T de 430 ± 15 °C et 10.4 ± 1.7 kbars, correspondant à la limite du faciès schiste bleu, schiste vert et amphibolite (Tab.3.9).

Echantillon SWNL1302

L'échantillon SWNL1302 est l'éclogite située sur la péninsule de Seward. Il montre une paragenèse au pic de métamorphisme composé d'épidote et de phengite inclus dans le grenat en équilibre avec l'omphacite et le glaucophane (Chap III.3.2). L'estimation P-T donne un pic métamorphique de 512 ± 60 °C et 16 ± 2 kbars, correspondant au faciès éclogite (Tab.3.9).

Echantillon SWNL1351

L'échantillon SWNL1351 compose l'unité « Kigluaik » situé sur la péninsule de Seward. Il montre une paragenèse au pic composé de grenat, staurotide, biotite, feldspaths, et quartz (Chap.III.3.2). L'estimation P-T est basée sur les minéraux cités ci-dessus, avec des analyses chimiques correspondant au cœur de la biotite et au cœur du grenat. Cette estimation donne un pic métamorphique de 590 ± 30 °C et 3 ± 1 kbars, correspondant au faciès des cornéennes. Un second point P-T a été déterminé à partir de la bordure du grenat, de la bordure de la biotite, des feldspaths, du quartz et de la chlorite. L'estimation P-T donne ainsi une condition rétrograde de 536 ± 20°C et 2 ± 1 kbars correspondant au faciès des cornéennes (Tab.3.9).

Schist bel	90Ati37C			T(°C)	sd (°C)	P(kbars)	sd (kbars)
		Pic métamorphique	Chlorite- phengite	507	25	15.5	1
		Pic métamorphique	Chlorite- phengite	506	25	15.35	1
		Pic métamorphique	Chlorite- phengite	537	25	14.87	1
		Rétrograde	Chlorite- phengite	307	25	5.57	1

Tableau 3.8 : Ensemble des conditions P-T obtenu par multi-équilibre avec Kit-chlorite-phengite. Sd est comparable empiriquement aux autres méthodes d'estimations des conditions P-T conventionnelles (Dubacq et al., 2010)

Zone	Echantillon		Paragénèse		T (°C)	sd	P(kbars)	sd	corr	sigfit
Nome complex	84Ati249	Amphibolite	Ctd - Grt- Gln - Sph- Ep- Hbl- H2O	Pic métamorphique	430	15	10.4	1.7	0.405	1.14
	SWNL1302	Eclogite	Grt- Omp- Gln-Ep-Phg H2O	Pic métamorphique	512	60	16	2	0.725	1.11
Kigluaik Group	SWNL1351	Métapélite	Grt - St - Bt - Fsp - Qtz - H2O	Pic métamorphique	586	29	3.1	1.1	0.921	0.54
			Grt - Bt- Fsp- Chl - qtz - H2O	Rétrograde	536	17	2.1	0.9	0.848	0.97

Tableau 3.9 : Ensemble des conditions P-T obtenu par multi-équilibre avec Thermocalc. Pour tester l'hypothèse et la variation des résultats des points P-T obtenues en fonction de différents activités $a(\text{H}_2\text{O})$, nous avons calculé des points P-T moyen en fonction d'un $a(\text{H}_2\text{O})$ pour voir quel résultat avait la meilleure cohérence entre les différentes réactions indépendantes telles que définies dans THERMOCALC par un paramètre statistique nommé « sigfit ». Sd : « standard deviation ».

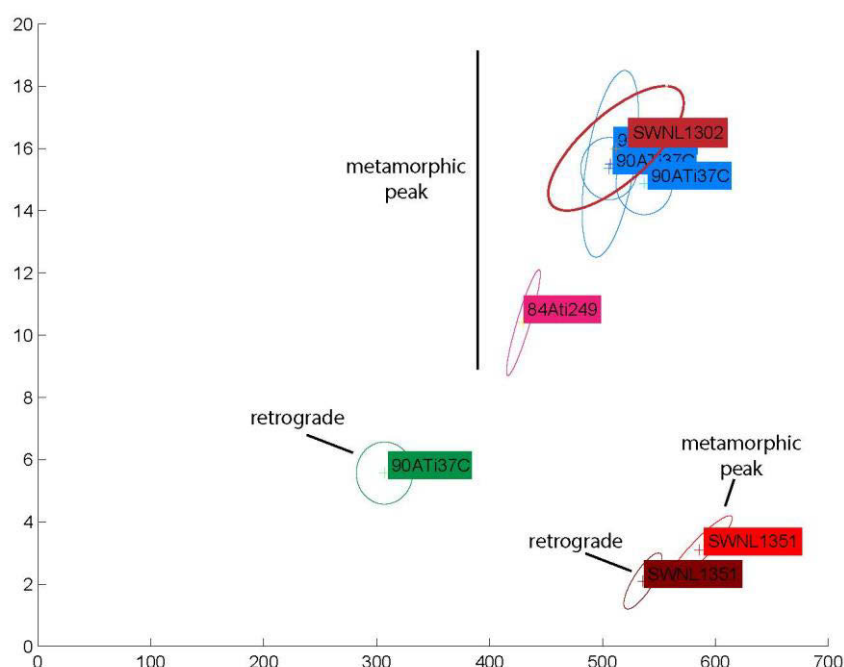


Figure 3.35 : Grille P-T des points P-T multi-équilibre calculés.

3.3.4 Estimations P-T depuis la modélisation de pseudo-section

3.3.4.1 Les compositions chimiques des roches

Les compositions chimiques utilisées dans les pseudo-sections proviennent d'une part (pour 6 compositions chimiques) de la détermination de composition chimique de roche totale effectuées au laboratoire OMAC à Dublin (Tab.3.10), et d'autre part (pour 2 compositions chimiques) de l'analyse chimique au MEB des éléments moyennés sur un minimum de 10 surfaces sur une lame mince (Tab.3.11)

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	Total
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
BR1220	43.8	13.35	15.9	15.1	8.19	1.47	0.02	0.02	1.72	0.25	0.24	<0.01	<0.01	0.26	100.32
SWNL1315B	42.2	11.45	18.6	10.2	5.86	2.01	0.61	<0.01	5.91	0.24	0.32	0.02	0.02	1.28	98.72
SWNL1333B	52.9	14.2	14.9	5.89	2.98	2.55	1.79	<0.01	1.44	0.24	0.69	0.03	0.06	1	98.67
90ATi37C	55.9	19.5	8.49	1.5	3.17	2.21	3.07	0.01	1.04	0.67	0.13	0.03	0.8	3.96	100.48
BR1103	50.1	24.9	9.7	0.09	2.91	1.26	4.69	0.02	1.39	0.07	0.04	<0.01	0.15	5.15	100.47
SWNL1336	66.1	14.35	6.58	4.72	1.44	0.91	1.74	0.02	0.75	0.17	0.19	0.03	0.04	2.83	99.87
SWNL1331B	56.8	21.6	10.5	0.63	3.53	0.59	3.92	0.01	0.92	0.23	0.04	<0.01	0.32	2.02	101.11

Tableau 3.10 : Analyses des compositions chimiques de roche totale sur les échantillons discutés dans le texte.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	TOTAL
SWNL1339	70.1	15.7	6.6	0.29	1.88	0.62	3.14	1.02	0.05	0.46	100

Tableau 3.11 : Analyses de la composition chimique effectuée au MEB.

3.3.4.2 Modélisation des assemblages minéralogiques par pseudo-section.

Les erreurs potentiels que l'on peut commettre dans l'estimation de chemin P-T avec les pseudo-sections peuvent être dues (1) aux données thermodynamiques et aux modèles d'activité qui ne reflètent pas la réalité, (2) à la nature des fluides assistant les réactions chimiques, et (3) à la composition chimique supposée fixe qui implique un métamorphisme à chimie constante.

- L'éclogite de la Schist belt : BR1220

BR1220 est l'éclogite de la « Schist belt », décrites minéralogiquement auparavant (Chap.III.3.2).

Une pseudo-section a été calculée dans le système CaFMASH (Fig.3.36a). Dans cette pseudo-section, l'eau et le quartz sont en excès et les phases sodiques ne sont pas considérées. Les phases sodiques ne sont pas considérées en raison de (1) l'impossibilité d'obtenir une pseudo-

section viable, (2) dû à un nombre de réaction trop important et (3) de problèmes d'équilibre thermodynamique dans le modèle d'activité des amphiboles.

Les assemblages observés permettent de donner une estimation P-T pour l'assemblage Grt-Omp-Amp-Chl-Zo, assemblage formant la paragenèse du pic métamorphique. Les conditions P-T sont déterminées à partir des isoplètes du X_{gross} du cœur à la bordure du grenat (X_{gross} : 0.45-0.5) et du X_{Mg} de la chlorite (X_{Mg} : 0.6-0.5). Ce champ est contraint par la courbe d'apparition de la lawsonite à haute pression et par la disparition de l'omphacite sur un champ centré sur 540°C et 17 kbars. Enfin, la température RSCM obtenue sur la roche encaissante y est superposée. Ainsi, le champ P-T du pic métamorphique est estimé entre 476°C et 513°C (537°C, si on prend l'incertitude maximum du RSCM) et entre 16 ± 1.5 kbars.

Le point P-T obtenu d'après la paragenèse au pic de l'éclogite SWNL1302 (de la péninsule de Seward) a été surimposée (Fig.3.36a) à la pseudo-section. Ce point se situe au sein du champ P-T défini par la pseudo-section, confirmant ainsi les conditions de pressions températures déterminées.

En revanche, on ne peut déterminer les conditions P-T des phases rétrogrades.

- Les amphibolites de Nome complex : SWNL1315B et SWNL1333B

Ces pseudo-sections ont été calculées dans le système NaCaFMASH (Fig.3.36b et c). Dans ces pseudo-sections, l'eau et le quartz sont en excès. La proportion de Mn restant stable dans le grenat, cet élément n'a pas été considéré.

Pour SWNL1333B, les assemblages observés permettent de donner une estimation P-T de la paragenèse du pic métamorphique (Grt-Gln-Amp-Zo-(Qtz -Pg)) de 530-575 °C et de 12-14 kbars. Le champ est défini à partir de la courbe d'apparition du glaucophane et est bordé en température inférieure par la courbe d'apparition de la chlorite et en température supérieure par l'apparition de l'omphacite. La composition théorique de l'isoplète X_{alm} concorde avec la composition chimique analysée sur les grenats (Fig.3.36b).

Pour SWNL1315, la paragenèse du pic métamorphique (Grt-Gln-Amp-Zo) donne des conditions P-T de 540-555°C et 10.5-12.5 kbars. Le champ est défini à partir de l'apparition du glaucophane et est bordé en température inférieure par la courbe d'apparition de la chlorite et en supérieure par l'apparition de l'omphacite. La limite supérieure du champ est contrainte par la courbe d'apparition de l'omphacite et la limite inférieure par l'apparition de la chlorite et du quartz. La composition théorique de l'isoplète X_{alm} concorde avec la composition chimique analysée sur les grenats (Fig.3.36c).

En revanche, on ne peut déterminer les conditions P-T des phases rétrogrades liées à l'impossibilité d'obtenir une pseudo-section viable due à des problèmes d'équilibre thermodynamique principalement dans le modèle d'activité des amphiboles pour des phases de plus basses températures et pression.

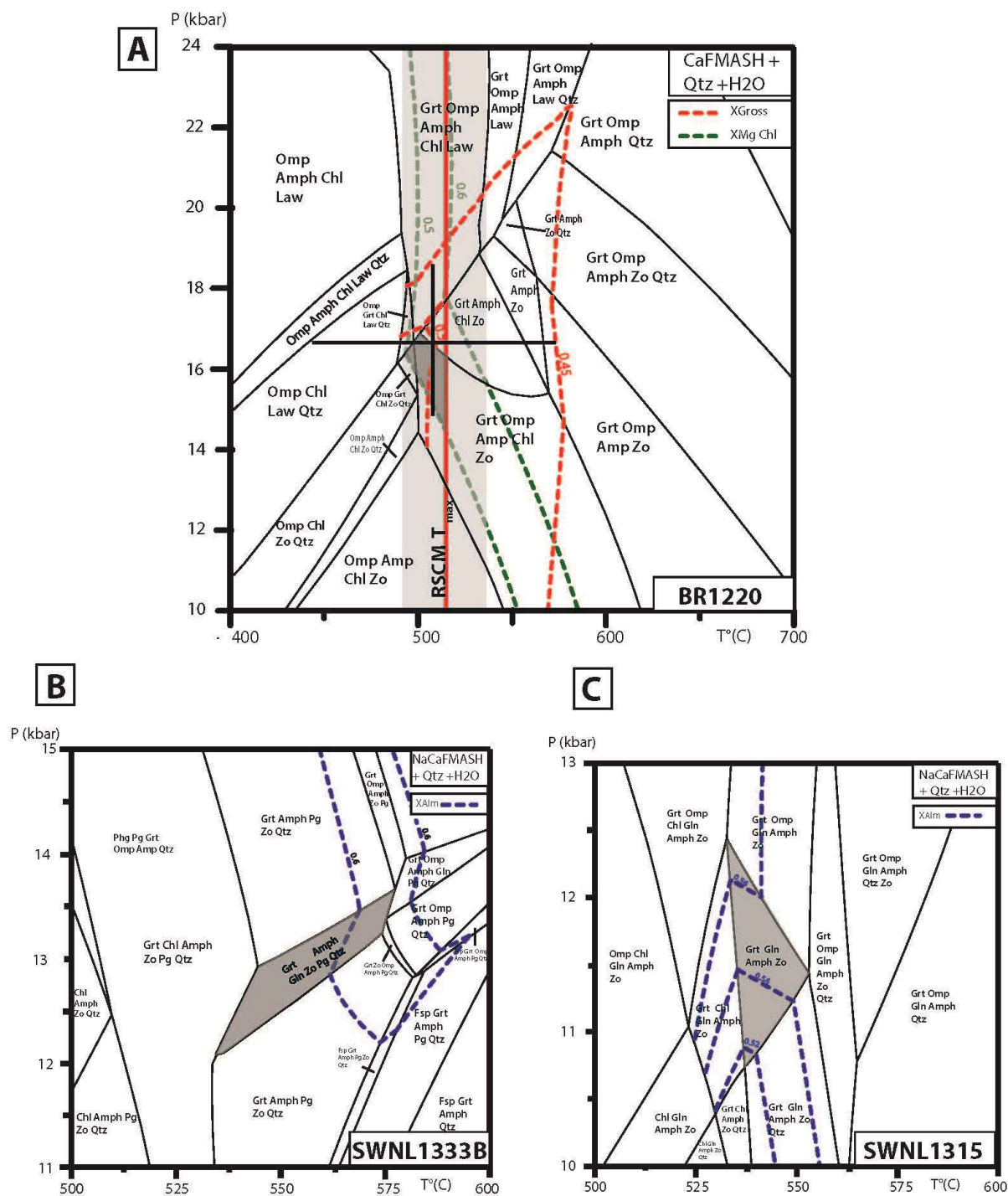


Figure 3.36 : (a) Pseudo-section P-T pour l'échantillon BR1220 dans le système CaFMASH. (b) Pseudo-section P-T pour l'échantillon SWNL1333B. (c) Pseudo-section P-T pour l'échantillon SWNL1315. Les isoplètes sont légendées sur chaque pseudo-section. Les champs cités dans le texte sont mis en valeur par un fond gris. Les points P-T sont représentés par des traits noirs gras montrant l'incertitude de température et de pression.

- Les micaschistes à grenat des unités HP-BT

Dans la « Schist belt » : 90Ati37C

90Ati37C est un micaschiste à grenat décrit minéralogiquement auparavant (Chap III.3.2), formant l'encaissant de l'éclogite « Schist belt »,

Une pseudo-section a été calculée dans le système NaMnKFMASH (Fig.3.38 a). Dans cette pseudo-section, l'eau et le quartz sont en excès. La proportion de spessartine présente dans le cœur et sa variation dans le grenat étant non négligeable ($X_{\text{spss}} \sim 0.4-0.20$), cet élément a été intégré à la pseudo-section.

Les assemblages observés permettent de donner une estimation P-T pour l'assemblage Grt-Phg-Pg-Chl-Bio-Qtz, assemblage formant la paragénesè du pic métamorphique. Ce champ est contraint par la courbe d'apparition de la jadeite à haute pression et par l'apparition du feldspath à basse pression. Les conditions P-T sont déterminées à partir des isoplètes de X_{spss} du cœur à la bordure du grenat ($X_{\text{spss}} : 0.4-0.2$) et du X_{Mg} du cœur de la chlorite ($X_{\text{Mg}} : 0.45-0.5$), de la température RSCM. Ainsi, le champ P-T du pic métamorphique est estimé entre 500°C et 545°C (avec l'incertitude maximum du RSCM) et entre 17 et 12 kbars. Ce champ est confirmé par les points P-T surimposé à la pseudo-section, obtenue d'après la méthode chlorite-phengite pour la paragénesè au pic.

La paragénesè rétrograde est montrée par un champ à Fsp-Phg-Chl-Qtz. Ce champ est contraint à ces bornes supérieures par la courbe d'apparition de la jadéite et du grenat, montrant ainsi un champ possédant des conditions maximales P-T de 350°C et de 8kbars. Les conditions P-T sont déterminées à partir des isoplètes de X_{chl} ($X_{\text{spss}} : 0.45-0.4$) et du Si de la phengite (Si : 3.4-3.1). Ce champ est confirmé par le point P-T surimposée à la pseudo-section, obtenue d'après la méthode chlorite-phengite pour la paragénesè rétrograde (Fig.3.38a).

La composition chimique du Si de la phengite, décrite dans le chap.III.3.2 montre une zonation cœur-bordure de 3.4 à 3.1. Plus précisément, cette zonation n'est pas uniforme montrant une haute teneur en Si ($\sim 3.4-3.25$) sur une grande partie du cristal de phengite et une mince bordure de faible teneur en Si ($\sim 3.2-3.1$) ; (Fig.3.39). Cette composition chimique associée à la pseudo-section semble nous indiquer que le chemin P-T ne subit pas de réchauffement lors de la phase rétrograde (Fig.3.38a).

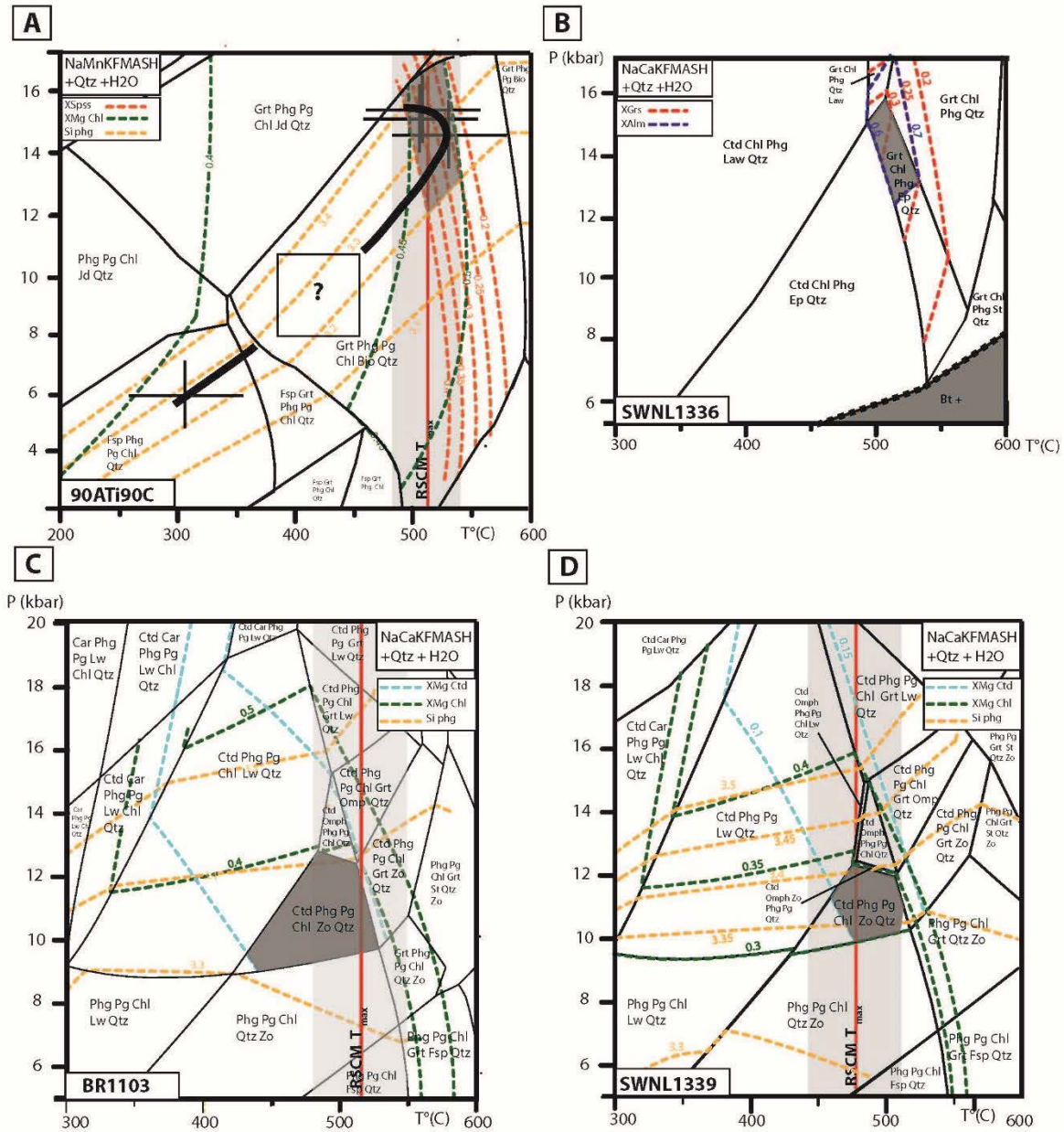


Figure 3.38 : Pseudo-section des micaschistes au sein des unités HP-BT. (a) Pseudo-section P-T pour l'échantillon 90Ati90C dans le système NaMnKFASH au sein de l'unité « Schist belt ». (b) Pseudo-section P-T pour l'échantillon SWNL1336 dans le système NaCaKFASH, au sein de l'unité « Nome Complex ». (c) Pseudo-section P-T pour l'échantillon BR1103 dans le système NaCaKFASH, au sein de l'unité « Schist belt ». (d) Pseudo-section P-T pour l'échantillon SWNL1339 NaCaKFASH, au sein de l'unité « Nome Complex ». Les isoplètes sont légendées sur chaque pseudo-section. Les champs cités dans le texte sont mis en valeur par un fond gris. Les points P-T sont représentés par des traits noirs gras montrant l'incertitude de température et de pression (formant des croix).

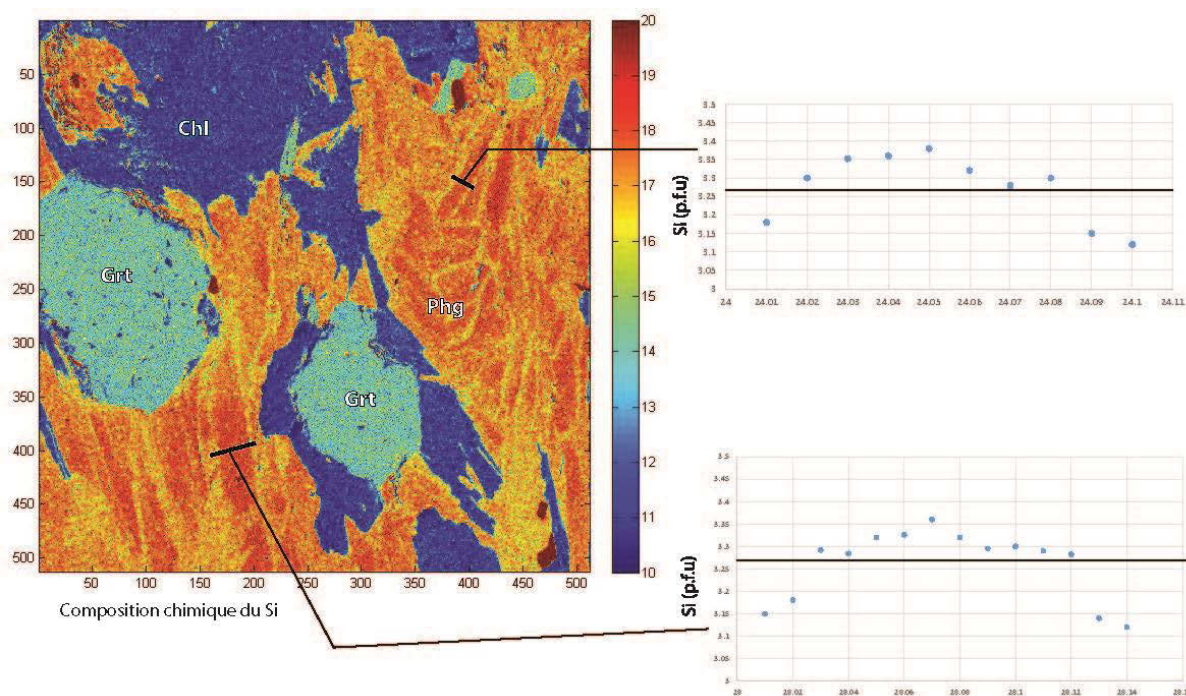


Figure 3.39 : Carte chimique du Si au sein de la phengite.

Dans « Nome complex » : SWNL1336

SWNL1336 est un micaschiste à grenat décrit minéralogiquement auparavant (Chap.III.3.2), situé le long de la council road, dans la péninsule de la Seward. Une pseudo-section a été calculée dans le système NaCaKFMASH (Fig.3.38b). Dans cette pseudo-section, l'eau et le quartz sont en excès.

Les assemblages observés permettent de donner une estimation P-T pour l'assemblage Grt-Phg-Chl-Ep-Qtz de 495-540°C et 12.5-15.7 kbar, assemblage formant la paragenèse du pic métamorphique. Ce champ est contraint par la courbe d'apparition du grenat et de la disparition de l'épidote. Les conditions P-T sont déterminées à partir des isoplètes de X_{Alm} : 0.6-0.7 et confirmées par les isoplètes (X_{Spss} : 0.4-0.2). Ce champ est comparable au champ P-T obtenu pour l'échantillon micaschiste à grenat de la « Schist belt ».

Les micaschistes à chloritoïde des unités HP-BT

BR1103 et SWNL1339A sont des micaschistes à chloritoïde décrites minéralogiquement auparavant (Chap III.3.2), situé au sein de la « Schist belt » et « Nome complex ».

Ces pseudo-sections ont été calculées dans le système NaCaKFMASH (Fig.3.38c et d) possédant de l'eau et du quartz en excès. Les assemblages observés permettent de montrer un champ P-T pour l'assemblage Ctd-Phg-Pg-Chl-Zo-Qtz, assemblage formant la paragenèse du pic métamorphique pour les deux pseudo-sections. Ce champ est défini par l'apparition du chloritoïde et limité par la courbe d'apparition de la lawsonite à haute pression, et des courbes d'apparition du grenat et de l'omphacite marquant la limite supérieure de température. Les conditions P-T sont déterminées à partir des isoplètes de X_{Mg} des chloritoïdes (0.1~0.15) et confirmée par les isoplètes

X_{Mg} de la chlorite et du Si des phengites. Enfin, les températures de $514^{\circ}\text{C} \pm 25^{\circ}\text{C}$ (BR1103 : Fig.3.38c) et de $475^{\circ}\text{C} \pm 25^{\circ}\text{C}$ (SWNL1336 : Fig.3.38d) obtenues par la méthode du RSCM permettent d'obtenir la limite supérieure de la température dans ce système. Ces éléments permettent de déterminer un champ P-T du pic métamorphique estimé entre 425°C et 520°C (avec l'incertitude maximum du RSCM) et entre 9 et 12.5 kbars pour BR1103 (Fig.3.38c) et équivalente pour SWNL1339A ($510\text{-}460^{\circ}\text{C}$ et 9.5-12.5 kbars ; Fig.3.38d).

En revanche, on ne peut déterminer avec précision les conditions P-T de la phase rétrograde, montrée seulement par un champ possédant un assemblage Phg-Pg-Chl-Zo-Qtz. Ce champ est néanmoins contraint en pression par les courbes d'apparition de la lawsonite et du chloritoïde et en température par la méthode du RSCM, donnant une limite supérieure de 9.5 kbars et de $474^{\circ}\text{C}/514^{\circ}\text{C}$.

Les métapelites du « Kigluaik Group » SWNL1331

SWNL1331 est une métapélite de l'unité « Kigluaik » décrite minéralogiquement précédemment (Chap III.3.2), situé au sud de la montagne « Kigluaik », dans la péninsule de la Seward. Une pseudo-section a été calculée dans le système NaCaKFMASH (Fig.3.40). Dans cette pseudo-section, l'eau et le quartz sont en excès.

Les assemblages observés permettent de donner une estimation P-T pour l'assemblage Fsp-Grt-Bio-Sill-Qtz de minimum 625°C et de 4.5-7 kbars, assemblage formant la paragenèse du pic. La limite inférieure de ce champ est contrainte par la disparition du staurotide et de la cordiérite. La limite supérieure est contrainte par l'apparition du disthène. Par ailleurs, ce champ devrait être limité vers les hautes températures par la limite de fusion partielle non prise en compte ici.

On ne peut déterminer avec précisions les conditions P-T de la phase rétrograde. En revanche, le chemin P-T rétrograde semble présenter principalement un refroidissement par l'absence d'andalousite et de cordiérite, et la présence de chlorite (X_{Mg} : 0.4-0.45) au sein de la lame.

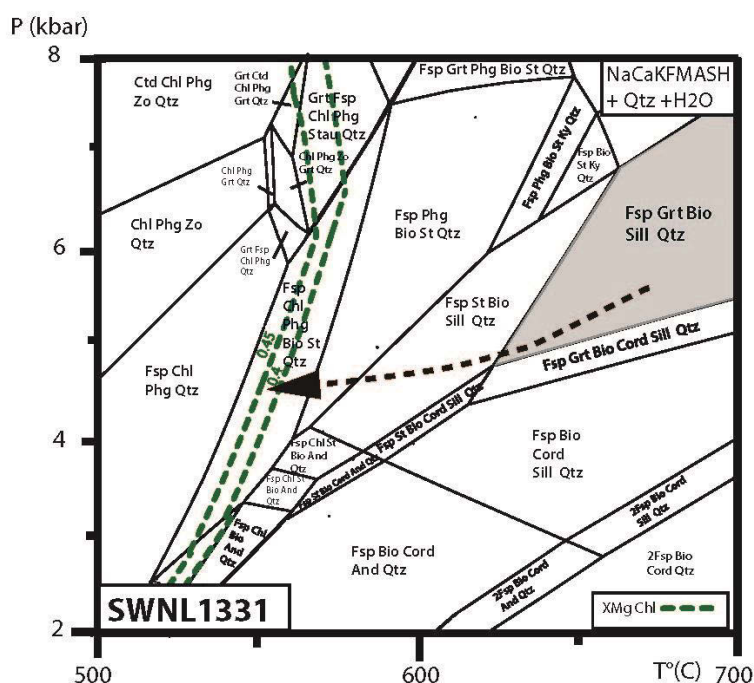


Figure 3.40 : Pseudo-section P-T pour l'échantillon SWNL1331 dans le système NaCaKFMASH au sein de l'unité « Kigluaik ». Le champ cité dans le texte est mis en valeur par un fond gris.

3.3.4 Conclusion et discussion des conditions P-T des unités internes de la chaîne de Brooks

- *Le chemin P-T des unités internes HP-BT.*

L'ensemble des contraintes obtenues sur les échantillons de l'unité « Schist belt et « Nome complex » est reporté sur la figure 3.41. Il n'est pas possible d'obtenir un chemin P-T pour l'ensemble des échantillons. En revanche l'ensemble des contraintes et principalement l'échantillon 90Ati37C, encaissant de l'éclogite permettent de définir un chemin P-T composite pour l'ensemble des unités internes de l'orogénèse brookienne. Le chemin est la courbe la plus simple que l'on peut faire passer par les champs P-T calculés dans les pseudo-sections et les points P-T multi-équilibre.

Ce chemin montre que (1) les conditions du pic de pression et de température, connues pour les unités internes HP-BT (obtenues à l'aide d'un point multi-équilibre de l'éclogite au sein de Seward et du champ obtenu par pseudo-section dans la « Schist belt ») se situent dans le champ des éclogites (en comparaison des études pétrologiques antérieures sur les éclogites ; voir Chap.I). (2) Il permet d'observer que l'éclogite de la « Schist belt » possède une même évolution des conditions P-T que son encaissant (90Ati37C) au cours de la phase rétrograde. (3) Ce chemin rétrograde ne montre pas de réchauffement sensible au début de celui-ci. (4) Le chemin rétrograde tardif manque de contrainte ne permettant pas d'établir un chemin P-T précis, lié à une seule donnée P-T multi-équilibre.

En outre, le champ et les points P-T relatifs à l'unité « Kigluaik » montrent bien un événement métamorphique et un processus géodynamique différents.

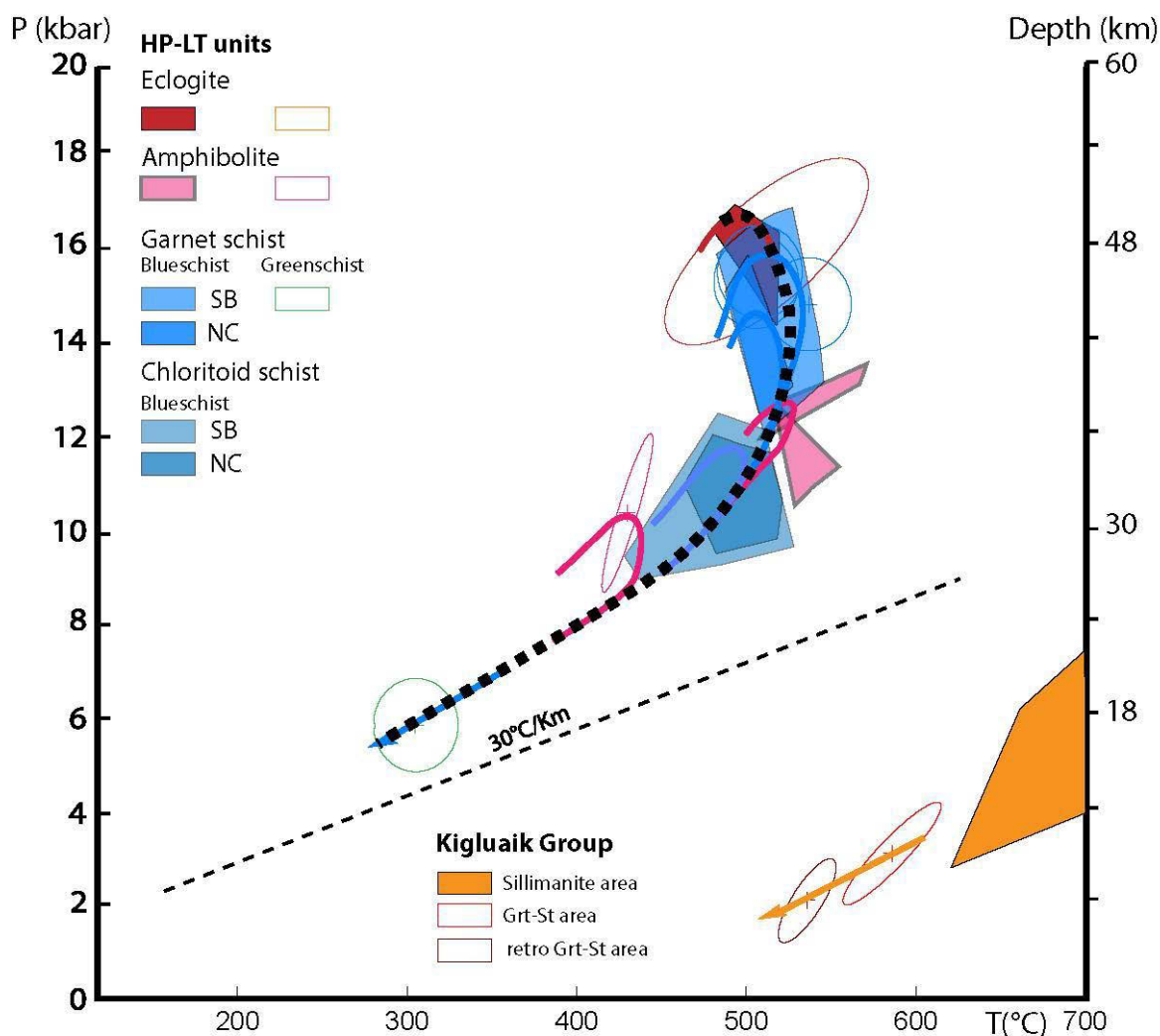


Figure 3.41 : Synthèse des contraintes P-T obtenues dans les unités internes HP-BT de « Schist belt » et « Nome complex ». SB : « Schist Belt », NC : « Nome Complex ».

- Comparaison avec les études précédentes

Notre étude permet de raffiner les conditions P-T dans les domaines du faciès schiste bleu et éclogite estimés dans les études précédentes.

Les conditions P-T sur les éclogites permettent de définir un champ restreint du pic des éclogites de 476- 513°C et 14.5-17.5 kbars. Ces conditions P-T étaient peu contraintes antérieurement, marquées par un large champ au sein de la « Schist belt » (350-600°C et 7-17kbars : Gottschalk, 1998) et plus restreint pour « Nome complex » (313-522°C et 8.5-11.5kbars : Patrick et Evans, 1989). En outre, ces champs P-T antérieurs ont largement sous-estimés la pression subite par les éclogites.

Les conditions P-T des faciès schiste bleu pour la « Schist belt » et « Nome Complex » obtenues antérieurement ont été estimées respectivement entre 350-550°C et 7.6-9.8 kbars (Gottschalk, 1998), et entre 460- 490°C et 10-12 kbars (Patrick et Evans, 1989) ; (Chap I.2). L'estimation des conditions P-T calculée par notre étude montre que les études antérieures avaient obtenu des résultats similaires mais certainement basées seulement pour les micaschistes à chloritoïde. Notre étude sur les micaschistes à grenat montre qu'une partie des unités HP-BT ont

subi une pression et une température supérieure de l'ordre de 500-545°C et 16.5-12kbars dans le faciès schiste bleu. Ainsi, les conditions P-T obtenues sur les micaschistes à grenat semblent soit avoir été sous-estimées ou non étudiées.

Notre estimation du domaine des schistes vert par un point P-T multi-équilibre semble là aussi montrer une sous-estimation de la pression subite par le faciès schiste vert par les études antérieures. Mais cela reste à confirmer par de nouvelles études.

Ces nouvelles données modifient le chemin P-T décrit antérieurement, montrant un chemin de même forme mais possédant une température et une pression beaucoup plus importantes (Fig.3.42).

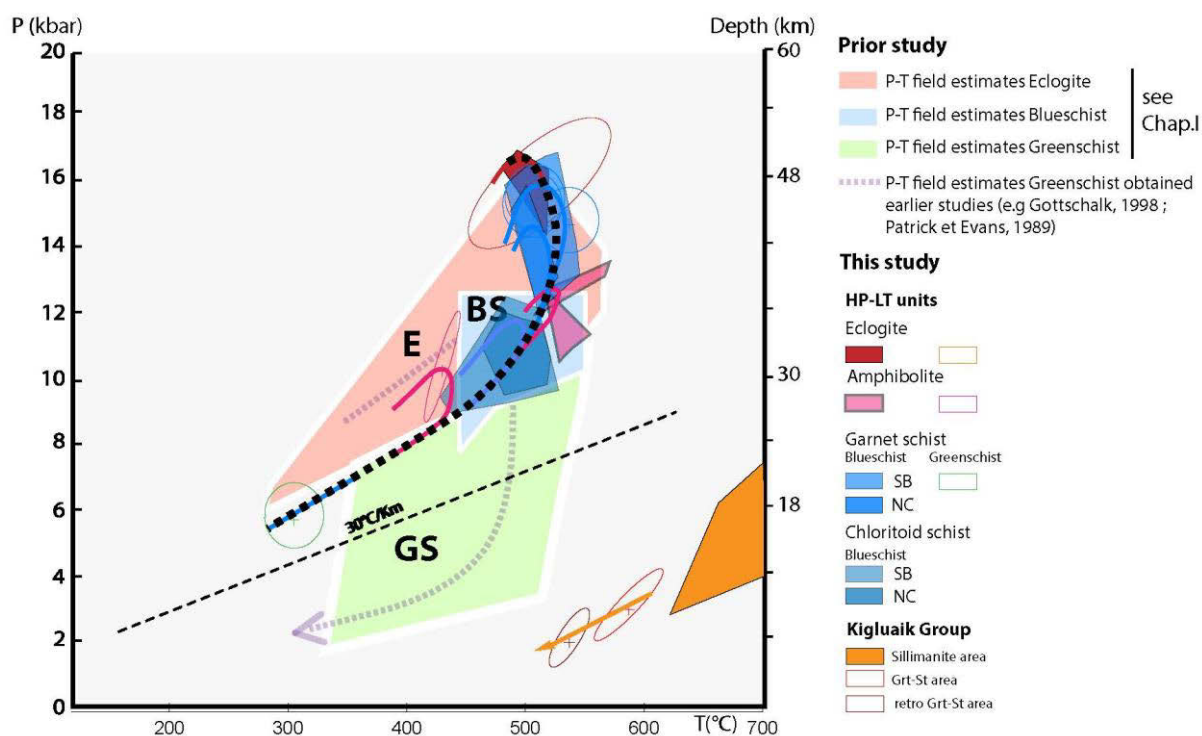


Figure 3.42 : Synthèse des contraintes P-T publiés pour dans les unités internes HP-BT de « Schist belt » et « Nome complex » (Gottschalk, 1998. Patrick et Evans, 1989 ; Thurston, 1985 ; Forbes et al., 1984) associé à la synthèse des résultats obtenus dans notre étude.

- Interprétation du chemin P-T

Le chemin pression température des unités internes apportent donc de nouvelles contraintes sur l'évolution métamorphique. Elle permet de proposer plusieurs interprétations majeures.

Le début du chemin rétrograde ne montre pas de (1) réchauffement sensible pendant l'exhumation des unités HP-BT. De plus, la superposition des chemins P-T rétrogrades des roches éclogitiques et de leur encaissant actuel (micaschiste à grenat) suggère (2) une exhumation synchrone sans réchauffement majeur. Cet argument est en faveur d'un mécanisme d'exhumation des unités internes par exhumation syn-orogénique (Jolivet et al., 2008 ; Jolivet et Goffe, 2000) où l'essentiel de l'exhumation s'effectue anté-extension post-orogénique (Fig.3.43). Cette contrainte serait plus en accord avec le mécanisme d'exhumation des unités internes décrit par Gottschalk (1990).

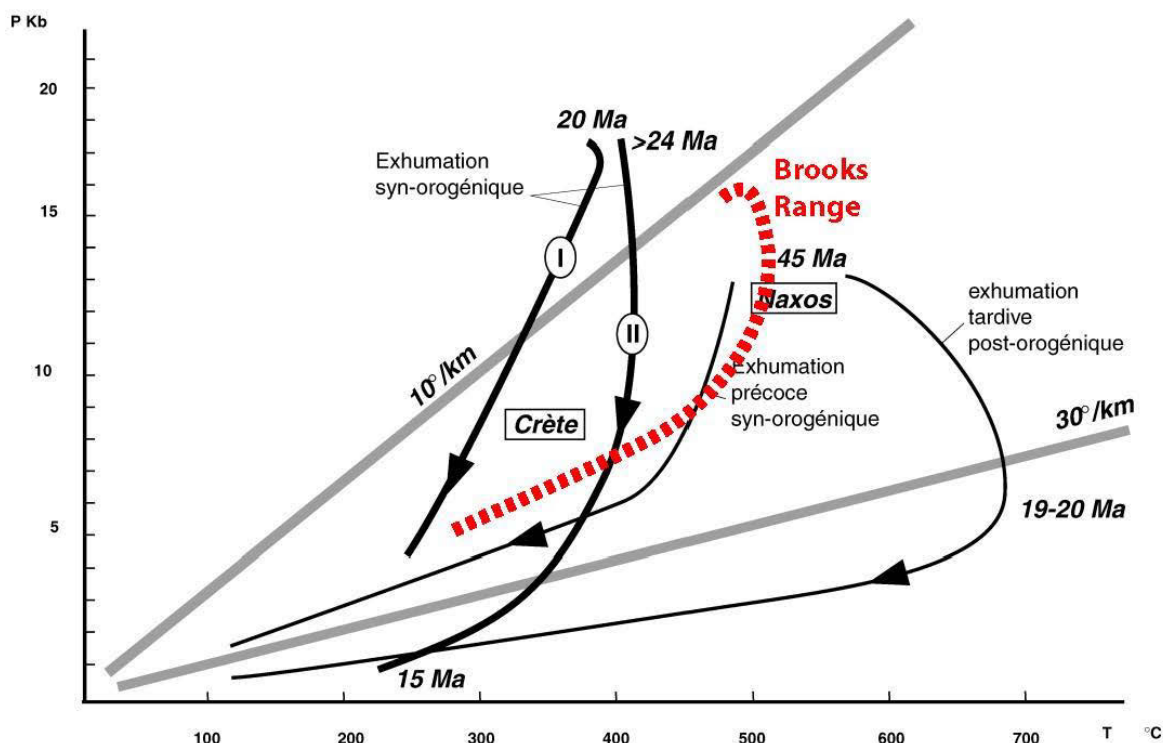


Figure 3.43. Chemin P-T de la chaîne de Brooks estimé et associé à des exemples de chemins P-T-t rétrogrades syn-orogéniques et post-orogéniques (modifié d'après Jolivet et Goffe, 2000)

4 Contraintes radiochronologiques sur les éclogites de l'unité «Schist belt » et « Nome Complex »

4.1 Principes de la radiochronologie

La radioactivité est la capacité naturelle de certains noyaux atomiques à émettre de façon spontanée un rayonnement afin d'atteindre la stabilité nucléaire. Cette émission de rayonnement s'accompagne de la désintégration du noyau atomique, dit radioactif, qui se dissocie pour donner un nouveau noyau atomique stable, dit radiogénique. On parle de couple père/fils. Ce couple est caractérisé par sa période radioactive t (ou demi-vie $t_{1/2}$), correspondant au temps nécessaire pour que la teneur en isotope père initiale soit divisée par deux. On en déduit λ , la constante de décroissance radioactive, qui équivaut à $\lambda = \ln 2/t$.

La désintégration de l'isotope père est décrite par l'équation de désintégration suivante :

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

avec P : teneur actuelle en isotope père mesurée
 P_0 : la teneur en initiale en isotope père
 t : le temps écoulé
 λ : la constance de décroissance radioactive qui est spécifique à chaque isotope radioactif.

$$\text{Sachant que } P + F = P_0 + F_0 \quad (2)$$

$$\text{On a : } F = F_0 + P (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

avec F_0 = la teneur initiale en isotope fils
 F = la teneur actuelle en isotope fils

Si on considère que la teneur en isotope fils initiale est nulle, on obtient :

$$F = P (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Il suffit donc de connaître la teneur en éléments père et en éléments fils, pour déterminer l'âge t_0 , c'est-à-dire l'âge de fermeture du système. La datation s'effectue via l'utilisation d'un minéral qui a incorporé lors de sa cristallisation des éléments radioactifs qui vont se désintégrer en éléments radiogéniques. Cet ensemble minéral hôte + couple est appelé géochronomètre.

4.2 Le choix du géochronomètre

Différents géochronomètres sont utilisés pour dater les processus géologiques. Les choix du géochronomètre repose sur deux critères importantes : (1) l'âge à priori de l'objet et (2) le processus géologique que l'on souhaite dater. Ainsi, tous les géochronomètres n'enregistrent pas les mêmes processus géologiques du fait de leur capacité à interagir avec leur environnement. Par exemple, pour dater le pic de température d'une roche métamorphique impliquée dans un cycle orogénique, on favorisera les géochronomètres en utilisant les couples isotopiques U-Pb tel que le zircon, car ceux-ci tendent à cristalliser à HT.

4.3 Le chronomètre U-Pb sur zircon

4.3.1 Principe de datation par le géochronomètre U-Pb dans le zircon

Un des principaux avantages de ce système réside dans le fait qu'il associe deux isotopes pères d'un même élément (^{235}U et ^{238}U) qui se désintègrent suivant des constantes de désintégration différentes pour donner deux isotopes fils d'un autre élément (le ^{207}Pb et le ^{206}Pb) selon les équations suivantes :

$$^{206}\text{Pb}_t = ^{206}\text{Pb}_0 + ^{238}\text{U}_t (e^{238\lambda t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}_t = ^{207}\text{Pb}_0 + ^{235}\text{U}_t (e^{235\lambda t} - 1)$$

Pour chaque couple, la désintégration de l'isotope père en fils n'est pas directe mais s'effectue via une chaîne de désintégration radioactive. Toutefois, toutes conduisent au même isotope fils stable. La période des isotopes pères étant au moins 10 fois plus longue que celle des isotopes intermédiaires, on peut considérer que l'U donne directement par décroissance radioactive du Pb

Les méthodes d'analyses isotopiques permettent de mesurer la teneur actuelle en éléments père et fils. Ainsi, elles permettent de calculer trois âges à partir de trois rapports isotopiques distincts : deux rapports Pb/U ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) et un rapport de composition isotopique du plomb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). L'avantage du géochronomètre U-Pb est donc de pouvoir estimer l'âge d'un système par le tracé de 3 isochrones différentes. Les âges obtenus par ces trois isochrones peuvent être comparés ; soit ils sont sensiblement identiques et l'on peut alors estimer que ces âges concordants sont des âges « absolus », soit ils présentent des différences sensibles, ce qui suggère que certains âges obtenus peuvent être des âges discordants « apparents ». En plus de ces trois isotopes radiogéniques, le Pb possède un isotope stable (^{204}Pb) qui est utilisé comme isotope de référence pour la datation.

La comparaison entre ces trois âges permet de préciser si le système U-Pb du minéral considéré est resté clos ou s'il a évolué en système ouvert. Contrairement à d'autres méthodes utilisées en géochronologie, la méthode U-Pb offre l'avantage, même si le radiochronomètre a évolué en système ouvert, de pouvoir donner une indication de l'âge. Ainsi, il est parfois possible de retrouver non seulement l'âge initial du système mais également celui de son ouverture.

4.3.2 Les diagrammes Concordia et Terra-Wasseburg

Un âge calculé suite à la mesure des isotopes pères et fils est appelé âge apparent : il ne peut être utilisé tel quel car il n'a pas forcément de signification géologique. Il peut en effet correspondre à un mélange entre domaine d'âges distincts, à un enrichissement ou à une perte en Pb. Des représentations graphiques spécifiques aident à la discussion et à l'interprétation des mesures effectuées.

Pour les systèmes riches en uranium et pauvres en plomb primaire (Pb_0), les données U-Pb sont traitées à l'aide du diagramme Concordia (diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en fonction $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; Wetherill, 1956). Dans ce diagramme est placée la courbe dite « Concordia » qui correspond au lieu géométrique où les deux systèmes isotopiques concernés fournissent le même âge. Si le géochronomètre n'a subi aucune perturbation isotopique au cours de son histoire géologique, les analyses effectuées se situent sur cette Concordia. Lorsque les données sont discordantes les analyses sont au-dessus (« reverse discordant ») ou en dessous (discordant) de la Concordia et les âges calculés n'ont pas de signification géologique. Si on possède un jeu d'analyse conséquent, les données peuvent s'aligner sur une droite appelée Discordia, qui recoupe la Concordia en deux

points, appelés intercepts. Cet alignement peut refléter un mélange entre deux groupes d'analyses et/ou une perte en Pb (intercepts supérieurs marquant l'âge de cristallisation) (Fig.3.44a).

Il peut arriver que la phase hôte incorpore du Pb commun qui va induire un vieillissement des âges apparents. Quand il n'est pas possible de calculer la teneur en Pb commun d'un minéral, via la mesure du ^{204}Pb non radiogénique, le diagramme Tera-Wasseburg permet de résoudre graphiquement cet enrichissement. Les analyses enrichies en Pb commun s'alignent sur une droite de mélange qui recoupe la Concordia en deux points. L'intercept supérieur correspond à la composition du Pb commun au moment de la formation de la roche, et l'intercept inférieur à la composition du Pb radiogénique. Il fournit donc l'âge de fermeture du système isotopique (Fig.3.44b).

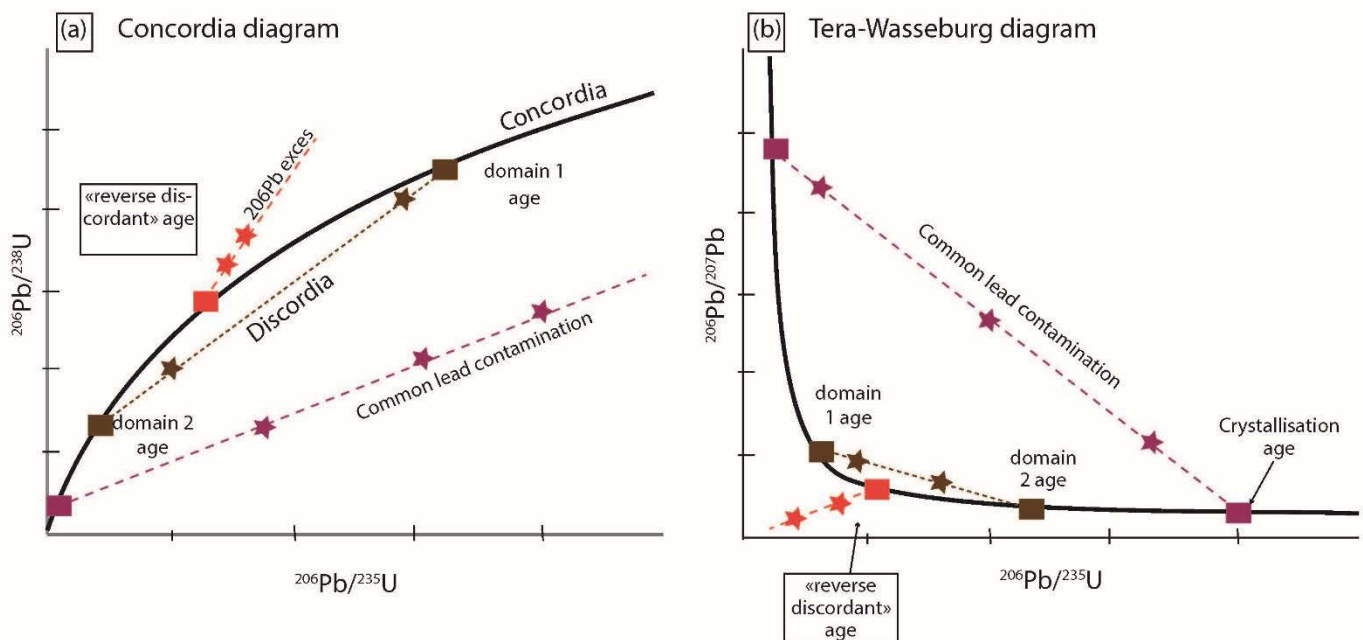


Figure 3.44 : Diagramme Concordia U-Pb (a) et diagramme Tera-Wasseburg (b) dans lesquels sont reportés trois cas de figure de discordance des âges U-Pb. En violet : contamination en Pb commun ; en marron : mélange entre des domaines de composition ; en rouge zircon affecté par un excès de ^{206}Pb .

4.4 Méthode de datation utilisée : SHRIMP-RG

La SHRIMP-RG (« Sensitive High Resolution Ion Microprobe-Reverse Geometry ») permet de mesurer et d'analyser des concentrations en éléments chimiques en ppm, soit in-situ sur des échantillons de roches (fragments de roches ou lames minces) ou soit sur des minéraux séparés et montés. La SHRIMP-RG fait partie d'un groupe d'instruments appelés microsondes ioniques qui utilisent un faisceau d'ions chargé pour pulvériser la surface d'un matériau et libérer des « ions secondaires » (ions produits par le faisceau d'ions), appelé SIMS : Spectrométrie de masse d'ions secondaires.

La SHRIMP-RG est un spectromètre de masse à double focalisation qui se compose d'un analyseur magnétique (ESA) et d'un aimant (Fig.3.45). Le but de l'ESA est de réduire la dispersion initiale de la vitesse du faisceau des ions secondaires en produisant une dispersion égale et opposée à celle de l'aimant. En d'autres termes, l'aimant produit une dispersion de moment

cinétique (quantité de mouvement pour une translation) et nous ne voulons que la dispersion de masse. Ainsi, les ions secondaires éjectés possèdent des masses différentes mais une énergie cinétique identique, et donc des vitesses différentes. Ils arrivent dans une région libre de champ où ils ne sont plus soumis à aucune force et sont animés d'un mouvement rectiligne uniforme. Pour séparer les ions, on les amène dans un milieu dans lequel règne un champ magnétique uniforme perpendiculaire au plan de la trajectoire. Du fait de la force de Lorentz, la trajectoire se courbe et le point d'impact de l'ion (donc sa déviation) permet de connaître sa masse à partir de la charge (séparation des ions suivant leur rapport masse/charge). Les ions sont finalement "collectés" au niveau du détecteur avec un compte par seconde de chaque isotope.

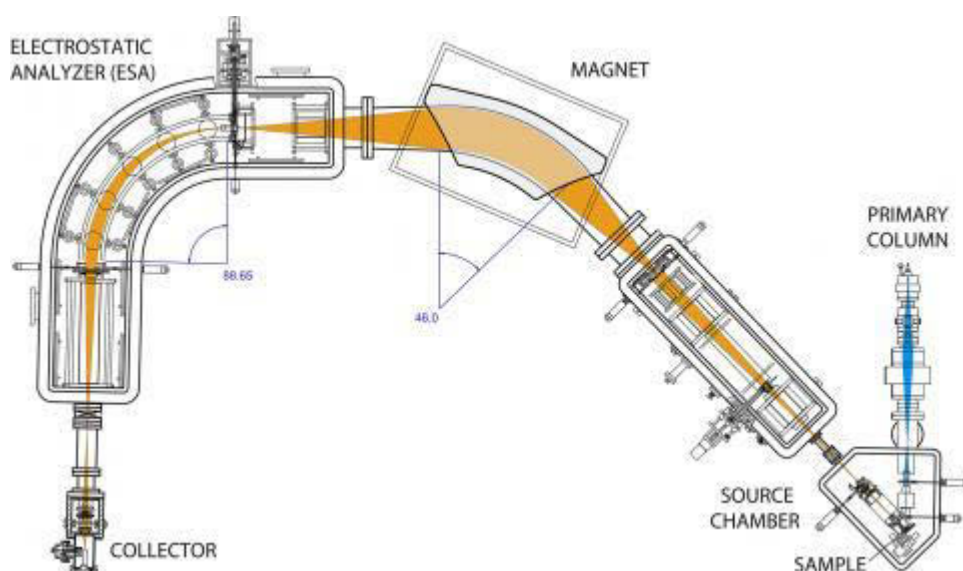


Figure 3.45 : Schéma de la SHRIMP-RG.

La double focalisation se réfère au recentrage des faisceaux d'ions d'une masse unique sans aucune dispersion angulaire de la trajectoire des ions, à la fois en énergie et en direction. Lorsque l'ESA précède l'aimant, il est appelé géométrie inverse. Dans un spectromètre de masse à géométrie inverse, la séparation de masse se produit relativement tôt dans le trajet du faisceau (par l'aimant) de sorte qu'une seule masse passe à travers le détecteur. La SHRIMP-RG offre une résolution de masse plus élevée que les géométries antérieures de la SHRIMP I et II, ainsi que d'autres instruments de microsonde ionique grand format.

La SHRIMP RG peut contenir 5 échantillons sous vide mais seulement 2 échantillons peuvent être dans la position d'analyse. Le changement d'un échantillon nécessite 1 à 2 h pour l'arrêt de la haute tension. Par conséquent, il est impossible de faire plus d'un changement d'échantillon par jour.

Résolution spatiale et sensibilité

La microsonde SHRIMP-RG utilise un faisceau focalisé d'ions primaires (typiquement O⁺, O²⁺, ou Cs⁺) pour produire des ions secondaires à partir de la matière cible. Le faisceau primaire peut être focalisé à un diamètre d'environ 10 à 40 µm. La profondeur de l'impact d'analyse varie en fonction de la composition du matériau de l'échantillon et de la durée de l'analyse. En général, la profondeur de l'impact est de l'ordre de 1 à 5 µm. Une analyse typique U-Pb sur zircon peut prendre 10 à 20 minutes et générer un impact pulvérisé de 25 µm de diamètre et de 2 µm de profondeur.

Préparations d'échantillons

La SHRIMP RG ne peut accepter que deux types de montages d'échantillons, en respectant un disque de 25,4 mm de diamètre et une épaisseur maximale de 4,5 mm. Le premier consiste en un montage d'échantillon compris dans un disque de 25,4 mm de diamètre avec une distance analytique au sein de la machine de 15 mm. Le second est un montage comprenant aussi un disque de diamètre de 25,4 mm sur la partie inférieure et légèrement plus grand (de l'ordre de 37,5 mm de diamètre) sur la partie supérieure du montage mais avec une distance analytique de 20 à 24 mm. Ceci est la meilleure approche pour des échantillons tels que des lames minces.

Les échantillons et standards sont soigneusement placés sur ruban adhésif double face, couvrant environ une superficie de 1,5 cm de diamètre dans le centre du cercle de 25,4 mm. Un moule en téflon cylindrique de 25,4 mm de diamètre est positionné de manière à ce qu'il entoure les grains et un mélange de résine et de durcisseur est versé au sein du moule avec une épaisseur de 10 à 15 mm. Le mélange durcit pendant 12-24 heures à température ambiante ou dans un four (60 °C). Le support est refroidi et le moule est retiré. Le montage est coupé sur un tour pour former un disque d'environ 4,5 mm d'épaisseur. Le montage est alors lavé avec une solution de HCl et rincé dans de l'eau distillée, séché dans un four sous vide et recouvert d'une couche conductrice d'or ou de carbone d'environ 10 nm. Chaque analyse provoque une destruction d'une petite zone de cette surface conductrice étant limité à 100 analyses (limite d'acceptabilité).

Géochronologie U-Pb sur zircon associé aux éléments traces

La géométrie inverse et un aimant de haute stabilité permettant d'obtenir une gamme importante du nombre d'isotopes en une seule analyse. Ainsi, il est possible de combiner systématiquement des mesures d'isotopes U-Pb et U-Th et des éléments traces.

En général, l'incertitude analytique pour une analyse U-Pb sur un zircon in-situ varie de 2 à 5%, principalement en fonction de la concentration en uranium et de l'âge des échantillons. Par conséquent, l'âge de cristallisation du zircon interprété pour un échantillon particulier est souvent interprété comme la moyenne pondérée de 8 à 16 analyses de zircon, et l'incertitude (erreur basée sur 2σ) est généralement comprise entre 1 et 2% pour une population homogène de zircon. Pour limiter les incertitudes, il est effectué une analyse sur le standard toutes les 5 analyses.

4.5 Méthode analytique détaillée

4.5.1 Méthodologie avant analyse

La petite taille des zircons ($\sim 20\mu\text{m}$) et leurs localisations au sein des minéraux composant les éclogites ont imposé une méthodologie précise pour les obtenir pouvant être exploitables. Des cartographies chimiques sur certains éléments (Si, Cr, Ca, Al, Fe, Mn, Mg, K, P, S, Zr) ont été réalisées sur l'ensemble des lames au MEB afin de maximiser le temps d'analyse et afin d'obtenir une visibilité des zircons possédant une taille minimale pour la datation (soit $\sim 20\mu\text{m}$). Les images obtenues en un seul passage au grossissement $\times 50$ sont de 1024 (lignes) * 768 pixels (colonnes), soit $2280\mu\text{m}$ pour 1024 pixels. Ainsi, nos zircons de $20\mu\text{m}$ représentent environ 9 pixels. Ces images ont ensuite été traitées sur Matlab, associant et superposant les cartographies chimiques des éléments afin de déterminer la localisation des zircons. Ces images sont ensuite réimportées et calées sur l'observation des lames au MEB pour vérifier leurs localisations et leurs tailles. Enfin, ces zircons sont imagés par microscope électronique à balayage (MEB) en cathodoluminescence et en électron rétrodiffusée, afin d'identifier la structure interne, les inclusions et les imperfections. L'encaissant est lui aussi imagé et analysé chimiquement par électron rétrodiffusé (Fig.3.46).

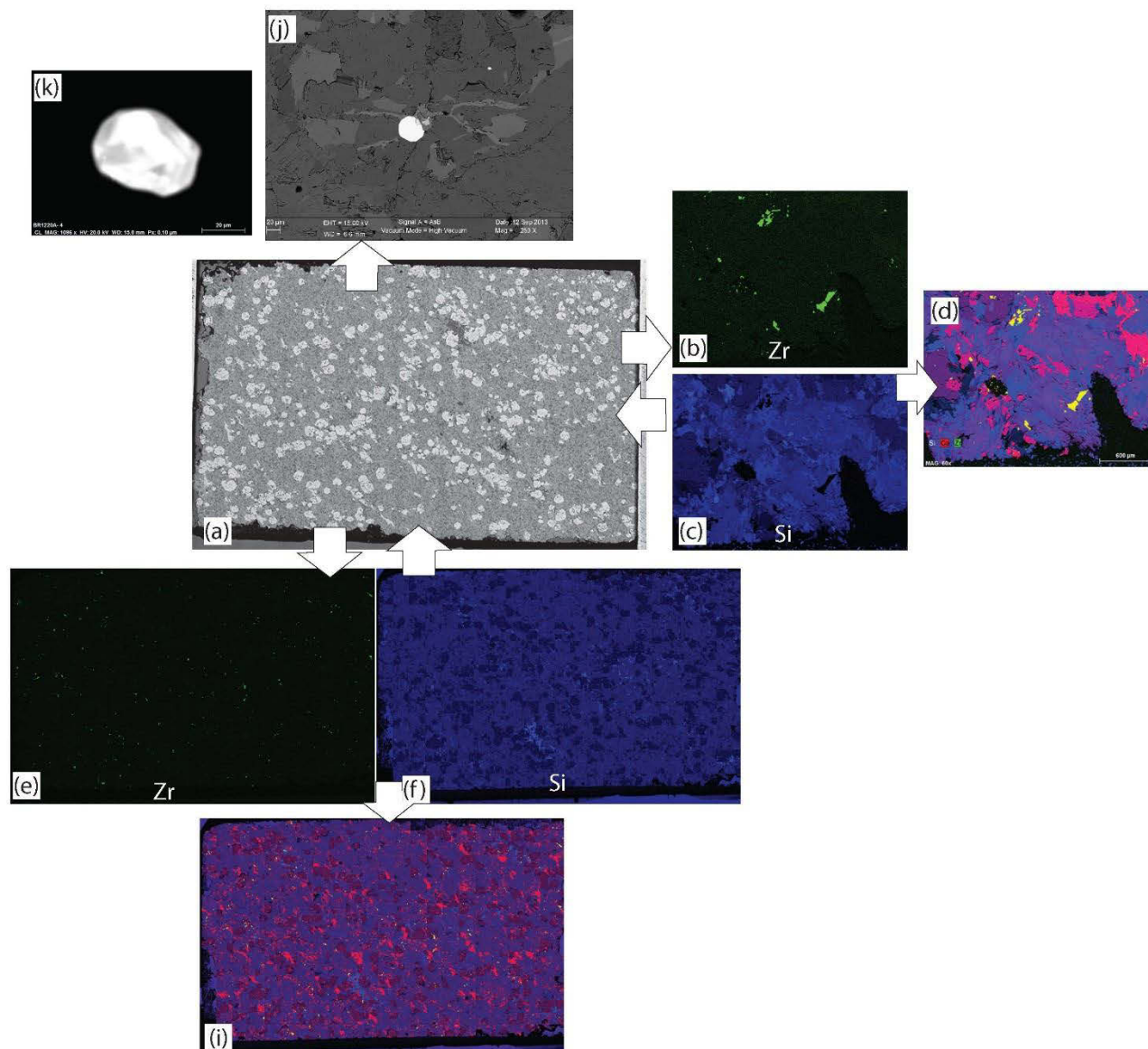


Figure 3.46 : Image de l'éclogite SWNL1302. (a) Image BSE de l'éclogite SWNL1302. (b) et (c) Image de l'analyse chimique d'une zone de la lame respectivement des éléments Zirconium et Silicium. (d) Images compilées des éléments chimiques Si, Ca et Zr analysées au MEB sur une zone de la lame. (e) et (f) image de l'analyse chimique des éléments Zirconium et Silicium de l'ensemble de la lame. (i) Image compilées des éléments chimiques Si, Ca et Zr analysées au MEB sur l'ensemble de lame. (j) et (k) image des zircons au microscope électronique à balayage (MEB) en cathodoluminescence et en électron rétrodiffusée (BSE).

4.5.2 Analyse U-Pb

Les analyses U-Pb sur zircon ont été effectuées à l'université de Stanford. La SHRIMP-RG est co-exploitée par l'« US Geological Survey » et l'Université de Stanford dans l'établissement SUMAC. Les lames minces polies contenant les zircons ont été coupées avec une scie à ruban de diamant et montées avec les standards dans deux disques de diamètre de 25 mm par 4 mm d'épaisseur. Tous les grains ont été ensuite ré-imaginés par microscope en lumière transmise et réfléchi, et par microscope électronique à balayage (MEB) en cathodoluminescence et en électron rétrodiffusée, afin d'identifier la structure interne, les inclusions et les imperfections (Fig.3.47).

Les grains ont été lavés avec une solution de HCl et rincés dans de l'eau distillée, séchés dans un four sous vide, recouverts d'une couche conductrice d'or. Les supports ont été stockés à haute pression (10⁻⁷ torr) pendant plusieurs heures avant d'être placés dans la chambre de la SHRIMP-RG.

Les ions secondaires sont pulvérisés depuis le point de cible à l'aide d'un faisceau d'ions primaires O₂, qui a été accéléré à 10 kV et possédant une intensité variable de 1,6 à 1,9 nA. Le spot de faisceau d'ions primaires a un diamètre compris entre 18-20 µm et une profondeur de ~ 1 µm pour les analyses effectuées dans cette étude. Avant chaque analyse, la surface de l'échantillon est nettoyée par un balayage du faisceau primaire pendant 120 secondes et les faisceaux primaires et secondaires sont auto-réglés pour maximiser l'émission. La durée de la procédure requise est de 2,5 minutes avant la collecte des données. L'acquisition comprend les analyses de ⁴³Ca⁺, ²⁷Al₁₆O⁺, ²⁸Si₁₆O⁺, ⁴⁸Ti⁺, ⁴⁹Ti⁺, ⁵⁶Fe⁺, ⁸⁹Y⁺, 9-REE (¹³⁹La⁺, ¹⁴⁰Ce⁺, ¹⁴⁶Nd⁺, ¹⁴⁷Sm⁺, ¹⁵³Eu⁺, ¹⁵⁵Gd⁺, ¹⁶³Dy₁₆O⁺, ¹⁶⁶Er₁₆O⁺, ¹⁷²Yb₁₆O⁺), un élément de masse élevé normalisé (⁹⁰Zr₂₁₆O⁺), suivis par ¹⁸⁰Hf₁₆O⁺ et les pics de ²⁰⁴Pb⁺, ²⁰⁶Pb⁺, ²⁰⁷Pb⁺, ²⁰⁸Pb⁺, ²³²Th⁺, ²³⁸U⁺, ²³²Th₁₆O⁺, et ²³⁸U₁₆O⁺. Les traces (Ti, Fe, Y, Hf, REE) sont mesurées brièvement (typiquement de 1 à 5 sec / masse) avant les pics de géochronologie et dans l'ordre de masse.

4.5.3 Méthodologie après-analyse

Après analyse, les échantillons doivent être ré-imaginé au MEB pour connaître la localisation précise (bordure, cœur) de l'impact du faisceau. Les images au MEB permettent aussi de vérifier si le faisceau a bien impacté seulement le zircon et non une phase adjacente.

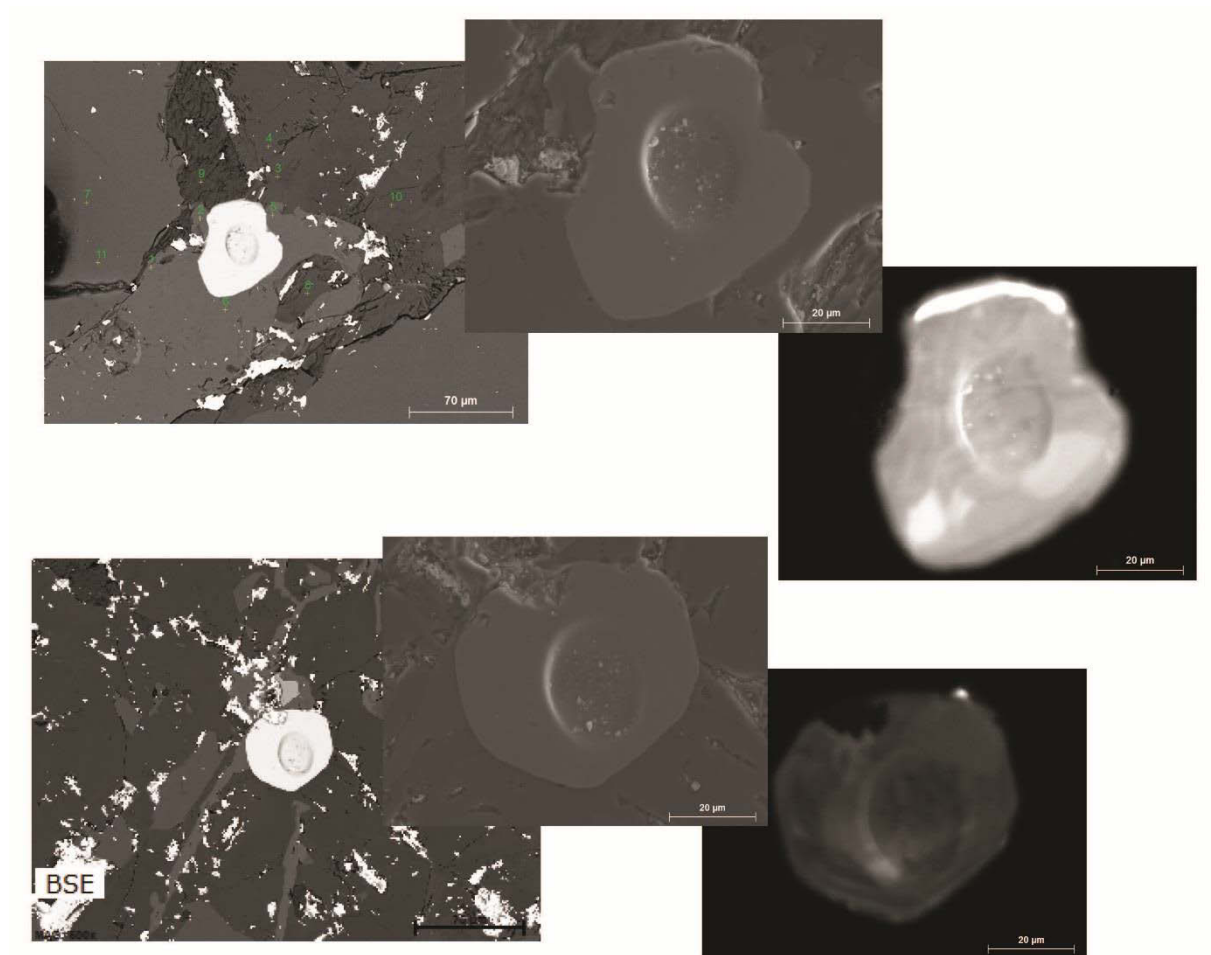


Figure 3.47 : Image des zircons et des impacts du faisceau au microscope électronique à balayage (MEB) en cathodoluminescence et en électron rétrodiffusée (BSE).

4.6 Résultat et discussion :

1 **U/Pb dating of subduction-collision in the Brooks Range:**
2 **implications for Mesozoic geodynamics of Arctic Alaska and**
3 **for the opening of the Canada basin**

4
5 **Lemonnier N.*⁽¹⁾, Labrousse L. ⁽¹⁾, Agard P. ⁽¹⁾, McClelland B.⁽²⁾, Coble M. ⁽³⁾, Till A. ⁽⁴⁾, Roeske S. ⁽⁴⁾**

6
7 (1) Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, Institut des Sciences de la Terre
8 de Paris (iSTeP), 4 place Jussieu 75005 Paris, France.

9 (2) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Iowa, 121
10 Trowbridge Hall, Iowa City, Iowa 52242, USA.

11 (3) Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford University, 450
12 Serra Mall, Stanford, CA 94305-2115, USA.

13 (4) Department of Geological Sciences, University of Washington, and U.S. Geological
14 Survey, Anchorage, Alaska, USA.

15 (5) Geology Department, University of California, Davis, CA 956 7 6, USA.

16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31

32 **1 Introduction**

33 The paleogeographic and geodynamic evolution of Northern Alaska, though still hampered
34 by the severe lack of data offshore and relative inaccessibility of the region, is crucial to
35 understand the connection between the Arctic and Pacific realms, particularly during the
36 Mesozoic (Shephard et al., 2013).

37 The opening of the Canada Basin (CB, Fig. 1A) is for example debated both in terms of
38 inception time (between 190 and 140 Ma; Lawver and Scotese, 1990) and driving mechanisms.
39 Based on contrasting interpretations of margin structures and chronologies of preserved tectono-
40 sedimentary events, models published either propose that the CB is bounded by extensional
41 margins or transform faults (Lawver and Scotese, 1990 and references therein). The prevalent
42 model assumes that the Canada Basin opened in a back-arc position within the Arctic-Alaska-
43 Chukotka terrane (AAC; Plafker and Berg, 1994) with a rotation pole located in the Mackenzie
44 delta (Grantz et al., 1979; Halgedahl and Jarrard, 1987) following a change in subduction polarity
45 from S- (Arctic-type) to N-dipping (Pacific-type) subduction (Plafker and Berg, 1994; Shephard et
46 al., 2013).

47 The adjacent Brooks Range Orogen (BRO; Fig. 1A,B) is thought to have formed when the
48 Koyukuk volcanic arc collided with the southern extension of AAC (Plafker and Berg, 1994;
49 Shephard et al., 2013). The BRO therefore potentially provides key information for Arctic
50 geodynamics, and for the mechanisms of the CB opening, but neither the detailed calendar of this
51 collisional history nor its duration (between 155 and 110 Ma) are precisely constrained. It could
52 constitute a first order constraint on the boundary conditions for the CB opening scenario.

53 In order to constrain the timing of this collision and its relationship to the CB opening
54 dynamics, we herein provide zircon U-Pb datings of eclogites from the Brooks Orogen *s.l.* (Brooks
55 Range and Seward Peninsula; Fig. 1A-C), which indicate that peak burial during continental
56 subduction and subsequent collision postdates the initial rifting stage of the CB but predates
57 effective sea-floor spreading. Together with a compilation of all available regional-scale time
58 constraints, we finally propose a tentative reconstruction of the geodynamics of Northern
59 Alaska.

60

61 **2 Geological setting**

62 BRO initiated with a proto-Brookian phase during late Jurassic to Cretaceous times and was later
63 reactivated during Cenozoic time, when foreland basin and final wedging were acquired.
64 Precollisional stages include the detachment and tectonic emplacement of large obducted
65 ophiolitic thrust sheets (149-137 Ma; Harris, 1992), mostly preserved in the western BRO (Patton
66 and Box, 1989; Harris, 2004), from a probable forearc basin (Angayucham unit; Fig. 1B). Existence
67 of a forearc basin is also supported by sandstones consisting almost entirely of volcanic arc debris,
68 dated at 170-150 Ma by detrital zircons (Moore et al., 2015). Obduction likely followed intra-
69 oceanic subduction initiation constrained by metamorphic soles cooling ages at ~ 169-163 Ma
70 (Harris, 1998). Volcanic activity in the Koyukuk arc, which started at ~ 175 Ma (Box and Patton,
71 1989), is generally assumed to result from S-dipping subduction.

72 The existence of continental units metamorphosed under high pressure low temperature (HP-LT)
73 blueschist and eclogite facies implies continental subduction of the AAC terrane. Age constraints
74 for this crucial, transient collisional stage are loose, however, with a minimum age for

75 metamorphism at 144 ± 1 Ma from K-Ar dating on phengite from blueschists (Roeske et al., 1995).
76 Older, more tightly clustered ages were obtained from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on phengites from blueschists
77 (171.4 ± 0.4 to 167.9 ± 0.6 Ma; Christiansen and Snee, 1994; Fig.1C). These continental units were
78 overprinted by regional greenschist facies metamorphism dated between 160 Ma and 105 Ma
79 (Fig.1C; Patrick and Liberman, 1988), with noticeable age clusters for the Schist belt (135-110 Ma;
80 Gottschalk and Snee, 1998; 130-120 Ma: Blythe et al., 1998) and for the Seward Peninsula Nome
81 complex (125-116 Ma through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on phengites; Hannula and McWilliams, 1995).

82 The CB formed during the Mesozoic and belongs at present to the upper plate system of
83 the large-scale, peri-Pacific subduction. Different ages were reported for the first basin opening
84 markers (Fig. 1D): (i) middle Sinemurian (195 Ma), from horst and graben structures and
85 sedimentary thickness variations in the McKenzie delta sequence (within the Bug Creek group,
86 lower Kingak formation, Kugmallit Trough, Dixon, 1982; 1996 in Grantz et al., 2011), (ii) middle
87 Jurassic (~ 160 Ma to 150 Ma) at the first of two distinct rifting episodes marked by sedimentary
88 sequences along the Alaskan margin (K2 and K4 in Houseknecht and Bird, 2004 or
89 megasequences 4 and 5 in Hubbard et al., 1987; i.e., Kingak 2 and 3 in Fig 1D) or perhaps as early
90 as 180 Ma when the Simpson Sands were deposited from a local source within the Kingak 1
91 sequence (Houseknecht and Bird, 2004, Gottlieb et al., 2014) and finally (iii) a 176 to 161 Ma time
92 period along the Canadian Arctic islands margin, inferred from unconformities, normal faults and
93 platform sandstones (Miall, 1979, Harrison and Brent, 2005). Noteworthily, the oldest of the two
94 hiatus inferred in the Kingak Formation would broadly coincide with the likely age of blueschist
95 metamorphism in the BRO (Fig.1C, D).

96 The onset of spreading in the CB is also still debated. The breakup-unconformity along the
97 Alaskan margin (also referred to as Lower Cretaceous Unconformity, LCU; Fig.1D; Houseknecht
98 and Bird, 2004) is constrained at 130 Ma at the base of the « Pebble shale unit », and at either 100
99 Ma (top of Christopher Fm.) or 136 Ma (within the Isachsen Fm.; Embry and Dixon, 1990) for the
100 Canadian Arctic islands. The complexity of magnetic anomaly patterns, and their absence near the
101 margins, suggests that seafloor probably formed during a long period of normal magnetic polarity
102 (118-78 Ma: Sweeney, 1985). More recently, Grantz et al. (2011) defined anomalies associated
103 with Chron M04n and M02n, suggesting a Hauterivian-Barremian seafloor spreading (131 Ma to
104 127.5 Ma).

105 The early CB opening stages were thus coeval with a convergent setting within the proto-BRO.
106 While subduction with alledged northward dip would have initiated along the Pacific margin of
107 AAC during Jurassic times (Shephard et al., 2013 and references therein), sea-floor spreading in
108 the CB and coeval development of the Brookian sequence attests for the coupling of Alaskan and
109 CB tectonics during mid-Cretaceous times. The complete closure of the Kobuk sea and docking of
110 AAC in the proto-BRO collisional wedge thus constitute the transition between these two
111 boundary conditions regimes. Dating the eclogites exhumed in the BRO gives here a precise age
112 to this transition.

113 3 Sampled rocks and analytical methods

114 Sampling focused on one eclogite from the Schist Belt in the BRO (Clara creek; sample
115 BR1220; Fig.1E, location in data repository) derived from a silica-poor, Na-Fe-Ti-rich mafic
116 protolith (Gottschalk, 1998) with little normative quartz and hypersthene. BR1220 is an eclogite
117 made of garnet (20%), sodic clinopyroxene (25%), sodic amphibole (15%) and epidote (10%),

118 chlorite (5%), albite (5%), titanite (10%). Minor paragonite, phengite, ilmenite, rutile, apatite
119 have also been observed. Peak metamorphic paragenesis is garnet ($\text{alm}_{55}, \text{grs}_{20}, \text{py}_{25}$) + sodic
120 augite ($\text{jd}_{20}, \text{hed}_{20}$) + glaucophane ($\text{XMg}_{0.5-0.8}$) + epidote ($\text{Xzo}_{0.45-0.60}$, representative mineral
121 analyses are given in the Data repository). Pressure-temperature conditions were estimated using
122 bulk rock chemistry (see Data repository) and available thermodynamic databases (Holland and
123 Powell, 1998; Thermocalc version 3.3; tcdb55c2ds database; see data repository). In the
124 NCFMASH system yield eclogite paragenesis without paragonite, but this mineral is only present
125 in subordinate amounts (<5%). PT pseudosection (Fig. 2E) was therefore computed in CFMASH,
126 with water considered in excess to estimate the position of first order field boundaries such as
127 lawsonite-in and garnet-in reactions ($\text{Lws} +, \text{Grt} +$; Fig. 2E). The absence of lawsonite or
128 pseudomorph after lawsonite indeed suggests that lawsonite field was not reached by the Clara
129 Creek eclogite. P-T estimates from the surrounding garnet-bearing schist yield 1.5 ± 0.3 GPa,
130 $520^\circ\text{C} \pm 25^\circ\text{C}$ for chlorite-phengite equilibration at peak conditions. Multi-equilibrium
131 thermobarometry (Berman, 1988, 2007) for chlorite-phengite-quartz mineral assemblages was
132 carried out with a in-house program, using the activity models of Vidal et al. (2006) for chlorite
133 and Dubacq et al. (2010) for phengite. The thermodynamic properties of all other phases were
134 selected from Berman (2007). Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials (RSCM, Beyssac,
135 2002a) yield a maximum temperature of $514^\circ\text{C} \pm 25^\circ\text{C}$ for the same schist hosting the mafic
136 eclogite pod. Altogether those constraints yield a P-T domain for the Clara Creek peak eclogite
137 paragenesis and zircon growth at $500-520^\circ\text{C}$ and $1.5-1.7$ GPa (Fig.2E). This estimate lies within
138 the highest P-T estimates of the large equilibration domain inferred by previous studies of the
139 Clara Creek eclogite ($0.7-1.7$ GPa and $350-600^\circ\text{C}$; Gottschalk, 1998). It also lies in the pressure
140 range estimated for a comparable paragonite-bearing eclogite from Tianshan (Wei et al., 2003),
141 though at slightly lower temperature ($500-520^\circ\text{C}$ vs $550-580^\circ\text{C}$). The other two eclogite samples
142 are located in equivalent units from the Nome complex, Seward peninsula (SWNL1302 and
143 SWNL1304; Fig.1F, location in data repository). Nome complex eclogites consist of garnet (30%),
144 sodic clinopyroxene after omphacite (20%), sodic amphibole (20%), epidote (5%), chlorite (5%),
145 albite (5%), titanite (10%) and phengite (3%). Minor quartz, rutile and apatite are also observed.
146 The peak metamorphic assemblage, namely garnet ($\text{alm}_{60}, \text{grs}_{40}$) + omphacite ($\text{jd}_{30-40} \text{hed}_{25}$) +
147 glaucophane ($\text{XMg}_{0.6-0.75}$) + epidote ($\text{Xzo}_{0.30}$), constrains P-T conditions at $512 \pm 60^\circ\text{C}$ and 1.6 ± 0.2
148 GPa (Thermocalc Version 3.33; Holland and Powell, 1998).

149 Zircon U-Pb analyses were conducted on the SHRIMP-RG (reverse geometry) ion
150 microprobe co-operated by U.S. Geological Survey and Stanford University in the SUMAC facility
151 at Stanford University. Analyzes were performed in situ on zircons, forming an analytical crater
152 of $\sim 25-30$ μm in diameter and $\sim 0.5-1$ μm deep. Zircon concentration data for U, Th and all of the
153 measured trace elements are calculated relative to MADDER (3435 ppm U, Barth and Wooden,
154 2010). Calculated model ages for zircon are standardized relative to Temora-2 (416.5 Ma; Black
155 et al., 2004). Data reduction for geochronology follows the methods described by Williams (1997)
156 and Ireland & Williams (2003), and uses the MS Excel add-in programs Squid2.51 and
157 Isoplot3.764 of Ludwig (2009; 2012). The measured $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ was corrected for common Pb
158 using ^{207}Pb , whereas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ was corrected using ^{204}Pb . The common-Pb correction was based
159 on a model Pb composition from Stacey and Kramers (1975). Reported age errors are at the 2σ
160 uncertainty level and encompass the combined statistical uncertainty of the weighted mean age
161 for the population, the 2σ external error on the age of the Temora 2 standard, and the 2σ error of
162 the mean of the internal zircon calibration standard. The REE routine measured ^{139}La , ^{140}Ce , ^{146}Nd ,
163 ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{160}O , ^{163}Dy , ^{160}O , ^{166}Er , ^{160}O , ^{172}Yb , ^{160}O , ^{175}Lu , ^{160}O et ^{180}Hf , ^{160}O (data repository).

164 **4 Results and interpretations**

165 Sixteen high-quality analyses were obtained out of a total of 23 zircons (13 in sample BR1220
166 sample, and 8 and 2 in SWNL1302 and SWNL1304, respectively; data repository). BR1220 sample
167 contains equant to elongate zircons that range in size from 15 to 30 μm . Zircons are colorless to
168 pale yellow and can contain colorless bubble- and rod-shaped inclusions irregular in transmitted
169 light. Zircon crystals have oscillatory and sector zoned textures in CL (Fig. 2A, B).

170 Two types of zircon can be distinguished: (i) those included in minerals such as garnet or titanite
171 and (ii) interstitial zircons located at the junction between several minerals (i.e., between
172 amphibole and either garnet or omphacite). Ca, Al, and Fe are generally <10 ppm in zircon.
173 Analyses with high concentrations of these elements (> 50 ppm) were considered as
174 compromised by the analytical spot overlapping host phases or inclusions. This, as well as high
175 common Pb, low Hf, low U (<2 ppm), elevated LREE, and eventually discordance are criteria
176 permitting to omit ages and/or trace elements of six analyses. The analyses (grey circles: Fig 2C)
177 with a low value of Eu and high content of ^{204}Pb were removed.

178 Selected meaningful ages define two main populations (Fig. 2C, D). The first one is composed of 8
179 zircons providing an age of 141 ± 6.1 Ma (MSWD : 1.6, Fig. 2 D). This population shows a limited
180 Eu anomaly ($\text{Eu} / \text{Eu}^* = 2\text{Eu} / (\text{Sm} + \text{Gd})$; Fig. 2F). The second population is composed of 2
181 interstitial zircons providing an age of 114 ± 13 Ma (MSWD : 0.000016) (Fig. 2C, D) associated
182 with a pronounced Eu anomaly (Fig. 2D).

183 The Seward eclogite zircons range in size from 5 to 25 μm , with shapes, inclusions and sector
184 zoning patterns similar to BR1220. All zircon analyses are plagued with high Fe, common Pb or
185 both. Selected meaningful ages define one main population. Four analyses give common Pb linear
186 3D regression of 124 ± 11 Ma (data repository). Zircons are located at the junction between
187 several minerals (i.e., between amphibole and omphacite) or within a retrograde mineral
188 (amphibole), or included in titanite.

189 One of the zircons yielding the 141 ± 6.1 Ma cluster is included within a diagnostic eclogite-
190 paragenesis garnet. It is therefore directly interpreted as eclogite facies zircon. Five zircons are
191 included in titanite texturally associated with garnet and omphacite. They can therefore also be
192 considered as part of the peak eclogite paragenesis. Limited Eu anomalies (Fig. 2C) and relatively
193 flat HREE patterns (data repository) further support growth outside of the plagioclase field and
194 in equilibrium with garnet. Based on these textural and geochemical evidence the 141 ± 6.1 Ma age
195 obtained from these zircons is assigned to eclogite facies equilibration stage of the Clara Creek
196 eclogite. Zircons in interstitial position between eclogite facies minerals or in contact with
197 retrogression phases, such as amphibole, give ages within the 141 ± 6.1 mean age population as
198 well as 2 significantly younger ages clustering at 114 ± 13 Ma and are here considered as diversely
199 reequilibrated during retrogression (as possibly the 124 ± 11 Ma mean age derived from the
200 Seward peninsula eclogite; data repository).

201 **5 Geodynamic implications**

202 The U/Pb data presented above indicate a crystallization age of 141 ± 6 Ma for the Brooks
203 Range and Seward Peninsula eclogites included in AAC continental margin series (Schist Belt and
204 Nome Complex). This lowermost Cretaceous (Berriasian) age corresponds to maximum burial, at
205 ~ 50 km depth, of AAC southern margin during the continental subduction stages of the Brookian
206 orogeny, marking the transition between oceanic subduction and collision proper. This age

207 coincides with the lower bound of previously published ages for subduction-related blueschist
208 metamorphism (i.e., 175-140 Ma; Fig. 1C) and is consistently comprised between the 149-137 Ma
209 ages for obducted forearc basin deposits (Harris, 1992) and the younger 135-110 Ma ages
210 associated with greenschist retrogression and exhumation (Gottschalk and Snee, 1998; Fig. 1C).
211 Dating of eclogites at ~141 Ma implies that their crystallization postdates rifting in the Canada
212 basin (~190-161 Ma) (Grantz, 2011; Bird and Houseknecht 2004) but predates the onset of
213 seafloor spreading (~130-118 Ma). It actually lies within the second intra Kingak sedimentary
214 hiatus in the Colville basin (Fig.1D). This hiatus, so far interpreted as reflecting uplift of the basin
215 due to a rifting stage, could alternatively be associated to lithospheric buckling during implication
216 of AAC into the subduction wedge.

217 Using this new age constraint and the compilation of available literature data, we propose
218 a refined geodynamic reconstruction of Northern Alaska during the Mesozoic (Fig. 3).
219 Intraoceanic south-dipping subduction leading to the closure of the Kobuk basin (Fig. 3A) was
220 likely initiated during Callovian-Toarcian times (170-160 Ma; Fig. 3B), as indicated by the
221 formation of metamorphic soles and typical volcanic arc complexes (Harris, 1998, Box and Patton,
222 1989). At the same time or slightly before, AAC shows the first signs of internal extension and
223 acquires the first structural pattern of rifting, with such prominent features as Barrow Arch being
224 probably initiated in Oxfordian-Kimmeridgian times (Houseknecht and Bird, 2004). Clastic
225 sedimentary material deposits remain confined to local scale. This is reminiscent of Tethyan
226 geodynamics, where extension across Africa and incipient spreading coincides or slightly
227 predates the southward-directed obduction of Tethyan ophiolites (Agard et al., 2007 and
228 references therein; Jolivet et al., 2015). The Tithonian-Berriasian period (150-140 Ma) was
229 marked by continental subduction and exposure of obducted ophiolitic thrust sheets atop BRO,
230 and by a sedimentary hiatus in the Colville basin (Fig. 3C) possibly marking mechanical coupling
231 between AAC and the peri-Pacific arc system. Part of the CB basement topography could also
232 reflect this change in boundary conditions, the Barrow Arch high being possibly exaggerated by
233 bulging (Nunn, 1987). The Barremian-Aptian period (130-120 Ma; Fig. 3D) coincides with
234 renewed extension in the CB, as indicated by final development of horst and graben geometry at
235 the base of the Colville basin (guided by structures inherited from Jurassic stages), large
236 sedimentary deposits of the Brookian sequence with prominent southern provenance
237 (Houseknecht and Bird, 2004), development of the breakup unconformity and finally seafloor
238 spreading in the inner CB.

239 Spreading in the CB could have taken place after or during the hypothesized subduction
240 flip following the proto-Brookian orogeny, that is in a back-arc setting after collision between the
241 Koyukuk arc and AAC (Shephard et al., 2013). Tectonic effects of arc-continent collision within
242 imbricated continental margins have so far been mostly documented in western Pacific complex
243 subduction systems. In Taiwan, collision of the Chinese margin with the Luzon Arc occurred 8 Ma
244 ago, along with recrystallization and subsequent exhumation of blueschists resembling the Schist
245 Belt HP rocks exactly at the onset of collision (Beyssac et al., 2008 and references therein). No
246 extension, however, has been described in the Chinese margin since.

247 In Timor, the collision between the Australian plate and Banda Arc (Price and Audley-
248 Charles, 1987) has caused complex vertical motions within the upper plate since 5 Myrs but no
249 significant extension. Post-collision subduction flips are also proposed in paleogeodynamic
250 reconstructions for southeastern Asia (Pubellier and Méresse, 2012), but subsequent upper plate
251 extension is either not documented or unrelated. In New Guinea, for example, the orientation of

252 upper plate normal faults formed after subduction flip (following the early Miocene collision
253 between the Ontong Java plateau and the North Solomon island; Cooper and Taylor, 1985;
254 Petterson et al., 1997) is in fact incompatible with back-arc extension (Coleman and Kroenke,
255 1981). Back-arc extension after subduction flip is therefore not a systematic tectonic process,
256 making Alaska an interesting and possibly unique case study. This, however, requires assessing
257 which part of the Koyukuk arc activity effectively relates to S- or N-dipping subduction, or
258 establishing whether the AAC continental eclogites studied here were exhumed during or after
259 convergence (Jolivet et al., 2003).

260

261

262

263

264

265

266

267

268

269

270

271

272

273

274

275

276

277

278

279

280

281

282

283

284

285 Figure 3.48 : (Figure1) (A, B) Map showing a global geodynamic geology. Albers equal area
286 projection, datum NAD83. Abbreviations: Angayucham : A, Nome Complex : NC, Belt : SB, Ruby :
287 R, Kigluaik Mountain : KM, Minnie Creek Thrust : MCT, Slate Creek Fault : SCT, Cathedral Mountain
288 Fault : CMF. (C) Summary of metamorphic ages of the Brooks Range depending on the type of
289 metamorphism, the dating method and dated minerals. (D) Summary stratigraphic columns for
290 allochthonous and autochthonous units North Slope. Colors denote rock types, yellow : sanstones,
291 grey : shale, purple : organic shale and/or carbonate. Abbreviations: Kemik Fm : K, Fortress Fm :
292 F. Arrows show the direction of sediment supply. (E and F) Locations of eclogites in the Brooks
293 Range and Seward Peninsula discussed in this paper.

294 Figure 3.49 : (figure2) (A and B) SEM-CL images of zircon, showing a example of zoning with a
295 analytical spot and age labeled for the zircon. (C) U-Pb Tera-Wasseburg diagram where light pink
296 and blue ellipses represent two distinct metamorphic age groups, and brown gray ellipses are
297 unconsidered analysis. All ellipses bars are shown at the 2σ level. (D) weighted average diagram
298 showing data from the peak metamorphic zircons, and data from the retrograde phase zircons in
299 terms of Eu anomaly. We observe two populations, one dated of 141 Ma giving the peak
300 metamorphic age and another dated of 114 Ma giving the retrograde age. All error bars are shown
301 at the 2σ level. Eu anomaly diagram with hosted mineral including with zircons. (E) P-T
302 pseudosection eclogite is computed in the system CaFMASH, with these isopleths supplemented
303 by P-T estimate from the surrounding garnet - bearing schist yield for chlorite-phengite
304 equilibration at peak conditions; and Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials from the same
305 schist. This estimate is compared with previous studies (Gottschalk, 1998) and also the for
306 instance in the range of the peak domain estimated for a eclogite from Tianshan (Wei et al., 2003).

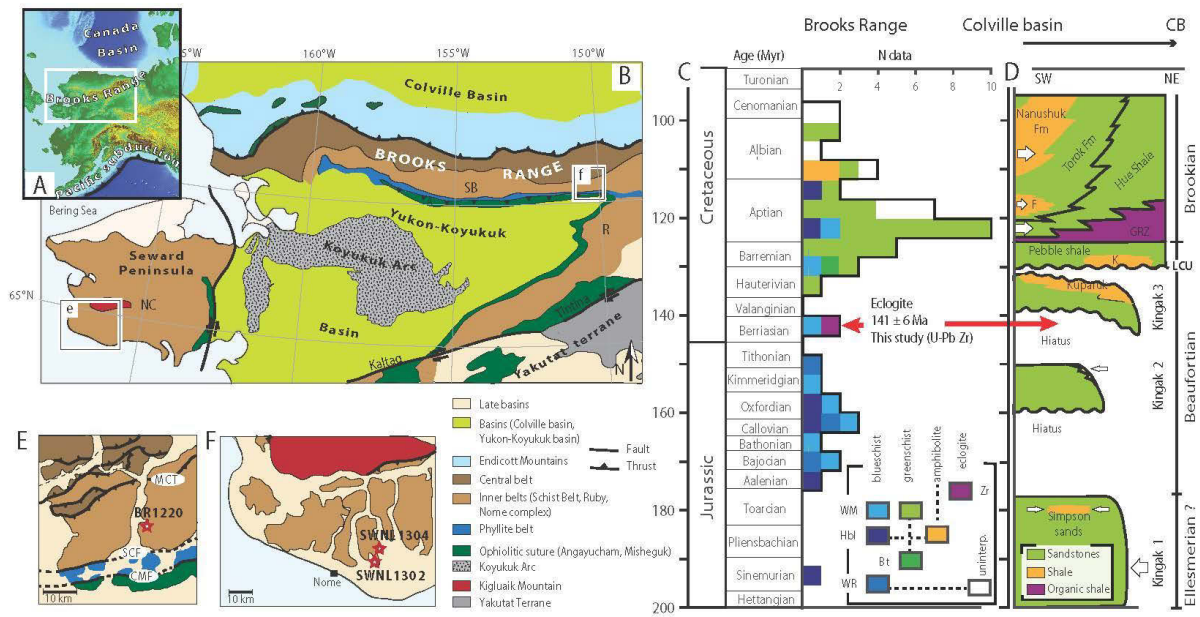
307 Figure 3.50 : (figure 3) Geodynamic reconstruction of Northern Alaska during the Mesozoic. See
308 discussion in the paper.

309

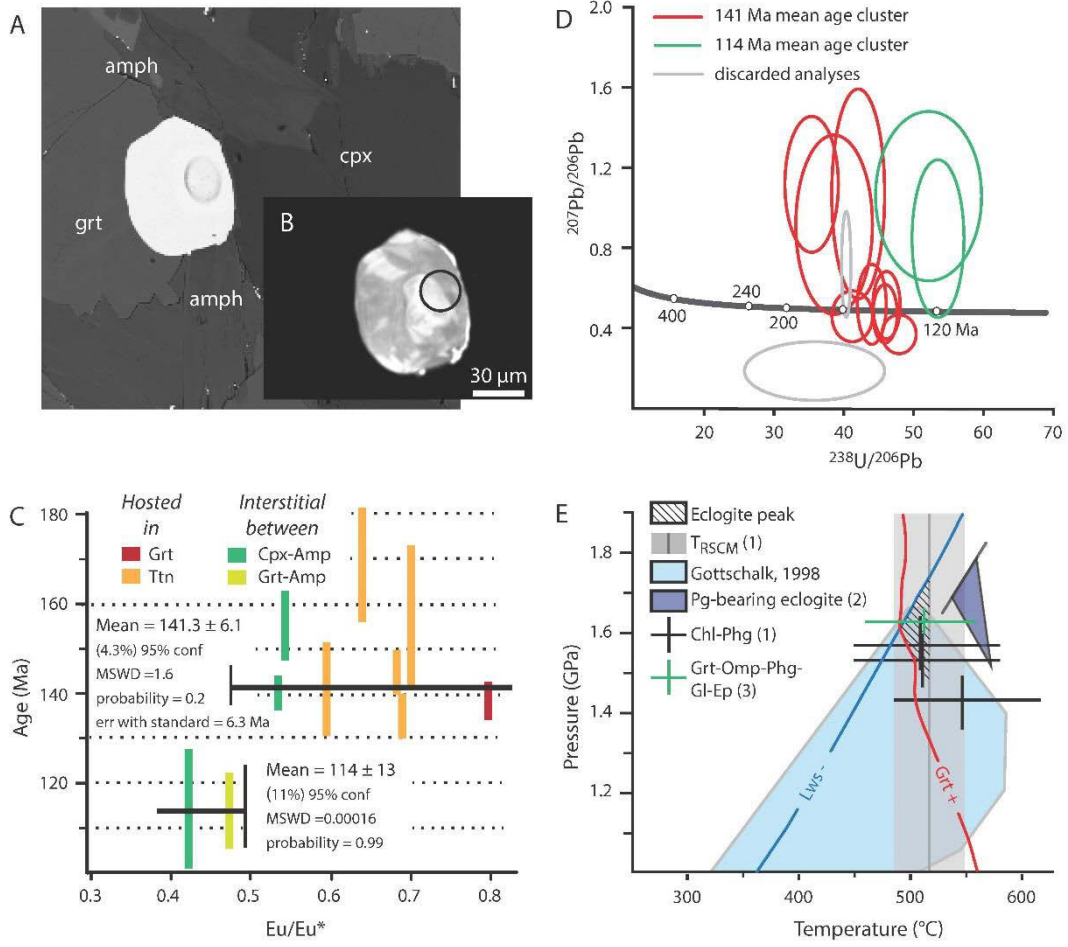
310

311

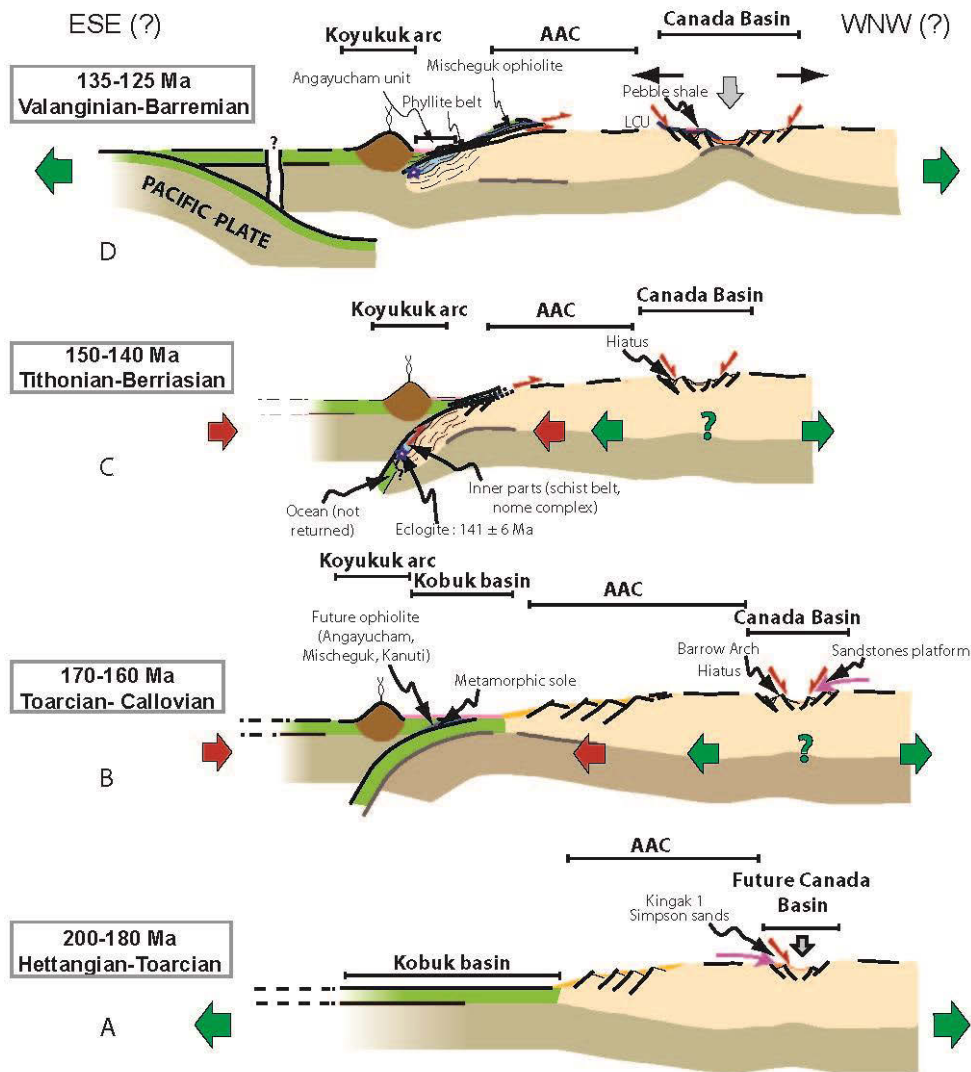
312



313



314



315
 316
 317
 318
 319
 320
 321
 322
 323
 324
 325
 326
 327

328 **References cited**

- 329 Agard, P., Jolivet, L., Vrielynck, B., Burov, E., and Monie, P., 2007, Plate acceleration: The obduction
330 trigger?: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 258, p. 428-441.
- 331 Armstrong, R.L., Harakal, J.E., Forbes, R. B., Evans, B. W., and Thurston, S. P., 1986, Rb-Sr and K-Ar
332 study of metamorphic rocks of the Seward Peninsula and southern Brooks Range, Alaska :
333 Blueschists and Eclogites, B. W. Evans, E. H. Brown, *Mem. Geol. Soc. Am.*, v. 164, p. 185-203.
- 334 Barth, A.P., and Wooden, J.L., 2010, Coupled elemental and isotopic analyses of polygenetic zircons
335 from granitic rocks by ion microprobe, with implications for melt evolution and the source of
336 granitic magmas : *Chemical Geology*, v. 277, p. 149-159.
- 337 Berman, R., 2007, winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent
338 thermobarometric calculations : Geological Survey of Canada, Open File 5462, ed. 2.32.
339
- 340 Berman, R., 1988, Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-
341 CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂: *Journal of Petrology*, v. 29, p. 445-522
342
- 343 Beyssac, O., Negro, F., Simoes, M., Chan, Y.C., and Chen, Y.G., 2008, High-pressure metamorphism
344 in Taiwan: from oceanic subduction to arc-continent collision ? : *Terra Nova*, v. 20, p. 118-125.
345
- 346 Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., and Rouzaud, J. N., 2002, Raman spectra of carbonaceous material
347 in metasediments: a new geothermometer : *Journal of metamorphic Geology*, v. 20, p. 859-871.
348
- 349 Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H.,
350 Korsch, R.J., Williams, I.S., and Foudoulis, C., 2004, Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe
351 geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect : SHRIMP, ID-TIMS,
352 ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards, *Chemical*
353 *Geology*, v. 205, p. 115-140.
354
- 355 Blythe, A.E., Bird, J.M., and Omar, G.I., 1998, Constraints on the cooling history of the central Brooks
356 Range, Alaska, from fission-track and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analyses, *in* Oldow, J.S., and Avé Lallemant, H.G.,
357 eds. *Architecture of the central Brooks Range fold and thrust belt, arctic Alaska: Boulder, Colorado,*
358 *Geological Society of America Special Paper 324*, p. 163-177.
- 359
- 360 Box, S.E., and Patton, W.W., 1989, Igneous History of the Koyukuk Terrane, Western Alaska
361 constraints on the Origin, Evolution, and Ultimate Collision of an Accreted Island Arc Terran :
362 *Journal of geophysical research*, v. 94, No. B11, p. 15,843-15,867.
363
- 364 Christiansen, P.P., and Snee, L.W., 1994, Structure, metamorphism, and geochronology of the
365 Cosmos Hills and Ruby ridge, Brooks Range schist belt, Alaska : *Tectonics*, v. 13, p. 191-213.
366
- 367 Coleman, P. J., & Kroenke, L. W., 1981, Subduction without volcanism in the Solomon Islands arc :
368 *Geo-Marine Letters*, 1, p. 129-134.
369
- 370 Cooper, P. A., and Taylor, B., 1985, Polarity reversal in the Solomon Islands arc : *Nature*, v. 314, p.
371 420-430.
372

- 373 Dixon, J., 1982, Jurassic and Lower Cretaceous Subsurface Stratigraphy of the Mackenzie Delta-
374 Tuktoyaktuk Peninsula, N.W.T : Geological Survey of Canada, Ottawa, Bulletins, 349.
375
- 376 Dixon, J., 1996, Geologic Atlas of the Beaufort Mackenzie Area : Geological Survey of Canada,
377 Ottawa, Miscellaneous Reports, 59.
378
- 379 Dubacq, B., Vidal, O., and De Andrade, V., 2010, Dehydration of dioctahedral aluminous
380 phyllosilicates : thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates.
381 Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 159, p.159-174.
382
- 383 Embry, A.F., and Dixon, J., 1990, The breakup unconformity of the Amerasia Basin, Arctic ocean :
384 Evidence from Arctic Canada, Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 1526-1534.
385
- 386 Gottlieb, E.S., Meisling, E.K., Miller, L.E., and Mull, C.G., Closing the Canada Basin, 2014, Detrital
387 zircon geochronology relationships between the North Slope of Arctic Alaska and the Franklinian
388 mobile belt of Arctic Canada : Geosphere, v. 10, no. 6, doi:10.1130/GES01027.1.
389
- 390 Gottschalk, R.R., 1998, Petrology of eclogite and associated high-pressure metamorphic rocks,
391 south-central Brooks Range, Alaska : Special Papers Geological Society of America, p. 141-162.
392
- 393 Gottschalk, R.R., and Snee, L.W., 1998, Tectonothermal evolution of metamorphic rocks in the
394 south-central Brooks Range, Alaska, constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, *in* Oldow, J.S.,
395 and Ave Lallemand, H.G., eds., Architecture of the central Brooks Range fold and thrust belt, Arctic
396 Alaska: Boulder, Colorado, Geological Survey of America Special Paper 324, p. 225-251.
397
- 398 Grantz, A., Eittreim, S.L. and Dinter, D.A., 1979, Geology and tectonic development of the
399 continental margin north of Alaska, *in* Keen, C. E., ed., Crustal Properties Across Passive Margins :
400 Tectonophysics, v. 59, p. 263-291.
401
- 402 Grantz, A., Hart, P.E., and Childers, V.A., 2011b, Geology and tectonic development of the Amerasia
403 and Canada Basins, Arctic Ocean, *in* Spencer, A.M., Embry, A.F., Gautier, D.L., Stoupakova, A.V., and
404 Sorensen, K., eds., Arctic Petroleum Geology: Geological Society : London, Memoir 35, p. 771-800.
405
- 406 Halgedahl, S.L. and Jarrard, R.D., 1987, Paleomagnetism of the Kuparuk River Formation from
407 oriented drill core: Evidence for rotation of the Arctic Alaska plate, *in* TAILLEUR I. L. and Weimer P.,
408 eds, Alaskan North Slope Geology, Pacific Section : Society of Economic Paleontologists and
409 Mineralogists, Bakersfield, CA, v. 2, p. 581-617.
410
- 411 Hannula, K.A. and McWilliams, M.O., 1995, Reconsideration of the age of blueschist-facies
412 metamorphism on the Seward Peninsula, Alaska, based on phengite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results : Journal
413 Metamorphic Geology, 13, p. 125-139.
414

- 415 Harrison, J.C. and Brent, T.A., 2005, basins and fold belts of prince patrick island and adjacent areas
416 canadian arctic islands : Geological survey of canada, bulletin 560.
417
- 418 Harris, R., 2004, Tectonic evolution of the Brooks Range ophiolite, northern Alaska :
419 Tectonophysics, v. 392, p. 143–163.
420
- 421 Harris, R.A., 1998, Origin and tectonic evolution of the metamorphic sole beneath the Brooks
422 Range ophiolite, Alaska, *in* Oldow, J.S., Ave Lallemand, H.G., eds., Architecture of the Central Brooks
423 Range Fold and Thrust Belt, Arctic Alaska : Boulder Colorado, Geological Survey of America Special
424 Paper 324, p. 293– 312.
425
- 426 Harris, R.A., 1992, Peri-collisional extension and the formation of Oman-type ophiolites in the
427 Brooks Range and Banda arc, *in* Parsons L.M., Murton B.J., Browning P., eds., Ophiolites and Their
428 Modern Oceanic Analogues : Geological Society of London, Special Publication, v. 60, p. 301–325.
429
- 430 Holland, T.J.B., and Powell, R., 1998, An internally consistent thermodynamic data set for phases
431 of petrological interest : Journal of metamorphic Geology, 16(3), p.309-343.
- 432 Houseknecht, D.W and Bird, K.J., 2004, Sequence stratigraphy of the kingak shale (Jurassic-lower
433 Cretaceous), national petroleum reserve in Alaska : AAPG Bulletin, v. 88, no.88, p. 279–302.
434
- 435 Hubbard, R.J., Edrich, S.P. and Rattey, R.P. 1987. Geologic evolution and hydrocarbon habitat of the
436 “Arctic Alaska Microplate” : Marine and Petroleum Geology, v. 4, p. 2–34.
437
- 438 Ireland, T.R., and Williams, I.S., 2003, considerations in zircon geochronology by SIMS : Reviews
439 in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 215-241 : Hanchar, J.M. and Hoskin, W.O., editors.
440
- 441 Jolivet, L., Menant, A., Sternai, P., Rabillard, A., Arbaret, L., Augier, R., Laurent, V., Beaudouin, A.,
442 Grasemann, B., Huet B., Labrousse, L., and Le Pourhiet, L., 2015, The geological signature of a slab
443 tear below the Aegean : Tectonophysics (accepted).
444
- 445 Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., and Agard, P., 2003, Subduction tectonics and
446 exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens : American
447 Journal of Science, v. 303, p. 353-409.
448
- 449 Lawver, L.A. and Scotese, C.R., 1990, A review of tectonic models for the evolution of the Canada
450 Basin, *in* Grantz, A., Johnson, G. L. and Sweeney, J. F., eds., The Arctic Ocean Region : The Geology
451 of North America, L. Geological Society of America, Boulder, CO, p.593–618.
452
- 453 Ludwig, K.R., 2009, Isoplot, a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, version
454 3.72 : Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California :
455 http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html.
456
- 457 Ludwig, K.R., 2012, Isoplot/Ex, v. 3.75 : Berkeley Geochronology Center Special Publication, no. 5,
458 Berkeley.
459

- 460 Moore E.M., O'Sullivan P.B., Potter C.J. and Donelick R.A., 2015, Provenance and detrital zircon
461 geochronologic evolution of lower Brookian foreland basin deposits of the western Brooks Range,
462 Alaska, and implications for early Brookian tectonism : *Geosphere*, v. 11, no. 1.
- 463
- 464 Miall A.D., 1979, Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: The history of an
465 unstable craton margin: *Geological Survey of Canada Memoir* 387, p. 235.
- 466
- 467 Nunn, J.A., Czerniak, M., and Pilger, R.H., Jr., 1987, Constraints on the structure of Brooks
468 Range and Colville basin, northern Alaska, from flexure and gravity analysis: *Tectonics*,
469 v. 6, p. 603-617.
- 470
- 471 Patton, W.W., and Box, S.E., 1989, Tectonic setting of the Yukon-Koyukuk basin and its
472 borderlands, Western Alaska: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, no. B11, p. 15807-15820.
- 473
- 474 Patrick, B.E., and Lieberman, J.E., 1988, Thermal overprint on blueschists of the Seward Peninsula:
475 The Lepontine in Alaska, *Geology*, v. 16, 1100-1103.
- 476
- 477 Plafker, G., and Berg, H.C., eds., 1994 : *The Geology of Alaska : The Geology of North America, G-1 :*
478 *Geological Society of America, Boulder, CO.*
- 479
- 480 Petterson, M. G., Neal, C. R., Mahoney, J. J., Kroenke, L. W., Saunders, A. D., Babbs, T. L., Duncan, R.A.,
481 Tolia, D., and McGrail, B., 1997, Structure and deformation of north and central Malaita, Solomon
482 Islands: tectonic implications for the Ontong Java Plateau-Solomon arc collision, and for the fate
483 of oceanic plateaus : *Tectonophysics*, v. 283, p.1-33.
- 484
- 485 Price, N. J., and Audley-Charles, M. G., 1987, Tectonic collision processes after plate rapture.
486 *Tectonophysics*, v. 140, p.121-129.
- 487 Pubellier, M., and Meresse, F., 2013, Phanerozoic growth of Asia: Geodynamic processes and
488 evolution : *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 72, p. 118-128.
- 489
- 490 Roeske, S.M., Dusel-Bacon C., Aleinikoff J.N., Snee L.W., and Lanphere M.A., 1995, Metamorphic and
491 structural history of continental crust at a Mesozoic collisional margin, the Ruby terrane, central
492 Alaska: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 13, p.25-40.
- 493
- 494 Sweeney, J.F., 1985, Comments on the age of the Canada Basin: *Tectonophysics*, v. 114, p. 1-10.
- 495
- 496 Shephard, G.E., Müller, R.D., and Seton M., 2013, The tectonic evolution of the Arctic since Pangea
497 breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure :
498 *Earth-Science Reviews*, v. 124, p. 148-183, doi: 10.1016/j.earscirev.2013.05.012.
- 499
- 500 Stacey, J., and Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-
501 stage model : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- 502
- 503 Vidal, O., De Andrade, V.; Lewin, E.; Munoz, M.; Parra, T. and Pascarelli, S., 2006, P-T-deformation-
504 Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to
505 a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan) : *Journal of*
506 *Metamorphic Geology*, v. 24, p. 669-683

507
508 Wei, C., J., Powell, R., and Zhang, L., F., 2003, Eclogites from the south Tianshan, NW China:
509 petrological characteristic and calculated mineral equilibria in the Na₂O–CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–
510 SiO₂–H₂O system : *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, p.163-179.
511 Williams, I.S., 1997, U-Th-Pb geochronology by ion microprobe : not just ages but histories :
512 *Society Economic Geologists Rev, Econ. Geol.*, v. 7, p. 1-35.
513
514
515
516
517
518
519
520
521
522
523
524
525
526
527
528
529
530
531
532
533
534
535
536
537
538
539
540
541
542
543
544
545
546
547
548
549
550
551
552
553

554 **GSA DATA REPOSITORY**555 **Data Repository Appendix 1. Analytical SHRIMP-RG Methods**

556 Zircon U-Pb analyses were conducted on the SHRIMP-RG (reverse geometry) ion
557 microprobe co-operated by U.S. Geological Survey and Stanford University in the SUMAC facility
558 at Stanford University. Polished thin section pieces containing zircon were cut with a diamond
559 band saw and remounted together with zircon standards a 25 mm diameter by 4 mm thick epoxy
560 disc. All grains are imaged with transmitted light and reflected light on a petrographic microscope,
561 and with cathodoluminescence and back-scattered electron imaging on a JEOL 5600 SEM to
562 identify internal structure, inclusions and physical defects. The mounted grains were washed with
563 a 1N HCl solution and thoroughly rinsed in distilled water, dried in a vacuum oven, and coated
564 with gold. The mounts were stored at high pressure (10⁻⁷ torr) for several hours before being
565 moved into the source chamber of the SHRIMP-RG to minimize degassing of the epoxy and isobaric
566 hydride interferences and masses 204-208.

567 Secondary ions are sputtered from the target spot using an O₂⁻ primary ion beam, which
568 was accelerated at 10 kV and had an intensity varying from 1.6 to 1.9 nA. The primary ion beam
569 spot had a diameter between 18-20 microns and a depth of ~1 micron for the analyses performed
570 in this study. Before every analysis, the sample surface is cleaned by rastering the primary beam
571 for 120 seconds, and the primary and secondary beams were auto-tuned to maximize
572 transmission. The duration of procedure typically required 2.5 minutes prior to data collection.
573 The acquisition routine includes analysis of ⁴³Ca⁺, ²⁷Al¹⁶O⁺, ²⁸Si¹⁶O⁺, ⁴⁸Ti⁺, ⁴⁹Ti⁺, ⁵⁶Fe⁺, ⁸⁹Y⁺, 9-REE
574 (¹³⁹La⁺, ¹⁴⁰Ce⁺, ¹⁴⁶Nd⁺, ¹⁴⁷Sm⁺, ¹⁵³Eu⁺, ¹⁵⁵Gd⁺, ¹⁶³Dy¹⁶O⁺, ¹⁶⁶Er¹⁶O⁺, ¹⁷²Yb¹⁶O⁺), a high mass
575 normalizing species (⁹⁰Zr₂¹⁶O⁺), followed by ¹⁸⁰Hf¹⁶O⁺, ²⁰⁴Pb⁺, a background measured at 0.045
576 mass units above the ²⁰⁴Pb⁺ peak, ²⁰⁶Pb⁺, ²⁰⁷Pb⁺, ²⁰⁸Pb⁺, ²³²Th⁺, ²³⁸U⁺, ²³²Th¹⁶O⁺, and ²³⁸U¹⁶O⁺. Trace
577 element measurements (Ti, Fe, Y, Hf, REE) are measured briefly (typically 1 to 5 sec/mass)
578 immediately before the geochronology peaks, and in mass order. Because Ca, Al, and Fe are
579 generally <10 ppm in zircon, trace element analyses with high concentrations (> 50 ppm) of these
580 elements were considered to be compromised by the analytical spot overlapping host phases or
581 inclusions. This, as well as high common Pb, lower Hf, low U (<2 ppm), elevated LREE, and
582 discordance were criteria used to omit unreliable ages and/or trace elements. All peaks are
583 measured on a single EPT® discrete-dynode electron multiplier operated in pulse counting mode
584 with 5 scans (peak-hopping cycles from mass 43 through 254). The number of scans through the
585 mass sequence and counting times on each peak are varied according to the sample age and the U
586 and Th concentrations to improve counting statistics and age precision. Measurements are made
587 at mass resolutions of M/ΔM = 7800-8500 (10% peak height), which eliminates interfering
588 molecular species, particularly for the REE.

589 For analyzes, zircon concentration data for U, Th and all of the measured trace elements
590 are calculated relative to MADDER (3435 ppm U, Barth and Wooden, 2010), which was co-
591 mounted with unknowns on each mount. Calculated model ages for zircon are standardized
592 relative to Temora-2 (416.5 Ma; Black et al., 2004), which were analyzed repeatedly throughout
593 the duration of the analytical session. Data reduction for geochronology follows the methods
594 described by Williams (1997), and Ireland & Williams (2003), and uses the MS Excel add-in
595 programs Squid2.51 and Isoplot3.764 of Ken Ludwig (2009; 2012). The measured ²⁰⁶Pb/²³⁸U was
596 corrected for common Pb using ²⁰⁷Pb, whereas ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb was corrected using ²⁰⁴Pb. The
597 common-Pb correction was based on a model Pb composition from Stacey and Kramers (1975).
598 All reported ²⁰⁶Pb/²³⁸U and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb model ages and uncertainties (2σ) include error summed

599 in quadrature from the external reproducibility (1σ SD) of the standard Temora-2 during an
600 individual analytical session (~26 hours). The 1σ standard error of the mean for the
601 reproducibility of the standards Temora-2 was 0.46% for this analytical session.

602 Data reduction for the trace element concentrations are performed in MS Excel. Average
603 count rates of each element of interest are ratioed to $^{28}\text{Si}^{16}\text{O}$ to account for any primary current
604 drift, and the derived ratios for the unknowns are compared to an average of those for the
605 standards to determine concentrations. Spot to spot precisions (as measured on the standards)
606 vary according to elemental ionization efficiency and concentration. For the MADDER zircon,
607 precisions generally range from about $\pm 3\%$ for Hf, $\pm 5\text{-}10\%$ for the Ti, Fe, Y and HREE, $\pm 10\text{-}15\%$,
608 and up to $\pm 40\%$ for La which is present most often at the ppb level (all values at 2σ).

609

610 References

611 Barth, A. P., and Wooden, J.L., 2010, Coupled elemental and isotopic analyses of polygenetic
612 zircons from granitic rocks by ion microprobe, with implications for melt evolution and the source
613 of granitic magmas. *Chemical Geology*, 277, p. 149-159.

614 Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H.,
615 Korsch, R.J., Williams, I.S., and Foudoulis, C., 2004, Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe
616 geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS,
617 ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards, *Chemical*
618 *Geology*, v. 205, p. 115-140.

619 Ireland, T.R., and Williams, I.S., 2003, considerations in zircon geochronology by SIMS, *Reviews in*
620 *Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 215-241, Hanchar, J.M. and Hoskin, W.O., editors.

621 Stacey, J. and Kramers, J.D. 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-
622 stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.

623 Williams, I.S., 1997, U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: not just ages but histories. *Society*
624 *Economic Geologists Rev. Econ. Geol.*, v. 7, p. 1-35.

625

626

627

628

629

630

631

632

633

634 **Data Repository Appendix 2. U-Pb geochronologic data**

635 Data Repository Table 1. U-Pb apparent ages

636 Data Repository Table 2. analysis of $^{48}\text{Ti}^+$, $^{49}\text{Ti}^+$, $^{56}\text{Fe}^+$, $^{89}\text{Y}^+$ and 9-REE ($^{139}\text{La}^+$, $^{140}\text{Ce}^+$, $^{146}\text{Nd}^+$, $^{147}\text{Sm}^+$,
637 $^{153}\text{Eu}^+$, $^{155}\text{Gd}^+$, $^{163}\text{Dy}_{16}\text{O}^+$, $^{166}\text{Er}_{16}\text{O}^+$, $^{172}\text{Yb}_{16}\text{O}^+$)

638

639 **Data Repository Appendix 3. REE spectrums and Tera-Wasserburg and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age plots**

640 Data repository Figure 1. REE spectrums of eclogite Brooks Range (BR1220) corresponding to a
641 calculated age of 141 Ma.

642 Data repository Figure 2. REE spectrums of eclogite Brooks Range (BR1220) corresponding to a
643 calculated age of 114 Ma.

644 Data repository Figure 3. REE spectrums of eclogite Brooks Range (BR1220) corresponding the
645 discarded analyses.

646 Data repository Figure 4. Tera-Wasserburg and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age plots

647 Data repository Figure 5. REE spectrum discarded for Seward samples (Eclogites SWNL1302 and
648 SWNL1304)

649 Data repository Figure 6. REE spectrum accepted for Seward samples (Eclogites SWNL1302 and
650 SWNL1304)

651

652 **Data Repository Appendix 4. Mineral composition and whole rock composition of BR1220**
653 Eclogite.

654 Data repository Table 3. Mineral composition and whole rock composition of eclogites

655

656

657

658

Table 1: U-Pb geochronologic data and apparent ages.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U (ppm)	²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	(Ma)		
Sample BR1220 Eclogite (150°8'30.614W, 67°16'57.6.18N; NAD 83; NAD 83)									
A1	2	0.17	0.07	42	(6)	0.106	(32)	141	(11)
A2	11	0.25	0.02	21	(17)	0.245	(12)	224	(38)
A3	0	0.02	0.07	99	(46)	0.292	(60)	44.6	(25)
A4	13	0.29	0.02	46	(3)	0.051	(21)	138	(4)
B8	4	0.06	0.01	52	(10)	0.105	(26)	114	(12)
B11.2	15	0.08	0.01	46	(3)	0.047	(20)	139	(4)
B11.2	21	0.05	0.00	40	(1)	0.070	(24)	154	(4)
B12	1	0.01	0.02	70	(12)	0.553	(34)	33.2	(23)
C1	3	0.06	0.02	53	(5)	0.084	(31)	114	(6)
C2.1	7	0.14	0.02	36	(19)	0.019	(50)	185	(34)
C2.2	1	0.02	0.02	15	(80)	0.197	(60)	354	(287)
C3.1	9	0.49	0.05	44	(3)	0.052	(25)	144	(5)
C3.2	21	0.46	0.02	41	(5)	0.046	(18)	155	(7)
C4	33	0.32	0.01	48	(3)	0.037	(17)	135	(5)
C6	4	0.14	0.03	35	(7)	0.111	(20)	166	(13)
Sample SWNL1302 Eclogite (165°3'1.58 W, 64°35'3.722 N; NAD 83)									
A11	39.04	0.52	0.01	45	(9)	0.178	(34)	119	(4)
B23	112.52	11.62	0.10	59	(27)	0.020	(973)	117	(7)
B27	59.29	0.32	0.01	46	(5)	0.141	(26)	121	(2)
B43.1	43	0.29	0.01	68	(40)	0.167	(23)	119	(6)
B43.2	143	198.13	1.39	19	(1)	0.060	(4)	332	(6)
C1	63.97	110.57	1.73	12	(46)	0.707	(10)	90.0	(19)
C2	150.74	73.77	0.49	43	(3)	0.109	(4)	136	(4)
C5	305.29	388.05	1.27	28	(6)	0.018	(286)	239	(6)
C7	4631.71	10440.38	2.25	27	(1)	0.054	(2)	237	(3)
Sample SWNL1304 Eclogite (165°8'10.613 W, 64°39'30.58 N; NAD 83)									
A3	2555.17	12041.41	4.71	44	(3)	0.062	(2)	142	(4)
A19	561.42	331.67	0.59	29	(12)	0.065	(20)	217	(27)

Note: All analyses were performed on the SHRIMP-RG ion microprobe at the United States Geological Survey-Stanford Microanalytical Center at Stanford University.

The analytical routine followed Williams (1998) and Ireland & Williams (2003).

Data reduction uses the MS Excel add-in programs Squid2.51 and Isoplot3.764 of Ken Ludwig (2009; 2012).

Ages were calculated from ²⁰⁶Pb/²³⁸U ratios corrected for common Pb using the ²⁰⁷Pb method (see Williams, 1998).

Initial common Pb isotopic composition approximated from Stacey and Kramers (1975).

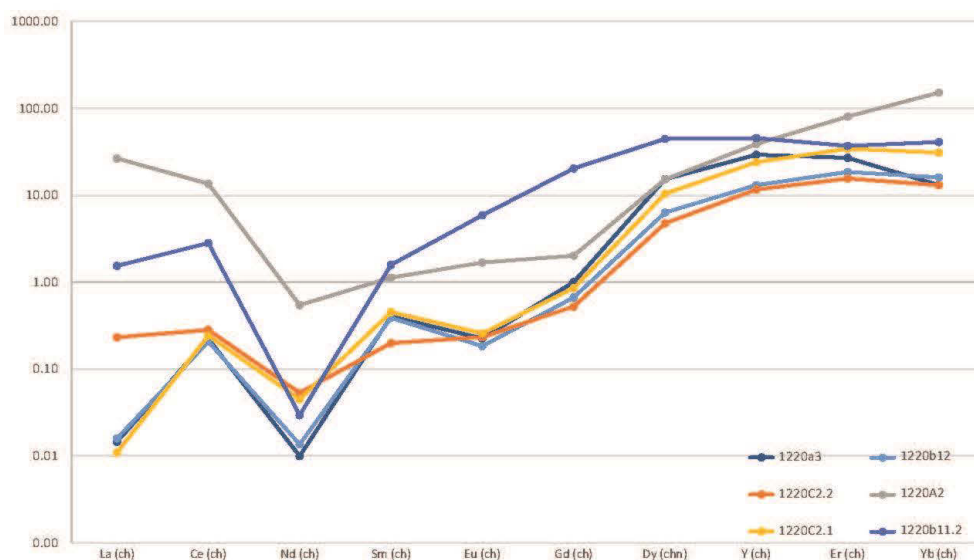
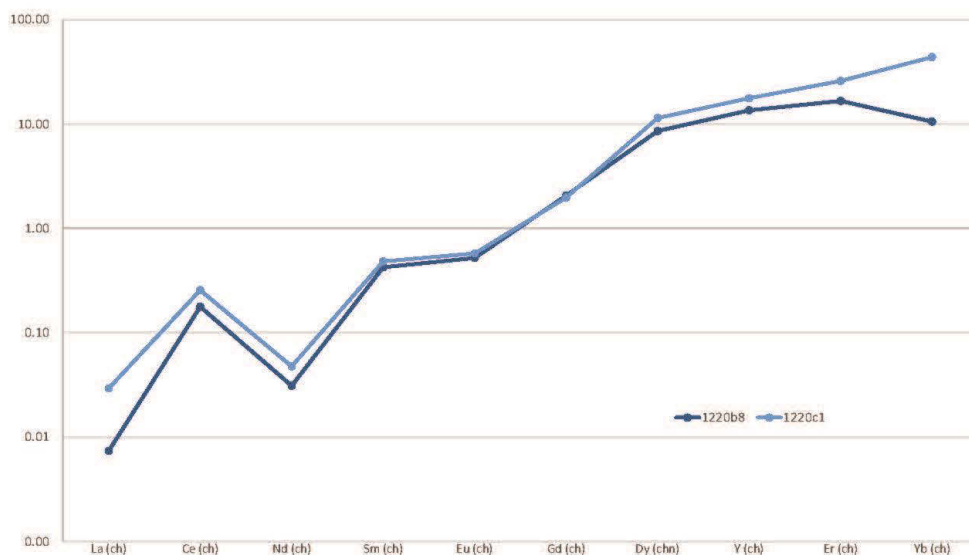
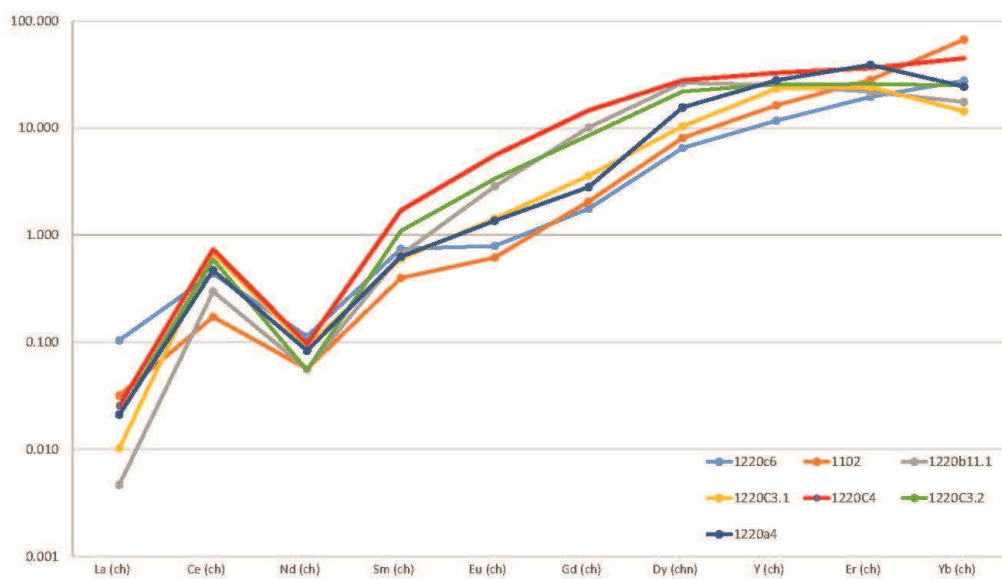
Uncertainties in millions of years reported as 1σ.

Table 2 : analysis of ⁴⁸Ti+, ⁴⁹Ti+, ⁵⁶Fe+, ⁸⁹Y+ and 9-REE (¹³⁸La+, ¹⁴⁰Ce+, ¹⁴⁶Nd+, ¹⁴⁷Sm+, ¹⁵³Eu+, ¹⁵⁵Gd+, ¹⁶³Dy₁₆O+, ¹⁶⁶Er₁₆O+, ¹⁷²Yb₁₆O+),

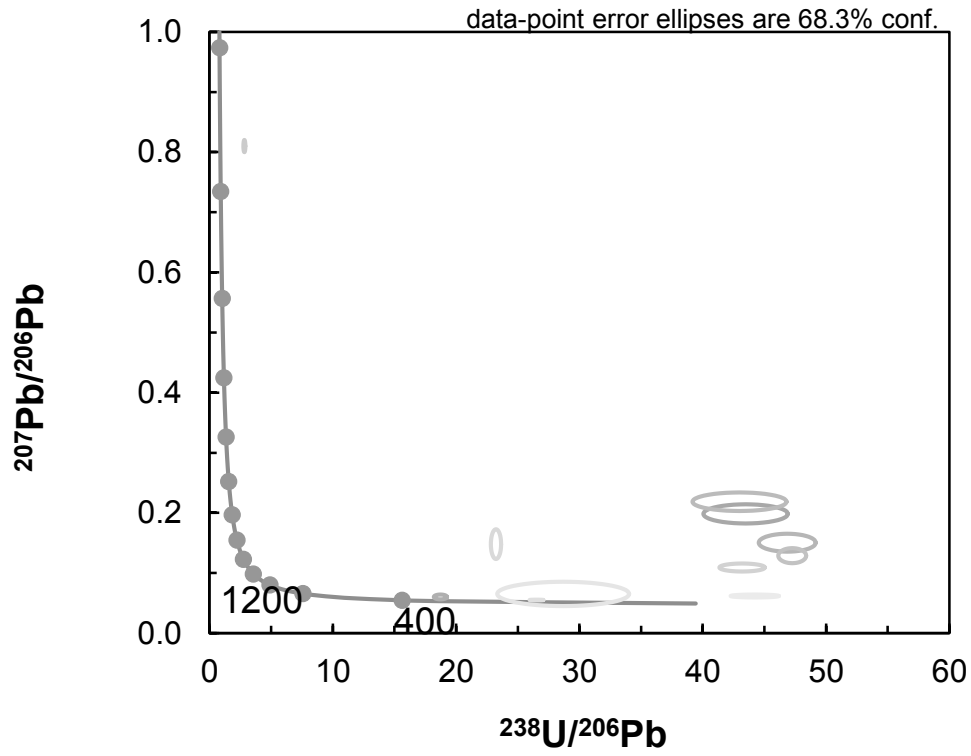
Spot	48Ti (ppm)	49Ti (ppm)	Fe (ppm)	La (ch)	Ce (ch)	Nd (ch)	Sm (ch)	Eu (ch)	Gd (ch)	Dy (ch)	Y (ch)	Er (ch)	Yb (ch)	Eu (star)	Yb/Gd
Sample BR1220 Eclogite (150°8'30.614W, 67°16'57.6.18N ; NAD 83)															
A1	87.9	105.1	2.6	0.087	0.26	0.05	0.21	0.3	1	8	17	31	84	0.72	88.0
A2	5633.0	5620.7	32922.8	26.544	13.60	0.55	1.13	1.7	2	15	39	81	152	1.11	61.1
A3	2.2	2.2	1.0	0.015	0.22	0.01	0.40	0.2	1	15	29	27	13	0.35	10.6
A4	5.3	5.3	2.2	0.021	0.47	0.08	0.63	1.4	3	16	28	39	24	1.03	7.0
C1	3.2	3.3	2.3	0.029	0.26	0.05	0.48	0.6	2	11	18	26	44	0.59	17.9
B8	2.9	2.7	1.2	n.d	0.18	0.03	0.42	0.5	2	9	14	17	11	0.56	4.1
B11.1	2.5	2.5	1.3	0.005	0.30	0.06	0.66	2.9	10	26	25	22	18	1.11	1.4
B11.2	28.2	28.0	3703.4	1.541	2.82	0.03	1.58	5.9	20	45	46	37	41	1.04	1.6
B12	2.0	2.0	0.6	0.016	0.21	0.01	0.39	0.2	1	6	13	19	16	0.36	19.5
C2.1	3.6	3.8	1.8	0.011	0.24	0.04	0.45	0.3	1	10	24	34	31	0.41	29.2
C2.2	2.4	2.2	2.2	0.232	0.28	0.05	0.20	0.2	1	5	12	16	13	0.72	20.2
C3.1	9.4	9.2	1.1	0.010	0.67	0.09	0.60	1.4	4	10	23	24	14	0.97	3.2
C3.2	4.0	4.0	2.4	0.021	0.59	0.05	1.10	3.4	9	22	26	26	25	1.10	2.4
C4	2.5	2.6	3.2	0.025	0.74	0.10	1.71	5.6	15	28	33	36	45	1.11	2.5
C6	937.6	1056.1	12.0	0.104	0.44	0.11	0.75	0.8	2	7	12	20	28	0.69	12.7
Sample SWNL1302 Eclogite (165°3'1.58 W, 64°35'3.722 N ; NAD 83)															
A11	13629.6	13606.5	102.0	0.163	0.27	0.07	0.96	6.3	26	103	73	69	60	1.27	1.9
B23	69089.1	93150.6	1177.5	3.032	25.11	0.55	0.53	23.6	41	128	134	195	337	5.07	6.7
B27	19.8	20.3	3485.2	0.208	0.21	n.d	n.d	4.6	18	93	155	240	399	n.d	18.4
B43.1	3.1	3.6	6.3	0.087	0.18	0.02	0.64	5.6	25	79	66	63	50	1.39	1.6
B43.2	9.4	9.1	93.2	0.100	1.10	0.31	1.79	7.4	24	68	74	87	144	1.14	4.9
C2	22.8	23.4	1581.8	1.583	3.08	0.60	1.99	7.8	22	50	61	81	174	1.17	6.3
C1	12192.7	12013.7	37252.7	5.263	30.60	15.93	13.05	14.8	24	86	130	338	1301	0.84	44.0
C7	25.3	24.6	1441.3	1.037	46.82	4.02	29.13	67.1	197	646	1013	1711	3304	0.89	13.6
C5	42.7	43.2	7316.9	7.201	55.95	14.67	46.00	75.5	116	145	131	190	246	1.03	1.7
Sample SWNL1304 Eclogite (165°8'10.613 W, 64°39'30.58 N ; NAD 83)															
A3	87.8	88.5	3743.3	6.905	68.78	14.60	66.41	22.5	303	959	1804	3041	4932	0.16	13.1
A19	195.5	195.3	71998.2	27.079	161.00	83.09	289.95	226.0	1092	1463	2040	3467	5560	0.40	4.1

Note: All analyses were performed on the SHRIMP-RG ion microprobe at the United States Geological Survey-Stanford Microanalytical Center at Stanford University. REE data are normalized by ⁹⁰Zr₂¹⁶O then normalized by chondrite

661



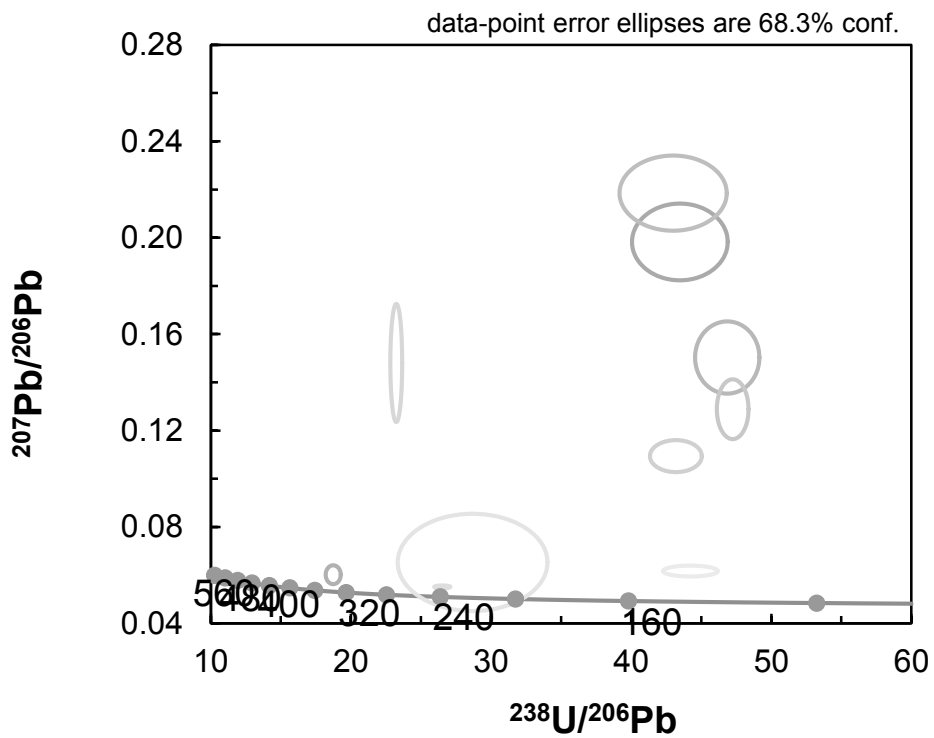
662



663

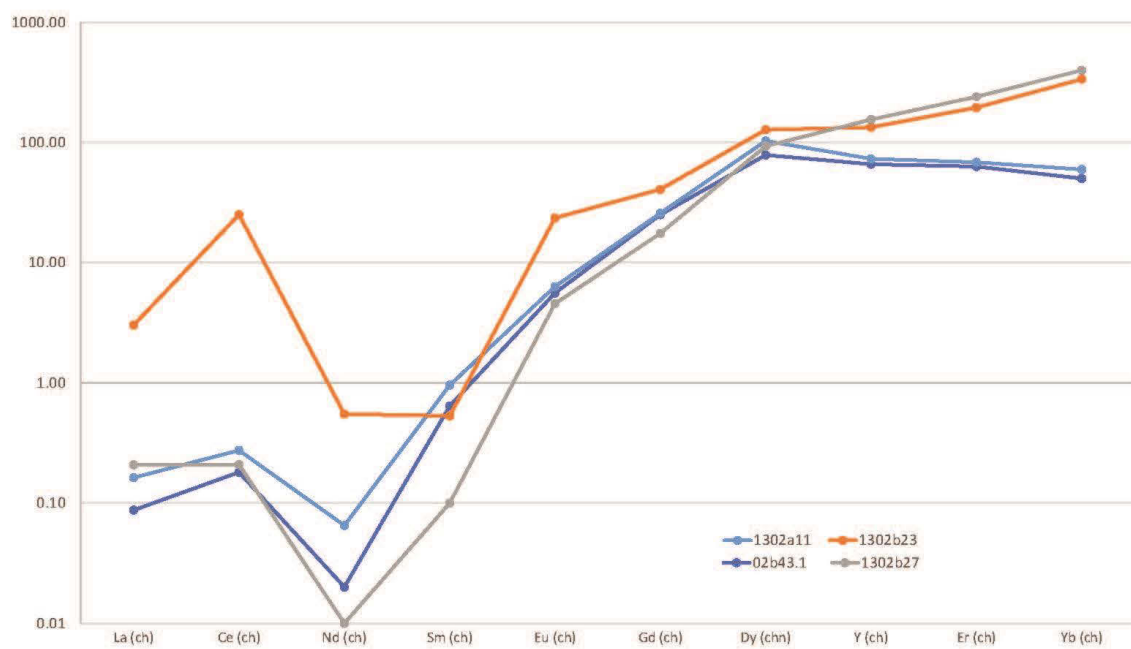
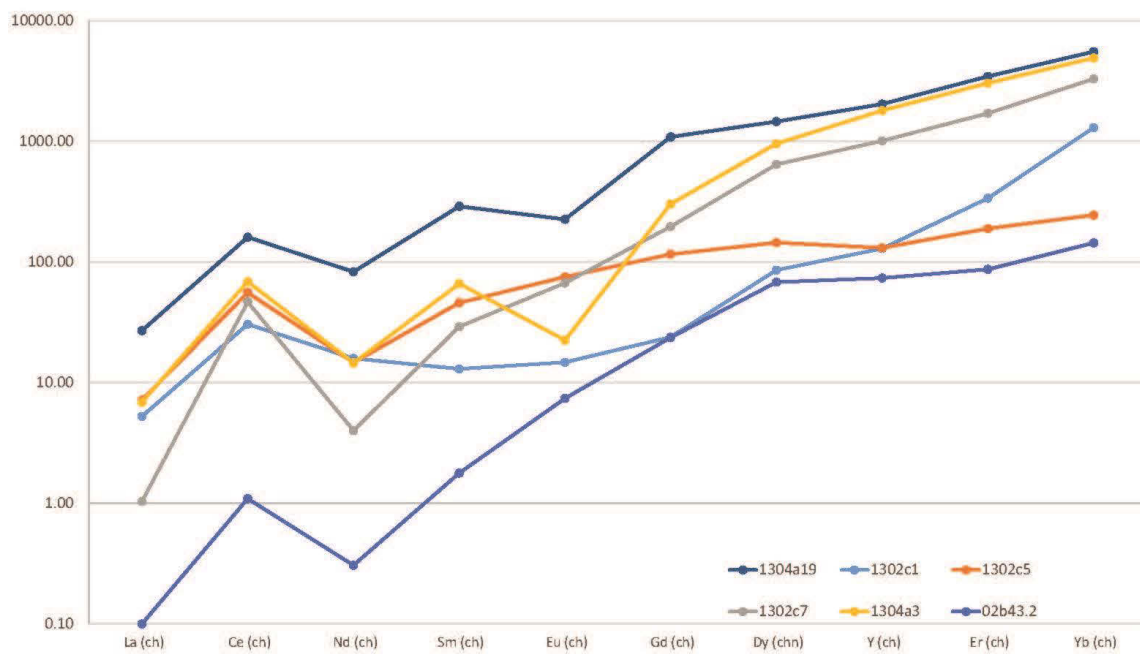
664

665



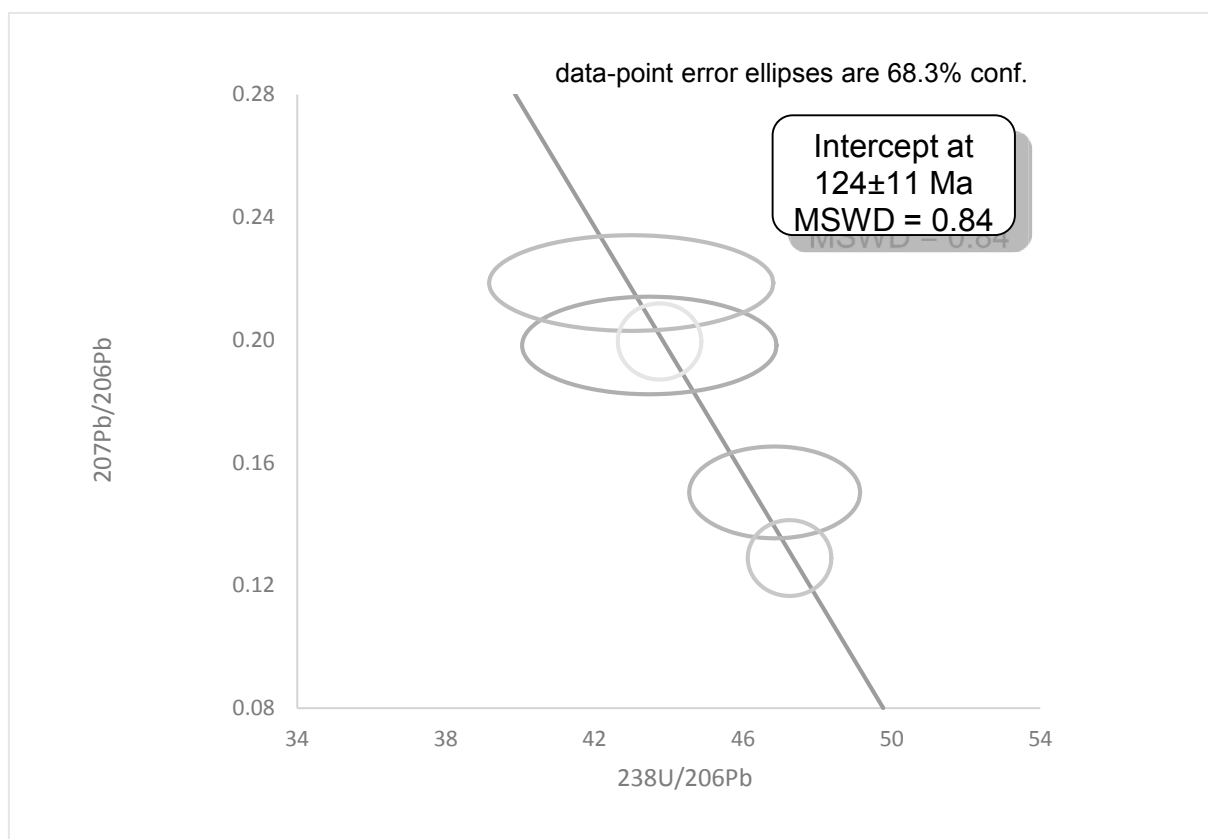
666

667



668

669



670
671
672
673
674
675
676
677
678
679

BR1220 Eclogite													
mineral Samples	Grt core	Grt rim	cpx	gln	cr	hbl core	hbl rim	chl	Ep	Ep	Fds	prg	phg
SiO2	38.861	39.543	54.407	58.2469	56.9428	42.9156	43.455	26.639	38.345	39.403	67.672	47.56	52.265
TiO2	0.083	0.056	0.028	0.0234	0.0257	0.1985	0.171	0.044	0.245	0.141	0	0.04	0.229
Al2O3	22.061	22.607	5.465	9.2877	7.8165	13.2451	12.893	20.944	27.413	27.686	19.792	38.47	23.147
Cr2O3	0	0.023	0	0.0269	0.0449	0.0434	0.059	0.025	0.066	0.068	0	0	0
FeO	23.269	23.458	5.844	13.6027	17.9571	19.6748	17.979	22.543	8.193	8.374	0.056	0.9825	4.051
MnO	0.516	0.245	0	0.0692	0.06	0.1343	0.179	0.206	0	0.082	0.027	0.0059	0.042
MgO	6.077	7.207	11.887	9.5003	7.6086	8.1654	9.08	17.364	0	0	0	0.252	4.181
CaO	10.146	8.313	19.753	1.0973	0.8418	11.2929	11.682	0.034	23.983	24.093	0.09	1.5112	0.008
Na2O	0.02	0.02	3.256	6.3465	6.6754	2.7039	2.657	0	0.012	0.016	13.114	6.8	0.213
K2O	0	0	0	0.0153	0.0287	0.0485	0.008	0	0.003	0	0.069	0.83	9.074
total	101.033	100.472	100.641	98.1156	98.0016	98.4225	98.182	87.8	98.259	99.873	100.819	96.45	93.249

BR1220 Eclogite															
Whole rock composition	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	Cr2O3 (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	P2O5 (%)	SrO (%)	BaO (%)	LOI (%)	Total (%)
	43.8	13.35	15.9	15.1	8.19	1.47	0.02	0.02	1.72	0.25	0.24	<0.01	<0.01	0.26	100.32

SWNL1302 Eclogite										
mineral Samples	Grt core	Grt rim	cpx	gln	act	Ep	chl	Fds		
SiO2	37.88	37.686	55.283	55.7976	55.1284	39.885	26.257	66.471		
TiO2	0.084	0.062	0.078	0.0182	0.0274	0.055	0.135	0.019		
Al2O3	21.378	20.573	7.082	9.8155	2.9003	26.476	21.274	20.869		
Cr2O3	0.048	0.019	0.02	0	0	0.001	0.008	0		
FeO	25.721	29.955	9.733	14.4166	13.3163	10.118	23.51	0.14		
MnO	2.708	0.331	0	0.095	0.0307	0.085	0.069	0.035		
MgO	0.688	1.703	8.114	9.2743	15.0487	0	16.518	0.026		
CaO	12.925	9.434	12.988	2.1789	9.2492	22.111	0.047	0.993		
Na2O	0.004	0	6.717	6.2579	2.3551	0.016	0	11.569		
K2O	0.026	0.01	0	0.0438	0.2211	0.06	0.005	0.136		
total	101	99.772	100.015	97.8978	98.2772	98.807	87.821	100.25		

Chapitre IV

Synthèse et implications géodynamiques et paléogéographiques

Sommaire

1 Synthèse de l'ensemble des contraintes obtenues dans le cadre de cette étude : des contraintes régionales	226
1.1 Synthèse et discussions des résultats	226
1.2 Discussions des reconstructions géodynamiques en coupe	232
2 G-Plates : support des modèles paléogéographiques, des contraintes cinématiques.	241
2.1 Le logiciel G-Plates	241
2.2 Méthodologie	241
2.3 Ensemble des contraintes et blocs appliquées aux modèles paléogéographiques	244
2.4 Discussion : tester les modèles géodynamiques à l'échelle régionale	252
2.5 Conclusions et perspectives	259

Ce chapitre présente tout d'abord une synthèse des contraintes acquises au cours de cette thèse. Ces contraintes permettront par la suite de discuter des implications qu'elles engendrent dans les reconstructions géodynamiques de l'orogénèse brookienne précoce. Nous poursuivrons par une rapide présentation du logiciel de paléogéographie G-Plates afin de montrer les premiers modèles de reconstructions paléogéographiques des zones étudiées au cours de cette thèse.

1 Synthèse de l'ensemble des contraintes obtenues dans le cadre de cette étude : des contraintes régionales

1.1 Synthèse et discussions des résultats

D'une part, l'étude de la marge nord-alaskane a permis de trouver des marqueurs sédimentaires de l'implication de l'orogénèse brookienne dans un événement synchrone avec l'ouverture du bassin canadien. D'autre part, l'étude des zones internes a permis de proposer de nouvelles contraintes, et ainsi un calendrier plus détaillé de la succession des différentes phases de l'orogénèse et plus particulièrement des conditions géodynamiques de l'exhumation des zones internes.

1.1.1 Un marqueur de l'orogénèse brookienne dans le bassin canadien au Mésozoïque.

L'étude sismique de la marge nord-alaskane a révélé l'existence d'une grande discordance au Berriasien (~141Ma) marquant un événement synchrone au Mésozoïque de l'orogénèse brookienne et de l'ouverture du bassin canadien. Interprétée dans notre étude comme étant liée à un changement ponctuel des conditions aux limites, on peut tester cette interprétation à la lumière des études antérieures (Chap. II ; Fig.4.1). Les auteurs restent prudents sur l'interprétation des conditions aux limites présidant à la création de cette discordance. Ainsi, elle peut potentiellement marquer une transpression (Sherwood, 2002) ou alors une reprise du rifting dans le bassin canadien (Houseknecht et Bird, 2004). Néanmoins, l'implication à cette époque au sud du bassin canadien de l'orogénèse Brookienne précoce et du haut de socle « Herald » liée à la collision du côté Chukotka sont des faits avérés et décrits dans la littérature (Sherwood, 2002, Moore et al., 2015). De même, l'empilement des nappes et l'épaississement crustal lors de l'orogénèse brookienne précoce à cette époque est aussi responsable de l'approfondissement du bassin d'avant-pays de Colville par un flambage lithosphérique, permettant le soulèvement de la marge sud du bassin canadien (Nunn, 1987). Cette surrection du "forebulge" pourrait alors s'exprimer à l'échelle locale par la réactivation des failles normales préexistantes, comme on observe une tectonique extensive dans le « forebulge » des plaques océaniques en subduction. L'expression de l'implication de la marge Sud de AAC dans la subduction sous l'Arc de « Koyukuk » pourrait donc expliquer à la fois la reprise de l'extension à l'échelle locale (amplification de haut de socle « Barrow » par exemple) et la présence d'une discordance à l'échelle régionale.

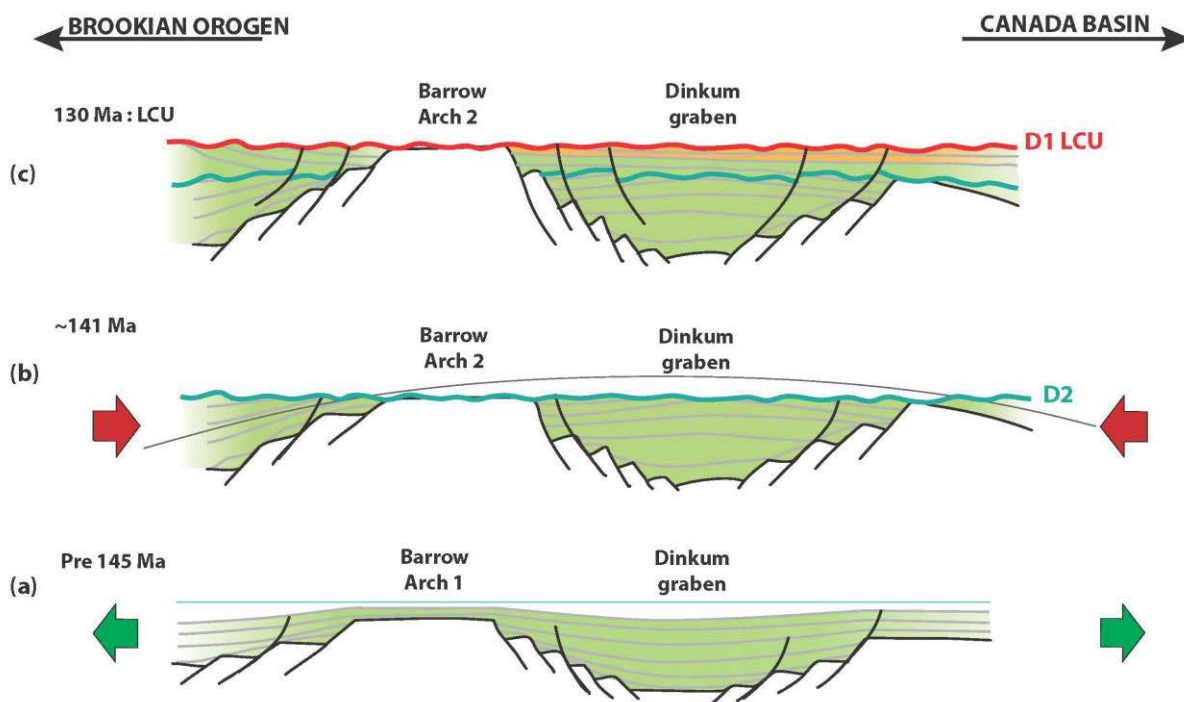


Figure 4.1 : Interprétation des conditions aux limites de la marge nord-alaskane durant le rifting du bassin canadien. Vert : formation « Kingak » ; orange : formation « Kuparuk ».

L'âge de cette discordance semble correspondre à un important évènement cinématique au Mésozoïque. Les réévaluations récentes de la stratigraphie du bassin de Colville font apparaître une discordance jurassique sous la LCU qui vient s'ancrer dans le hiatus de dépôt entre Kingak 2 et Kingak 3 (Houseknecht, 2015, communication personnelle : Fig.4.2). Les calages récents de cette discordance lui attribuent un âge Tithonien-Berriasien, elle serait donc à la limite Jurassique-Crétacé plutôt que Jurassique.

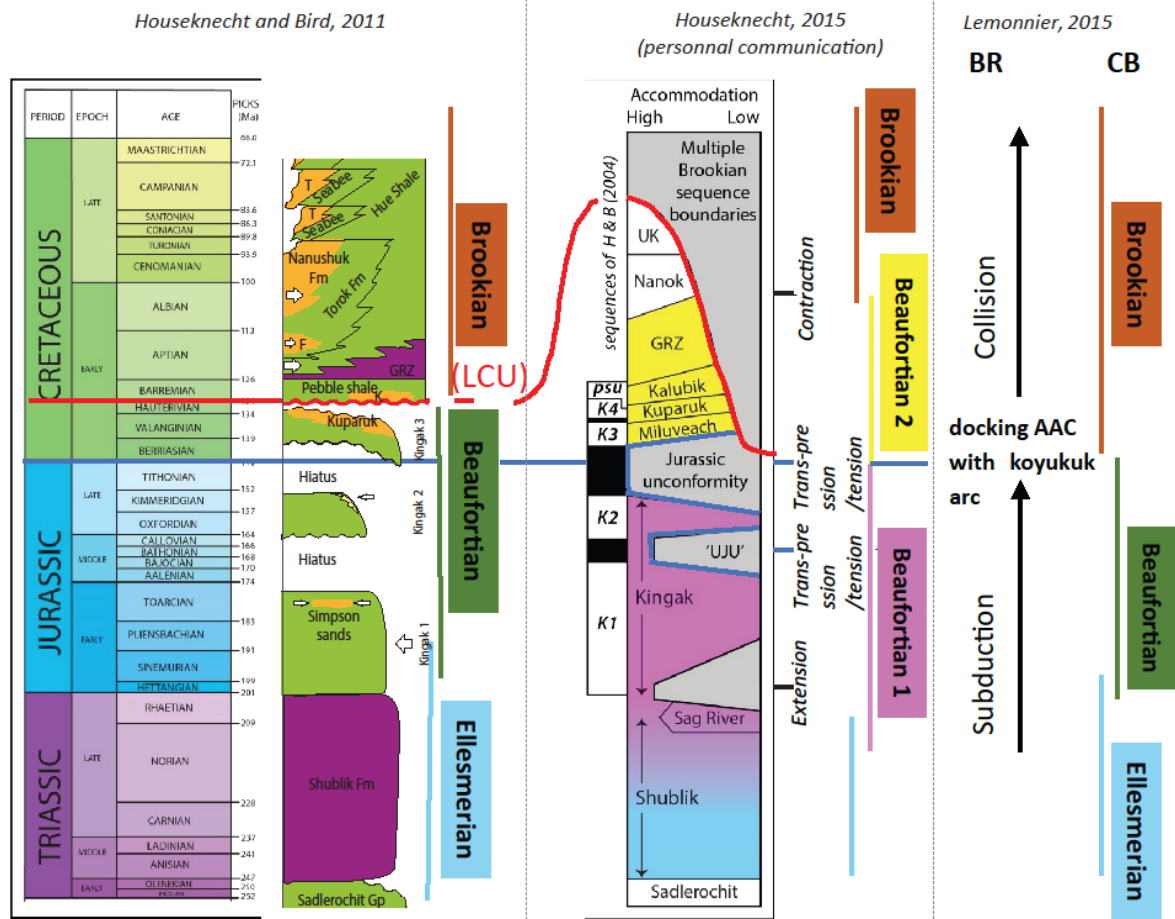


Figure 4.2 : Comparaison des interprétations attribuées à la discordance Jurassique (JU). Abréviations : LCU : « Lower Cretaceous unconformity », BR : « Brooks Range » ; CB : « Canada basin », F : « Fortress Formation ».

La limite Jurassique-Crétacé est aussi une charnière dans les reconstructions paléogéographiques déjà publiées: c'est l'âge du basculement de la polarité de la subduction sous l'arc « Koyukuk » (Plafker et Berg, 1994 ; Nokleberg et al., 2000 ; Shephard et al., 2013). Cet âge a aussi été obtenu dans nos datations au sein des écloïtes dans les unités HP-BT, formées lors du maximum d'implication de la marge continentale sud AAC dans la subduction Kobuk et/ou au début d'exhumation. En d'autres termes, cet âge est pour nous celui du début de la collision.

1.1.2 Les écloïtes des unités internes HP-BT : un âge clé pour les reconstructions géodynamiques

Les données radiochronologiques des études antérieures permettaient de situer l'âge de la collision entre 140 et 110 Ma. Ces âges (149-137 Ma pour l'obduction : Wirth et al., 1993 ; 135-110 Ma métamorphisme rétrograde des unités internes : Gottschalk et Snee, 1998 ; 112-103 métamorphisme de collision : e.g Patrick et al., 1994) sont trop imprécis pour effectuer des reconstructions tectoniques détaillées.

Les données U-Pb in situ sur des zircons dans les écloïtes de la chaîne de Brooks et de la péninsule de Seward (unités internes HP-BT), appartenant à la marge continentale sud d'AAC, ont permis d'indiquer un âge de cristallisation de 141 ± 6 Ma pour la paragenèse du pic métamorphique (Chap. III.4). Cet âge début Crétacé (Berriasien) correspond à l'enfouissement

maximal de la marge sud de l'AAC au cours de l'étape de subduction continentale de l'orogénèse Brookienne, marquant la transition entre la subduction océanique et la collision sensu stricto. Les âges obtenus permettent d'apporter de nouvelles contraintes d'âges et de confirmer les contraintes d'âges obtenues par les études antérieures (Gottschalk, 1998 ; Patrick et Evans, 1989. Thurston, 1985 ; Forbes et al., 1984)).

En outre, notre âge obtenu pour la phase rétrograde de l'éclogite a été datée à 114 ± 13 Ma (Chap. III.4). Cette âge a aussi été déterminé en U/Pb (La-ICP-MS et SIMS) sur des bordures de zircon au sein de métapélites appartenant à la « Schist belt » (Hoiland et al., 2014), confirmant notre âge obtenu.

L'étude pétrologique a permis d'obtenir des conditions de pression –température au pic de 476-513°C et 14.5-17.5 kbar, soit un enfouissement d'environ 50 km (Chap. III.3). La superposition des chemins P-T rétrogrades des roches éclogitiques et de leur encaissant actuel (micaschiste à grenat) suggère une exhumation synchrone sans réchauffement majeur (Fig.4.5).

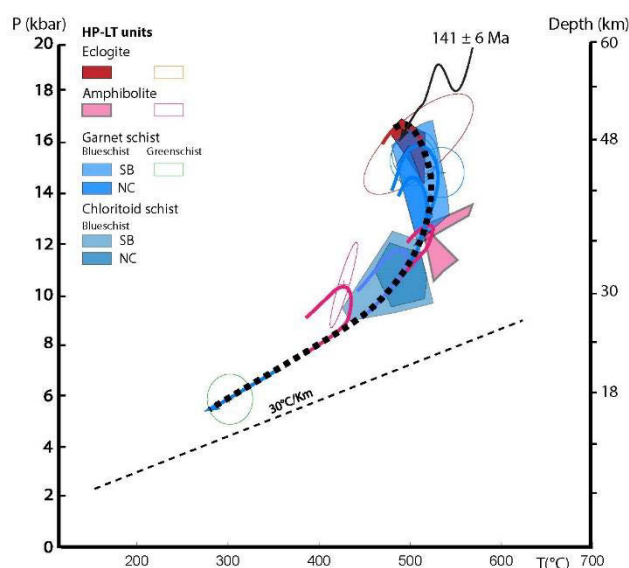


Figure 4.3 : Conditions P-T obtenues pour les unités internes HP-BT associées à l'âge obtenu sur les éclogites.

1.1.3 Les processus d'exhumation des zones internes de l'orogénèse brookienne.

Depuis les années 1990, les processus responsables de l'exhumation des unités internes HP-BT sont sujets à débats. Se font-ils en contexte compressif (c.à.d. un empilement syn-collisionnel) ou extensif (c.à.d. un détachement extensif post-collisionnel) ? Régionalement, il existe deux modèles distincts avec des implications fortes sur les processus géodynamiques à l'origine de l'exhumation des roches métamorphiques : Metamorphic Core Complex (Little et al, 1994) versus zone interne exhumée au cours de la convergence (Gottschalk, 1990, 1998).

Nos observations structurales ne montrent pas de grand détachement d'échelle crustale intra- « Schist belt », ni même le long de la faille de « Slate Creek » au sud de l'unité « Schist belt » dans la chaîne de Brooks (contrairement aux modèles de Miller et Hudson, 1991). Ainsi, les contacts observés ne sont pas marqués par une grande zone de cisaillement à faible pendage, d'échelle crustale (*détachements*) comme par exemple dans les processus d'extension post-

orogénique du domaine Egéen (Gautier et Brun, 1994). Les seuls contacts potentiellement sujet à débat sont les contacts nord et sud des unités « Nome complex » et « Kigluaik ». L'unité « Kigluaik » est un dôme plutonique associé à un métamorphisme de HT sur la péninsule de la Seward (Chap. III.2). Ce dôme pourrait être comparé aux dômes métamorphiques extensifs, observés comme en mer Egée et caractérisés par des paragenèses chaudes, dans le domaine de stabilité de la sillimanite et/ou de l'andalousite (Jolivet et al., 2008). Au sud de la montagne « Kigluaik », la limite entre les unités « Kigluaik » et « Nome complex » ne montre pas de localisation de la déformation le long d'une zone de cisaillement majeure ; la limite nord est une faille normale cassante à fort pendage. Quoiqu'il en soit, la mise en place de ce complexe plutonique est tardive (92 ± 1 Ma : Dumitru et al., 1995 ; Amato et al., 2002 ; Gottlieb et al., 2008) par rapport à l'exhumation des chaînes internes. Ils ne sont donc pas représentatifs d'un seul événement tectonique ou des mêmes conditions aux limites.

L'enveloppe thermique de l'ensemble des unités HP-BT (« Schist belt » et « Nome complex ») est caractérisée par un plateau de température à $513^\circ\text{C} \pm 25^\circ\text{C}$. Ce qui signifie que l'ensemble des zones internes a été exhumé de la même isotherme, quelle que fut sa géométrie. Cette enveloppe ne montre pas l'augmentation de température majeure (de l'ordre de plusieurs centaines de degrés) attendue sur une faible distance (l'épaisseur du détachement) au passage de l'unité supérieure à l'unité inférieure d'un « metamorphic core complex » (Huet et al., 2011).

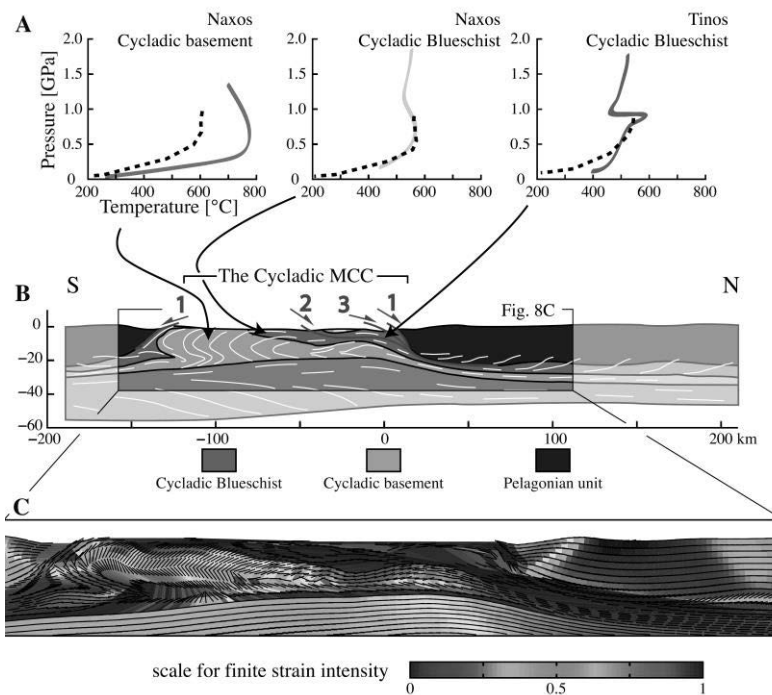


Figure 4.4 : Modélisation d'un « metamorphic core complex ». (A) Comparaison entre les chemins P-T synthétiques et naturels de Naxos et des Cyclades. (B) Géométrie et schistosité interpolées à 20 Ma avec la présence de trois détachements. (C) Profil d'intensité de déformation et pendage de la schistosité (Huet et al., 2011).

De plus, le début des chemins rétrogrades obtenus dans les unités HP-BT ne montre pas de réchauffement sensible pendant l'exhumation. Les chemins P-T proposés pour l'exhumation post-orogénique impliquent souvent un réchauffement pendant la décompression, caractérisé par un gradient métamorphique plus chaud comparé au chemins rétrogrades syn-orogénique, comme pour le dôme migmatitique de Naxos (Buick et Holand, 1989).

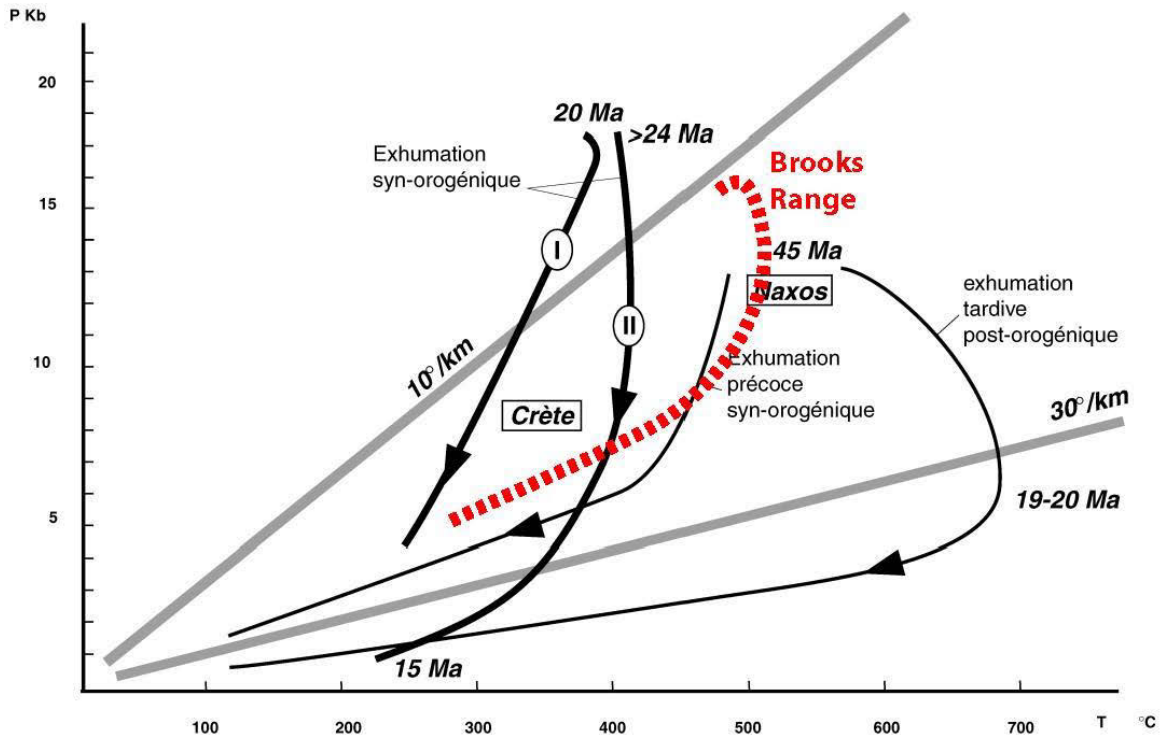


Figure 4.5. Chemin P-T de la chaîne de Brooks estimé, associé à des exemples de chemins P-T-t rétrogrades syn-orogéniques et post-orogéniques (modifié d'après Jolivet et Goffe, 2000).

Néanmoins, l'étude de la phase rétrograde tardive, actuellement contrainte par un seul point P-T doit être approfondie pour contraindre au mieux le chemin P-T des zones internes. Les roches situées au sud de la « Schist belt », non étudiées précisément dans cette thèse, pourraient constituer une contrainte supplémentaire dans la caractérisation précise de ce chemin P-T. Celles-ci sont principalement des micaschistes à épidote de plus bas grade.

Ainsi la zone géographique des températures maximales et la forme des chemins P-T des unités internes de la chaîne de Brooks ne montrent pas la signature attendue pour un processus d'exhumation post-orogénique, scénario proposé par certains auteurs (Miller et Hudson, 1991 ; Little et al., 1998). Les arguments avancés sont plutôt en faveur d'un mécanisme d'exhumation syn-orogénique des unités internes lors de la construction du prisme (Gottschalk, 1990). Les structures extensives locales (failles normales, schistosité S2 à pendage S : Fig.3.15) seraient liées à des événements plus tardifs (Extension du bassin de Koyukuk ~112 Ma : Patton et Box, 1989). La vraisemblance de ce calendrier tectonique reste à confirmer par la géométrie et les contraintes cinématiques dans les reconstructions paléogéographiques.

Ces nouvelles données permettent de répondre à un certain nombre d'interrogations évoquées au début de cette thèse (Fig.4.6). De même, à partir de ces nouvelles contraintes il est possible de proposer des reconstructions géodynamiques de la succession des différentes phases de l'orogénèse.

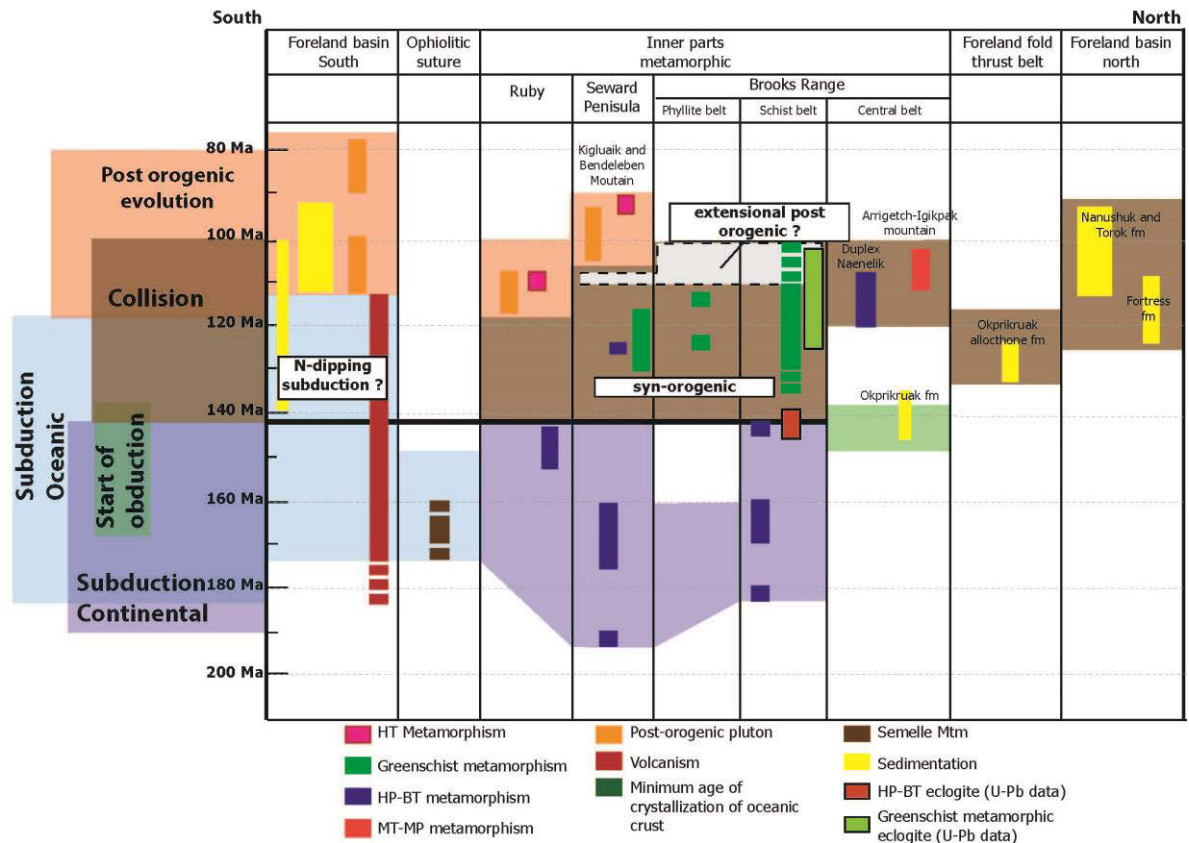


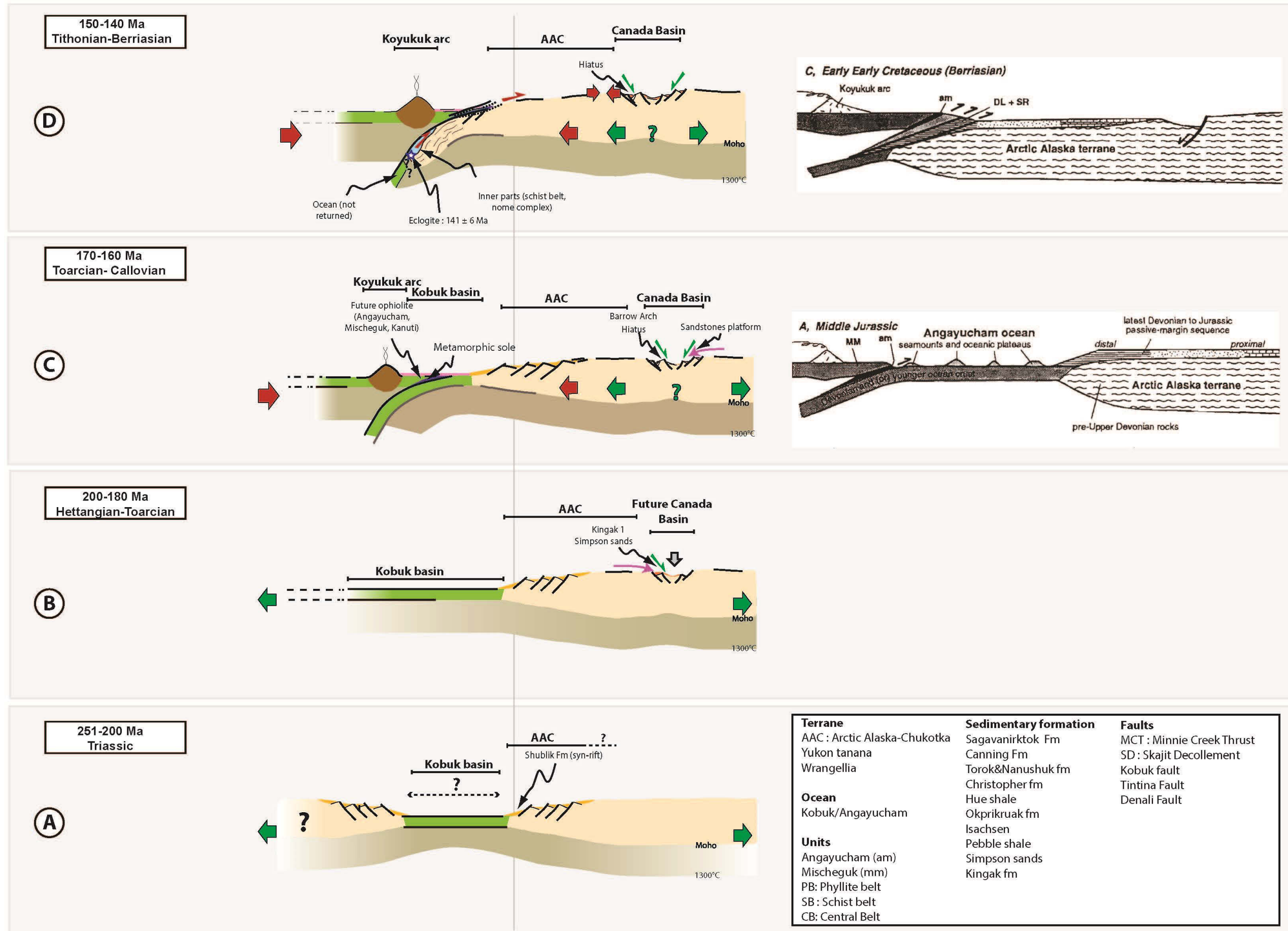
Figure 4.6 : Contraintes métamorphiques, temporelles affectant chaque unité, pour l’orogénèse brookienne à la fin de notre étude sur les zones internes de la chaîne de Brooks.

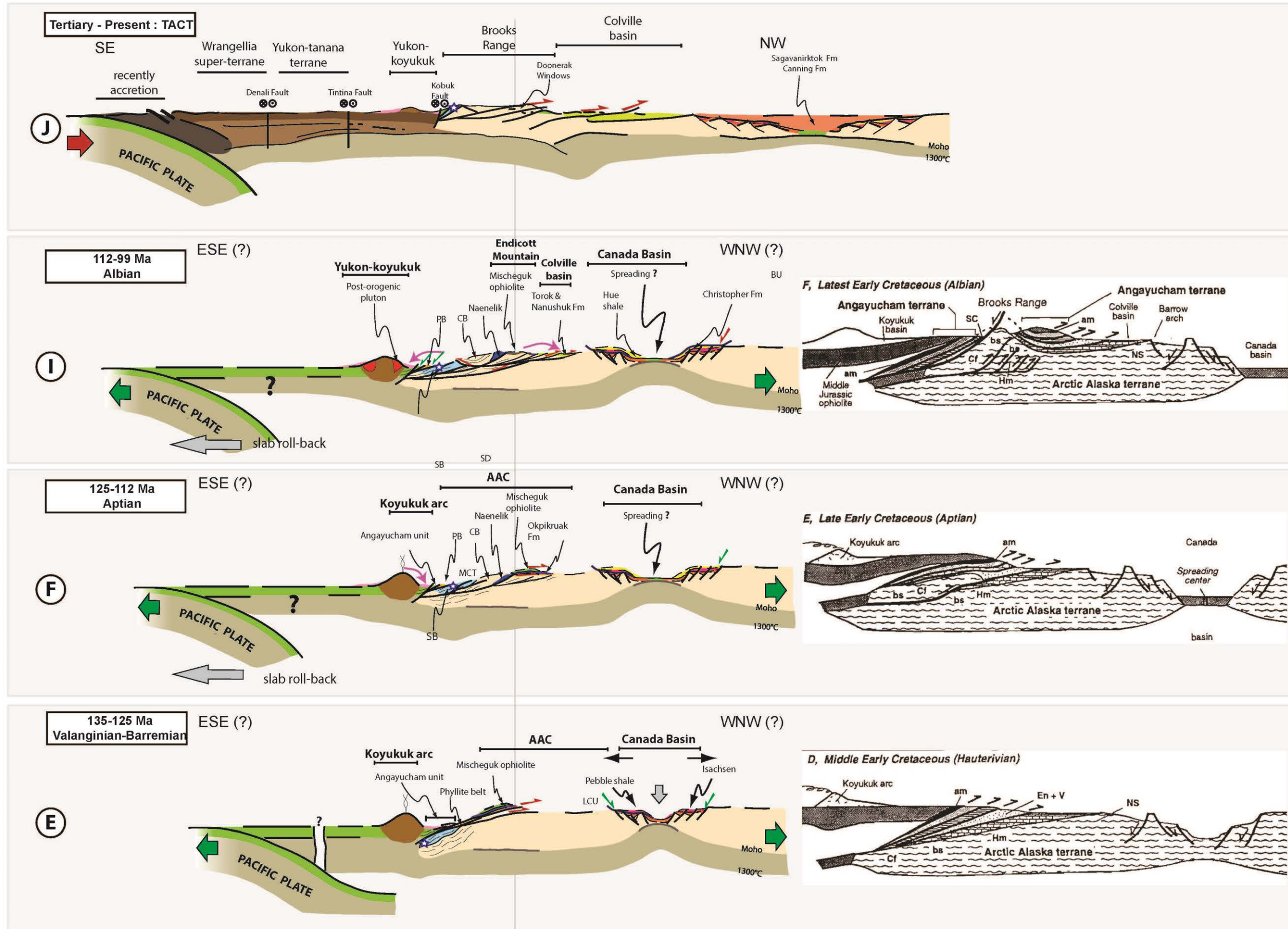
1.2 Discussions des reconstructions géodynamiques en coupe

Il n’existe que très peu de reconstructions géodynamiques à l’échelle de la chaîne. Les études se concentrant sur des zones d’intérêt économique et/ou accessibles, de nombreux modèles géodynamiques à petite échelle ont été développés.

De même, une seule reconstruction géodynamique existe faisant le lien entre le bassin canadien et l’orogénèse brookienne. Moore et al., 1992 propose une reconstruction géodynamique schématique en coupe de ce système. Par conséquent nos reconstructions géodynamiques proposées seront comparées aux reconstructions de Moore et al., 1992 . Grâce aux nouvelles contraintes acquises, nous proposons ci-dessous une reconstruction géodynamique détaillée du nord de l’Alaska au Mésozoïque de l’Hettangien à l’Albien. L’ensemble des contraintes (Tab.4.4) appliqués sur ces reconstructions sont évoqués et discutés dans les différents chapitres de ce manuscrit. Ces reconstructions permettent de montrer l’évolution des conditions aux limites et de vérifier la compatibilité des calendriers d’ouverture du bassin canadien et de l’orogénèse brookienne

Figure 4.7 : Reconstructions géodynamiques détaillées du nord de l’Alaska au Mésozoïque de l’Hettangien à l’Albien comparées avec les reconstructions de Moore et al., 1992.





Le peu d'information connu sur l'océan Kobuk montre que son rifting a probablement été initié dès le dévonien (446-359 Ma : Dillon et al., 1980) structurant la marge sud du bloc AAC. Il est interprété comme un océan de type lent, avec la création discontinue dans le temps de croûte océanique, **du Dévonien supérieur au Toarcien** (Nokleberg et al., 2000) ; (Fig. 4.7A et 4.7B).

La fermeture de l'océan Kobuk a probablement été initiée au cours **du Callovien-Toarcien** par une subduction à pendage sud, datée par la formation d'une semelle métamorphique (169-163 Ma : Harris, 1998 ; 170 ± 3 Ma : Moore et al., 1993) et d'un complexe d'arc volcanique (~175 Ma : Box et Patton, 1989) (Fig.4.7C). Dans le même temps, ou peu avant, le bloc AAC montre les premiers signes d'extension interne (Fig.4.7B) décrits dès 195 Ma dans le delta du McKenzie (Grantz et al., 2011) et dès 180 Ma par la formation « Simpson sands » au nord de la marge alaskane (Gottlieb et al., 2014 ; Houseknecht et Bird, 2004). Le haut de socle de « Barrow » a probablement été structuré au cours de cette phase (Houseknecht et Bird, 2004). Le développement des structures extensives dans le BC est donc un phénomène précoce dans l'histoire d'AAC, sans doute sans lien direct avec l'évolution de sa marge sud et le système de subduction pacifique, encore loin au Sud à cette époque.

La période Tithonien-Barrémien (150-140 Ma : Fig. 4.7D) a été marquée au sein de la chaîne de Brooks par la subduction continentale et l'obduction des nappes ophiolitiques sur AAC. Le bassin de Colville et la marge nord-alaskane montrent la présence d'un hiatus sédimentaire et d'une grande discordance marquant probablement l'implication de la chaîne dans la sédimentation sud du bassin canadien (séquence brookienne) (Fig. 4.7C).

La période Valanginienne à Aptienne (130-112 Ma ; Fig.4.7E et 4.7F) coïncide avec l'extension renouvelée dans le bassin canadien. Cette extension est indiquée dans un premiers temps par le développement de la breakup-unconformity (LCU) à la base de la formation « pebble shales », le long de la marge nord-alaskane (Houseknecht et Bird, 2004) et la potentielle breakup unconformity dans la formation intra-Isachsen du côté canadien (Embry et Beauchamp (2008). Dans un second temps, par l'océanisation de ce bassin comme évoquée dans les anciennes reconstructions (Moore et al., 1992) ou par certaines données récentes (Hutchinson et al, 2015 ; Grantz et al., 2011).

L'orogénèse brookienne précoce est marquée par (1) l'exhumation syn-orogénique de ces zones internes et la mise en place de la « Schist belt » au toit de « Minnie Creek Thrust » (MCT) ; (Gottschalk et al., 1990) ; (2) la progression de la déformation au nord par le chevauchement de la formation allochtone « Okpikruak » au sein des montagnes « Endicott » et « Long » (Moore et al., 1992) et (3) le développement du duplex de Nanielik (Till et Snee, 1995).

Le bassin du « Yukon-Koyukuk » montre les premières phases de subsidence et un apport sédimentaire volcano-clastique de l'arc « Koyukuk » (Box et Patton, 1989).

La période Albienne (Fig.4.7I) marque au sein de la chaîne de Brooks, (1) une réactivation de SCF en extension au sud de la « Schist belt » (113 ± 0.3 Ma : Blythe et al., 1998) ; (2) l'exhumation des élogites mais aussi de toute les unités internes HP-BT (114±13 Ma : Chap.III.4). L'unité « Central Belt » est marquée par un métamorphisme de collision (112-110 Ma et 105-103 Ma : Patrick et al., 1994 ; Vogl et al., 2002, Vogl, 2003) et un rétro-chevauchement associé à « Skajit décollement » (SD) ; (Ave Lallement et Oldow, 1998 ; Vogl et al., 2002).

Le bassin de Colville montre un apport sédimentaire conséquent des produits du démantèlement de la partie Ouest de la chaîne, et en particulier des unités HP-BT, formant la

séquence brookienne (Moore et al., 1992 ; Till, 1992). Ces apports alimentant les formations « Torok » et « Nanushuk » signifient la mise en surface d'unités HP-BT avant l'Albien. Ces formations sont aussitôt impliquées dans la déformation en séquence de la chaîne d'avant-pays.

Au sein du bassin du « Yukon-Koyukuk », on observe (1) la présence d'un apport sédimentaire conséquent provenant du démantèlement de la partie sud de la chaîne et associé à une forte subsidence (Patton et Box, 1989) ; (2) un arrêt de l'activité volcanique de l'arc « Koyukuk » (Box et Patton, 1989). Enfin, la mise en place de plutons post-orogénique dans le bassin du « Yukon-Koyukuk », dans « Ruby terrane » et dans la péninsule de Seward marque la véritable phase post-orogénique (Miller, 1989 ; Patton et al., 1987 ; Roeske et al., 1995)

- Implications géodynamiques

Du Callovien au Toarcien, la mise en place de la subduction de pendage sud est concomitante ou juste postérieure à l'initiation du rifting du bassin canadien. Elle semble montrer des ressemblances avec la géodynamique téthysienne où l'extension à travers l'Afrique et le début de l'océanisation coïncidant avec l'obduction de direction sud des ophiolites téthysiennes (Agard et al., 2007 ; Jolivet et al., 2015).

La période Tithonien-Berriasien (150-140 Ma) montre un couplage mécanique entre le système AAC et le système d'arc péri-Pacifique. L'océanisation du bassin canadien pourrait avoir eu lieu pendant ou après le changement de polarité de la subduction dans l'hypothèse où l'orogénèse brookienne se situe en arrière arc après sa collision avec l'arc « Koyukuk ».

Le basculement de polarité a principalement été documenté dans les systèmes de collision arc-continent dans l'Est du pacifique. L'inversion de la polarité d'une subduction suit une mécanique de collision, qui ne marque pas l'arrêt de la convergence formant une nouvelle zone de subduction derrière l'arc volcanique (Stern, 2004). La réponse de la collision de la marge Salomon avec le Plateau « Ontong Java » est le meilleur exemple de ce mode (Stern, 2004). Ainsi en Nouvelle-Guinée, la collision du plateau d'« Ontong Java » avec l'arc Salomon au Miocène (25-20 Ma dans Petterson et al, 1987) a été suivi il y a 7-8 Ma par l'apparition d'une nouvelle subduction. En revanche, l'orientation des failles normales sur la plaque supérieure formées après le basculement de la subduction (Cooper et Taylor, 1985), est incompatible avec une extension d'arrière-arc (Coleman et Kroenke, 1981).

A Taiwan, la collision de la marge chinoise avec l'arc de Luzon, s'est effectué entre 4 et 8 Ma (6.5 : Beyssac et al., 2007). Le volcanisme de l'arc de Luzon semble s'arrêter à 8 Ma (Ho, 1986) soit un peu avant ou au début de la collision. Cette collision a permis l'exhumation des schistes bleus, possédant des pressions et températures similaires à l'unité de la « Schist belt » et marquant la transition subduction-collision (Beyssac et al., 2008). Cependant aucune extension n'a été décrite dans la marge chinoise depuis l'initiation de la collision (Fig. 4.8).

Le basculement de la subduction est également mentionné dans les reconstructions paléogéodynamiques de l'Asie du sud-est (Pubellier et Méresse, 2013), mais aucune extension n'est documentée dans des plaques supérieures après ce « subduction flip ».

Enfin au Timor, la collision à 5 Ma entre la plaque australienne et l'arc de Banda (Price et Audley-Charles, 1987) a provoquée des mouvements verticaux complexes au sein de la plaque supérieure, mais aucun enregistrement d'extension claire (Fig.4.8).

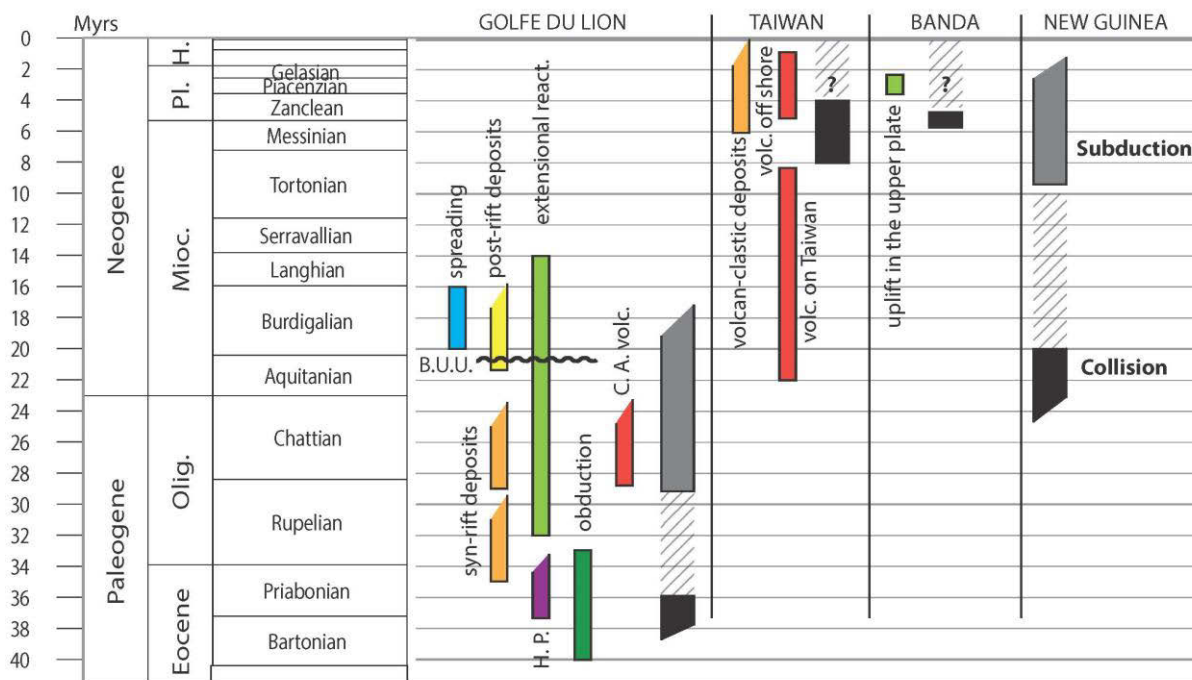


Figure 4.8 : Compilation des contraintes existantes et décrits dans la littérature sur le basculement de polarité d'une subduction dans le golfe du Lion (Lacombe et Jolivet, 2005 ; Jolivet et al., 1990 ; Bézert et Caby, 1988 ; Séranne, 1999 ; Speranza et al., 2003), à Taiwan (Beyssac et al., 2007 ; 2008 ; Ho, 1986), au Timor (Price et Audley-Charles, 1987) et en Nouvelle Guinée (Stern, 2004 ; Petterson et al, 1987 ; Cooper et Taylor, 1985 ; Coleman et Kroenke, 1981).

Ainsi, dans la plupart des cas, le basculement de polarité de subduction nécessite au minimum 10 Ma et ne produit pas d'extension dans la plaque supérieure. Le seul cas aujourd'hui décrit, mais n'impliquant pas un arc volcanique, est celui de la subduction alpine et tyrrhénienne et l'ouverture du golfe du Lion (Fig.4.8 et 4.9).

Il faut noter dans ce cas que la région considérée est à la limite Sud-Ouest de la subduction alpine (Corse) progressant des Alpes vers la Provence, et de la subduction tyrrhénienne qui se propage du sud vers le nord (Lacombe et Jolivet, 2005 : Fig.4.9).

En Corse, les marqueurs de la subduction alpine à pendage sud sont observés par une unité HP dans le Tende marquant l'implication de la marge dans la subduction datée de 37 Ma (Bézert et Caby, 1988) et par le charriage des unités océanique de la Balagne sur la marge datée de 40 à 33 Ma (Jolivet et al., 1990) ; (Fig.4.8). Les reconstructions cinématiques (Lacombe et Jolivet, 2005) suggèrent que subduction tyrrhénienne à pendage nord possédant une orientation Nord-Est- Sud-Ouest au sud de la plaque ibérique était probablement déjà active au Paléocène-Eocène (50 Ma) ; (Fig.4.8).

Les premières phases de rifting sont décrites dès 35 Ma par le rifting Ouest Européen (Séranne, 1999) et dès 32 Ma par la reprise en extension de contacts chevauchants en Corse (Jolivet et al., 2003). Cependant, ce n'est qu'à 30 Ma qu'on observe les premières phases de rifting dans le golfe du Lion associé au retrait du slab (Séranne, 1999). Le golfe du Lion montre par la suite une phase d'océanisation à 20-19 Ma (Speranza et al., 2003) précédée par la breakup-unconformity à 20 Ma décrite en Camargue (Séranne, 1995) ; (Fig.4.8).

Il a donc fallu 7 Ma après le blocage de la subduction alpine (37Ma : Bézert et Caby, 1988) pour avoir le début du rifting arrière-arc (30 Ma : Séranne, 1999), pouvant potentiellement expliquer

pourquoi dans les cas récents de basculement de polarité de subduction, on n'observe pas de rifting (?).

En rapprochant ce modèle à notre cas d'étude, nous n'observerions pas un basculement de polarité cylindrique de la subduction, mais un basculement par une position relative (Fig.4.9). Ces modèles nous montrent qu'il faut raisonner sur des modèles paléogéographiques sur la sphère pour comprendre la cinématique globale de l'ouverture du bassin canadien.

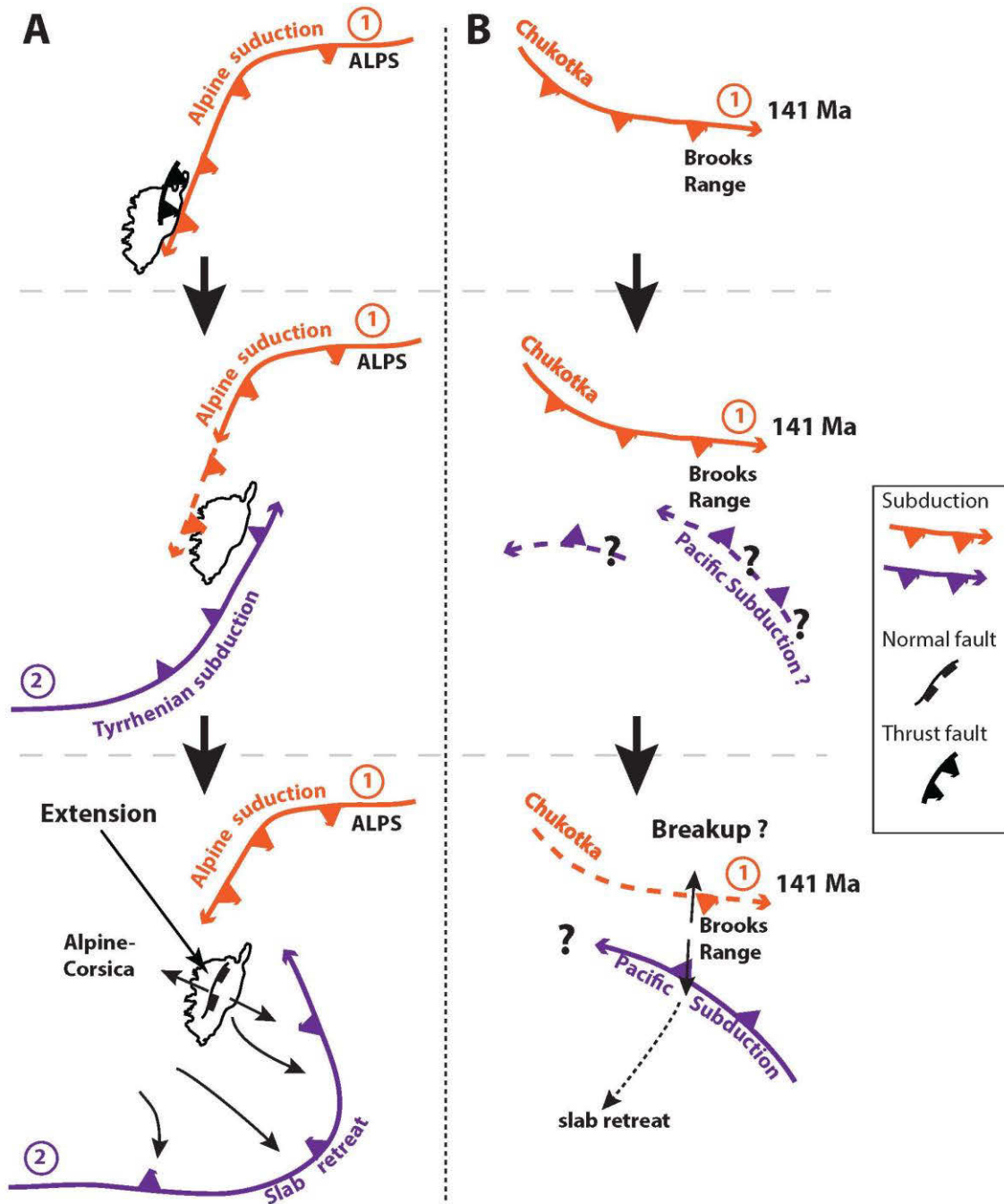


Figure 4.9 : (A) Représentation schématique évolutive de la Corse à l'intersection entre la subduction alpine et la subduction tyrrhénienne à l'Eocène (modifiée d'après Lacombe et Jolivet, 2005). (B) Comparaison et mise en contexte à notre étude du système décrit par Lacombe et Jolivet., 2005, avec la subduction pacifique à pendage nord et la subduction Kobuk à pendage sud permettant la fermeture de l'océan Kobuk et la collision de « AAC terrane » avec l'arc « Koyukuk » (créant l'orogénèse brookienne).

2 G-Plates : support des modèles paléogéographiques, des contraintes cinématiques.

Comprendre les processus tectoniques et géodynamiques conduisant à la configuration actuelle de la Terre implique d'étudier les données et les modèles d'une grande variété de disciplines : géochimie, géochronologie, géophysique, mais aussi la cinématique globale et la dynamique du manteau. Toutes ces données représentent un cadre temporel 1D et spatial 3D, pouvant être plus facilement exploitables par des logiciels de reconstitutions paléogéographiques.

2.1 Le logiciel G-Plates

2.1.1 Le logiciel

GPlates est un logiciel pour la visualisation interactive des plaques tectoniques, il permet à la fois la visualisation et la manipulation des reconstructions des plaques tectoniques et des contraintes à travers les temps géologiques. Les reconstructions tectoniques, les orientations et les mouvements des plaques tectoniques au cours du temps sont calculés à des positions probables, sur la base du rapport des positions de plaques à différents moments dans le passé, déduit de données géologiques, géophysiques. Les données paléo-géographiques peuvent être fixées aux plaques simulées, permettant de retracer les mouvements et les interactions des contraintes au cours du temps. GPlates a été développé principalement grâce au projet « EarthByte » (« AuScope National Collaborative Research Infrastructure Strategy » (NCRIS)) à l'université de Sydney, à la division géologique et des sciences planétaires au CalTech et au centre pour la géodynamique du « Norwegian Geological Survey » (NGU) ».

2.1.2 Contraintes initiales présentes

Le logiciel comprend certaines contraintes de base comme la compilation mondiale des limites de plaques tectoniques, les limites des croûtes continentales et océaniques connues, les rotations des principales plaques tectoniques, ainsi que des données de paléomagnétisme.

2.2 Méthodologie

2.2.1 L'aspect des contraintes

Les reconstructions paléogéographiques utilisent trois types d'objets géométriques : des polygones, des lignes et des points. Les polygones définissent des blocs, créés par l'utilisateur ou empruntés à la base initiale de G-Plates en fonction de contraintes et processus subis par ce bloc. Dans le cadre de notre étude, nous avons dû par exemple créer le bloc « Schist Belt », mais nous avons pu utiliser le bloc « North America » de la base initiale. Les lignes et les points définissent des contraintes géologiques ou géophysiques, comme une zone de suture, de rifting (ligne), ou un lieu de début de rifting, de magmatisme à un âge précis (point).

Ces types d'objets géométriques doivent être définis avant de commencer les reconstructions paléogéographiques. Il faut déterminer (1) le nombre et la taille des blocs, en fonction des contraintes et des processus affectant ces blocs, (2) les zones de sutures, de collisions, de rifting, de déformations... (3) l'emplacement des contraintes et leurs caractéristiques.

Enfin, la forme géométrique des blocs et leur nombre peuvent subir des changements lors des reconstructions paléogéographiques liés à des déformations non accommodables par un seul bloc ou à de nouvelles contraintes.

2.2.2 La création des blocs et d'une base de données des contraintes

Il est possible de créer des blocs et une base de données directement sous G-Plates. Dans ce travail, nous avons fait le choix d'utiliser un système de géoréférencement (e.g Arcgis/Mapublisher) permettant d'obtenir une précision importante sur la géométrie et l'emplacement de nos blocs, au plus proche de la géométrie observable actuellement. Le procédé a été le même pour les lignes et les points, permettant une localisation précise de nos contraintes. Une telle précision est nécessaire pour obtenir de bonnes reconstructions paléogéographiques au cours des temps géologiques, et pour déterminer les processus affectant ces blocs. Par exemple, une géométrie mal définie peut générer des vides ou des recouvrements artefactuels simulant des collisions ou des extensions aux limites de blocs.

La création des blocs, lignes et points est accompagnée d'une table d'attribut permettant de caractériser la forme géométrique, comme l'âge, la contrainte, la description, la référence bibliographique... Cette table d'attribut doit respecter un certain format d'entrée pour G-Plates, associée à certains paramètres (Tab.4.1). Enfin, la projection de l'ensemble des données doit être obligatoirement en WSG84.

Feature property	Default attribute field name	Explanation	Expected values
PlateID	PLATEID	The reconstruction plateID for the feature	Integer
Feature type	TYPE	The type (e.g. Coastline, COB) of the feature	Two letter code
Begin	FROMAGE	The time of disappearance of the feature	Numerical
End	TOAGE	Begin The time of appearance of the feature	Numerical
Description	DESC	A description of the feature	Text

Tableau 4.1 : Attributs obligatoire dans G-Plates.

2.2.3 L'incrémentation dans le modèle G-Plates

L'ensemble des objets géométriques et leurs tables attributaires sont ensuite importés dans la base de G-Plates. Cette base contient principalement deux types de fichiers. Un fichier « reconstructed geometry » ou l'on trouve toutes les formes géométriques, et un fichier de rotation « reconstructed Tree » ou chaque forme géométrique est associée à un pôle de rotation eulérien. Sans le fichier de rotation, les formes géométriques ne pourraient pas bouger au cours des temps géologiques. Le fichier importé va former le fichier « reconstructed geometry ». Chaque géométrie importée doit être incrémentée à une entité connue du fichier « reconstructed Tree » ou doit être créée dans ce même fichier.

PlateID	Age	Latitude	Longitude	Angle	Fixed Plate ID	Reference
101	0	0	0	0	714	NAM-NWA North America- Northwest Africa
101	10.9	81.0	22.9	2.84	714	NAM-NWA An5 Muller et.al 1999
1011	0	0	0	0	101	CPM-NAM – NWA Lemonnier, 2015

Tableau4.2 : exemple du fichier « reconstructed Tree »

En fonction de leurs caractéristiques, les blocs doivent être incrémentés à une entité connue ou créée dans la base « reconstructed Tree ». Par exemple, le bloc NAM correspond à l'entité « 101 » ou « North slope à « 103 ». Dans le cas où le bloc est un bloc créé n'existant pas dans la base de données de G-Plates, il faut le rajouter dans « reconstructed Tree » en y ajoutant un numéro « PlateID » et les paramètres nécessaires du tableau 4.2. La connaissance de ce bloc est importante pour savoir à quel bloc il doit se rattacher. Par exemple, le bloc « Canada passive margin » créé est rattaché au numéro 1011 possédant une latitude et longitude de l'actuel (correspondant à 0-0) à 0 Ma et fixé par le bloc NAM (bloc possédant une histoire similaire à sa marge passive canadienne). In fine, l'absence initiale de contraintes sur ce bloc sera corrigée lors des différentes incréments temporelles.

Les lignes et les points doivent être incrémentés en fonction de leurs caractéristiques à une entité connue puis au fichier « reconstructed Tree ». Par exemple une faille décrochante senestre située sur le bloc Amérique du nord est traduite par « Fault », « Strike slip », « Right lateral » et incrémentée dans le fichier « reconstructed Tree » par « reconstructionPlateID » « 101 ».

2.2.4 L'incrémentation des contraintes dans le modèle

Après avoir incrémenté chaque bloc, lignes et points, dans la base de G-Plates, il faut directement appliquer dans le modèle les contraintes liées aux lignes et aux points selon l'âge correspondant. Ainsi, chaque bloc, lignes vont subir des transformations selon les contraintes connues associées à leurs âges. Ces transformations s'enregistrent directement dans la base « reconstructed Tree ».

Chaque transformation est liée à une rotation Eulérienne définie par un pôle de rotation. Dans le cas où cette rotation n'est pas connue, G-plates permet de calculer la rotation d'un point initial à l'actuel à un point final dans le passé. Cependant, il ne peut pas directement incrémenter cette rotation dans le modèle. Cela nous oblige à déplacer manuellement le bloc au temps passé souhaiter avec le pôle de rotation calculé. Cependant, il est à noter que cette rotation entre le t0 et t1 doit respecter les contraintes sur le bloc modifié mais aussi les contraintes sur les blocs adjacents. Une rotation permettant de faire remonter un bloc 1 par rapport à un bloc 2 adjacent (chevauchement) entre t0 et t1 ne peut pas fonctionner si aucune donnée ne mentionnent une phase compressive entre ces blocs. Il se peut qu'il faille introduire une ou des phases intermédiaires entre t0 et t1 ou que la contrainte sur le bloc 2 soit mal exprimée.

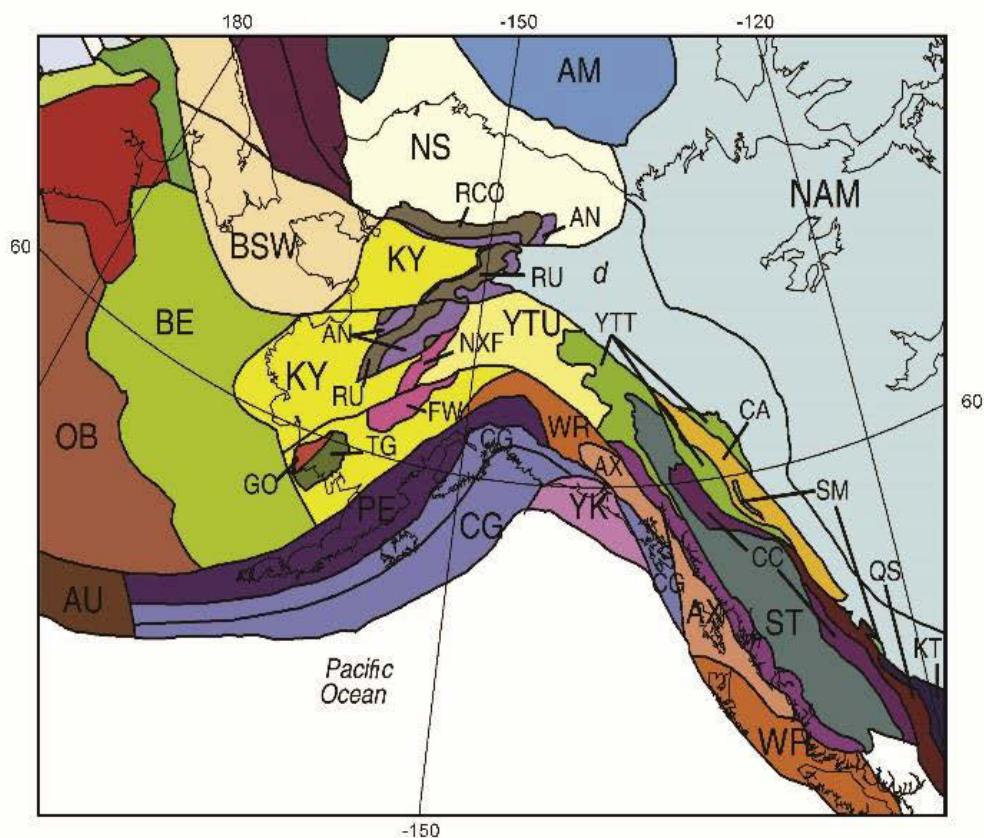
2.3 Ensemble des contraintes et blocs appliquées aux modèles paléogéographiques

Peu de reconstructions paléogéographiques méso-cénozoïques existent actuellement sur le bassin canadien et la péninsule alaskane. En outre, de nombreuses contraintes acquises depuis 15 ans sur ces objets d'études ne sont pas incluses aux reconstitutions existantes (Plafker et Berg, 1994 et Nokleberg, 2000). Récemment, un modèle paléogéographique a été proposé pour l'ensemble du Pacifique Nord avec en particulier un scénario pour l'ouverture du bassin canadien (Shephard et al., 2013). Cependant, dans ce modèle, une grande partie de l'histoire de la péninsule alaskane n'est pas intégrée. Les phases de déformation cénozoïque au sud de la péninsule associées aux failles décrochantes majeures, la possible rotation de « Ruby terrane » (antihoraire ou horaire ?), la mise en place de de l'arc « Koyukuk », ou encore le raccourcissement en deux temps de la chaîne de Brooks ne sont entre autres pas implémentés.

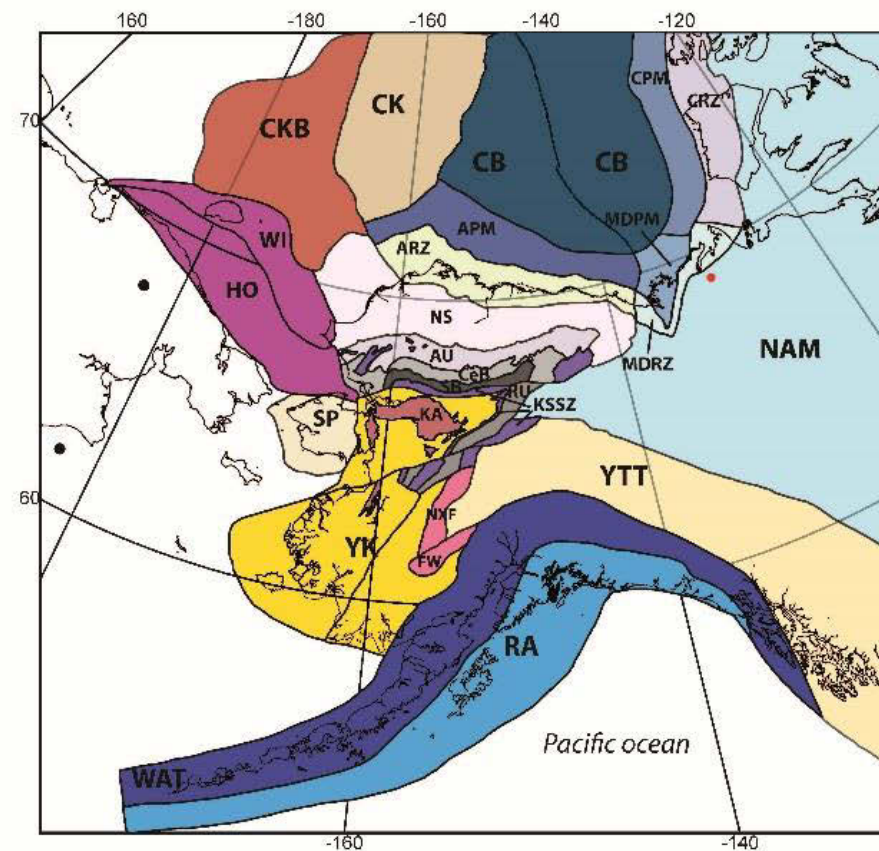
2.3.1 Blocs pris en compte.

Peu de reconstructions paléogéographiques existent sur la péninsule alaskane et le bassin canadien. De cette manière, une grande partie des blocs définis pour cette étude ont dû être créés et incrémentés dans la base de données de G-Plates.

Ces blocs sont mis en regard avec les dernières constructions paléogéographiques (Shephard et al., 2013) effectuées sur le logiciel G-Plates. Notre zone d'étude étant principalement axée sur la reconstruction du bassin canadien en lien avec l'orogénèse brookienne, le détail des blocs au nord de la péninsule alaskane est ainsi complexifié. Au contraire, les blocs situés au sud de la péninsule alaskane en sont simplifiés ne gardant que des conditions limites à l'orogénèse brookienne et ainsi à l'ouverture du bassin canadien (Fig.1.10 et Tab.4.3). Ces blocs ont été définies d'une part par leur nature (« Kobuk suture », « Yukon-Koyukuk basin », « North slope »...) mais aussi par les processus les affectants (« Schist belt » : HP-BT, « Allocthone Unit », « Alaska passive margin »...).



AM Amerasia Basin, AN Angayucham Terranes, AU Aleutian Arc, AX Alexander Terrane (Wrangellia Superterrane), BE Bering Shelf, BSW Bearing-Seward, CA Cassiar Terrane, CC Cache Creek, CG Chugach, d NAM west of eastern limit of Cordilleran deformation, GO Goodnews, FW Farewell-Dillingen-Mystic, KY Koyukuk, KT Kootenay, m metamorphic rocks, NAM North America (miogeocline), NS North Slope (Alaska), NXF Nixon-Fork, OB Outer Bering, PE Peninsula (Wrangellia Superterrane), QS Quesnellia, RCO Ruby-Coldfoot, RU Ruby, SM Slide Mountain, ST Stikinia, TG Togiak, WR Wrangellia (Wrangellia Superterrane), YK Yakutat, YTT Yukon-Tanana, YTU Yukon-Tanana Upland (North America Basinal).



APM Alaskan Passive Margin, AU Allochton Unit (Endicott Mountain, Long Mountain), ARZ Alaskan rifting zone, CB Canada Basin, CeB Central Belt, CK Chukchi Plateau, CKB Chukchi basin (north basin, south basin), CPM Canadian Passive Margin, CRZ Canadian Rifting Zone, FW Farewell-Dillingen-Mystic, HO Hope Basin, KA Koyukuk Arc, KSSZ Kobuk Sea Suture Zone, NAM North America, MDRZ MacKenzie Delta Rifting Zone, MDRZ MacKenzie Delta Rifting Zone, NS North Slope, NXF Nixon-Fork, SB Schist Belt, SP Seward Peninsula, RA Recent Accretion, RU Ruby, WAT Wrangellia Superterrane, WI Wrangell Island, YK Yukon-Koyukuk basin, YTT Yukon Tanana. Red circle : Rotation pole (Halgedahl et Jarrard, 1987), black circle : Magnetic pole (Halgedahl et Jarrard, 1987).

Figure 4.10 : Ensemble simplifié des grandes caractéristiques tectoniques et des provinces utilisées dans les reconstructions paléogéographiques. (A) Bloc défini par Shephard et al., 2013°. (B) Blocs définis dans nos modèles paléogéographiques.

PLATEID	Acronym	Feature type	Name	Name_2	Tectonics environments	reference
101	NAM	Terrane boundary	North america margin	North america margin	passive continental margin	Shepard and al., 2013
103	NS	Terrane boundary	North slope	North slope	Basin and accretionary wedge	
112	CK	Terrane boundary	Chukchi Plateau	Chukchi Plateau		
125	YTT	Terrane boundary	Yukon Tanana terrane	Yukon Tanana terrane	Island arc and accretionary wedge	Shepard and al., 2013
126	WAT	Terrane boundary	Wrangellia	Alexander, Peninsular and Wrangellia terranes	Island arc and accretionary wedge	
155	FW	Terrane boundary	Farewell terrane	Farewell terrane	passive continental margin	
161	RUBY1	Terrane boundary	Ruby terrane	Ruby terrane	metamorphosed continental margin	Shephard and al., 2013
182	KT1	Terrane boundary	Koyukuk terrane	Koyukuk terrane	Island arc	
1001	SB	Terrane boundary	Schist belt	Schist belt+ Phyllite belt	metamorphosed continental margin	
1002	SP	Terrane boundary	Seward peninsula	Seward peninsula	metamorphosed continental margin	
1004	CB1	Terrane boundary	Canada basin right	Canada basin right	oceanic crust	
1003	CB2	Terrane boundary	Canada basin left	Canada basin left	oceanic crust	
1006	KSSZ	Terrane boundary	Kobuk sea suture zone	Angayucham terrane	subduction zone	
1007	KSSZ	Terrane boundary	Kobuk sea suture zone	angayucham terrane	subduction zone	
1008	KSSZ	Terrane boundary	Kobuk sea suture zone	Iyokrok	subduction zone	
1009	KSSZ	Terrane boundary	Kobuk sea suture zone	tozitna terrane	subduction zone	
1010	KSSZ	Terrane boundary	Kobuk sea suture zone	tozitna terrane	subduction zone	
1011	CPM	Terrane boundary	canada passive margin	canada passive margin	passive continental margin	
1012	MDPM	Terrane boundary	McKenzie Delta passive margin	Delta passive margin	passive continental margin	houseknecht and al., 2004
1013	MDRZ	Terrane boundary	Mackenzie Delta Rifting Zone	Mackenzie Delta Rifting Z	rifting continental margin	houseknecht and al., 2004
1014	CRZ	Terrane boundary	Canada rifting zone	Canada rifting zone	rifting continental margin	houseknecht and al., 2004
1015	ARZ	Terrane boundary	Alaska rifting zone	Alaska rifting zone	rifting continental margin	houseknecht and al., 2004
1016	APM	Terrane boundary	Alaska passive margin	Alaska passive margin	passive continental margin	houseknecht and al., 2004
1018	AU	Terrane boundary	Allochtone unit	Endicott mountains, Long mountains	continental margin	
1019	CeB	Terrane boundary	Central Belt	Central Belt	continental margin	
1021	HO	Terrane boundary	Hope basin	Hope basin	Basin	
1022	CKB	Terrane boundary	Chukchi basin	Chukchi basin	Basin	Shephard and al., 2013
1023	KSSZ	Terrane boundary	Kobuk sea suture zone	Iyokrok	subduction zone	Shephard and al., 2013
1024	YK3	Terrane boundary	Yukon koyukuk basin	Yukon koyukuk basin	Basin	
1026	KSSZ	Terrane boundary	Kobuk sea suture zone	Avan Hills/Misheguk	subduction zone	
1027	KSSZ	Terrane boundary	Kobuk sea suture zone		subduction zone	
1028	KSSZ	Terrane boundary	Kobuk sea suture zone	Siniktanneyak	subduction zone	
1029	NXF	Terrane boundary	NIXON FORK TERRANE	NIXON FORK TERRANE	passive continental margin	
1062	RUBY2	Terrane boundary	Ruby terrane	Ruby terrane	metamorphosed continental margin	
1063	RUBY3	Terrane boundary	Ruby terrane	Ruby terrane	metamorphosed continental margin	Shephard and al., 2013
1063	RUBY3	Terrane boundary	Ruby terrane	Ruby terrane	metamorphosed continental margin	

Tableau 4.3 : Ensemble des blocs définis et incrémenté dans G-Plates.

2.3.2 Contraintes implémentées dans les modèles paléogéographiques

L'ensemble des contraintes appliquées ici comprend les données de la littérature (Cf. Chap. I) et les données acquises au cours de cette thèse (cf. Chap. II et Chap. III). Elles sont résumées dans le tableau 4.4 mais discutées dans les différentes parties de cette thèse. Ces contraintes comprennent principalement les données connues sur l'ouverture du bassin canadien et ses marges canadienne et alaskane. Il intègre l'ensemble des données des « terranes » nord de la péninsule alaskane où s'est développée l'orogénèse brookienne. Enfin, il intègre les conditions aux limites du système pacifique grâce aux « terranes » sud accolés au Cénozoïque, où les mouvements sont essentiellement accommodés par de grandes failles décrochantes.

Tableau 4.4: Résumé des principaux événements temporels utilisés dans les paléogéographiques incluant certains d'événements antérieurs à titre de référence. La plupart de ces contraintes sont discutées dans les chapitre I, II et III.

	Area	Feature	Timing	Main references		Area	Feature	Timing	Main references	
Canada basin	Canada basin rifting	Prince Patrick Island	syn-rift sediments : sandy point Fm	176-172 Ma	Harrison and Brent, 2005	basin subsidence	Prince Patrick Island	McConnell Fm : marine shale	172-165 Ma	Harrison and Brent, 2005
		Banks Island	syn-rift sediments : formation wilkie point Fm	161 Ma	Miall, 1979		Banks Island	Mould bay : marine shale	161 -136 Ma	Miall, 1979
		Sverdup basin	soulèvement est souligné par une discordance and un apport quasi-nul de sédiments	base Bajocian (171 Ma)	Embry and Beauchamp, 2008 ; Embry, 2011		Sverdup basin	Awingak fm : deltaic deposits	156 Ma-150 Ma	Harrison and Brent, 2005 ; Embry and Beauchamp, 2008
		Sverdup basin	major tectonic reorganization	171-161 Ma	Embry and Beauchamp, 2008 ; Embry, 2011		Sverdup basin	Ringnes fm (sandstones) and Deer bay fm (marine shale)	161 Ma-136 Ma	Harrison and Brent, 2005 ; Embry and Beauchamp, 2008
		Sverdup basin	sandstone continental shelf	164-161 Ma	Embry and Beauchamp, 2008 ; Embry, 2011	Breakup-unconformity	Banks Island	Breakup-unconformity : top Christopher fm	99.6 Ma	Harrison and Brent, 2005; Miall, 1979
		Kugmallit Trough	Kugmallit trough	195	Grantz and al., 2011,		Sverdup basin	Breakup-unconformity : top Christopher fm	99.6 Ma	Embry and Dixon, 1990
		Kugmallit Trough	syn-rift sediments : Bug Creek Group	195 Ma	Molenaar and al., 1987, Grantz, 1979 ; Grantz and al., 2011		Ellesmere island	intra-Isachsen unconformity	130 Ma	Embry and Beauchamp 2008
		Eskimo Lakes Fault zones	Normal faults system	195 Ma	Grantz and al., 2011 ; Mickey and al., 2002		Melville island	intra-Isachsen unconformity	130 Ma	Embry and Beauchamp 2008
		Barrow arch	Simpson sand Fm	180 Ma	Houseknecht, 2001		Eskimo lakes fault zone	Breakup-unconformity : top Arctic Red	100 Ma	Embry and Dixon, 1990
		Barrow arch	A contribution from the south is corroborated by the signature of detrital zircons	181 Ma	Gottlieb and al., 2014		Eskimo lakes fault zone	Breakup-unconformity : top Kamik	130 Ma	Grantz and al., 2011 basée sur Dixon, 1996
		Barrow arch	Kuparuk fm : shallow marine and sandstones with dominant contributions from the north-east	140-130 Ma	Carman, 1983		North Alaskan margin	Breakup-unconformity : top Kingak	130 Ma	Houseknecht and Bird, 2004
		1002 area	Rifting aborted : Kingak Fm (K2 sequence)	Oxfordien-Kimmeridgien (160-150 Ma)	Houseknecht and Bird 2004 Hubbard and al., 1987		North Alaskan margin	Breakup-unconformity	100 Ma	Embry and Dixon, 1990
		1002 area	Rifting succeeded : Kingak Fm (K4 sequence)	136-130 Ma	Houseknecht and Bird 2004 Hubbard and al., 1987	Spreading	Canada basin	Spreading	post 100 Ma	Grantz and may, 1983 Moore and al., 1992
		Dinkum graben	interpreted as a fossil valley rift containing sedimentary rocks of Jurassic and Cretaceous	185- 190 Ma	Moore and al., 1992		Canada basin	Spreading	post 118 Ma to 83-79 Ma	Sweneey, 1985
		Barrow Arch	upflit	Oxfordian-Kimmeridgian (~160-155 Ma)	Houseknecht and Bird, 2004		Canada basin	M04n M02n chron ; M0r-M4 chron	131-127.5 Ma	Grantz and al., 2011, Hutchinson and al., 2015
		North Alaskan margin	sismic	pre-oxfordien	Phd Lemonnier		Amerasia basin / Canada basin	spreading	142.5	Alvey and al., 2008

	Area	Feature	Timing	Main references		Area	Feature	Timing	Main references	
Brookian orogeny	Kobuk Subduction	island arc koyukuk	Volcanic flows	175-145.5 Ma	Box and Patton, 1989	Brokian orogeny	Schist belt	HP-BT metamorphism		Gottschalk, 1988 and 1998
		island arc koyukuk	Volcanic flows	145-133 Ma	Box and Patton, 1989		Schist belt	HP-BT metamorphism		Gottschalk, 1988 and 1998
		island arc koyukuk	Volcanic flows	133-112 Ma	Box and Patton, 1990		Kokrines Hills	HP-BT metamorphism		Roeske and al., 1995
		island arc koyukuk	South dip subduction	160-142.6 Ma	Plafker and Berg 1994, Nokleberg and al., 2000; Shephard and al., 2015		Nome complex	HP-BT metamorphism		Thurston, 1985; Patrick and Evans, 1989
		island arc koyukuk	North dip subduction	142.5-120.1 Ma	Plafker and Berg 1994, Nokleberg and al., 2000; Shephard and al., 2015		Nome complex	HP-BT metamorphism		Thurston, 1985; Patrick and Evans, 1990
		island arc koyukuk	Begin subduction pendage nord	135 Ma	Blythe and Bird, 1996		Ruby	HP-BT metamorphism	144 ± 1 Ma	Roeske and al., 1995
		island arc koyukuk	Subduction pendage nord	jurassique	Miller and Hudson, 1991		Schist belt	HP-BT metamorphism	171,4 ± 0,4 et 167,9 ± 0,6 Ma	Christiansen and Snee, 1994
		metamorphic sole	metamorphic sole : subduction initiation	169-163 ± 2-4 Ma	Wirth and al., 1992; Harris, 1998		Schist belt	HP-BT metamorphism	182 ± 6 et 159 ± 6 Ma	Armstrong and al., 1986
	metamorphic sole	metamorphic sole : subduction initiation	170 ± 3 Ma	Moore and al., 1993	Schist belt	HP-BT metamorphism	142 Ma	Gottschalk and Snee, 1998		
	Brookian orogeny	Long Mountains	Beginning of Brookian sequence	Berriasian (145-140 Ma)	Moore and al., 1992	Nome complex	HP-BT metamorphism	160 ± 26 Ma et 170 ± 80 Ma	Armstrong and al., 1986	
		«Endicott Mountains	Beginning of Brookian sequence	Valanginian (140-136 Ma)	Moore and al., 1992	Nome complex	HP-BT metamorphism	162 ± 6 Ma	Armstrong and al., 1986	
		Maiyumerak Mountains and Avan Hills	obduction	149-137 Ma	Wirth and al., 1993	Nome complex	HP-BT metamorphism	164 ± 6 Ma, 194 ± 7 Ma et 175 ± 7 Ma	Armstrong and al., 1986	
Schist belt		subduction-collision transition	141 ± 6 Ma	Phd Lemonnier	Nome complex	HP-BT metamorphism peak	160 Ma	Armstrong and al., 1986		

	Area	Feature	Timing	Main references	Area	Feature	Timing	Main references		
Brookian orogeny	Inner parts exhumation (Brookian orogeny)	Schist belt	retromorphose metamorphism		Gottschalk, 1998	Late evolution of the chain	Ruby terrane : les Kokrines Hills	post-orogenic magmatism	118 ± 3 Ma	Roeske and al., 1995
		Schist belt	retromorphose metamorphism	130-110 Ma	Gottschalk and Snee, 1998		Ruby terrane : montagnes de Ray	post-orogenic magmatism	109- 112 Ma	Patton and al., 1987
		Nome complex	retromorphose metamorphism	125-116 Ma	Hannula and McWilliams, 1995		bassin Ouest du Yukon Koyukuk	post-orogenic magmatism	112-98 Ma	Miller, 1989
		Schist belt	retromorphose metamorphism	130-120 Ma	Blythe and al., 1996 , 1998		péninsule de Seward : Bendeleben moutain	post-orogenic magmatism	104 ± 1 Ma	Amato and al., 2002
		Schist belt	deformation	182-142 Ma	Gottschalk, 1990, Little and al., 1994		péninsule de Seward : Kigluaik Mountain	post-orogenic magmatism	92 ± 1 Ma	Amato and al., 2002
		Phyllite belt	deformation	130 à ~110 Ma (124 ± 1 Ma)	Gottschalk, 1998		Est du bassin du Yukon-Koyukuk	post-orogenic magmatism	89-78 Ma	Miller and al., 1989
		Schist belt (florence Creek)	extension	de 130 à ~110 Ma	Little and al., 1994 and Law and al., 1994		péninsule de Seward : Kigluaik Mountain	HT metamorphism	91 ± 1 Ma	Lieberman, 1988
		Inner part	compression	de 130 à ~110 Ma	Gottschalk, 1990		Ruby terrane	HT metamorphism	109 ± 1 Ma	Roeske and al., 1995
		Schist belt (Wiseman)	post-orogenic extension	103 à 95 Ma	Christiansen and Snee, 1994 ; Gottschalk, 1998		bassin de Colville	Torok and Nanushuk fm	113-93 Ma	Till, 1992
		Fault between Phyllite belt and Schist belt	extensive movement	113 ± 0.3 Ma	Blythe and al., 1998		bassin du Yukon-Koyukuk	yukon-koyukuk fm	Albian-Cenomanian	Patton and Box, 1989
	Schist belt	retromorphose age	114 Ma	Phd Lemonnier						
	Nome complex	retromorphose age	124 ± 3 Ma	Phd Lemonnier						
	Continental collision	Arrigetch-Igikpak	MP-MT metamorphism	112-110 Ma à 105-103 Ma	Patrick and al., 1994, Vogl and al., 2002, Vogl, 2003, Toro and al., 2002					
		Naenelik duplex	maximum collision	120 Ma	Till and Snee, 1995					
		Naenelik duplex	maximum collision	108 Ma	Till and Snee, 1996					
Endicott mountain		Deformation toward North	Valanginian (?) - Hauterivian	Moore and al., 1992						
Colville basin		Deformation toward North	Aptian (?) - Albian	Moore and al., 1992						
Colville basin	Deformation toward North	Albian-Cenomanian	Moore and al., 1992							

	Area	Feature	Timing	Main references		Area	Feature	Timing	Main references
Northern Pacific-Alaska	Wrangellia	Accretion of Wrangellia Superterrane and closure of Cache Creek Ocean	140 Ma	Nokleberg and al. (2000), Trop and al. (2002) and Shephard and al. 2013	AAC terrane	Kobuk Sea	Kobuk rifting	Upper Devonian and Lower Jurassic (385-175 Ma)	Nokleberg and al., 2000
	Wrangellia	Wrangellia accretion	84-52 Ma	Nokleberg and al., 2000		North ophiolites	Spreading sea Kobuk	187 to 184 Ma	Wirth and al., 1993
	Yukon-Tanana	Yukon-Tanana	paléozoïque	Nelson and al., 2006		Angayucham terrane	Volcanism rifting	Devonian (446-359 Ma)	Dillon and al., 1980
	Yukon-Tanana	Yukon-Tanana	Permien jusqu'au début Jurassique	Nelson and al., 2006		Phyllite belt	passive margin	middle Devonian to lower Carboniferous (416-318)	Moore and al., 1992
	Tintina fault	limite bassin du Yukon-Koyukuk et Yukon-tanana	Eocene	Nelson and al., 2006		Phyllite belt	passive margin	middle Devonian to lower Carboniferous (416-318)	Pallister and al., 1989
	Kaltag Fault	bassin du Yukon-Koyukuk basin	Campanien-present	Patton and Box, 1989,		Angayucham terrane	oceanic basalts	Upper Devonian (385-359 Ma)	Pallister and al., 1989
	Kaltag Fault	bassin du Yukon-Koyukuk basin	Campanien-present	Plafker and Berg, 1994.					
	Kobuk fault	Yukon-Koyukuk basin and angayucham terrane	middle Jurassic	Avé lallement and al., 1998					
	Kobuk fault	Yukon-Koyukuk basin and angayucham terrane	middle Cretaceous	Avé lallement and al., 1999					
	Kobuk fault	Yukon-Koyukuk basin and angayucham terrane	Late Cretaceous-Lower Tertiary	Avé lallement and al., 2000, Plafker and Berg, 1994.,					
	Denali fault	Yukon-tanana and Wrangellia	55-38 Ma	Lanphere,1978, Plafker and Berg, 1994					
	FF : Fairweather fault and Queen Charlotte Fault		Cenozoic	Plafker and Berg, 1994					
	Ididarod-Nixon fork Fault	Nixon Fork terrane and Farewell terrane	Cenozoic	Plafker and Berg, 1994					
Denali fault	Yukon-tanana and Wrangellia	Cenozoic	Plafker and Berg, 1994						

2.4 Discussion : tester les modèles géodynamiques à l'échelle régionale

2.4.1 Premières contraintes intégrées dans le modèle

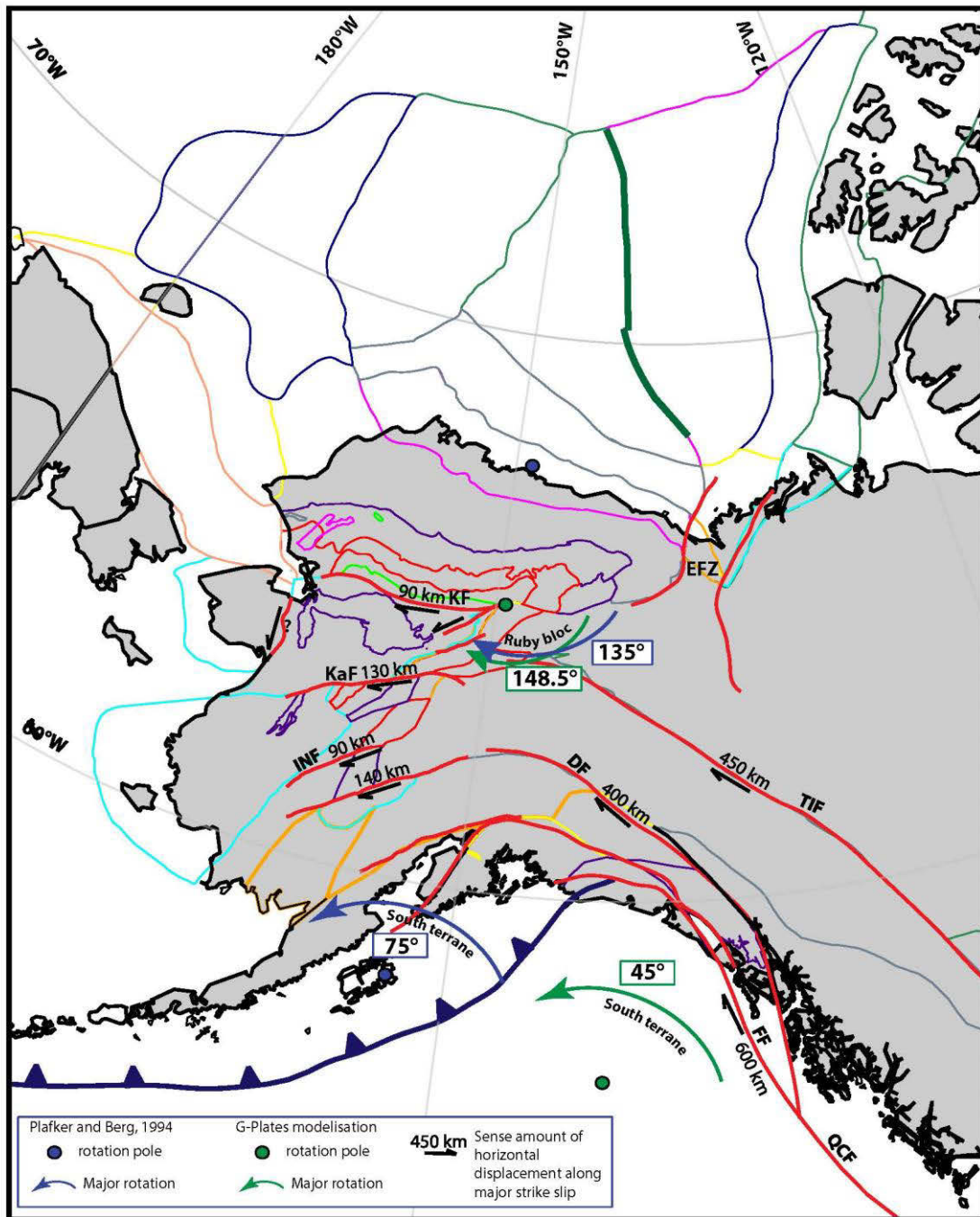


Figure 4.11 : Premières rotations et mouvements des blocs en Alaska et au Canada obtenu avec G-Plates mis en regard avec Plafker et Berg, 1994. Abréviations : FF : Farewell fault, QCF : Queen Charlotte Fault, TIF : Tintina Fault, DF : Denali Fault, INF : Iditarod-Nixon Fork fault, KaF : Kaltag Fault, KF : Kobuk Fault. EFZ : Eskimo Fault Zone.

Les premières reconstructions effectuées proposent de discuter de la mise en place des « terranes » provenant du sud, du décalage des grandes décrochantes les affectants et des modèles de mise en place de « Ruby terrane ».

L'ensemble de ces étapes est nécessaire avant de commencer à répondre aux problématiques concernant l'orogénèse brookienne et l'ouverture du bassin canadien. Ainsi, la reconstruction paléogéographique à 83 Ma marque une étape importante montrant l'emplacement des blocs à un état final de l'orogénèse brookienne. Ces reconstitutions sont comparées avec les reconstitutions effectuées par Plafker et Berg (1994).

2.4.2 Reconstructions et discussion des premiers problèmes rencontrés

2.4.2.1 Dépliage des failles décrochantes fin-Crétacé à Cénozoïque

L'ensemble des contraintes appliquées est explicité dans le tableau 4.4 et la figure 4.11 Le dépliage de la péninsule alaskane fin Crétacé-Cénozoïque met en évidence certains problèmes

Les mouvements le long de la faille de Kobuk de 83 Ma à 40 Ma et de Kaltag dès 83 Ma (Fig.4.12A et Fig.4.12B) ; (Plafker et al., 1994) impliquent une extension entre « Ruby terrane » et le craton Nord-Américain. Cette extension est possiblement accommodée par les structures cachées par le bassin sédimentaire « Yukon flats » (Schultz et Aydin, 1990) d'âge quaternaire à l'est de « Ruby terrane ». Cependant, cet épais bassin ne permet pas d'observer de structures pertinentes.

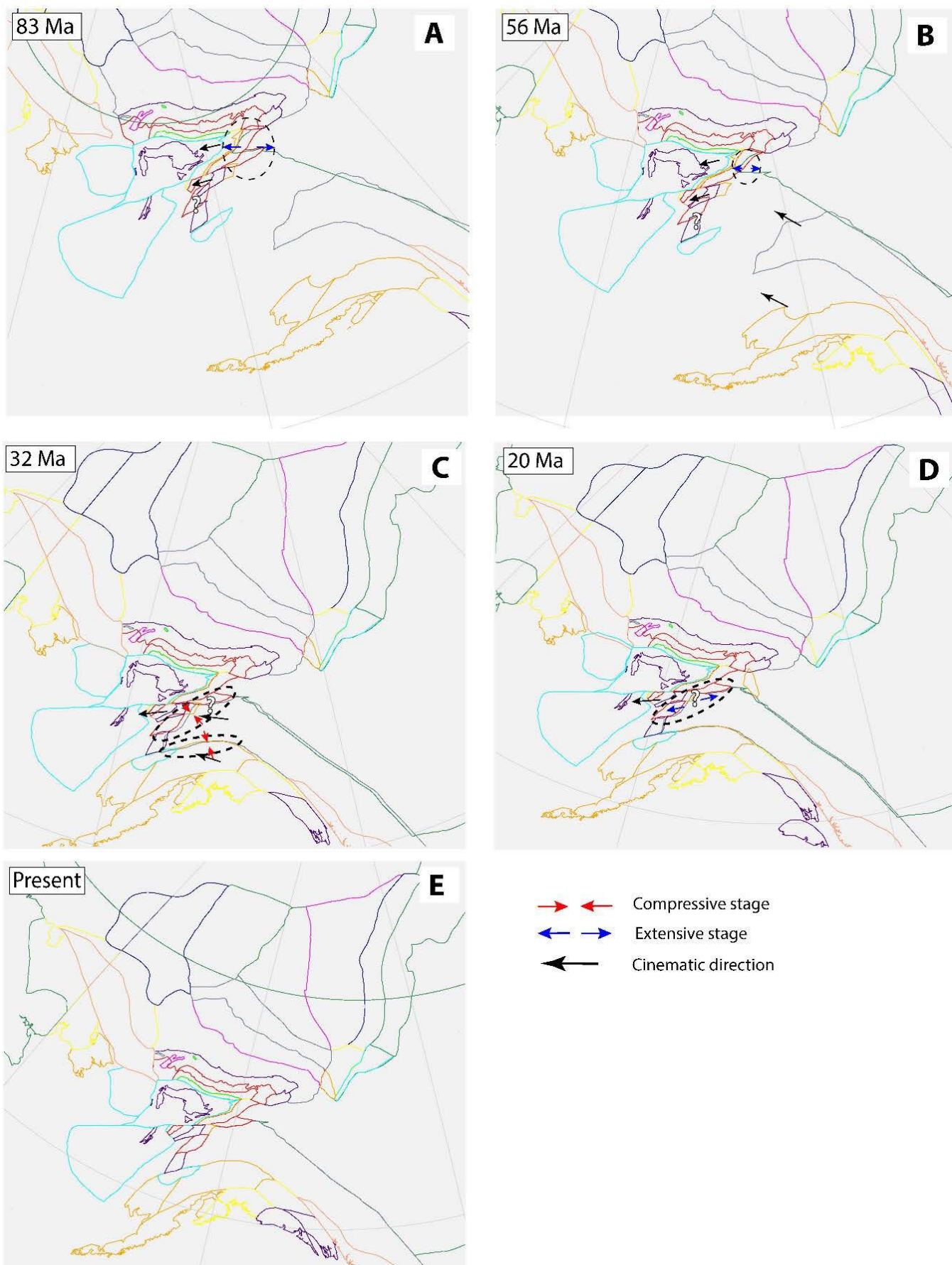
Lors de notre reconstruction nous avons choisi de prendre un décalage de 130 km pour la faille décrochante dextre de Kaltag (Plafker et Berg, 1994) ; (Fig.4.12A, B, C, D). Cependant nos reconstructions montrent qu'un tel décalage n'est pas suffisant pour joindre les blocs « Ruby terrane » et Kobuk de part et d'autre de la faille à 83 Ma (Fig.4.12A). Ainsi, nos modèles prédisent un décalage nettement supérieur de l'ordre de 240 km se rapprochant des estimations de Patton et Box, (1989) estimant ce décrochement à 200 km.

Ainsi, le décalage de 90 km décrit pour la faille de Kobuk (Avé Lallemant et al, 2000 ; Plafker et al., 1994), peut aussi avoir été sous-estimé dans la mesure où elle n'est pas localisée géographiquement (Fig.1.12A et B). En d'autre terme, si ce décalage a été mesuré le long du segment adjacent au bassin du Yukon-Koyukuk, il néglige la part de décalage possiblement accommodée par des structures aujourd'hui sous le bassin.

Ce décalage estimé a d'une part une incidence notable sur le décalage de la faille de Kaltag, devant remonter les blocs (« Ruby terrane » et Kobuk au sud de la Kaltag) d'autant que la faille de Kobuk est elle-même décalée (Fig.12A et B). D'autre part, ce décalage a une incidence sur la position structurale de « Ruby terrane » et Kobuk à l'ouest du bassin du Yukon-Koyukuk. Cette incidence ne doit pas être négligée en raison des modèles de reconstructions paléogéographiques sujets à débats pour les blocs de « Ruby terrane » et Kobuk à l'ouest du bassin. En d'autres termes, déplier l'histoire des failles décrochantes le plus précisément, nous permettra d'observer l'état final de la position des blocs Ruby et Kobuk à 83 Ma, moment final de sa mise en place par un processus à l'heure actuel largement débattu (nous en discuterons plus précisément par la suite : Chap.IV.2.4.2.2).

La remontée des terranes du sud initié à 56 Ma (Fig.1.12B) montre dans notre modèle un début de compression nord-sud à 32 Ma entre Yukon-Tanana terrane- bloc Ruby et Kobuk et entre Wrangellia super-terrane-Yukon Tanana (Fig.1.12C). Cette dernière compression est documentée dans la littérature entre 34 et 15 Ma (Moore et Box, 2015). En revanche, la compression nord-sud entre le « Yukon-Tanana terrane » et « Ruby terrane » et Kobuk n'est nullement documentée. Il peut montrer que le choix de notre pôle de rotation (dans notre modèle) du « Yukon-Tanana terrane » entre 56 Ma et l'actuel n'est pas le bon, ou que ce terrane ait en fait subi plusieurs rotations successives (Fig.1.12C). De nouvelles contraintes sont à incrémenter dans notre modèle pour connaître plus précisément cette/ces rotations. Enfin, l'extension visible à 20 Ma sur la même zone n'est supportée par aucune donnée (Fig.1.12D).

Figure 4.12 : Reconstruction préliminaires de la péninsule alaskane de 83 Ma à l'actuel. (A) Reconstruction paléogéographique à 83 Ma ; (B) Reconstruction paléogéographique à 56 Ma ; (B) Reconstruction paléogéographiques à 32 Ma ; (C) Reconstruction paléogéographique à 20 Ma ; (D) Reconstruction actuelle.



2.4.2.2 Modèles d'évolution de « Ruby terrane »

« Ruby terrane » fait partie des unités internes HP-BT, équivalent latéral de la « Schist belt ». Sa position actuelle oblique par rapport à la « Schist belt » pose un certains nombres de problèmes dans les reconstitutions de son évolution paléogéographique. Le peu de contraintes existants et la présence du bassin quaternaire « Yukon Flats » cachetant les structures à l'est de « Ruby terrane » ont mené à plusieurs modèles d'évolution.

Principalement, ces modèles d'évolutions sont dus à l'interprétation de la polarité de la marge. En d'autres termes, les interprétations cinématiques ne permettent pas de définir laquelle des marges Est ou Ouest en position actuelle est entrée en subduction lors de la fermeture de la mer de Kobuk. L'interprétation de la cinématique des micros et macrostructures dans les schistes et métabasites de « Ruby terrane » ont ainsi montré des résultats contradictoires (Roeske et al. 1995 ; Dover, 1990 ; Smith et Puchner, 1985).

Smith & Puchner (1985) et Dover (1990), évoquent dans l'ensemble une direction de déplacement vers le Nord-Ouest mais mettant en évidence déjà des données contradictoires (Fig.4.13A). Ces données contradictoires sont liées aux études effectuées sur des piles structurales diversement interprétées comme soit formées (1) lors de la mise en place du recouvrement de la suture ophiolitique (Kobuk) lors de la contraction de « Ruby terrane » (Dover, 1990) ou soit (2) par l'exhumation d'un niveau crustale de la chaîne de Brooks, lors de l'évènement extensive au Crétacé décrit par Miller & Hudson (1991). Cette dernière hypothèse est d'une part réfutée par les données métamorphiques et les données radiochronologiques de Roeske et al., (1995) et d'autre part par notre étude des zones internes.

Roeske et al., 1995, évoque au sein de « Ruby terrane » (collines de Krokrines) une cinématique des micro-macrostructures de direction de déplacement vers le Sud-Est associée aux roches ayant subi un métamorphisme HP-BT datée de plus de 144 Ma (Fig.4.13B).

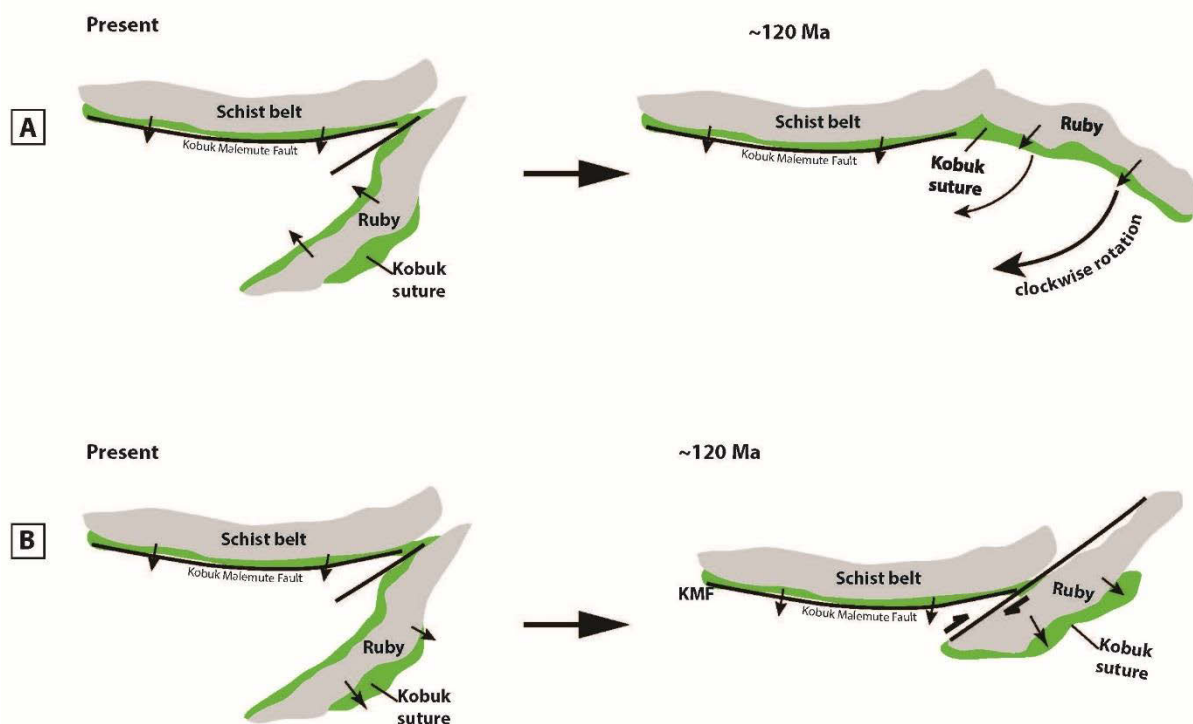


Figure 4.13 : Représentation schématique des deux modèles d'évolutions paléogéographiques pour « Ruby terrane ». (A) Modèle suggéré par Grantz et al. (1991) et Plafker et Berg (1994). (B) modèle suggéré par Roeske et al. (1995).

Deux modèles d'évolutions paléogéographiques existent pour expliquer sa position actuelle.

Le premier modèle proposé par Plafker et Berg (1994) met en avant une rotation horaire de 135° de « Ruby terrane » avec un pôle de rotation situé au nord de la marge alaskane (Fig.4.13A). Ce modèle semble géométriquement difficile à réaliser. Ainsi, (1) le pôle de rotation proposé ne peut être situé au nord de la marge Alaskane mais devrait se situer sur la zone sud-ouest de la « Schist belt » (Fig.4.14). De même, (2) seule une rotation de $\sim 148^\circ$ peut permettre de replacer « Ruby terrane » dans un alignement avec la « Schist belt », et non une rotation de 135° comme évoqué. Enfin à 124 Ma, suite à cette rotation l'emplacement d'un bloc de la suture Kobuk situé actuellement à l'ouest de « Ruby terrane », ne peut être expliqué au sein des unités nord de la chaîne de Brooks.

Le second modèle proposé par Roeske et al., (1995) met en avant le jeu d'une faille décrochante dextre à l'Est de « Ruby terrane » pour expliquer sa position actuelle (Fig.4.13B). Ce modèle semble géométriquement plus simple et ne montre pas de problèmes géométrique majeurs. Ce possible décrochement se serait mis en place vers 124 Ma, commençant à affecter la suture Kobuk qu'a partir de 100 Ma (Fig.4.14). Ce modèle doit être précisé il n'inclue pas l'ensemble des blocs « Ruby terrane » et Kobuk situés plus au sud et décalés par la faille de Kaltag.

2.5 Conclusions et perspectives

Ce travail de thèse apporte de nouvelles données et contraintes importantes concernant l'ouverture du bassin canadien et de l'orogénèse brookienne. Les données de la sismique le long de la marge nord-alaskane a permis la mise en évidence d'un changement ponctuel des conditions aux limites au cours du rifting du bassin canadien. Une discordance a 140-145 Ma est visible. Les synthèses de la stratigraphie régionale en cours lui attribuent d'ailleurs une importance croissante (Houseknecht, communication personnelle). L'étude radiochronologique U-Pb in situ sur des zircons dans les éclogites ont permis de dater avec précision (141 ± 6 Ma) le maximum d'implication de la marge d'AAC dans la subduction et donc la transition entre la subduction océanique et la collision sensu stricto, qui coïncide avec l'arrêt ponctuel de la sédimentation dans le bassin. L'étude structurale, thermique et pétrologiques de la zone interne, ont avancé des arguments en faveur d'un mécanisme d'exhumation syn-orogénique lors de la construction du prisme. Le pattern de température régional plat, les chemins pression-température montrant un refroidissement pendant la décompression sont en effet peu compatibles avec un processus d'extension post-orogénique. Si une extension a affecté la chaîne de Brooks, elle est tardive et n'explique pas l'exhumation de ses zones internes.

Ainsi, ces études ont permis d'obtenir un calendrier plus détaillé de la succession des différentes phases de l'orogénèse permettant une des premières reconstructions géodynamiques de la succession des différentes phases de l'orogénèse au Mésozoïque. Sur la base de ce calendrier un redécoupage des séquences sédimentaires du bassin canadien est proposé pour les accorder à l'histoire de ses marges. Ce calendrier permet aussi des reconstructions paléogéographiques aujourd'hui préliminaires mais qui seront complétées par la suite.

Une première perspective à ce travail de thèse est la poursuite des reconstructions géodynamiques sur la sphère grâce au logiciel G-Plates. Ce travail permettra de mettre en évidence l'ensemble des problèmes et des imprécisions concernant les contraintes acquises actuellement. Il permettra donc de faire un bilan de l'ensemble des contraintes existantes et des prochaines contraintes à acquérir dans les différents domaines géologiques ou géophysiques.

Une deuxième perspective serait d'intégrer l'ensemble des contraintes de la même orogénèse du côté Russe et les données de « Chukchi Bordeland » afin d'avoir une connaissance globale de l'histoire Mésozoïque de l'orogénèse Chukotka- Brooks et de l'histoire du bassin canadien.

Références bibliographiques

A:

- Agard, P.**, Jolivet, L., Vrielynck, B., Burov, E., and Monie, P., (2007), Plate acceleration: The obduction trigger?: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 258, p. 428-441.
- Akinin, V. V.** et Miller, E. L. (2011). Evolution of calc-alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. *Petrology*, 19(3), 237-277.
- Alvey, A.**, Gaina, C., Kuszniir, N. J., & Torsvik, T. H. (2008). Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(3), 310-321.
- Amato J.M** et Miller E.L, (2004). Geologic map and summary of the evolution of the Kigluaik Mountains gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska, Geological Society of America, special paper 380, p. 295-306.
- Amato J.M**, Miller E.L. et Hannula K.A., (2002). Orthogonal flow directions in extending continental crust: An example from the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska, Geological Society of America Special Papers, 360, p.133-146.
- Amato J.M**, Toro J., Miller E.L, Gehrels G.E, Farmer G.L, Gottlieb E.S et Till A.B, (2009). Late Proterozoic–Paleozoic evolution of the Arctic Alaska–Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions, *Geological Society of America Bulletin*, 121, No. 9-10, p.1219-1235
- Armstrong, R. L.**, J. E. Harakal, R. B. Forbes, B. W. Evans, S. P. Thurston, (1986). Rb-Sr and K-Ar study of metamorphic rocks of the Seward Peninsula and southern Brooks Range, Alaska, Blueschists and Eclogites, B. W. Evans, E. H. Brown, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 164, 185–203.
- Autin, J.** (2008). Déchirure continentale et segmentation du Golfe d'Aden Oriental en contexte de rifting oblique (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).

B:

- Berman, R.**, 2007, winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations : Geological Survey of Canada, Open File 5462, ed. 2.32.
- Berman, R.**, 1988, Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ : *Journal of Petrology*, v. 29, p. 445-522
- Beslier, M. O.**, Cornen, G., & Girardeau, J. (1996a). Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the ocean/continent transition of the Iberia Abyssal Plain margin. In proceedings-ocean drilling program scientific results (pp. 397-412). national science foundation.
- Beysac O.**, Goffé B., Chopin C. et Rouzaud J, (2002a). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments : a new geothermometer, *Journal of metamorphic Geology*, N.20: p. 859- 871.
- Beysac O.**, Rouzaud J.-N, Goffé B., Brunet F. et Chopin C, (2002b). Graphitization in a high-pressure, low temperature metamorphic gradient : a Raman microspectroscopy and HRTEM study, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, p.19-31.
- Beysac, O.**, Negro, F., Simoes, M., Chan, Y.C., and Chen, Y.G., (2008), High-pressure metamorphism in Taiwan: from oceanic subduction to arc-continent collision : *Terra Nova*, v. 20, p. 118-125

- Beyssac O.**, Goffé B., Petit J.P. Froigneux E., Moreau M., Rouzeau J.N., (2003). On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy, *Spectrochimica Acta, Part A*, 59, p.2267-2276.
- Beyssac, O.**, Simoes, M., Avouac, J. P., Farley, K. A., Chen, Y. G., Chan, Y. C., & Goffé, B. (2007). Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan. *Tectonics*, 26(6).
- Bezert, P.**, & Caby, R. (1988). Sur l'âge post-bartonnien des évènements tectono-métamorphiques alpins en bordure orientale de la Corse cristalline (Nord de Corte). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4(6), 965-971.
- Bird, K. J.** (1999). Geographic and geologic setting. The oil and gas resource potential of the Arctic National Wildlife Refuge, 1002, 98-34.
- Bird K.J.** et Houseknecht J.B., (2011). Geology and petroleum potential of the Arctic Alaska petroleum province. *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, *Memoirs*, 35, 485-499.
- Blythe, A.E.**, Bird, J.M., et Omar, G.I., (1998). Constraints on the cooling history of the central Brooks Range, Alaska, from fission-track and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses, in Oldow, J.S., and Avé Lallemant, H.G., eds., *Architecture of the central Brooks Range fold and thrust belt, arctic Alaska*, Geological Society of America Special Paper 324, p. 163-177.
- Blythe A.E.**, Bird J.M. et Omar I.G., (1996). Deformational history of the central Brooks Range, Alaska: Results from fission-track and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses, *Tectonics*, vol.15, No. 2, p.440-445.
- Boillot, G.**, Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J. et al., (1987). Tectonic denudation
- Box S.E.** et Patton W.W., 1989. Igneous History of the Koyukuk Terrane, Western Alaska constraints on the Origin, Evolution, and Ultimate Collision of an Accreted Island Arc Terrane. *Journal of geophysical research*, 94, No. B11, p. 15,843-15,867.
- Bradley D.**, Kusky T., Haeussler P., Goldfarb R., Miller M., Dumoulin J., Nelson S.W., Karl S., (2003). Geologic signature of early Tertiary ridge subduction in Alaska, *Geological Society of America Special Paper* 371.
- Buick, I. S.**, & Holland, T. J. B. (1989). The PTt path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. *Geological Society, London, Special Publications*, 43(1), 365-369.
- Brun, J.-P.** & Beslier, M.-O., (1996). Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 161-173. Buick et Holand, 1989
- Burchfiel, B.C.**, (1993), Plate 1A. Tectonostratigraphic map of the Cordilleran orogenic belt conterminous United States, in Burchfiel, B.C., Lipman, P.W. and Zoback, M.L., eds., *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. G-3

C:

- Carman, G. J.**, & Hardwick, P. (1983). Geology and regional setting of Kuparuk oil field, Alaska. *AAPG Bulletin*, 67(6), 1014-1031.
- Chew, K. J.**, & Arbouille, D. (2011). Hydrocarbon finds in the Arctic basins: discovery history, discovered resources and petroleum systems. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 131-144.

- Christiansen, P.P.**, and Snee, L.W., (1994). Structure, metamorphism, and geochronology of the Cosmos Hills and Ruby ridge, Brooks Range schist belt, Alaska, *Tectonics*, 13, p. 191-213.
- Christie, R. L.** (1979). Phosphorite in sedimentary basins of western Canada. Geological Survey of Canada, Paper, 253-258.
- Churkin, M.**, Carter, C., & Trexler, J. H. (1980). Collision-deformed Paleozoic continental margin of Alaska—Foundation for microplate accretion. *Geological Society of America Bulletin*, 91(11), 648-654.
- Coakley, B. J.**, & Watts, A. B. (1991). Tectonic controls on the development of unconformities: the North Slope, Alaska. *Tectonics*, 10(1), 101-130.
- Coleman, P. J.**, & Kroenke, L. W., (1981), Subduction without volcanism in the Solomon Islands arc : *Geo-Marine Letters*, 1, p. 129-134.
- Colpron M.** et Nelson J.L., (2011). A Palaeozoic NW Passage and the Timanian, Caledonian and Uralian connections of some exotic terranes in the North American Cordillera, *Geological Society of London, Memoirs* 35, p. 463–484.
- Colpron M.** et Nelson J.L., (2009). A Palaeozoic Northwest Passage: incursion of Caledonian, Baltican and Siberian terranes into eastern Panthalassa, and the early evolution of the North American Cordillera, *Geological Society of London, No.318*, p.273–307.
- Colpron M.**, Nelson J.A., Murphy D.C., (2007). Northern Cordilleran terranes and their interactions through time, *Geological society of America*, 17, no. 4/5.
- Coney P.J.**, Jones D.L., Monger J.W.H., (1980). Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288.
- Cooper, P. A.**, and Taylor, B., (1985), Polarity reversal in the Solomon Islands arc : *Nature*, v. 314, p. 420-430.
- Crane, R.C.**, (1987), Cretaceous olistostrome model, Brooks Range, Alaska, Tailleux, I.L., and Weimer, Paul, eds., *Alaskan North Slope geology: Pacific Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Bakersfield, Calif., v. 50, p. 433-440.
- D:**
- Davis, M.** & Kusznir, N.J., (2004). Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins, in *Rheology and deformation of the Earth's lithosphere at continental margins*, 92-137, C.S. Karner (Editor) Columbia University Press, New York.
- Debelmas J. et Mascle G., 1994. Les grandes structures géologiques, (eds) Masson.
- De Andrade, V.**, Vidal, O., Lewin, E., OlBrien, P. & Agard, P., 2006. Quantification of electron microprobe compositional maps of rock thin sections: an optimized method and examples. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 655–668.
- De Capitani, C.** & Petrakakis, K. (2010). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006–1016.
- Diener, J. F. A. & Powell, R. (2012). Revised activity-composition models for clinopyroxene and amphibole. *Journal of metamorphic Geology*, 30(2), 131–142.
- Dillon, J. T.**, Pessel, G. H., Chen, G. H. & Veach, N. C. (1980). Middle Paleozoic magmatism and orogenesis in the Brooks Range, Alaska. *Geology* 8,338-343.
- Dixon, J.**, (1982), Jurassic and Lower Cretaceous Subsurface Stratigraphy of the Mackenzie Delta-Tuktoyaktuk Peninsula, N.W.T: Geological Survey of Canada, Ottawa, *Bulletins*, 349.
- Dixon, J.**, (1996), Geologic Atlas of the Beaufort Mackenzie Area : Geological Survey of Canada, Ottawa, *Miscellaneous Reports*, 59.

- Dover, J. H.**, 1990. Geology of east-central Alaska. U.S. Geological Survey Open-file report, 90-289,66.
- Drachev, S. S.** (2011). Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 369-394.
- Drachev, S. S.**, Savostin, L. A., Groshev, V. G., & Bruni, I. E. (1998). Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic. *Tectonophysics*, 298(4), 357-393.
- Droop, G. T. R.** (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Dumoulin, J.A., and Bird, K. J., 2002, Lithofacies and stratigraphy of the Lisburne and Etivluk Groups in the Lisburne 1 well and adjacent outcrops, central Brooks Range, Alaska [abs.]: American Association of Petroleum Geologists Program and Abstracts, Pacific Section, p. 71.
- Dubacq, B.**, Vidal, O., and De Andrade, V., (2010), Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 159, p.159-174
- Dumitru T.A.**, Miller E.L., O'Sullivan P.B., Amato J.M., Hannula K.A., Calvert A.T., Gans P.H, (1995). Cretaceous to Recent extension in the Bering Strait region, Alaska. *Tectonics*, 14, No.3, p.549-563.
- Dumoulin J.A.**, A.G. Harris, M. Gagiev, D.C. Bradley, J.E. Repetski, (2002) Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in northern and central Alaska and northeastern Russia, in: E. Miller (Ed.), et al., *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*, Geological Society of America, Boulder, CO, Special Paper, vol. 360 (2002), pp. 291-312
- Dutro Jr, J. T.** (1981). Geology of Alaska bordering the Arctic Ocean. In *The Arctic Ocean* (pp. 21-36). Springer US.
- E:**
- Embry, A.** (2011). Petroleum prospectivity of the Triassic-Jurassic succession of Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 545-558.
- Embry, A.**, & Beauchamp, B. (2008). Sverdrup basin. *Sedimentary basins of the world*, 5, 451-471.
- Embry A.F.**, et Dixon J., (1990). The breakup unconformity of the Amerasia Basin, Arctic Ocean: Evidence from Arctic Canada, *Geological Society of America Bulletin*, 102, no. 11, p. 1526-1534.
- Embry, A. F.** (1989). Correlation of Upper Palaeozoic and Mesozoic sequences between Svalbard, Canadian arctic archipelago, and northern Alaska. In *Correlation in hydrocarbon exploration* (pp. 89-98). Springer Netherlands. Embry et al., 1985
- Embry, A. F.** (1991). Middle-Upper Devonian clastic wedge of the Arctic Islands. *Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland: Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, 3, 263-279.
- Embry, A. F.** (1985). Stratigraphic subdivision of the Isachsen and Christopher formations (Lower Cretaceous), Arctic Islands.
- Epstein, A.G.**, Epstein, J.B. et Harris, L.D, (1977), Conodont colour alteration - an index to organic metamorphism, *Geological Survey of America, Professional Paper* 995, p. 1-27.

E:

- Filatova, N. I., & Khain, V. E.** (2010). The arctida craton and Neoproterozoic-Mesozoic orogenic belts of the circum-polar region. *Geotectonics*, 44(3), 203-227.
- Finzel, E. S., Flesch, L. M., & Ridgway, K. D.** (2014). Present-day geodynamics of the northern North American Cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 111-123.
- Finzel, E. S., Trop, J. M., Ridgway, K. D., & Enkelmann, E.** (2011). Upper plate proxies for flat-slab subduction processes in southern Alaska. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3), 348-360.
- Forbes, R. B., B. W. Evans, S. P. Thurston,** 1984. Regional progressive high-pressure metamorphism, Seward Peninsula, Alaska, *J. Metamorph. Geol.*, 2, 43-54.
- Franke, D.,** (2011). The continent-ocean transition at the southeastern margin of the South China Sea. *Marine and petroleum Geology*, 28(6), 1187-1204.
- Frey Mueller, J.T., Woodard, H., Cohen, S.C., Cross, R., Elliott, J., Larsen, C.F., Hreinsdottir, S., Zweck, C.,** 2008. Active deformation processes in Alaska, based on 15 years of GPS measurements. In: Freymueller, J.T., Haeussler, P.J., Wesson, R.J., Ekstrom, G. (Eds.), *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*. In: AGU Geophysical Monograph Series, vol.179. AGU, Washington, DC, pp.1-42.
- Fuis G.S, Moore T.E., Plafker G., Brocher T.M., Fisher M.A., Mooney W.D., Nokleberg W.J., Page R.A., Beaudoin B.C., Christensen N.I., Levander A.R., Lutter W.J., Saltus R.W., N.A.,** 2008. Trans-Alaska Crustal Transect and continental evolution involving subduction underplating and synchronous foreland thrusting, *Geology*, 36; no. 3; p. 267-270.

G:

- Gaina, C., Medvedev, S., Torsvik, T. H., Koulakov, I., & Werner, S. C.** (2014). 4D Arctic: A Glimpse into the Structure and Evolution of the Arctic in the Light of New Geophysical Maps, Plate Tectonics and Tomographic Models. *Surveys in Geophysics*, 35(5), 1095-1122.
- Gautier D.L., Bird K.J., Charpentier R.R, Grantz A., Houseknecht D.W., Klett T.R.,** 2011. Moore T.E., Pitman J.K., Schenk C.J., Schuenemeyers J.H., S. Rensen K., Marilyn E.Tennyson M.E., Valin Z.C., et Wandrey C.J. Oil and gas resource potential north of the Arctic Circle (eds) *Arctic Petroleum Geology*, Geological Society, London, *Memoirs*, 35, 151-161.
- Gautier, P., & Brun, J. P.** (1994). Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Ewia Island). *Tectonophysics*, 238(1), 399-424.
- Gee, D. G., Bogolepova, O. K., & Lorenz, H.** (2006). The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeo-continent Laurentia, Baltica and Siberia. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 507-520.
- Geissler, W.H. & Jokat, W.,** (2004). A geophysical study of the northern Svalbard continental margin, *Geophysical Journal International*, **158**, 50-66
- Godard, G.** (2001). Eclogites and their geodynamic interpretation: a history. *Journal of Geodynamics*, 32(1), 165-203.
- Gottlieb, E.S., Meisling, E.K., Miller, L.E., and Mull, C.G.,** Closing the Canada Basin, (2014), Detrital zircon geochronology relationships between the North Slope of Arctic Alaska and the Franklinian mobile belt of Arctic Canada: *Geosphere*, v. 10, no. 6, doi:10.1130/GES01027.1.

- Gottschalk, R.R.**, (1998). Petrology of eclogite and associated high-pressure metamorphic rocks, south-central Brooks Range, Alaska, in Oldow, J.S., and Avé Lallemant, H.G., eds., Architecture of the Central Brooks Range Fold and Thrust Belt, Boulder, Colorado, Arctic Alaska: Geological Survey of America Special Paper 324, p.141-162.
- Gottschalk, R.R.**, and Snee, L.W., (1998). Tectonothermal evolution of metamorphic rocks in the south-central Brooks Range, Alaska; constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, in Oldow, J.S., and Ave Lallemant, H.G., eds., Architecture of the central Brooks Range fold and thrust belt, Arctic Alaska: Boulder, Colorado, Geological Survey of America Special Paper 324, p. 225-251.
- Gottschalk, R.R.**, Oldow, J.S., and Avé Lallemant, H.G., (1998). Geology and Mesozoic structural history of the south-central Brooks Range, Alaska, in Oldow, J.S., and Ave Lallemant, H.G., eds., Architecture of the central Brooks Range fold and thrust belt, Arctic Alaska: Boulder, Colorado, Geological Survey of America Special Paper 324, p. 195-223.
- Gottschalk, R.R.**, (1990). Structural Evolution of the schist belt, south-central Brooks Range fold and thrust belt, Alaska. *Journal of Structural Geology*, v. 12, no. 4, p. 453-469.
- Gottschalk, R.R.**, and Oldow, J.S., (1988), Low-angle normal faults in the south-central Brooks Range fold and thrust belt, Alaska. *Geology*, v. 16, p. 395-399.
- Grantz, A.**, Hart, P.E., and Childers, V.A., (2011b), Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean, in Spencer, A.M., Embry, A.F., Gautier, D.L., Stoupakova, A.V., and Sorensen, K., eds., *Arctic Petroleum Geology*: Geological Society : London, Memoir 35, p. 771–800.
- Grantz A.**, Hart P., Childers V.A. (2011) Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean, (eds) *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, Memoirs, 35, 771–799.
- Grantz, A.**, Clark, D. L., Phillips, R. L., Srivastava, S. P., Blome, C. D., Gray, L. B., Haga H., Mamet B. L. , McIntyre D. J., McNeil D. H., M. B., Mickey M., Mullen W., Murchey B. I., Ross C. A., Stevens C. H., Silberling N. J., Wall J. H. and Willard D. A. & Willard, D. A. (1998). Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 110(6), 801-820.
- Grantz, A.**, Eittreim, S.L. and Dinter, D.A., (1979), Geology and tectonic development of the continental margin north of Alaska, in Keen, C. E., ed., *Crustal Properties Across Passive Margins : Tectonophysics*, v. 59, p. 263–291 Grantz et May, 1983
- Grantz, A.** & May, S. D. (1983). Rifting history and structural development of the continental margin north of Alaska. In: Watkins, J. S. & Drake, C. L. (eds) *Studies in Continental Margin Geology*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, Memoirs, 34, 77–100.
- Green, E.**, Holland, T., & Powell, R. (2007). An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *American Mineralogist*, 92(7), 1181–1189.

H:

- Haeussler, P.J.**, O’Sullivan, P., Berger, A.L., Spotila, J.A., (2008). Neogene exhumation of the Tordrillo Mountains, Alaska, and correlations with Denali (Mount McKinley). In: Freymueller, J.T., Haeussler, P.J., Wesson, R.J., Ekstrom, G. (Eds.), *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*. In: AGU Geophysical Monograph Series, vol.179. AGU, Washington, DC, pp.269–285.

- Halgedahl S.L.** et Jarrard R.D., (1987). Paléomagnétisme of the kumaruk river formation from oriented drill core : evidence for rotation of the Arctic Alaska plate, Society for Sedimentary Geology, Alaskan North Slope Geology, Volumes I and II.
- Hannula, K.A.** et McWilliams M.O., (1995). Reconsideration of the age of blueschist-facies metamorphism on the Seward Peninsula, Alaska, based on phengite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results, *J. Metamorph. Geol.*, 13, 125–139.
- Harris R.**, (2004). Tectonic evolution of the Brooks Range ophiolite, northern Alaska Original Research. *Tectonophysics*, v. 392, Issues 1–4, p. 143-163.
- Harris, R.A.**, (1998), Origin and tectonic evolution of the metamorphic sole beneath the Brooks Range ophiolite, Alaska, *in* Oldow, J.S., Ave Lallemand, H.G., eds., *Architecture of the Central Brooks Range Fold and Thrust Belt, Arctic Alaska* : Boulder Colorado, Geological Survey of America Special Paper 324, p. 293– 312.
- Harris R. A.**, (1995). Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Misheguk massif, Brooks Range ophiolite, Alaska, *Lithos*, 35, Issues 1–2, p.1-25.
- Harris R.A.**, (1989) Processes of allochthon emplacement, with special reference to the Brooks Range ophiolite, Alaska and timor, Indonesia. Ph D; thesis, University of London, U.K.
- Harrison, J.C.** and Brent, T.A., (2005), basins and fold belts of prince patrick island and adjacent areas canadian arctic islands : Geological survey of canada, bulletin 560.
- Harrison, J.C.**, St-Onge, M.R., Petroc, O.V., Strelnikov, S.I., Lopatin, B.G., Wilson, F.H., Tella, S., Paul, D., Lynds, T., Shokalsky, S.P. Hults, C.K., Bergman, S., Jepsen, H.F., and Solli, A., 2011. Geological map of the Arctic; Geological Survey of Canada, Map 2159A,s cale 1:5 000 000.
- Helwig, J.**, Kumar, N., Emmet, P., & Dinkelman, M. G. (2011). Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 527-543.
- Herron, E. M.**, Dewey, J. F., & Pitman, W. C. (1974). Plate tectonics model for the evolution of the Arctic. *Geology*, 2(8), 377-380.
- Hoiland, c. w.**, Miller, e. l., & Pease, v. (2014). Aptian thermal peak and the extensional fragmentation of the brooks range, alaska: geochronological constraints from metamorphic zircon in the schist belt. in 2014 GSA annual meeting in vancouver, british columbia.
- Holland T.J.B.**, (1983), The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, pp. 214–220
- Holland, T.J.B.**, and Powell, R., (1998), An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest : *Journal of metamorphic Geology*, 16(3), p.309-343.
- Houseknecht, D.W** and Bird, K.J., 2004, Sequence stratigraphy of the kingak shale (Jurassic-lower Cretaceous), national petroleum reserve in Alaska : *AAPG Bulletin*, v. 88, no.88, p.279–302.
- Hubbard, R.J.**, Edrich, S.P. and Rattey, R.P. (1987). Geologic evolution and hydrocarbon habitat of the “Arctic Alaska Microplate” : *Marine and Petroleum Geology*, v. 4, p. 2–34.
- Huet, B.**, Le Pourhiet, L., Labrousse, L., Burov, E., & Jolivet, L. (2011). Post-orogenic extension and metamorphic core complexes in a heterogeneous crust: the role of crustal layering inherited from collision. Application to the Cyclades (Aegean domain). *Geophysical Journal International*, 184(2), 611-625.
- Hutchinson D** ; Chian D., Jackson R., Lebedeva-Ivanova N., ShimelJ., Li Q., Mosher D., Saltus R., and Gordon Oakey G. (2015). Oceanic Crust in the Canada Basin of the Arctic Ocean *Geophysical Research Abstracts Vol. 17, EGU2015-5543*, 2015

L:

- Jamieson, R. A.** (1986). P-T paths from high temperature shear zones beneath ophiolites. *Journal of Metamorphic Geology*, 4(1), 3-22.
- Jolivet, L., & Goffé, B.** (2000). Les dômes métamorphiques extensifs dans les chaînes de montagnes. Extension syn-orogénique et post-orogénique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 330(11), 739-751.
- Jolivet, L. & Brun, J.-P.** (2008). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, 99(1), 109–138.
- Jolivet, L., Dubois, R., Fournier, M., Goffé, B., Michard, A., & Jourdan, C.** (1990). Ductile extension in alpine Corsica. *Geology*, 18(10), 1007-1010.
- Jones, D.L., Howell, D.G., Coney, P.J., and Monger, J.W.H.,** (1983), Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America, in Hashimoto, M., and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the circum-Pacific region: Proceedings of the Oji International Seminar on Accretion Tectonics, Japan, 1981: Advances in Earth and Planetary Sciences*, Tokyo, Terra Scientific Publishing Co., p. 21-35.
- Jones, D.L., Silberling, N.J., Berg, H.C., and Plafker, George,** (1981), Map showing tectonostratigraphic terranes of Alaska, columnar sections, and summary description of terranes: U.S. Geological Survey Open-File Report 81-792, 20 p., 2 sheets, scale 1:2,500,000.
- Jones, D.L., Silberling, N.J., Coney, P.J., and Plafker, George,** (1984), Lithotectonic terrane map of Alaska, in Silberling, N.J., and Jones, D.L., eds., *Lithotectonic terrane maps of the North American Cordillera: U.S. Geological Survey Open-File Report 84-523*, p. A1-A 12, 1 sheet, scale 1:2,500,000.
- Jones, P.B.,** (1980), Evidence from Canada and Alaska on plate tectonic evolution of the Arctic Ocean basin: *Nature*, v. 285, p. 215-217

K:

- Kerr, J. W.** (1981). Evolution of the Canadian Arctic Islands: a transition between the Atlantic and Arctic Oceans (pp. 105-199). Springer US.
- Konstantinovskiy, A. A.** (2007). Structure and geodynamics of the Verkhoyansk fold-thrust belt. *Geotectonics*, 41(5), 337-354.

L:

- Lacombe, O., & Jolivet, L.** (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24(1).
- Lahfid A., Beyssac O., Deville E., Negro F., Chopin C. et Goffé B. al.,** (2010) Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps, *Terra Nova*, 22, N. 5, p.354–360.
- Lallemant, H. A., Gottschalk, R. R., Sisson, V. B., & Oldow, J. S.** (1998). Structural analysis of the Kobuk fault zone, north-central Alaska. *Geological Society of America Special Papers*, 324, 261-268.
- Lane S.,** (1991). Canada Basin Arctic Ocean: Evidence against a rotational origin, *Tectonics*, 16, No.3, p.363-387.
- Lanphere, M. A., Blake, M. C., & Irwin, W. P.** (1978). Early Cretaceous metamorphic age of the South Fork Mountain schist in the northern Coast Ranges of California. *American Journal of Science*, 278(6), 798-815.

- Law R.D.**, Miller E.L., Little T.A., Lee J., 1994. Extensional origin of ductile fabrics in the Schist Belt, Central Brooks Range, Alaska II. Microstructural and petrofabric evidence, *Journal of Structural Geology*, 16, No. 7, p. 919-940.
- Lawver, L.A.** and Scotese, C.R., (1990), A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin, *in* Grantz, A., Johnson, G. L. and Sweeney, J. F., eds., *The Arctic Ocean Region: The Geology of North America*, L. Geological Society of America, Boulder, CO, p.593–618.
- Leake, B. E.**, Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W., Gilbert, C., Grice, J., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E., Schumacher, J. C., Smith, D., Stephenson, N., Ungarett, L., Whittaker, E., & Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles : report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219–246.
- Leiggi, P.A.**, (1987), Style and age of tectonism of the Sadlerochit Mountains to Franklin Mountains, Arctic National Wildlife Refuge, Alaska, Tailleux, I.L., and Weimer, P., eds., *Alaskan North Slope geology: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Bakersfield, Calif., v. 50, p. 749-756.
- Leonard L.J.**, Mazzotti S., Hyndman R.D., (2008). Deformation rates estimated from earthquakes in the northern Cordillera of Canada and eastern Alaska, *Journal of Geophysical research*, v.113.
- Lerand, Monti**, (1973), Beaufort Sea, *in* McCrossam, R.G., ed., *The future petroleum provinces of Canada their geology and potential: Canada Society of Petroleum geology Memoir 1*, p. 315-386.
- Lieberman, J. E.** (1988). Metamorphic and structural studies of the Kigluaik Mountains, Western Alaska. PhD thesis, University of Washington.
- Little, T.A.**, Miller, E.L., Lee, J., and Law, R.D., (1994), Extensional origin of ductile fabrics in the Schist Belt, central Brooks Range, Alaska—I. Geologic and structural studies, *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 899-918.
- Loney R.A.** et Himmelberg G.R., (1989). The Kanuti Ophiolite, Alaska. *Journal of geophysical research*, 94, No. B11, p. 15.869-15.900.
- M:**
- Mackey G.K.**, Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Koz'min B.M., Imaeva L.P.,(1997). Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block, *Geology*, v. 25; no. 11; p. 979–982.
- Mair, J. A.&Lyons, J. A.** (1981). Crustal structure and velocity anisotropy beneath the Beaufort Sea. *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 724–741.
- Malpas, J.** (1979). The dynamothermal aureole of the Bay of Islands ophiolite suite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(11), 2086-2101.
- Manatschal, G.** (2004). New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93(3), 432-466.
- Manatschal, G.** & Bernoulli, D., (1999). Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria, *Tectonics*, **18**, 1099-1119.
- Mazzotti S.**, Leonard L.J., Hyndman R.D., Cassidy J.F., (2008). Tectonics, Dynamics, and Seismic Hazard in the Canada–Alaska Cordillera. *Active Tectonics and Seismic*

- Potential of Alaska. Geophysical Monograph Series 179, American Geophysical Union, p. 10.1029.
- McKenzie, D.**, (1978a). Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci.Lett.*, **40**, 25-42.
- Menzies, M.A.**, Klemperer, S.L., Ebinger, C.J. & Baker, J., (2002). Characteristics of volcanic rifted margins.; Volcanic rift margins, *Special Paper – Geological Society of America*, **362**, 1-14.
- Miall A.D.**, (1979), Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: The history of an unstable craton margin: Geological Survey of Canada Memoir 387, p. 235.
- Mickey, M. B.**, Byrnes, A. P. & Haga, H. (2002). Biostratigraphic evidence for the prerift position of the North Slope, Alaska, and Arctic Islands, Canada, and Sinemurian incipient rifting of the Canada Basin. In: Miller, E. L., Grantz, A. & Klemperer, S. L. (eds) Tectonic Evolution of the Bering–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geological Society of America, Boulder, CO, Special Papers, 360, 67–76.
- Miller E.L.** et Hudson T.L., (1991). Mid-cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic early cretaceous compressional orogen, Alaska. *Tectonics*, 10, No.4, p.781-796.
- Miller T.P.**, (1989). Contrasting Plutonic Rock Suites of the Yukon-Koyukuk Basin and the Ruby Geanticline, Alaska, *Journal of geophysical research*, 94, No B11, p 15,969-15,987.
- Molenaar, C. J.**, Bird, K. J. & Kirk, A. R. (1987). Cretaceous and Tertiary stratigraphy of northeastern Alaska. In: TAILLEUR, I. L. & WEIMER, P. (eds) Alaskan North Slope Geology. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists and Alaska Geological Society, Bakersfield, CA, 513–528.
- Moore T.E.** et Box, (2015), Age and distribution of deformation in Alaska north of 60°C (Poster) 3P Arctic.
- Moore E.M.**, O’Sullivan P.B., Potter C.J. and Donelick R.A., (2015), Provenance and detrital zircon geochronologic evolution of lower Brookian foreland basin deposits of the western Brooks Range, Alaska, and implications for early Brookian tectonism : *Geosphere*, v. 11, no. 1.
- Moore T.E.**, Spencer, A. M., Embry, A. F., Gautier, D. L., Stoupakova, A. V. & Sørensen K, (2011). Geology and petroleum potential of the Eurasia Basin, (eds) Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs, 35, 731–750.
- Moore, T.E.**, Wallace, W.K., Bird, K.J., Karl, S.M., Mull, C.G., and Dillon, J.T., (1994), The Geology of Northern Alaska, in Plafker, G., and Berg, H.C., eds., *The Geology of Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, G-1, p. 49-140.
- Moore, T. E.**, Grantz, A., Pitman, J. K., & Brown, P. J. (2011). A first look at the petroleum geology of the Lomonosov Ridge microcontinent, Arctic Ocean. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 751-769. Moore T.E., Wallace W.K., Bira K.J., Karl S.M, Mull C.G., et Dillon J.T., 1992
- Moore, T. E.**, Wallace, W. K., Bird, K. J., Karl, S. M., Mull, C. G., & Dillon, J. T. (1992). Stratigraphy, structure, and geologic synthesis of northern Alaska (No. 92-330). Dept. of the Interior, US Geological Survey.
- Mosar, J.**, Eide, E. A., Osmundsen, P. T., Sommaruga, A., & Torsvik, T. H. 2002. Greenland-Norway separation: a geodynamic model for the North Atlantic. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82(4), 281-298. □ David C. Mosher. Submarine Landslides in Arctic Sedimentation: Canada Basin

N:

- Natal'in**, Boris A., Amato, Jeffrey M., Toro, Jaime, and Wright, James E., 1999, Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for tectonics of the Arctic region: *Tectonics*, v. 18, no. 6, p. 977-1003.
- Nagel, T. J.**, & Buck, W. R. (2007). Control of rheological stratification on rifting geometry: a symmetric model resolving the upper plate paradox. *International Journal of Earth Sciences*, 96(6), 1047-1057.
- Nelson, J.L.**, Colpron, M., Piercey, S.J., Dusel-Bacon, C., Murphy, D.C. and Roots, C.F., 2006. Paleozoic tectonic and metallogenic evolution of the pericratonic terranes in Yukon, northern British Columbia and eastern Alaska, Geological Association of Canada, Special Paper 45, p. 323-360.
- Nokleberg, W.J.**, Parfenov, L.M., Monger, J.W.H., Norton, I.O., Khanchuk, A.I., Stone, D.B., Scotese, C.R., Scholl, D.W., and Fujita, K., 2000, Phanerozoic tectonic evolution of the circum-North Pacific: U.S. Geological Survey Professional Paper 1626, p. 122.
- Nunn, J.A.**, Czerniak, M., and Pilger, R.H., Jr., 1987, Constraints on the structure of Brooks Range and Colville basin, northern Alaska, from flexure and gravity analysis: *Tectonics*, v. 6, p. 603-617.

O:

- Oldow, J.S.**, Boler, K.W., Avé Lallemant, H.G., Gottschalk, R.R., Julian, F.E., Seidensticker, and C.M., Phelps, J.C., 1998, Stratigraphy and paleogeographic setting of the eastern Skajit allochthon, central Brooks Range, Arctic Alaska, in Oldow, J.S., and Avé Lallemant, H.G., eds., *Architecture of the central Brooks Range fold and thrust belt, arctic Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 324*, p. 109-125.
- Oxman, V.S.**, 2003. Tectonic evolution of the Mesozoic Verkhoyansk–Kolyma belt (NE Asia). *Tectonophysics* 365 (1–4), 45–76. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00064-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00064-7)

P:

- Page, R. A.**, Biswas, N. N., Lahr, J. C., and Pulpan, H., 1991. Seismicity of continental Alaska, in Slemmons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M. D., and Blackwell, D. D., eds., *Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade Map Volume I, Chapter 4*.
- Pallister, J.S.**, Budahn, J.R., and Murchey, B.L., 1989, Pillow basalts of the Angayucham Terrane: Oceanic plateau and island crust accreted to the Brooks Range, *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 15901-15923.
- Patrick B.E.**, 1988. Synmetamorphic structural evolution of the Seward Peninsula blueschist terrane, Alaska, *Journal of Structural Geology*, 10, No. 6, pp. 555 to 565
- Patrick B.E.** and McClelland W.C., 1995. Late Proterozoic granitic magmatism on Seward Peninsula and a Barentian origin for Arctic Alaska -Chukotka, *Geology*, v. 23, no. 1, p. 81–84
- Patrick B.E.** et Evans B.W., 1989. Metamorphic Evolution of the Seward Peninsula Blueschist Terrane, *Journal of petrology*, 30, Part 3, p. 531-555.
- Patrick, B. E.**, & Lieberman, J. E. (1988). Thermal overprint on blueschists of the Seward Peninsula: the Lepontine in Alaska. *Geology*, 16(12), 1100-1103.

- Patrick, B.E**, Till, A.B., and Dinklage, W.S., 1994, An inverted metamorphic field gradient in the central Brooks Range, Alaska and implications for exhumation of high-pressure/low-temperature metamorphic rocks, *Lithos*, v. 33, p. 67-93.
- Patton**, William W., Jr., Wilson, Fredric H, Labay, Keith A., and Shew, Nora, 2009, Geologic map of the Yukon-Koyukuk Basin, Alaska: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 2909, scale 1:500,000, 2 sheets and pamphlet [<http://pubs.usgs.gov/sim/2909/>].
- Patton, W.W.**, Jr., and Box S.E., (1989), Tectonic setting of the Yukon-Koyukuk basin and its borderlands, Western Alaska, *Journal of Geophysical Research*, 94, no. B11, p. 15807-15820.
- Patton, W.W.**, Jr., Stern, T.W., Arth, J.G., and Carlson, C., (1987), New U/Pb ages from granite and granite gneiss in the Ruby geanticline and southern Brooks Range, Alaska. *Journal of Geology*, 95, p. 118-126.
- Parfenov, L. M.** (1991). Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics. *Tectonophysics*, 199(2), 319-342.
- Pease, V.** (2011). Eurasian orogens and Arctic tectonics: an overview. Geological Society, London, *Memoirs*, 35(1), 311-324.
- Péron-Pinvidic, G.** & Manatschal, G., (2008). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view, *International Journal of Earth Sciences*, doi:10.1007/s00531-008-0337-9.
- Petterson M.G**, Neal C.R, Mahoney J.J, Kroenke L.W, Saunders A.D, Babbs T, Duncan R.A, Tolia D, McGrail B.A, (1997). Structure and deformation of north and central Malaita, Solomon Islands: tectonic Implications for the Ontong Java Plateau–Solomon Arc collision and for the fate of ocean plateaus, *Tectonophysics*, 283, 1-33
- Plafker, G.**, and Berg, H.C., eds., (1994): *The Geology of Alaska: The Geology of North America, G-1* : Geological Society of America, Boulder, CO.
- Platt, J. P.** (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological society of America bulletin*, 97(9), 1037-1053.
- Pourteau, A.**, Bousquet, R., Vidal, O., Plunder, A., Duesterhoeft, E., Candan, O., & Oberhänsli, R. (2014). Multistage growth of Fe–Mg–carpholite and Fe–Mg–chloritoid, from field evidence to thermodynamic modelling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168(6), 1-25.
- Powell, R.**, & Holland, T. J. B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of metamorphic Geology*, 6(2), 173-204.
- Powell, R.** & Holland, T. J. (1994). Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79(1-2), 120–133.
- Powell, R.**, Holland, T. J. B. H., & Worley, B. (1998). Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of metamorphic Geology*, 16(4), 577-588.
- Powell, R.**, & Holland, T. J. B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(2), 155-179.
- Price, N. J.**, and Audley-Charles, M. G., 1987, Tectonic collision processes after plate rupture. *Tectonophysics*, v. 140, p.121-129.
- Pubellier, M.**, and Meresse, F., 2013, Phanerozoic growth of Asia: Geodynamic processes and evolution : *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 72, p. 118-128.

R:

- Redfield, T.F.**, Scholl, D.W., Fitzgerald, P.G., Beck Jr., M.E., (2007). Escape tectonics and the extrusion of Alaska: past, present, and future. *Geology* 35, 1039–1042.
- Rejebian, V.A.**, Harris, A.G. et Huebner, J.S, (1987), Conodont colour and textural alteration: an index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration. *Geol. Soc. Am. Bull.* 99, p: 471–479.
- Roberts, D.** (2003). The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365(1), 283-299.
- Roeske, S.M.**, Dusel-Bacon, C., Aleinikoff, J.N., Snee, L.W., and Lanphere, M.A., (1995), Metamorphic and structural history of continental crust at a Mesozoic collisional margin, the Ruby terrane, central Alaska: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 13, p. 25-40.

S:

- Saleeby J.B.** (1983). Accretionary tectonics of the north american cordillera, *Earth Planet Science*, 15, p.45-73.
- Schultz, R. A.**, & Aydin, A. (1990). Formation of interior basins associated with curved faults in Alaska. *Tectonics*, 9(6), 1387-1407.
- Séranne, M.** (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. special publication-geological society of london, 156, 15-36.
- Séranne, M.**, Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., & Pascal, G. (1995). Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: Role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 809-820.
- Shephard G.E.**, Müller R. D., Seton M., (2013). The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure, *Earth-Science Reviews* 124, p.148–183.
- Sherwood, K. W.**, Johnson, P. P., Craig, J. D., Zerwick, S. A., Lothmar, R. T., Thurston, D. K. & Hurlbert, S. B. (2002). Structure and Stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi shelf, Alaska. In: Miller, E. L., Grantz, A. & Klemperer, S. L. (eds) *Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. Geological Society of America, Boulder, CO, Special Papers, 360, 39–66.
- Sibuet, J.-C.**, Srivastavan, S. & Manatschal, G., (2007). Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies, *Journal of Geophysical Research*, **112**, 10.1029/2005JB003856.
- Smith, D.G.**, (1987), Late Paleozoic to Cenozoic reconstructions of the Arctic, Tailleur, I.L, and Weimer, Paul, eds., *Alaskan North Slope Geology: Pacific Section*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Bldersfield, Calif., v, 50, p. 785-795.
- Smith, G. M.** & Puchner, C. C., 1985. Geology of the Ruby geanticline between Ruby and Poorman Alaska and the tectonic emplacement of the Ramparts Group. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 66, 1102.
- Spencer A.M.**, Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V. et Sorensen K., (2011). An overview of the petroleum geology of the Arctic, (eds) *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, *Memoirs*, 35, p.1–15.
- Speranza, F.**, Maniscalco, R., & Grasso, M. (2003). Pattern of orogenic rotations in central–eastern Sicily: implications for the timing of spreading in the Tyrrhenian Sea. *Journal of the Geological Society*, 160(2), 183-195.

- Stern, R. J.** (2004). Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3), 275-292.
- Strauss, J.V.,** Macdonald, F.A., Taylor, J.F., Repetski, J.E., and McClelland, W.C., (2013), Laurentian origin for the North Slope of Alaska: implications for the tectonic evolution of the Arctic: *Lithosphere*, doi:10.1130/L284.1
- Sweeney, J.F.,** (1985), Comments on the age of the Canada Basin: *Tectonophysics*, v. 114, p. 1-10.
- Sweeney, J. F.,** Weber, J. R., & Blasco, S. M. (1982). Continental ridges in the Arctic Ocean: LOREX constraints. *Tectonophysics*, 89(1), 217-237.

T:

- Taylor, P. T.,** Kovacs, L. C., Vogt, P. R. & Johnson, G. L. (1981). Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin, 2. *Journal of Geophysical Research*, 86, 6323–6333.
- Till, A. B.,** Dumoulin, J. A., Ayuso, R. A., Aleinikoff, J. N., Amato, J. M., Slack, J. F., & Shanks III, W. C. P. (2014). this volume, Chapter 1, Reconstruction of an early Paleozoic continental margin based on the nature of protoliths in the Nome Complex, Seward Peninsula, Alaska. Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits: Geological Society of America Special Paper, 506. Till A.B., Dumoulin J.A., Werdon M.B., Bleick H.A., (2011). Bedrock Geologic Map of the Seward Peninsula, Alaska, and Accompanying Conodont Data, Scientific Investigations Map 3131, U.S. Geological Survey.
- Till A.B.,** Dumoulin J.A., Harris A.G., Moore T.E., Bleick H.A., et Siwiec B. R., (2008) Bedrock Geologic Map of the southern Brooks Range, Alaska, and accompanying Conodont. Data, Open-File Report 2008–1149, U.S. Geological Survey.
- Till, A.B.,** and Snee, L.W., (1995), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence that deformation of blueschists in continental crust was synchronous with foreland fold and thrust belt deformation, western Brooks Range, Alaska, in Patrick, B.E., and Day, H.W., eds., Special issue on Cordilleran high-pressure metamorphic terrane, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 13, p. 41-60.
- Till, A.B.,** and Dumoulin, J.A., (1994), Geology of Seward Peninsula and Saint Lawrence Island, in Plafker, George, and Berg, H.C., eds., *The Geology of Alaska: Geological Society of America*, p. 141-152.
- Till, A. B.,** Box, S. E., Roeske, S. M., & Patton, W. W. (1993). Comment [on “Mid-Cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic-Early Cretaceous compressional orogen, Alaska” by EL Miller and TL Hudson]. *Tectonics*, 12(4), 1076-1081.
- Till, A. B.** (1992). Detrital blueschist-Facies metamorphic mineral assemblages in Early Cretaceous sediments of the foreland basin of the Brooks Range, Alaska, and implications for orogenic evolution. *Tectonics*, 11(6), 1207-1223.
- Till, A.B.,** Dumoulin, J. A., Gamble, B. M., Kaufman, D. S., and Carroll, P. I., (1986) Preliminary geologic map and fossil data, Solomon, Bendeleben, and southern Kotzebue quadrangles, Seward Peninsula, Alaska, U.S. Geological Survey Open-File Report 86-276, 74 p., 3 sheets, scale 1:250,000.
- Till A. B.,** Dumoulin J; A., Werdon M. B., and Bleick A., (2010), Preliminary Bedrock Geologic Map of the Seward Peninsula, Alaska, and Accompanying Conodont Data, Map at the 1:500,000 scale, USGS Open-File Report 2009-1254.
- Till, A. B.,** & Moore, T. E. (1991). Tectonic relations of the schist belt, southern Brooks Range, Alaska. *Eos*, 72, 295.

Toro, J., Gans, P.B., McClelland, W.C., and Dumitru, T.A., (2002), Deformation and exhumation of the Mount Igikpak region, central Brooks Range, Alaska, in Miller, E.L., Grantz, A., and Klemperer, S.L., eds., Tectonic evolution of the Bering Shelf- Chukchi Sea-Arctic margin and adjacent landmasses: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 360, p. 111-132.

Thurston S.P., (1985). Structure, petrology, and metamorphic history of the Nome Group blueschist terrane, Salmon Lake area, Seward Peninsula, Alaska, Geological Society of America Bulletin, 96, no. 5, p. 600-617.

Trop, J. M., Hart, W. K., Snyder, D., & Idleman, B. (2012). Miocene basin development and volcanism along a strike-slip to flat-slab subduction transition: Stratigraphy, geochemistry, and geochronology of the central Wrangell volcanic belt, Yakutat-North America collision zone. Geosphere, GES00762-1.

V:

Vanderhaeghe, O. (2004). Structural development of the Naxos migmatite dome. Geological Society of America Special Papers, 380, 211-227.

Vidal, O., Parra, T. & Trotet, F., (2001). A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100°C to 600 °C, 1 to 25 kbar range. American Journal of Science, 301, 557-592.

Vidal, O., De Andrade, V.; Lewin, E.; Munoz, M.; Parra, T. and Pascarelli, S., (2006), P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan) : Journal of Metamorphic Geology, v. 24, p. 669-683

Vogl, J.J., (2003), Thermal-baric structure and P-T history of the Brooks Range metamorphic core, Alaska. Journal of Metamorphic Geology, v. 21, p. 269-284.

Vogl, J.J., (2002), Late-orogenic backfolding and extension in the Brooks Range collisional orogeny, northern Alaska, Journal of Structural Geology, v. 24, p. 1753-1776.

Vogl, J.J., Calvert, A.T., and Gans, P.B., (2002), Mechanisms and timing of exhumation of collision-related metamorphic rocks, southern Brooks Range, Alaska; insights from 40Ar/39Ar thermochronology: Tectonics, v. 21, no. 3, 18 p.

W:

Walderhaug, H. J., Eide, E. A., Scott, R. A., Inger, S., & Golionko, E. G. (2005). Palaeomagnetism and 40Ar/39Ar geochronology from the South Taimyr igneous complex, Arctic Russia: a Middle-Late Triassic magmatic pulse after Siberian flood-basalt volcanism. Geophysical Journal International, 163(2), 501-517.

Wernicke, B.P., (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.

Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages, I. Eos, Transactions American Geophysical Union, 37(3), 320-326.

Wheeler, J.O. and McFeely, P., (1991), Tectonic assemblage map of the Canadian Cordillera and adjacent parts of the United States of America: Geological Survey of Canada, Map 1712A, scale 1:2,000,000.

Wheeler, J.O., Brookfield, A.J., Monger, J.W.H., Tipper, H.W., and Woodsworth, J.O., (1991), Terrane map of the Canadian Cordillera: Geological Survey of Canada, Map 1731 A, 2 sheets, scale 1:2,000,000.

- Whitmarsh, R.B.** & Sawyer, D.S., (1996a). The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental-rifting to seafloor-spreading processes, *Proc. ODP, Sci. Results*, **149**, 713-733.
- Wilson F. H.**, Dover J. H., Bradley D.C., Weber F.R., Bundtzen T.K., and Haeussler P. J., Geologic Map of Central (interior) Alaska (4 sheets: Northeastern, Southeastern, Western and Southwestern regions), 1998, series of 1:500,000 maps, USGS Open-File Report 98-133.
- Wirth, K. R.**, & Bird, J. M. (1992). Chronology of ophiolite crystallization, detachment, and deeper parts of subduction zones. emplacement: Evidence from the Brooks Range, Alaska. *Geology*, 20(1), 75-78.
- Wirth, K.R.**, Bird, A.E., Blythe, A.E., and Harding, D.J., (1993), Age and Evolution of western Brooks Range ophiolites in Alaska: Results from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry: *Tectonics*, v. 12, p. 410-432.

Annexe A :

Cartes géologiques compilées de la péninsule alaskane et coordonnées GPS des échantillons.

Cette annexe contient les informations cartographiques des cartes présentées dans les figures du manuscrit, les localisations des échantillons et le détail des cartes géologiques compilées de l'ensemble des formations et des zones étudiées au cours de cette thèse.

A.1 Paramètres cartographiques des cartes illustrées dans le manuscrit.

Les cartes illustrées dans cette thèse sont associées à trois types de projection :

Projection Stéréographique Polaire :

Datum : WSG84
Central meridian : -154 °
False easting : 0 meter
False northin : 0 meter
Latitude of origin : 70°
Scale factor : 1

Les figures associées à cette projection sont : Figure 1 ; Figure 2 ; Figure 3 ; Figure 4 ; Figure 1.1 ; Figure 1.7 ; Figure 1.9 ; Figure 1.13 ; Figure 1.15 ; Figure 1.21.

Projection Albers Conic Equal Area :

Datum : NAD83 (CORS96)
Central meridian : -154 °
False easting : 0 feet
False northin : 0 feet
Latitude of origin : 50°
Standard parallel 1 : 55°
Standard parallel 2 : 65°

Les figures associées à cette projection sont : Figure 1.19 ; Figure 1.22 ; Figure 1.25, Figure 1.26 ; Figure 1.28 ; Figure 1.29 ; Figure 1.31 ; Figure 1.33 ; Figure 2.4 ; Figure 2.6 ; Figure 3.1 ; Figure 3.2 ; Figure 3.12 ; Figure 3.21 ; Figure 3.48 ; Figure 4.9 ; Figure 4.1.

Datum: NAD27 Alaska
Central meridian : -154 °
False easting : 0 feet
False northin : 0 feet
Latitude of origin : 50°
Standard parallel 1 : 55°
Standard parallel 2 : 65°

Les figures associées à cette projection sont : Figure 3.2 ; Figure 3.6 ; Figure 3.19, Figure A1 à A3.

A.2 Coordonnées GPS des échantillons.

Les coordonnées GPS (Datum : WGS84, équivalent au NAD83) des échantillons récoltés pendant les trois missions de terrain.

Name	Latitude (decimal degree)	Longitude (decimal degree)	Name	Latitude (decimal degree)	Longitude (decimal degree)
BR1224	67.94718333	-148.0308	BRNL1416	67.16345	-150.123
BR1226A	67.94738333	-148.0308	BRNL1417	67.16463	-150.12
BR1215	67.488603	-150.1991	BRNL1418	67.16572	-150.118
BR1216	67.488603	-150.1991	BRNL1419	67.16718	-150.116
BR1217	67.487928	-150.1907	BRNL1420	67.1692	-150.116
BR1218	67.487928	-150.1907	BRNL1421	67.16953	-150.116
BR1231A	67.5196	-148.1527	BRNL1422	67.17155	-150.114
BR1231B	67.5196	-148.1527	BRNL1423	67.28133	-150.025
BR1234	67.45613333	-149.968	BRNL1424A	67.272	-150.027
BR1234B	67.45613333	-149.968	BRNL1424B	67.272	-150.027
BR1234C	67.45613333	-149.968	BRNL1425	67.27275	-150.023
BR1219	67.416172	-150.0544	BRNL1426	67.26508	-150.039
BR1219A	67.416172	-150.0544	BRNL1427	67.26208	-150.05
BR1219C	67.416172	-150.0544	BRNL1428	67.258	-150.054
BR1105	67.41195	-149.8722	BRNL1429	67.25263	-150.054
BR1233B	67.399	-149.9135	BRNL1430A	67.24538	-150.043
BR1233C	67.399	-149.9135	BRNL1430B	67.24538	-150.043
BR1233D	67.399	-149.9135	BRNL1431	67.2212	-150.077
BR1235A1	67.4038	-149.9175	BRNL1426	67.15208	-150.474
BR1235A2	67.4038	-149.9175	BRNL1427	67.1525	-150.474
BR1235B	67.4038	-149.9175	BRNL1428	67.15345	-150.474
BR1104	67.3977	-149.9127	BRNL1429	67.1557	-150.472
BR1236	67.37798333	-149.89	BRNL1430A	67.15725	-150.467
BR1237A	67.36291667	-149.887	BRNL1430B	67.15725	-150.467
BR1238	67.33933333	-149.8637	BRNL1431	67.15907	-150.458
BR1239	67.3143	-149.8637	90ATi105A	67.37873333	-149.9839
BR1102A	67.28241667	-149.8558	90ATi105C	67.37873333	-149.9839
BR1220A	67.47078333	-149.7605	90ATi103A	67.37561667	-149.9807
BR1220B	67.47078333	-149.7605	90ATi73A	67.40833333	-149.5833
BR1220C	67.47078333	-149.7605	90ATi74A	67.40048333	-149.589
BR1221	67.28241667	-149.8557	90ATi135A	67.48631667	-149.8564
BR1103	67.28241667	-149.8557	90ATi135B	67.48631667	-149.8564
BRNL1401	67.15208	-150.474	90ATi37C	67.29726667	-149.8942
BRNL1402	67.1525	-150.474	90ATi1A	67.28916667	-149.7275
BRNL1403	67.15345	-150.474	90ATi1C	67.28916667	-149.7275
BRNL1404	67.1557	-150.472	90ATi41F	67.2786	-149.6026
BRNL1405	67.15725	-150.467	90ATi120J	67.2587	-149.6218
BRNL1406	67.15725	-150.467	90ATi120L	67.2587	-149.6218
BRNL1407	67.15907	-150.458	92ATi226D	67.37033333	-149.7745
BRNL1408	67.16138	-150.455	92ATi227B	67.37046667	-149.77885
BRNL1409	67.19037	-150.57	90ATi31A	67.205	-149.9583
BRNL1410	67.19055	-150.567	90ATi33B	67.22116667	-149.982
BRNL1411	67.19065	-150.565	89TM-221A	67.5283833	150.2425
BRNL1412	67.19153	-150.56	89TM-245A	67.63	149.972167
BRNL1413	67.19232	-150.558	89TM-265D	67.74375	149.899667
BRNL1414A	67.19375	-150.556	90TM-472A	67.79525	148.9695
BRNL1414B	67.19375	-150.556	90TM-484B	67.8797333	149.2245
BRNL1415	67.1946	-150.553	92TM-151A	67.9020833	149.755833
			10TM-50	67.8019833	149.734667
			89TM-221A	67.5283833	150.2425

Tableau A.1 : Coordonnées GPS des échantillons de la chaîne de Brooks.

Name	Latitude (decimal degree)	Longitude (decimal degree)	Name	Latitude (decimal degree)	Longitude (decimal degree)
SWNL1301A	64.58905	-165.1322	SWNL1346	64.99096667	-164.73856
SWNL1301B	64.58905	-165.1322	SWNL1347	64.99368333	-164.74358
SWNL1302A	64.5852	-165.03771	SWNL1348	64.99368333	-164.7436
SWNL1302B	64.5852	-165.03771	SWNL1349A	64.99531667	-164.75005
SWNL1302C	64.5852	-165.03771	SWNL1349B	64.99531667	-164.75005
SWNL1303A	64.60781667	-165.18486	SWNL1350	65.00101667	-164.75275
SWNL1303B	64.60781667	-165.18486	SWNL1351A	65.00151667	-164.75356
SWNL1303C	64.60781667	-165.18486	SWNL1351B	65.00215	-164.7538
SWNL1304A1	64.65795	-165.13841	SWNL1352A	65.03653333	-165.53881
SWNL1304A2	64.65795	-165.13841	SWNL1352B	65.03653333	-165.53881
SWNL1304B	64.65795	-165.13841	SWNL1353A	65.03653333	-165.53881
SWNL1304C	64.65795	-165.13841	SWNL1353B	65.03653333	-165.5388
SWNL1305A	65.04805	-162.12303	SWNL1354	65.03653333	-165.53881
SWNL1305B	65.04805	-162.12303	SWNL1355	65.03653333	-165.53881
SWNL1305C	65.04805	-162.12303	SWNL1356	65.03653333	-165.53881
SWNL1306A1	65.06968333	-162.11291	SWNL1357A	65.03925	-165.519
SWNL1306A2	65.06968333	-162.11291	SWNL1357B	65.03925	-165.519
SWNL1306B	65.06968333	-162.11291	SWNL1358A	65.0126	-165.519
SWNL1306C	65.06968333	-162.11291	SWNL1358B	65.0126	-165.519
SWNL1307A	64.89631667	-162.48041	SWNL1358C	65.0126	-165.519
SWNL1307B	64.89631667	-162.48041	SWNL1358D	65.0126	-165.519
SWNL1307C	64.89631667	-162.48041	SWNL1359A	65.0126	-165.519
SWNL1308	64.88141667	-165.21603	SWNL1359B	65.0126	-165.519
SWNL1309	64.88	-165.213	SWNL1360	64.98626667	-165.55395
SWNL1310	64.86948333	-165.20051	SWNL1361A	64.97198333	-165.41708
SWNL1311	64.87545	-165.197	SWNL1361B	64.97198333	-165.41708
SWNL1312	64.86838333	-165.19553	SWNL1361C	64.97198333	-165.41708
SWNL1313	64.86838333	-165.19553	SWNL1361D	64.97198333	-165.41708
SWNL1314	64.86276667	-165.19193	SWNL1362A	64.9485	-165.26183
SWNL1315A	64.86163333	-165.19043	SWNL1362B	64.9485	-165.26183
SWNL1315B	64.86163333	-165.19043	SWNL1362C	64.9485	-165.26183
SWNL1316	64.85971667	-165.18886	SWNL1362D	64.9485	-165.26183
SWNL1317	64.85713333	-165.1793	SWNL1362E	64.9485	-165.26183
SWNL1318	64.85713333	-165.1793	SWNL1363A	64.94918333	-165.23155
SWNL1319	64.85555	-165.17	SWNL1363B	64.94918333	-165.231
SWNL1320	64.90191667	-165.17561	SWNL1363C	64.94918333	-165.2315
SWNL1321A1	64.90458333	-165.17706	SWNL1364A	64.8473	-165.14326
SWNL1321A2	64.90458333	-165.17706	SWNL1364B	64.8473	-165.14326
SWNL1321B	64.90458333	-165.17706	SWNL1365	65.23871667	-166.30246
SWNL1322A	64.90623333	-165.18246	SWNL1366	65.21323333	-166.316
SWNL1322B	64.90623333	-165.18246	SWNL1367A	65.20186667	-166.29846
SWNL1323	64.90871667	-165.18591	SWNL1367B	65.20188333	-166.29846
SWNL1324	64.91095	-165.189	SWNL1368A	65.16856667	-166.29346
SWNL1325A	64.9151	-165.19398	SWNL1368B	65.16858333	-166.29346
SWNL1325B	64.9151	-165.19398	SWNL1369A	65.10203333	-166.24856
SWNL1326	64.91785	-165.19906	SWNL1369B	65.10203333	-166.24856
SWNL1327	64.92136667	-165.21616	SWNL1370	65.03813333	-166.228216
SWNL1328	64.922	-165.22505	SWNL1371	65.09353333	-166.21161
SWNL1329	64.92368333	-165.2294	SWNL1372	65.09273333	-166.20473
SWNL1330	64.92593333	-165.2344	SWNL1373	64.57403333	-166.16391
SWNL1331A	64.92615	-165.2372	82ATi66	64.9977778	-164.28972
SWNL1331B	64.92615	-165.2372	JS-04-9	64.8067	-164.1886
SWNL1332	64.9282	-165.2404	84AGe181A	64.8994444	-164.1125
SWNL1333A	64.7243	-164.03463	07ATi37	64.74366	-163.88962
SWNL1333B	64.7243	-164.03463	84ATi166D	64.657	-164.116
SWNL1333C	64.7243	-164.03463	82ATi36	64.5861111	-163.22777
SWNL1333D	64.7243	-164.03463	06AD6B	64.57142	-165.98903
SWNL1334	64.7243	-164.03463	06ATi4A	64.60424	-165.67392
SWNL1335A	64.81523333	-163.7303	05AD24E	64.65783	-165.5885
SWNL1335B	64.81523333	-163.7303	05AD24J	64.65783	-165.5886

SWNL1336	64.80273333	-163.75088	86ATi19	64.6619444	-165.94638
SWNL1337	64.77763333	-163.79836	06AD4AA	64.60698	-165.43055
SWNL1338	64.77763333	-163.79836	84ATi293A	65.682	-164.625
SWNL1339A	64.74286667	-163.88951	84ATi300B	65.533	-164.659
SWNL1339B	64.74286667	-163.88951	84ATi307	65.573	-164.829
SWNL1340A	64.71515	-163.99555	05AD31C	65.123	-162.511
SWNL1340B	64.71515	-163.995	05AD31D	65.123	-162.511
SWNL1341A	64.69803333	-165.13643	07ATi16	64.8193667	-164.83858
SWNL1341B	64.69803333	-165.13643			
SWNL1342A	64.69361667	-164.27848			
SWNL1342B	64.69361667	-164.27848			
SWNL1343	64.81206667	-164.29495			
SWNL1344	64.60628333	-164.38821			
SWNL1345A1	64.9852	-164.74036			
SWNL1345A2	64.9852	-164.74036			
SWNL1345A3	64.9852	-164.74036			
SWNL1345B	64.9852	-164.74036			
SWNL1345C	64.9852	-164.74036			
SWNL1345D	64.9852	-164.74036			

Tableau A.2 : Coordonnées GPS des échantillons de la péninsule de Seward.

A.3 Compilation et synthèse des cartes géologiques

Pour obtenir une carte géologique de la meilleure résolution possible de l'ensemble de la péninsule alaskane, de ses marges nord et ouest, et du Bassin Canadien, il a été nécessaire d'effectuer une compilation de plusieurs cartes d'extensions et d'échelles variées, et de les homogénéiser : (1) Péninsule de Seward (Till et al., 2009), du sud des Brooks Range (Till et al., 2008), du Yukon-Koyukuk (Patton et al., 2009), du centre de l'Alaska (Wilson et al. 1998) et de la carte géologique de l'Arctique (Harrison et al., 2011).

Les cartes qui n'étaient pas sous format information géographique (géoréférencées) ont été recalées en utilisant les informations cartographiques disponibles (systèmes de coordonnées, coordonnées et/ou grilles, principalement). En utilisant la légende de chaque carte, chaque affleurement a été digitalisé en polygone (lorsque le vecteur n'était pas déjà disponible dans la version PDF), et renseigné en teinte, pattern, code, nom, âge, et lithologie de l'unité. Dans le même temps, les structures tectoniques, contacts géologiques entre unités, et dykes ont été isolés et transformés en objets cartographiques numériques géoréférencés. Ainsi, un maximum d'information de ces cartes a été rendu disponible dans un SIG.

Ce travail permet de sélectionner, extraire et visualiser rapidement, à l'échelle de la zone d'étude, des formations particulières (e.g. « Schist Belt »), représentant un épisode particulier dans l'histoire géologique de l'Alaska (e.g. les formations indiquant une suture orogénique, Fig. A2), ou représentatives d'un métamorphisme particulier (e.g. l'ensemble des formations HP-BT, Fig. A3). Disposer d'une telle base de données géographique, incluant non seulement la nature et l'âge des formations géologiques à l'affleurement, mais aussi leurs caractéristiques et leurs relations géométriques, s'est révélé particulièrement utile lorsque l'on a cherché à définir les limites de blocs cohérents dans le cadre de l'étude paléogéographique pour la reconstruction de l'histoire géodynamique de la région.

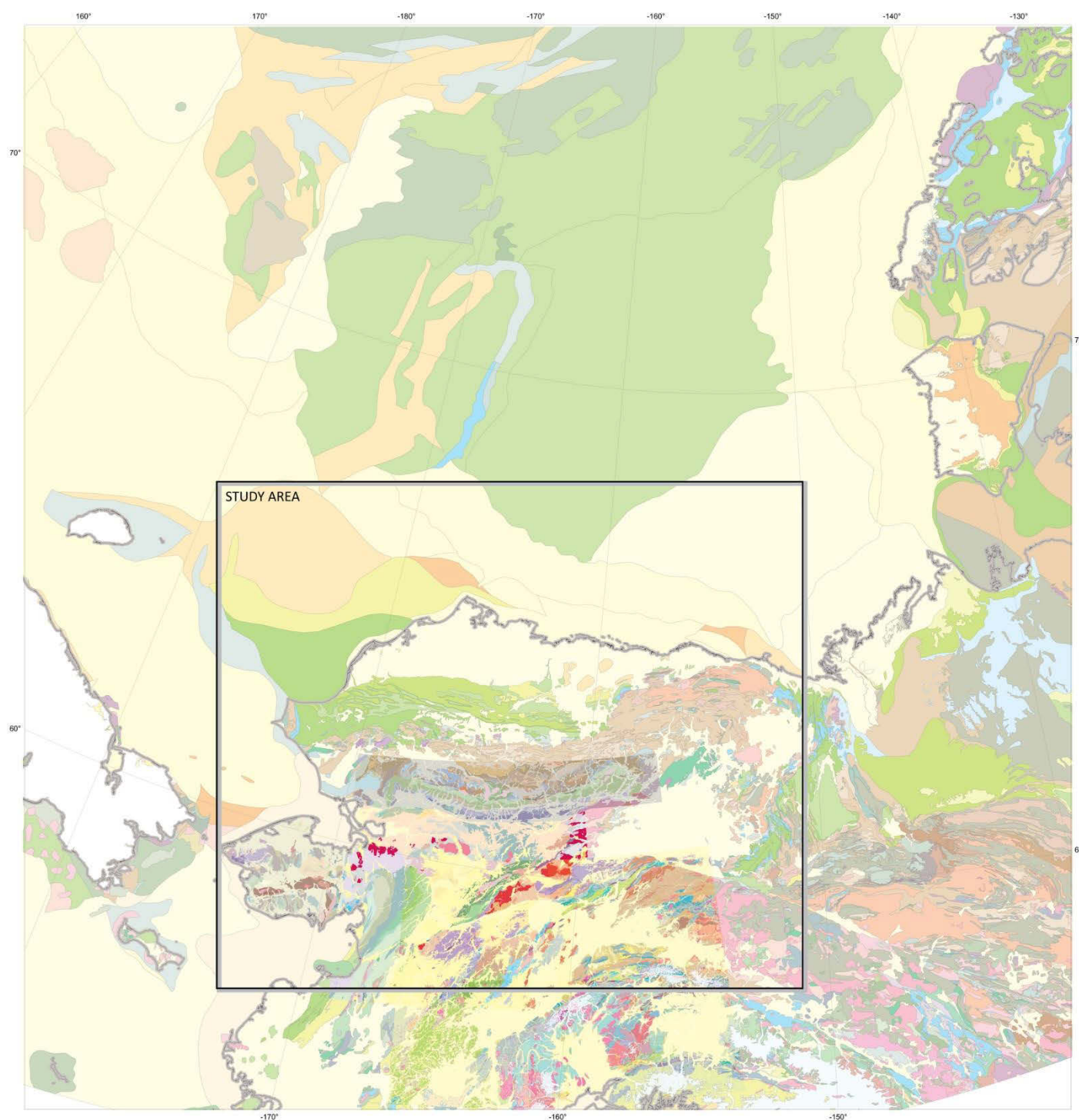


Figure A.1 : Carte géologique synthétisée de l'ensemble de la Péninsule Alaskane, de ses marges nord et ouest, et du Bassin Canadien. Dans la zone d'étude, on peut voir apparaître la géologie haute résolution (par rapport à la Carte Géologique de l'Arctique, plus grande échelle) des cartes de détail numérisées et géoréférencées.

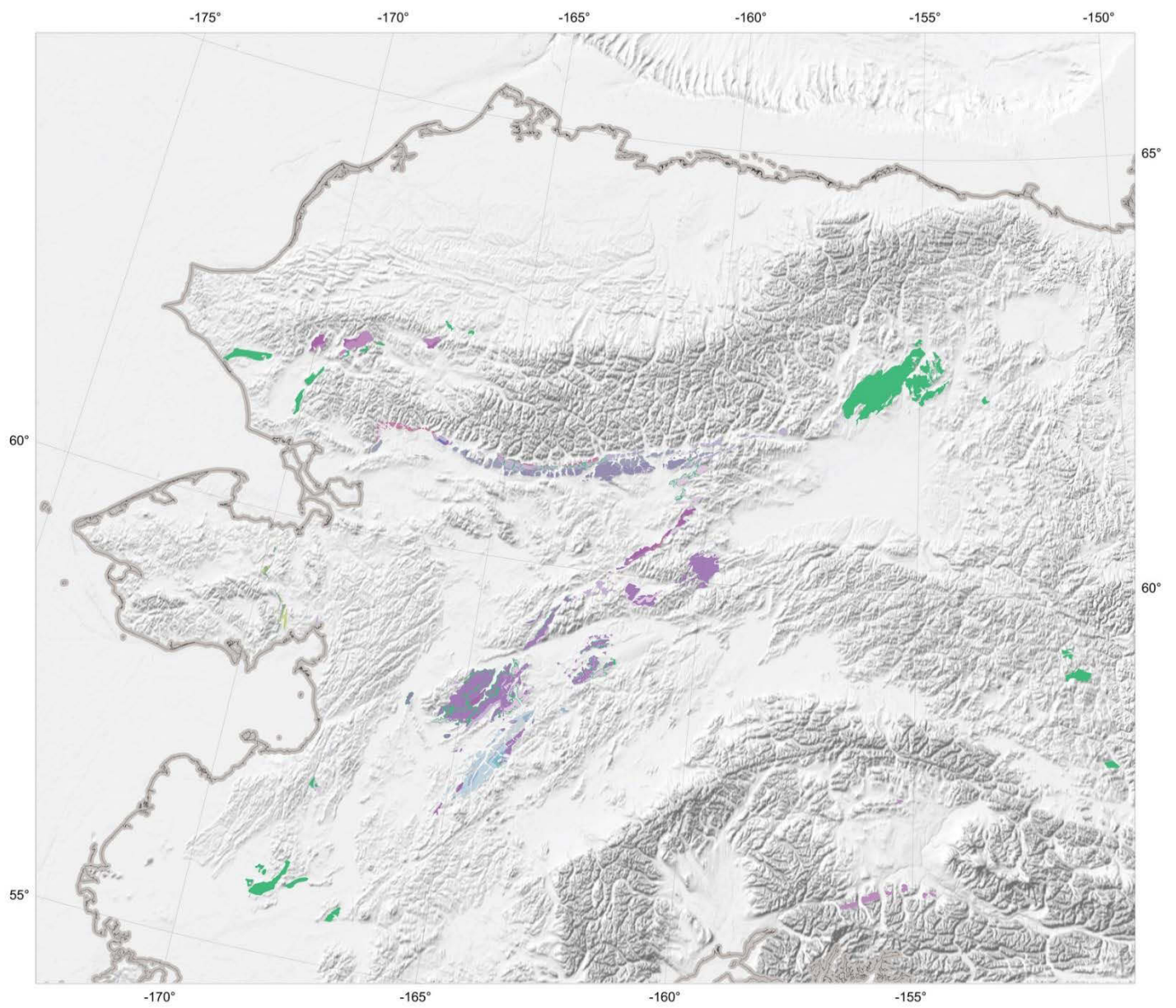


Figure : A.2 : Extraction du SIG Alaska et visualisation en carte de l'ensemble des sutures océaniques issues de la fermeture de l'océan Kobuk (formations Angayucham, Innoko, Tozitna, Kugruk)..

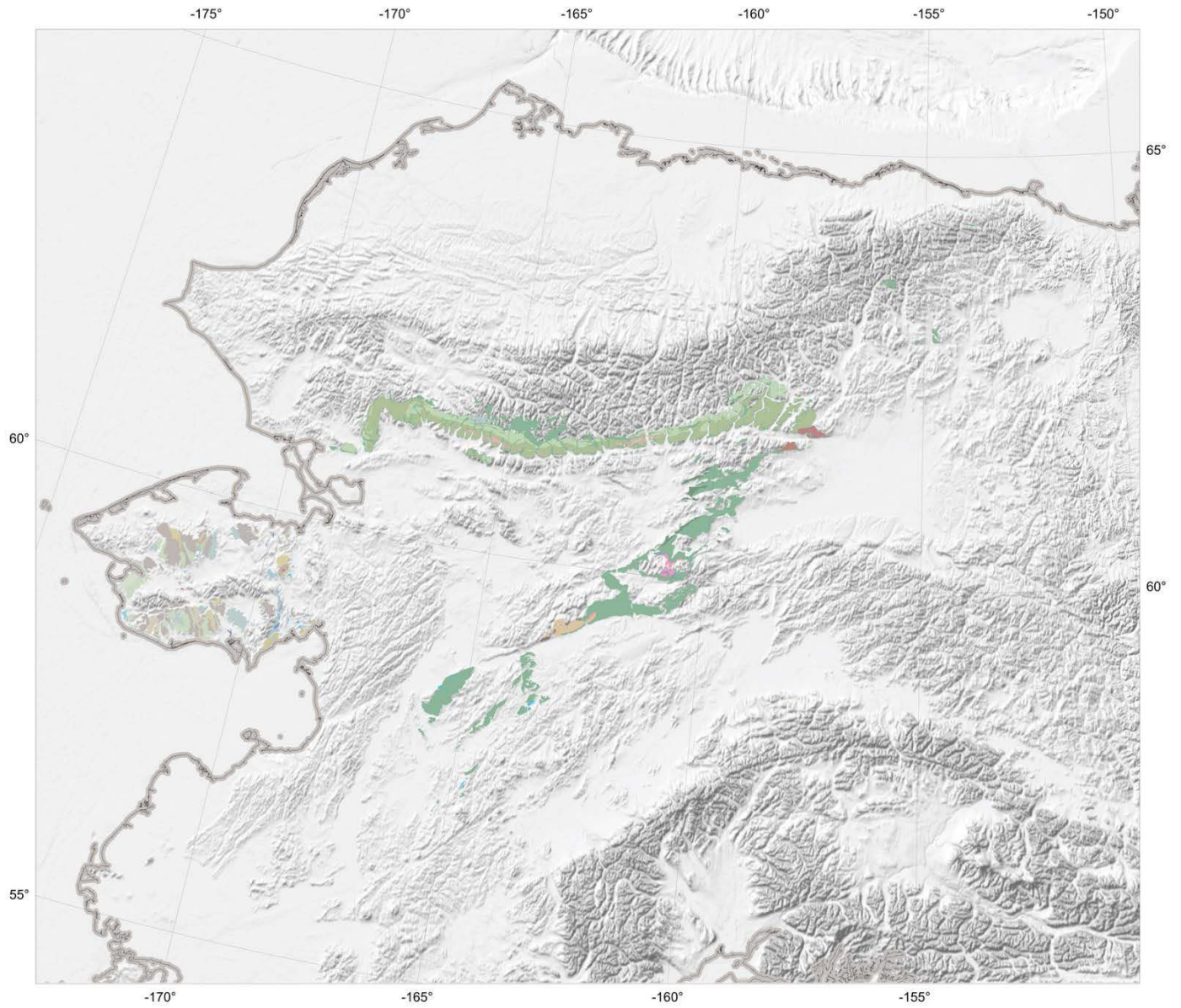


Figure : A.3 : Extraction du SIG Alaska et visualisation en carte de de l'ensemble des unités Haute Pression- Basse Température issues de l'orogénèse Brookienne (Schist belt, Ruby terrane, Nome complex).

Annexe B :

Indice CAI des conodontes et étude comparative des méthodes thermiques du RSCM et du CAI

Cette annexe contient une étude préliminaire comparative des méthodes thermiques du RSCM (« Raman Spectroscopy of Carboneous Materials ») et du CAI (« Conodont Alteration Index»).

1 L'indice CAI des conodontes

1.1 Les conodontes : définition

Les conodontes, dont l'origine est sujet à débat, seraient une espèce éteinte de vertébré, classés dans la classe « Conodonta ». Ils ont été pendant de nombreuses années décrits seulement par des microfossiles de dents maintenant appelés "éléments de conodontes". Ceux-ci (abusivement appelés "conodontes") sont des structures en forme de dents phosphatées ayant généralement une taille de 0,1 à 1 mm. Ces éléments de conodontes sont considérés comme une partie de l'appareil alimentaire.

Les éléments de conodontes sont transparents et composés de carbonate de calcium, d'apatite et de matière organique (chitine) qui les colorent. Les éléments de Conodontes sont connus du Cambrien au Trias, et sont très utilisés comme marqueurs biostratigraphiques (Fig.B.1).



Figure.B.1: Images d'éléments de conodontes

1.2 Principe de la méthode

Dès 1970, plusieurs études en contexte de métamorphismes régionaux, principalement dans le faciès schiste vert, font état d'une modification progressive de la couleur des éléments des conodontes (Epstein et al., 1977). Cette modification de couleur est due à l'altération de la matière organique contenue dans ces éléments.

Epstein et al. (1977) établis une première échelle des indices de description de cette couleur au sein des conodontes. Dans des conditions contrôlées de température, ils reproduisent expérimentalement la même séquence des changements de couleur que celle observée dans la nature. En utilisant des éléments de conodontes contenus dans des roches ayant un degré négligeable de chauffage (<50°C), ils produisent une modification de couleur par pyrolyse en plein air, par paliers progressifs entre 50°C à 600°C. Des changements de couleur progressifs (brun, beige, noir, blanc), dépendant de la température et du temps, sont observés et extrapolés en utilisant une loi d'Arrhenius (Fig.). La pression (tout comme pour la méthode RSCM) n'aurait aucun impact sur la modification de la couleur et donc sur l'altération de la matière organique (Epstein et al., 1977). Ces données ont permis de définir une échelle des gammes thermiques d'indices de coloration des conodontes (CAIs) de 1 à 5. Reproduisant les mêmes contraintes expérimentales et observations, Rejibian et al. (1987) révisent la première échelle, sans toutefois modifier les conclusions déjà émises et étendent l'échelle des indices des gammes thermiques du CAI de 5 à 8 (Fig.2).

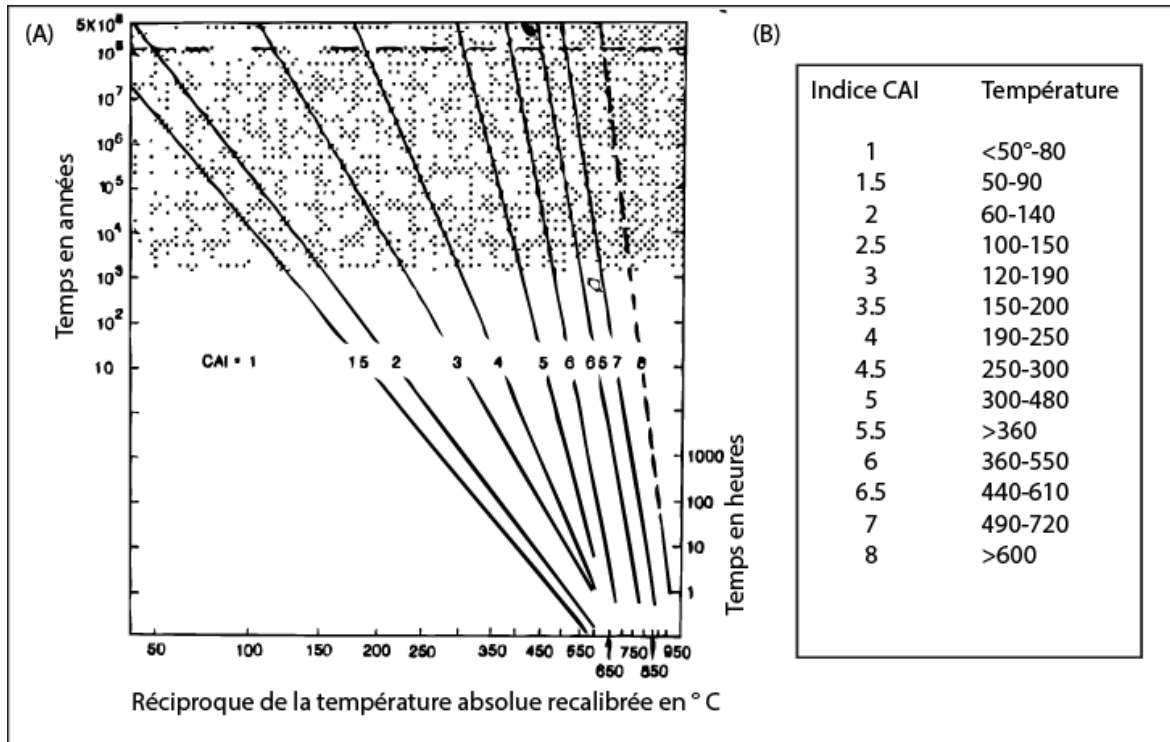


Figure B.2: (A) Courbe d'Arrhenius des champs de CAI de 1 à 8, obtenu expérimentalement par pyrolyse en plein air (les indices de 1 à 5 proviennent de Epstein et al., (1977) et les indices de 6 à 8 de Rejibian et al., (1987)). (B) Table d'indice d'altération de la couleur (CAI) des conodontes avec la température, déterminée expérimentalement de 1 à 8 (Epstein et al., 1977 et Rejibian et al., 1987).

Pour un indice CAI (par exemple 5), la valeur de la température la plus basse (300°C) représente une durée de chauffage longue (500 millions d'années) ; la valeur de la température la plus haute (480°C) correspond à un temps de chauffage plus court (1 million d'années). Ainsi, les changements de couleur dans les conodontes reflètent l'histoire thermique des roches qui les contiennent. Les températures pourrait être assimilées à des profondeurs d'enfouissement pour un gradient géothermique donné (Epstein et al., 1977; Rejibian et al., 1987). L'indice de coloration des conodontes a été largement testé, appliqué, et accepté pour l'évaluation de la maturation et le potentiel d'hydrocarbures dans des sédiments de bas-grade métamorphique. L'indice CAI attribué à chaque échantillon correspond à celui du plus grand nombre de conodontes de même couleur. Si un échantillon contient en proportion presque égales deux groupes de couleur, une gamme d'indice CAI peut être attribuée au lieu d'une seule valeur.

1.3 Les incertitudes

L'indice CAI est sensible à la taille des éléments, à la température et à l'activité de l'eau.

La variation de la distribution des conodontes au sein d'un échantillon peut affecter l'indice du CAI. Les conodontes de grande taille s'altèrent plus facilement que ceux de petite taille, si bien que l'indice de CAI des particules de grande taille est supérieur à celui des particules de petite taille dans le même échantillon (Rejibian et al., 1987).

L'indice CAI ne permet pas de caractériser certains milieux. En particulier, les valeurs de CAI de 6 à 8 identifiées expérimentalement ne peuvent être utilisées pour évaluer des températures

d'altération hydrothermale des roches (Rejibian et al., 1987). De même, l'échelle CAI ne peut être utilisée pour évaluer l'histoire thermique d'un système fermé contenant de l'eau. La présence d'eau provoque un retard dans l'altération de la matière organique au sein des "éléments de conodontes" et donc diminue artificiellement l'indice CAI. Cet indice CAI faible dans un système fermé humide a une application importante pour les limites de l'extension thermique de la préservation des hydrocarbures dans un environnement naturel en surpression. La matière organique dans cet environnement tend à être moins altérée, et livre potentiellement une température correspondant à la fenêtre à huile, alors que les températures sont en réalité bien au-delà des limites de conservation prévues pour le pétrole et le gaz.

Enfin, bien qu'il existe une correspondance générale entre la valeur de l'indice CAI et l'histoire métamorphique, les valeurs d'indice CAI peuvent être affectées par de multiples facteurs, dont certains ne sont pas dus au métamorphisme comme la variation du gradient géothermique, la circulation de fluides,... (Rejibian et al., 1987).

2 Comparaison des résultats des deux méthodes

2.1 Problématique

La méthode du RSCM et l'indice CAI permettent en principe de contraindre indépendamment l'évolution thermique des roches en utilisant la matière organique. La méthode des conodontes, très employée par les pétroliers, et la méthode RSCM n'ont toutefois jamais été comparées. Leur comparaison pourrait notamment permettre d'affiner les températures obtenues par la méthode des conodontes. La péninsule de Seward en Alaska abonde en données sur les conodontes, réparties sur une grande zone géographique correspondant à l'ensemble de la gamme de valeur de l'indice CAI (Julie Dumoulin; USGS, Anchorage). Elle constitue donc une zone d'étude particulièrement pertinente pour l'établissement de cette correspondance.

2.2 Résultats

Cette étude a porté sur 25 lames comportant un indice CAI de 4 à 8 (Tab.B.1). Les indices de 1 à 3 ne peuvent actuellement être comparées liées à la limite de la méthode actuelle du RSCM (Lahfid et al., 2010 ; Beyssac et al., 2002). Ainsi, 20 lames ont été interprétées, 5 lames nécessitent une étude plus approfondie liées à l'hétérogénéité des résultats et probablement à la structure de la matière organique (Tab.B.2 et Fig.B.3).

Lames	CAI	T°C
85AD17C	4	190-250
85AD29D		
85AD29F		
85ADn43A	4-4.5	190-300
82ADn78RR	4.5	250-300
84ADn112B		
84ADn2E	5	300-480
84ADn2D		
82ADn7811	5-5.5	300 ->360
83ADn88A		
84ADn3A		
85ADn20B		
82ADn78MM	5.5	>360
83ADn5B		
84ADn51M		
82ADn24A		
83ADn27A	5.5-6	360-550
83ADn75A		
84ADn74C		
84Ati5Y	6	360-550
85APa120		
84ADn25	6-7	360-720
84ADn57B	7	490 720
84ADn281		
84Ati88F	8	>600

Tableau B.1: Ensemble des lames étudiées associé à leurs indices CAI.

Samples	RSCM				CAI	
	n	Av. T(°C)	SD	SE	Index	T°C
85AD29F	17	240	14.7	4	4	190-250
85ADn43A	19	272	25.3	6	4-4.5	190-300
84ADn112B	16	255	24.7	6	4.5	250-300
84ADn2E	19	457	8.9	2	5	300-480
84ADn2D	15	447	18.5	5		
82ADn7811	18	378	20.4	5	5-5.5	300 ->360
83ADn88A	21	485	32.3	7		
84ADn3A	25	441	20	4		
85ADn20B	22	499	18.2	4		
83ADn5B	20	<200			5.5	>360
84ADn51M	13	258	23.4	6.5		
82ADn24A	16	500	31	7		
83ADn27A	17	360	15.8	4	5.5-6	360-550
83ADn75A	20	<200	23.7	1.5		
84ADn74C	11	459	21.8	6.5		
84Ati5Y	17	447	20	5	6	360-550
85APa120	12	<200				
84ADn25	14	528	21.3	6	6-7	360-720
84ADn57B	17	465	28	7	7	490 720
84Ati88F	16	489	25.9	6.5	8	>600

Tableau B.2: Ensemble des résultats des températures RSCM obtenu sur les lames.

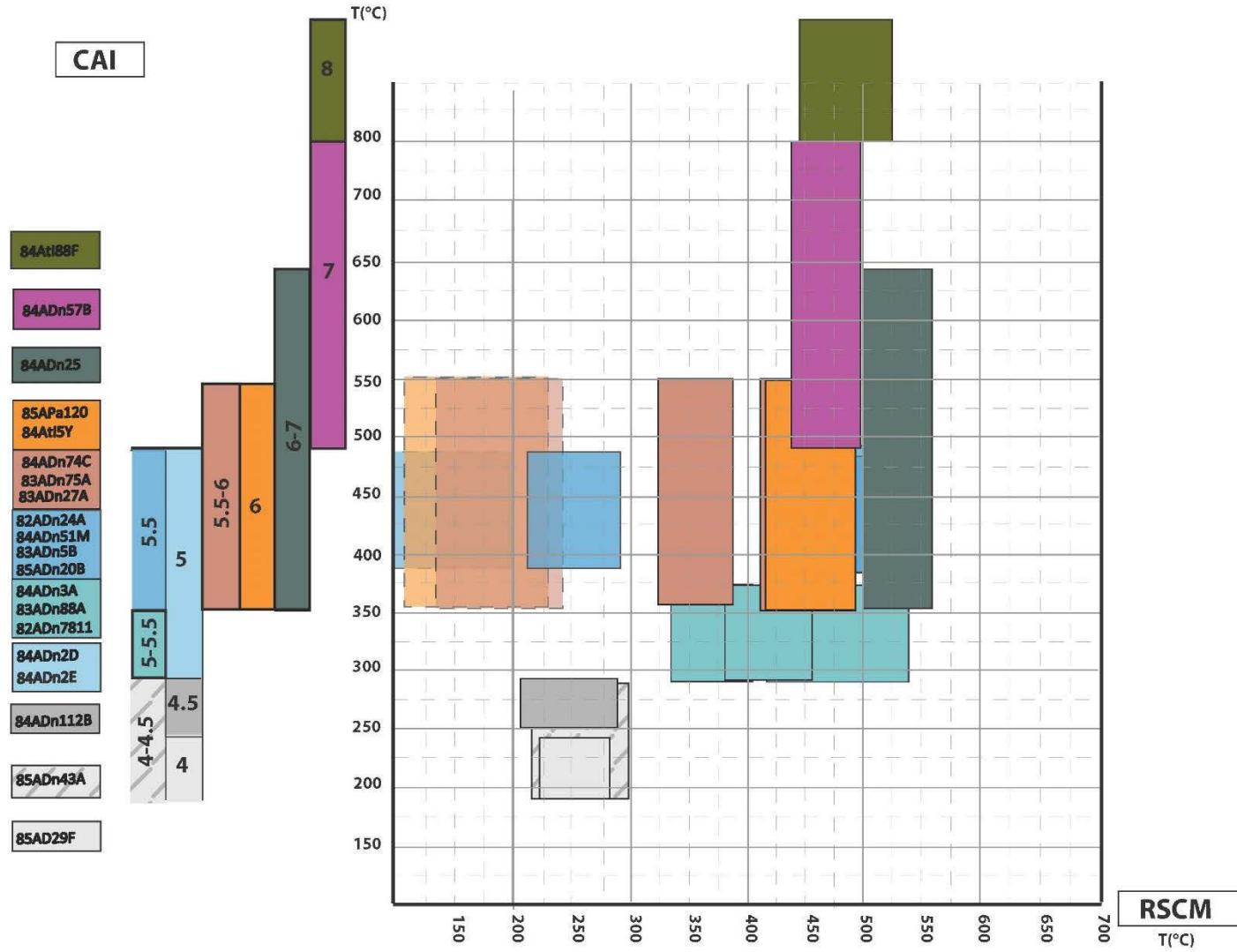


Figure B.3: légende ci-dessous

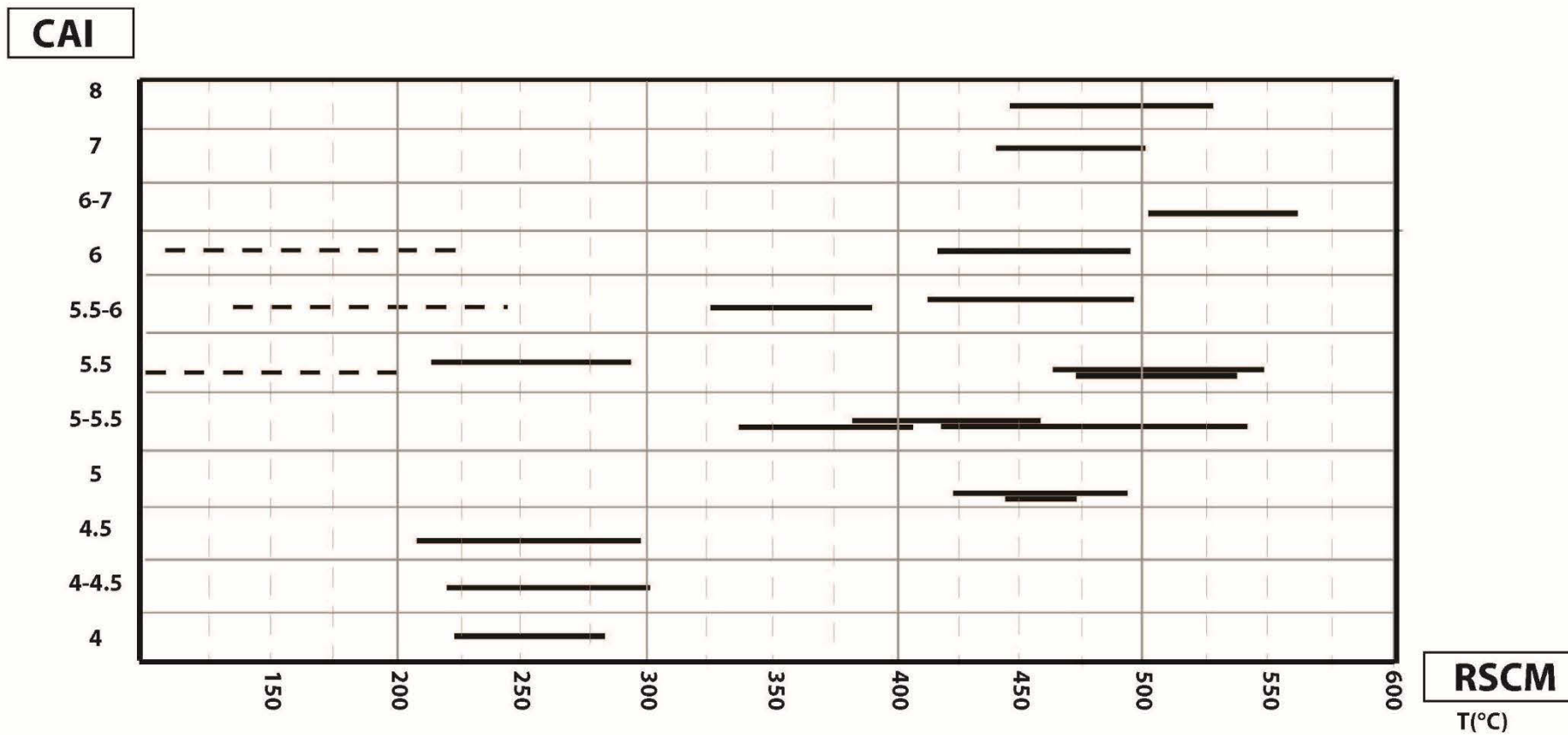


Figure B.3 bis : Résultats des données RSCM comparées aux données CAI.

Annexe C :

Analyses pétrologiques

Cette annexe contient l'inventaire minéralogique complet des échantillons étudiés, l'abondance relative des phases et les analyses représentatives des phases minérales.

Echant.	Qtz	Phg	Chl	Grt	Ctd	Fds	Ep	Gln	Hbl-Act	Cpx	Sph	Phre-Pump	Stau	Biot	Sill	Autres
Angayucham																
BR1402			++			++++				+++						Ox
BR1406			++			++++				++		++				Ca, Ox
BR1416			++			++++				+++						
BR1418			+			++				++		++				Ca
Phyllite belt																
BR1412	+++	++	++													
Kigluaik Group et Darby group																
SWNL1307	++	+++		++		++							++	+++	++	Tour
SWNL1328	++	++				++							++	++++		Tour
SWNL1331B	+++	++	+	++										++++	++	
SWNL1351	++++	++	+			++							+	++		ilm
Central Belt																
89ATM221	+++	++	++													
90ATi73A	++	++	++	++												
BR1216	++	++	++	++												

Tableau C.1 : Occurrences minérales des échantillons du chapitre III.3.2

Annexe C

mineral Samples	Chl BR1402	Chl BR1402	Cpx BR1402	Cpx BR1402	Fsp BR1402	Fsp BR1402	Chl BR1406	Cpx BR1406	Cpx BR1406	Fsp BR1406	Fsp BR1406	Chl BR1216	Cpx BR1216	Cpx BR1216	Fsp BR1216	Fsp BR1216	Pump BR1216
Analyse	25.04	25.07	26.02	26.16	28.01	28.06	36.01	37.01	38.09	39.01	40.12	48.02	42.01	44.05	41.01	43.01	49.08
SiO2	27.912	27.725	52.662	52.039	54.029	55.282	27.508	49.742	51.871	61.448	68.601	29.643	54.719	49.8	66.519	67.244	34.0675
TiO2	0.017	0	0.524	0.727	0.042	0.005	0.013	0.761	0.858	0.093	0	0	0.009	0.841	0.042	0	13.1264
Al2O3	18.57	17.577	2.382	2.939	28.759	27.345	17.993	4.157	3.252	21.661	19.923	16.973	20.45	3.174	19.889	20.392	16.875
Cr2O3	0	0.011	0.444	0.223	0	0.001	0	0.021	0.169	0.038	0.015	0.015	0	0.016	0.015	0	3.7198
FeO	29.628	29.537	6.907	8.16	0.922	1.297	32.562	14.699	9.392	2.078	0.418	28.993	11.454	13.187	0.532	0.366	0.6114
MnO	0.595	0.462	0.12	0.147	0.019	0.028	0.345	0.37	0.114	0.008	0	0.261	0.162	0.315	0	0.036	0.0607
MgO	11.29	12.34	17.122	16.991	0.16	0.231	9.948	15.159	15.544	0.138	0.065	11.81	4.067	15.136	0.105	0.029	25.3107
CaO	0.16	0.253	20.401	19.446	10.45	8.675	0.322	15.282	19.598	5.445	0.327	0.631	0.499	17.523	0.769	1.183	0.1416
Na2O	0.045	0.081	0.184	0.219	4.362	5.265	0.067	0.307	0.249	8.526	11.575	0.059	8.018	0.237	10.878	11.245	0.0258
K2O	0.159	0.082	0	0	1.03	1.282	0.064	0.003	0.003	0.317	0.238	0.073	0.054	0.001	0.046	0.048	0.0168
Total	88.374	88.069	100.74	100.00	99.77	99.41	88.822	100.5	99.651	99.751	99.837	88.458	99.432	100.00	98.794	99.282	93.9556
Si	2.981	2.976	1.923	1.904	2.455	2.519	2.97	1.867	1.905	2.768	2.973	3.14	1.934	1.875	2.952	2.938	
Ti	0.001	0	0.014	0.02	0.001	0	0.001	0.021	0.024	0.003	0	0	0	0.024	0.001	0	
Al	2.337	2.224	0.103	0.127	1.54	1.468	2.29	0.184	0.141	1.15	1.018	2.119	0.852	0.141	1.04	1.05	
Cr	0	0.001	0.013	0.006	0	0	0	0.001	0.005	0.001	0.001	0.001	0	0	0.001	0	
Fe	2.646	2.651	0.211	0.25	0.035	0.049	2.941	0.461	0.288	0.078	0.015	2.568	0.339	0.415	0.02	0.013	
Mn	0.054	0.042	0.004	0.005	0.001	0.001	0.032	0.012	0.004	0	0	0.023	0.005	0.01	0	0.001	
Mg	1.797	1.975	0.932	0.927	0.011	0.016	1.601	0.848	0.851	0.009	0.004	1.865	0.214	0.85	0.007	0.002	
Ca	0.018	0.029	0.798	0.762	0.509	0.424	0.037	0.614	0.771	0.263	0.015	0.072	0.019	0.707	0.037	0.055	
Na	0.009	0.017	0.013	0.016	0.384	0.465	0.014	0.022	0.018	0.745	0.973	0.012	0.55	0.017	0.936	0.952	
K	0.022	0.011	0	0	0.06	0.075	0.009	0	0	0.018	0.013	0.01	0.002	0	0.003	0.003	

Tableau C.2 : Légende ci-dessous

Annexe C

mineral Samples	Chl BR1418	Chl BR1418	Cpx BR1418	Cpx BR1418	Fsp BR1418	Fsp BR1418	Pump BR1418	Pump BR1418	Pre BR1418
Analyse	50.01	50.02	51.03	51.1	52.01	28.06	52.23	52.24	52.17
SiO2	27.141	28.318	50.721	51.455	68.171	55.282	36.391	35.8924	41.9707
TiO2	0	0.026	0.342	0.297	0.046	0.005	19.2967	18.1716	23.0863
Al2O3	17.795	19.885	3.692	2.772	19.736	27.345	0.0365	0.0182	0.106
Cr2O3	0.014	0.018	0.25	0.387	0.006	0.001	12.1178	12.3303	5.9977
FeO	23.565	23.959	7.721	5.764	0.265	1.297	2.0259	1.9977	1.8825
MnO	0.526	0.426	0.102	0.133	0.02	0.028	0.1692	0.0791	0.0276
MgO	14.567	15.87	16.965	17.341	0.02	0.231	22.2223	22.0881	19.4321
CaO	0.439	0.311	19.939	20.982	0.384	8.675	0.0577	0.0342	2.3877
Na2O	0.029	0.045	0.141	0.157	11.689	5.265	0.0006	0.0129	0.0325
K2O	0.023	0.034	0	0	0.025	1.282	0.0304	0.0298	0.0098
Total	84.098	88.892	99.874	99.2	100.362	99.41	92.2872	90.5947	94.9329
Si	2.965	2.909	1.877	1.904	2.975	2.519			
Ti	0	0.002	0.01	0.008	0.002	0			
Al	2.291	2.407	0.161	0.121	1.015	1.468			
Cr	0.001	0.001	0.007	0.011	0	0			
Fe	2.153	2.058	0.239	0.178	0.01	0.049			
Mn	0.049	0.037	0.003	0.004	0.001	0.001			
Mg	2.373	2.43	0.936	0.957	0.001	0.016			
Ca	0.051	0.034	0.791	0.832	0.018	0.424			
Na	0.006	0.009	0.01	0.011	0.989	0.465			
K	0.003	0.004	0	0	0.001	0.075			

Tableau C.2 bis : Compositions chimiques des échantillons de l'unité « Angayucham » du chapitre III.3.2

Annexe C

mineral Samples	Phg	Phg	Bi	Bi	St	St	Chl	Phg	Phg	Grt	Grt	Fsp	Bi	Bi	St
	SWNL1328	SWNL1328	SWNL1328	SWNL1328	SWNL1328	SWNL1328	SWNL1351	SWNL1351	SWNL1351	SWNL1351	SWNL1351	SWNL1351	SWNL1351	SWNL1351	SWNL1351
Analyse	22.01	22.08	21.01	21.09	29.01	29.02	94	13.04	13.13	12.01	12.17	16.04	14.01	14.08	21.01
SiO2	46.824	45.934	36.037	33.958	27.9292	27.4934	22.373	46.558	48.132	37.16	36.234	61.197	34.77	35.69	27.7317
TiO2	0.354	0.322	2.346	1.827	0.5884	0.4636	0.063	0.274	0.258	0.031	2.57	0.054	1.599	1.493	0.3937
Al2O3	36.738	37.223	20.311	22.167	55.5319	55.826	21.081	35.792	36.899	20.45	20.062	24.48	19.927	20.176	54.917
Cr2O3	0.023	0	0.045	0.022	14.3478	14.0067	0.058	0.003	0.021	0	0	0	0	0.016	13.6611
FeO	0.992	0.931	19.516	20.739	0.2887	0.2057	34.824	0.875	0.918	34.151	29.691	0.199	20.292	21.21	0.4684
MnO	0.023	0	0.047	0.091	1.7328	1.7394	0.091	0.006	0	6.517	9.9	0.036	0.127	0.09	1.317
MgO	0.757	0.644	10.176	9.834	0.0208	0.0162	6.559	0.427	0.577	2.004	1.126	0	8.276	8.593	0
CaO	0.008	0	0.056	0.026	0	0.006	0.115	0.008	0.011	0.867	1.234	5.923	0.136	0.094	0.0029
Na2O	0.644	0.621	0.236	0.258	0.0203	0.0081	0.03	1.474	1.821	0.037	0.019	8.672	0.272	0.341	0.0044
K2O	9.273	9.061	8.028	7.494	0.0666	0.0506	0.05	9.085	8.323	0.004	0.023	0.062	8.251	7.945	0.0304
Total	95.635	94.738	96.798	96.415	100.5263	99.8158	85.244	94.503	96.961	101.22	100.981	101	93.649	95.647	98.5249
Si	3.072	3.039	2.669	2.541			2.581	3.096	3.103	5.984	5.91	2.709	2.689	2.699	
Ti	0.017	0.016	0.131	0.103			0.005	0.014	0.013	0.004	0.315	0.002	0.093	0.085	
Al	2.84	2.902	1.773	1.955			2.867	2.805	2.804	3.881	3.857	1.277	1.816	1.799	
Cr	0.001	0	0.003	0.001			0.005	0	0.001	0	0	0	0	0.001	
Fe	0.054	0.051	1.209	1.298			3.36	0.049	0.049	4.599	4.05	0.007	1.312	1.342	
Mn	0.001	0	0.003	0.006			0.009	0	0	0.889	1.368	0.001	0.008	0.006	
Mg	0.074	0.064	1.124	1.097			1.128	0.042	0.055	0.481	0.274	0	0.954	0.969	
Ca	0.001	0	0.004	0.002			0.014	0.001	0.001	0.15	0.216	0.281	0.011	0.008	
Na	0.082	0.08	0.034	0.037			0.007	0.19	0.228	0.012	0.006	0.744	0.041	0.05	
K	0.776	0.765	0.759	0.715			0.007	0.771	0.685	0.001	0.005	0.004	0.814	0.767	

Tableau C.3 : Légende ci-dessous

Annexe C

minera l Sample s	Phg SWNL133 1	Phg SWNL133 1	Bi SWNL133 1	Bi SWNL133 1	Grt SWNL133 1	Grt SWNL133 1	Fsp SWNL133 1	Sill SWNL133 1	Chl SWNL130 7	Bi SWNL130 7	Bi SWNL130 7	Phg SWNL130 7	Grt SWNL130 7	Grt SWNL130 7	Fsp SWNL130 7	St SWNL130 7	Sill SWNL130 7
Analyse	33.13	33.14	33.01	33.03	31.12	31.32	25.02	37.05	94	63	68	8.1	1.14	1.02	10.02	165.2	76
SiO2	34.8093	35.0231	35.538	35.426	37.594	37.204	61.8	0.001	22.373	35.043	34.692	46.505	36.676	37.113	63.031	26.9971	36.5599
TiO2	2.5569	1.865	2.213	2.438	0.047	0	0.06	63.4	0.063	1.551	1.897	0.558	0.026	0	0.005	0.6888	0.0278
Al2O3	20.4729	21.8215	21.071	20.754	21.152	21.418	25	0.001	21.081	29.11	20.114	33.595	19.403	19.609	21.936	54.3702	63.3429
Cr2O3	0.0206	0.0566	0.012	0.025	0	0.064	0	0.003	0.058	0	0.085	0.031	0	0.019	0.032	0.0185	0.0233
FeO	19.9767	18.4231	19.895	19.942	31.276	31.601	0.15	0.01	34.824	17.382	21.494	1.121	37.809	37.228	0.192	14.1969	0.186
MnO	0.2618	0.1437	0.187	0.278	5.925	6.473	0.025	0	0.091	0.014	0	0.014	1.092	1.24	0	0.1018	0
MgO	8.7694	7.4015	8.474	8.354	2.896	2.863	0	0	6.559	5.555	7.524	0.494	1.7	1.522	0	1.3055	0.0125
CaO	0.0989	0.1215	0.025	0.054	2.635	2.204	6.1	0.008	0.115	0.077	0.03	0	3.127	3.939	5.759	0	0.025
Na2O	0.2638	0.2003	0.195	0.242	0	0	7.6	0	0.03	0.099	0.326	0.903	0	0.026	8.584	0	0.0103
K2O	7.5311	6.6716	7.796	7.66	0.023	0	0.062	0	0.05	7.02	8.821	8.794	0.011	0.018	0.084	0	0.0048
Total	94.7614	91.7278	95.406	95.172	101.00	101.5	101	99.95	85.244	95.85	94.983	92.015	99.4	100.71	99.622	97.6789	100.1925
Si	2.64	2.70	2.672	2.673	5.961	5.892	2.709		2.581	2.547	2.667	3.169	5.987	5.999	2.808		
Ti	0.15	0.11	0.125	0.138	0.006	0	0.002		0.005	0.085	0.11	0.029	0.003	0	0		
Al	1.83	1.98	1.867	1.846	3.953	3.997	1.277		2.867	2.493	1.823	2.698	3.733	3.736	1.152		
Cr	1.27	1.19	0.001	0.002	0	0.008	0		0.005	0	0.005	0.002	0	0.002	0.001		
Fe	0.02	0.01	1.251	1.258	4.148	4.185	0.007		3.36	1.056	1.382	0.064	5.162	5.032	0.007		
Mn	0.99	0.85	0.012	0.018	0.796	0.868	0.001		0.009	0.001	0	0.001	0.151	0.17	0		
Mg	0.01	0.01	0.95	0.94	0.684	0.676	0		1.128	0.602	0.862	0.05	0.414	0.367	0		
Ca	0.04	0.03	0.002	0.004	0.448	0.374	0.281		0.014	0.006	0.002	0	0.547	0.682	0.275		
Na	0.73	0.66	0.028	0.035	0	0	0.744		0.007	0.014	0.049	0.119	0	0.008	0.741		
K	0.776	0.765	0.748	0.737	0.005	0	0.004		0.007	0.651	0.865	0.764	0.002	0.004	0.005		

Tableau C.3 bis : Compositions chimiques des échantillons des unités « Kigluaik Group » et « Darby Group » du chapitre III.3.2

Annexe C

mineral Samples	chlorite	chlorite	Phg	Phg	Chl	Chl	Phg	Phg	Grt	Grt	Fsp	Chl	Phg	Phg	Grt	Grt	Fsp
	89ATM221A	89ATM221A	89ATM221A	89ATM221A	90ATi73A	90ATi73A	90ATi73A	90ATi73A	90ATi73A	90ATi73A	90ATi73A	BR1216	BR1216	BR1216	BR1216	BR1216	BR1216
Analyse	14.08	14.09	14.03	14.19	9.03	9.04	5.14	5.15	1	2.13	6.04	9.35	8.37	8.44	1	2.09	9.03
SiO2	25.152	25.108	46.78	48.143	26.542	26.741	51.017	50.98	37.822	38.331	71.655	28.793	51.165	50.274	37.687	37.547	66.853
TiO2	0.022	0.004	0.139	0.208	0.06	0.035	0.246	0.26	0.053	0.167	0	0.061	0.374	0.517	0.243	0.141	0.013
Al2O3	21.445	21.367	30.95	28.778	20.37	20.076	27.914	28.566	20.922	21.068	18.836	23.02	28.274	28.164	20.595	21.071	20.36
Cr2O3	0.019	0.001	0.021	0.01	0	0.035	0.074	0.03	0.026	0.026	0	0.061	0.057	0	0	0	0
FeO	27.384	27.4	4.283	4.886	23.958	23.441	2.406	2.365	27.413	27.173	0.043	18.689	2.574	2.663	9.359	8.985	0.706
MnO	0.588	0.461	0	0.014	0.107	0.185	0.017	0.036	1.455	1.53	0	1.335	0.329	0.155	28.585	29.084	0.624
MgO	13.342	13.726	1.201	1.953	16.467	16.209	2.911	2.798	0.869	0.837	0	13.902	3.186	3.363	0.467	0.429	0.047
CaO	0.017	0.016	0	0.001	0.004	0.035	0	0.034	11.595	11.917	0.296	0.145	0.041	0	3.508	3.412	0.11
Na2O	0.015	0.007	0.729	0.525	0.008	0.012	0.387	0.407	0.032	0.004	11.042	0.004	0.161	0.232	0.014	0.003	10.557
K2O	0	0.008	9.45	9.791	0.032	0.03	9.645	9.738	0	0.018	0.041	0.016	9.338	9.848	0.002	0.007	0.048
Total	87.984	88.097	93.552	94.309	87.549	86.799	94.616	95.214	100.18	101.5	101.91	86.026	95.497	95.215	100.46	100.47	99.317
Si	2.676	2.667	3.204	3.284	2.775	2.814	3.407	3.384	6.023	6.05	3.054	2.962	3.385	3.352	6.111	6.072	2.95
Ti	0.002	0	0.007	0.011	0.005	0.003	0.012	0.013	0.006	0.02	0	0.005	0.019	0.026	0.03	0.017	0
Al	2.689	2.675	2.498	2.314	2.51	2.489	2.197	2.235	3.927	3.919	0.946	2.791	2.204	2.213	3.936	4.016	1.059
Cr	0.002	0	0.001	0.001	0	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003	0	0.005	0.003	0	0	0	0
Fe	2.436	2.434	0.245	0.279	2.095	2.063	0.134	0.131	3.65	3.587	0.002	1.608	0.142	0.148	1.269	1.215	0.026
Mn	0.053	0.041	0	0.001	0.009	0.016	0.001	0.002	0.196	0.205	0	0.116	0.018	0.009	3.926	3.984	0.023
Mg	2.116	2.174	0.123	0.199	2.567	2.542	0.29	0.277	0.206	0.197	0	2.132	0.314	0.334	0.113	0.103	0.003
Ca	0.002	0.002	0	0	0	0.004	0	0.002	1.978	2.015	0.013	0.016	0.003	0	0.61	0.591	0.005
Na	0.003	0.001	0.097	0.069	0.002	0.002	0.05	0.052	0.01	0.001	0.912	0.001	0.021	0.03	0.004	0.001	0.903
K	0	0.001	0.826	0.852	0.004	0.004	0.822	0.825	0	0.004	0.002	0.002	0.788	0.838	0	0.001	0.003

Tab.C.4 : Tableau de compositions chimiques des échantillons au sein de l'unité Central belt.