

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

STRUCTURE, GÉOCHIMIE ET GÉOCHRONOLOGIE DES MASSIFS OPHIOLITIQUES DU
TERRANE D'ATLIN (CANADA) ET DE MIRDITA (ALBANIE) : DES VESTIGES DE
COMPLEXES À NOYAU OCÉANIQUE MÉSOZOÏQUES ET IMPLICATIONS TECTONIQUES

THÈSE
PRÉSENTÉ(E)
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
ADINA BOGATU

MAI 2025

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.12-2023). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

DÉDICACE

« La simplicité est la sophistication suprême. » - Léonard de Vinci

« La chance est un résidu du travail acharné » - cap de bière, Nevada

À Kumbull, qui, après un long voyage de l'Albanie au Québec, où elle a vécu quatre années de bonheur, a poursuivi son chemin de vie vers l'ouest du Canada, laissant son âme dans les majestueuses Purcell.

REMERCIEMENTS

Cette thèse aurait très bien pu s'intituler "**La Grande Aventure Collective : comment compléter une thèse à 90% grâce aux autres**". Derrière chaque graphique incompréhensible et chaque échantillon de roche, il y a un comité secret de personnes extraordinaires qui ont contribué de près ou de loin à cette odysée (et parfois, à me faire oublier qu'elle était aussi pleine de moments de doute, de désespoir et de surconsommation de café).

Avant toute chose, un grand merci à **mes parents** de m'avoir appris la discipline de finir tout projet que j'entreprends et à ma tente **Lenuța** pour tes mots d'encouragement. Merci à ma famille et aux ami.e.s (**Mona, Chloé, la clique des félines** et bien tant d'autres) de m'avoir permis de briller par mon absence lors de moments clés de vos vies. L'excuse "je suis occupée" ou "je dois travailler", je l'ai utilisée plus souvent que je ne voudrais l'avouer (et croyez-moi, elle a fait son effet). Vous avez été d'une patience exemplaire, m'encourageant à chaque fois, sans jamais m'oublier, même quand je jouais à cache-cache avec mes responsabilités. Vous avez prouvé qu'être "absente mais présente dans l'âme" est un talent que je maîtrise parfaitement.

Alain Tremblay, mon directeur de thèse, merci pour ton calme légendaire et ton habileté à me rassurer quand je débarquais avec des idées bancales et des cartes tectoniques approximatives. Grâce à toi, j'ai appris que la tectonique, ce n'est pas seulement des cartes cool et des lignes colorées, mais un casse-tête à 10 000 pièces. Les moments sur le terrain avec toi m'ont appris bien plus que la géologie : à rester debout même quand les roches (et parfois les évidences) me tombent dessus.

À **Jean H. Bédard**, mon co-directeur. Jean, tu as été pour moi ce que Gandalf est à la Terre du Milieu : sage, pragmatique, et doté d'un humour qui éclaire même les rapports les plus indigestes. J'ai découvert avec toi ce qu'être scientifique signifie réellement — et apparemment, cela inclut de ranger son ego dans un tiroir pour laisser la place aux vrais arguments. Je te dois cette belle leçon de vie et quelques crises existentielles géologiques.

Un immense merci à **Alex Zagorevski**, l'homme qui m'a convaincue que la tectonique canadienne pouvait être aussi palpitante qu'une intrigue de série. Je te cite régulièrement dans ma tête lors de moments de doute : "Que ferait Alex ?" (Indice : probablement quelque chose de très brillant). Ton implication dans ce projet a complètement transformé ma manière d'écrire, de réfléchir et parfois même de respirer face à des données récalcitrantes.

Loïc Labrousse, merci pour tes précieux conseils sur le terrain et ton accueil dans ton laboratoire parisien. Si un jour je me perds dans les méandres de la spectroscopie Raman, je saurai que c'est grâce à toi. Merci **Céline Martin** pour ton incroyable patience et ton talent pour rendre le bore presque sexy. Te voir comme modèle de chercheuse a été une source d'inspiration inestimable dans les moments de doute et de remise en question. **Avni Meshi**, ton expertise sur l'ophiolite de Mirdita et ton sens de l'aventure ont transformé l'Albanie en un immense terrain de jeu scientifique.

Giselle Sauvé et **Anne-Sophie Corriveau**, compagnonnes de terrain hors pair, merci pour les moments où vous avez transformé le travail ardu en souvenirs inoubliables... Et d'avoir survécu à mes crises existentielles au milieu de nulle part.

Un grand merci à **Martyn Golding**, chercheur à la CGC, pour ses identifications et révisions des fossiles du terrane d'Atlin, ainsi que pour les âges biostratigraphiques mis à jour. Ces précieuses données ont été comme une goutte d'eau dans le désert de la tectonique cordillèreenne. Un merci spécial à **André Poirier**, **Julien Gogot** et **Joshua Davies** : vos conseils en laboratoire m'ont évité de pleurer sur du matériel scientifique bien trop coûteux pour être abîmé. Merci à **Marc Choquette** (Université Laval) pour son assistance avec l'acquisition des données EPMA, ainsi qu'à **Richard Friedman** (Université de la Colombie-Britannique) pour les données CA-TIMS. Des remerciements vont à **Elisa Prendi** (Service Géologique de l'Albanie), **Zef Prendi** pour avoir partagé ses connaissances sur la géologie de la mine de Munella et ses environs, ainsi qu'au personnel de la Faculté de Géologie et des Mines de l'Université Polytechnique de Tirana pour l'accès aux installations universitaires. Merci à l'équipe de soutien de l'UQAM, incluant **Fred Toupin**, **Diogo Bernatche**, **Viorel Horoi** et **Georges Huard**. Plus d'une fois vous avez été des repères pour une étudiante perdue dans le tourbillon du doctorat. Merci également au personnel administratif du

département des Sciences de la Terre de l'Atmosphère de l'UQAM, incluant **France Beauchemin, Samuel Fortuoso, Dounia Belalia** et **Mathieu Maurin Soucy**. Finalement, merci **Sandrine Solignac** pour ton écoute et recherches étranges lors des moments de désespoir.

À mes collègues du bureau de l'UQAM-Geotop – vous êtes les véritables héros de cette thèse. Merci à vous tou.te.s : **Estelle, Natasha, Williams, Lucille, Rocio, Manon, Nicolas, James, Jade, Antonin, Nicole, Walyde. Lucille**, ta capacité d'écoute m'a souvent empêchée de sombrer dans les méandres du désespoir tectonique. **Natasha**, tes mots de sagesse étaient comme des phares dans la brume. **Manon**, tu m'as appris à lâcher prise (et à ne pas hurler sur mon ordinateur, même si parfois il l'aurait mérité).

Louise, merci d'avoir été comme une maman de thèse pour moi. Ton soutien infailible m'ont permis de traverser les tempêtes avec un sourire (ou, au moins, moins de larmes). Ta joie de vivre contagieuse et tes mots doux ont été comme un café bien serré dans les moments où j'étais à plat — mais sans l'angoisse du cœur qui palpite. Si un jour j'arrive à devenir la femme incroyable que tu es, je considérerai que j'ai réussi ma vie autant que ma thèse. Et merci aussi à **Parisa**, ma mentore et boussole de vie, pour m'avoir encouragée quand j'étais prête à envoyer ma thèse à la poubelle (ou sur la lune). Ta sagesse, ton écoute, et ton calme face à la vie m'ont appris à gérer mes crises existentielles, de sécher mes propres larmes et être ma propre bouée de sauvetage dans cet océan de doutes.

À l'équipe féminine de canot à glace 117, les Subversifs : **Élise, Constance, Corinne, Merryn, Mélanie, Marie, Sara, Brigitte, Amélie, Clara, Josianne et Gèneviève**. Vous m'avez appris qu'on peut tout affronter, même la glace, le vent et mes sautes d'humeur syn- et post-thèse. Et franchement, vous êtes les seules à m'avoir vue avec un sourire sur une rivière gelée. À **Frank**, mon mentor de voile, merci de m'avoir fait confiance avec ton bateau (et de ne pas avoir sauté par-dessus bord quand j'ai fait des manœuvres un peu... expérimentales). Grâce à toi, je ne me contente pas d'apprendre à naviguer en mer, mais aussi à tenir la barre de mon propre bateau de vie. Tes conseils, ton calme face aux vents contraires (et parfois à mes questions incessantes), et ton expérience m'inspirent à tracer mon cap avec assurance. Promis, je ferai tout pour éviter les récifs... dans l'eau comme dans la vie

Un énorme merci à **l'équipe du projet Hope Bay** d'Agnico Eagle (Nunavut) qui a su me redonner le sourire pendant deux étés (2022 et 2023) de terrain, quand le poids du doctorat menaçait de m'écraser comme une mouche sous un marteau. Travailler sur la propriété de Hope Bay a été comme une bouffée d'air frais, remplissant mes réserves de confiance et de savoir que le doctorat avait joyeusement vidé. Sortir du cadre universitaire pendant ces deux étés a été comme une recharge de batterie géologique et humaine, me préparant à repartir à l'est pour finir ce que j'avais (presque) oublié que j'avais commencé.

Un énorme merci à tou.te.s les **'techneux' de Montréal** ! Vos personnalités aussi flamboyantes que vos ambitions, votre énergie contagieuse et votre talent exceptionnel pour lâcher prise ont été comme des bouées de sauvetage dans la mer agitée de mon doctorat. Vous m'avez ouvert les portes du monde des arts, prouvant qu'il existe effectivement une vie en dehors de mon bureau, de mes livres et de ma tasse de café. Grâce à vous, j'ai découvert qu'on peut être créatif sans devoir absolument rédiger 50 pages de références bibliographiques. Merci à vous, femmes et hommes assumé.e.s, et authentiques, y compris **Caro, Roro, Sego, Yun, Marilyne, Francis, Mat et Tiphaine**. Merci à **Nico** (mon voisin et ami) qui a eu la sagesse de m'écouter quand j'avais perdu foi en l'humanité, et qui a su me remonter le moral avec du son de première qualité. Enfin, merci à **Hélène** pour son écoute et ses mots d'encouragements sur la dernière lignée du doctorat.

Un grand merci à l'équipe du **Ministère des Ressources Naturelles et des Forêts**, qui m'a accueillie et offert un cadre de travail respectueux lors de la rédaction finale. Merci à **Andrea Amortegui, James Moorhead** et **Abdelali Moukhsil** d'avoir cru dans mon potentiel.

Jean David, mon collègue, ami et mentor, merci infiniment pour ton aide précieuse durant la rédaction finale. Tes commentaires et corrections, c'était comme une brise d'air frais dans un sauna d'informations saturées. Grâce à toi, le chaos s'est transformé en quelque chose qui ressemble presque à une thèse cohérente. Ton enthousiasme pour mon projet, tes questions pertinentes, et tes remarques toujours bienveillantes ont été des phares dans cette tempête. Jean, si je survis à tout ça, c'est en grande partie grâce à toi (et au chocolat, mais surtout grâce à toi).

Merci aux hommes de ma vie, sans qui cette thèse aurait probablement été abandonnée pour une carrière de dompteuse de lamas au Pérou. Merci à **Vincent, Carlos, Fabio** et **Dan**, d'avoir supporté mes sautes d'humeur dignes d'un volcan en éruption — et ce, sans fuir à l'autre bout du monde (ou presque).

Et un merci tout particulier à **Marcin**, qui a pris le relais dans cette dernière ligne droite. Ta bonne humeur inébranlable et ta fougue contagieuse ont été des boosters d'énergie quand je frôlais la panne sèche. Grâce à toi, cette thèse a trouvé une fin heureuse, ou du moins une fin (ce qui, avouons-le, est déjà un exploit). Merci pour le bon son, la bonne bouffe et l'amour que j'ai trouvés à tes côtés. Quoi que l'avenir réserve, tu es une personne inspirante avec un cœur énorme.

Enfin, merci à toutes **les roches** de cette planète (même les métamorphiques) pour m'avoir donné des raisons de râler et d'apprendre. Vous êtes finalement un peu moins ingrates que je ne le croyais.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	viii
LISTE DES FIGURES	xiii
LISTE DES TABLEAUX	xxvii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xxviii
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS.....	xxx
RÉSUMÉ.....	xxxii
ABSTRACT	xxxiv
INTRODUCTION.....	1
Problématique et objectifs de recherche	2
Organisation de la thèse	4
CHAPITRE I mise en contexte, problématique et méthodologie	7
1.1 Mise en contexte	7
1.1.1 Ophiolites de rides océaniques (type MOR).....	14
1.1.2 Ophiolites des zones de supra-subduction (ZSS)	17
1.1.3 Les « core complexes » océaniques (CCOs)	20
1.1.4 Les Dinarides et l’ophiolite de Mirdita.....	24
1.1.5 La Cordillère canadienne et les ophiolites du terrane d’Atlin	36
1.2 Problématique	47
1.2.1 L’ophiolite de Mirdita	47
1.2.2 Les ophiolites du terrane d’Atlin	48
1.2.3 Les « core complexe » océaniques	50
1.3 Méthodologie	52
1.3.1 Travaux de terrain.....	52
1.3.2 Échantillonnage et travaux de laboratoire	53
1.3.3 Chimie minérale	53

1.3.4 Lithogéochimie.....	54
1.3.5 Géochronologie U-Pb	55
1.3.6 Spectrométrie Raman	56
1.3.7 Géochimie isotopique du bore.....	57
1.3.8 Diffraction rétrodiffusée des électrons (EBSD)	58
1.4 Contributions scientifiques.....	59
1.4.1 Articles (publiés, sous presse ou en préparation)	59
1.4.2 Résumés de conférences	59
1.4.2 Autres contributions	61
CHAPITRE II Geometry and Kinematics of a Jurassic Oceanic Core Complex, Mirdita Ophiolite, Albania	63
ABSTRACT	64
2.1 Introduction.....	65
2.2 Geology of the Mirdita-Pindos zone	68
2.3 The Mirdita ophiolite	68
2.3.1 The Eastern-type ophiolites	71
2.3.2 The Western-type ophiolites.....	74
2.4 The Mirdita Detachment System	76
2.4.1 Puka-Mt. Terbuni section	76
2.4.2 The Gjegjani-Munella section	81
2.4.3 The Kunora ë Dardhës section.....	88
2.4.4 Structural summary	90
2.5 Geochemistry and Geochronology.....	92
2.5.1 Methodology.....	92
2.5.2 Results	93
2.6 Discussion	108
2.6.1 Timing of the Mirdita Detachment System	108
2.6.2 Geochemical characteristics and tectonic setting of the Mirdita ophiolite	110
2.6.3 Structural interpretation and tectonic implications.....	115
2.7 Conclusion	118
2.8 Acknowledgements	119
CHAPITRE III An oceanic core complex preserved in the Squanga Lake Ophiolite, northern Atlin terrane, Yukon	120

ABSTRACT.....	121
3.1 Introduction.....	122
3.2 Geology of the Atlin terrane ophiolites.....	124
3.2.1 Regional relationships of northern Atlin terrane	126
3.3 Geology of the Squanga Lake Ophiolite (SLO).....	127
3.3.1 The Squanga Lake ophiolite mantle rocks.....	129
3.3.2 The Squanga Lake detachment zone (SLDZ).....	129
3.3.3 Hanging-wall crustal rocks.....	130
3.4 The Squanga Lake Detachment Zone Lithologies	138
3.4.1 The lower SLDZ sheared serpentinites.....	138
3.4.2 The upper Squanga Lake detachment zone ophiolitic mélange and schists	139
3.4.3 Cataclasites	143
3.4.4 Late normal and reverse faults.....	143
3.5 Geochemistry and geochronology.....	146
3.5.1 Sampling and analytical methods	146
3.5.2 Mineral and whole-rock geochemistry	147
3.5.3 Thermometry	157
3.5.4 U-Pb geochronology.....	160
3.6 Discussion	163
3.6.1 Timing of ophiolite evolution and coeval sedimentary record.....	163
3.6.2 Geochemical characteristics, petrogenesis, and tectonic setting of the Squanga Lake ophiolite	165
3.6.3 Structural interpretation.....	167
3.7 Conclusions.....	169
3.8 Acknowledgments.....	169
CHAPITRE IV Boron isotopic characterisation of ophiolitic serpentinites from Atlin terrane, canadian cordillera	171
ABSTRACT.....	172
4.1 Introduction.....	173
4.2 Boron isotope signatures in serpentinites.....	174
4.3 Geology of Atlin terrane ophiolites.....	177
4.3.1 Squanga Lake ophiolite	181
4.3.2 Union Mountain ophiolite	184

4.3.3 Dalayee Lake Sediment.....	185
4.4 Raman spectroscopy and geochemistry	186
4.4.1 Sampling and analytical methods	186
4.4.2 Raman spectroscopy: Serpentine species in Atlin terrane ophiolites	190
4.4.3 EPMA and Boron isotope results	195
4.5 Discussion: serpentinization, fluid sources, and tectonic implication.....	199
4.6 Conclusions.....	206
4.7 Acknowledgments.....	207
CHAPITRE V Conclusions.....	208
5.1 Conclusions générales et contributions scientifiques fondamentales.....	208
5.1.1 Les core complexes de l’ophiolite de Mirdita dans les Alpes albanaises	211
5.1.2 Les cores complexes océaniques du terrane d’Atlin dans la Cordillère de l’Ouest du Canada	216
5.1.3 Comparaison des « core complexe » océaniques de l’ophiolite de Mirdita et des ophiolites du terrane d’Atlin	219
5.2 Perspective et orientation des travaux futurs.....	221
ANNEXE A Additional field photos and photomicrographs from Atlin terrane ophiolites (Squanga Lake and Union Mountain) and the Mirdita ophiolite lithological units.....	223
ANNEXE B Resultats des analyses à la microsonde	228
ANNEXE C Données de lithogéochimie multiélémentaires.....	230
ANNEXE D Paramètres de réglages utilisés lors des analyses de zircon par spectroscopie de masse à plasma induit couplé à l’ablation laser de haute resolution (HR-LA-ICP-MS)	231
ANNEXE E Données de géochronologie U-Pb sur zircon et titanites des ophiolite du terrane d’Atlin (Squanga Lake) et de l’ophiolite de Mirdita.....	233
ANNEXE F Thermometry of pyroxene from squanga Lake ophiolite	242
ANNEXE G Donnés des isotopes du bore	245
ANNEXE I Figures des spectres des standards de spectroscopie Raman	260
APPENDICE A Carte Géologique de l’ophiolite de Squanga Lake (Sud du yukon)	263
APPENDICE B Carte géologique de l’ophiolite de Mirdita (avec routes et rivières majeurs).....	266
APPENDICE C Données de chronologie relative des unités sédimentaires de la région de Squanga Lake.....	268

APPENDICE D FIGURES DE DIFFRACTION D'ÉLECTRONS RÉTRODIFUSÉS	269
RÉFÉRENCES	271

LISTE DES FIGURES

- Figure 1-1.** Répartition mondiale des principales ceintures orogéniques du Phanérozoïque et des groupes d'âge des ophiolites sur une projection polaire nord. Des exemples de différents types d'ophiolites sont marqués. On y trouve également les dorsales médio-océaniques et les zones de subduction modernes où de la lithosphère océanique a été produite, ainsi que les deux systèmes de recul de plaque Izu-Bonin-Mariana et Tonga-Kermadec où des ophiolites d'arc sont générées. Le meilleur analogue moderne de mise en place d'une ophiolite est situé dans la zone de collision entre la marge passive de l'Australie du NO et les systèmes d'arc-fosse de Sunda. Image tirée et traduite de Dilek et Furnes (2011)..... 8
- Figure 1-2.** Section schématique d'une section de croûte océanique formée le long d'une dorsale lente, où l'extension est accommodée par des failles de détachement. Ce processus entraîne la rotation des roches du mur, l'exhumation du manteau et la formation d'un « core complex » océanique. On observe le manteau en contact direct avec la croûte supérieure (*i.e.*, basaltes et intrusions de gabbro). Tirée de Maffione *et al.* (2013), d'après Conférence (2010). 9
- Figure 1-3.** Modèles de mise en place des ophiolites de type A) Téthys, sur une marge passive; et B) Cordillérien, dans le prisme d'accrétion d'une marge continentale active. Tirée de Nicolas et al., 2003. 10
- Figure 1-4.** Section schématique d'une séquence ophiolitique idéalisée de type Penrose, d'après le modèle de l'ophiolite de Semail, Oman. Tirée de Searle et al., 2014. 12

Figure 1-5. Sections schématiques d'une dorsale rapide (« harzburgite type ») et lente (« lherzolite et cpx-harzburgite type »). Aux dorsales rapides, le manteau sera plus réfractaire, la croûte plus épaisse et homogène et la lithosphère plus mince, et sa pente assez douce comparé aux dorsales lentes, qui elles, auront une pente plus abrupte et un manteau plus enrichi. Tirée de Nicolas, 2012..... 13

Figure 1-6. Contextes tectoniques où des ophiolites sont générées : A1 - aucun lien génétique avec une zone de subduction ; et B1 – lien génétique avec une zone de subduction. Sections stratigraphiques simplifiées de la structure interne de chaque type d'ophiolite : A2 - aucun lien avec une subduction (CM – marge continentale ; MOR-dorsale médio-océanique; P-panache mantellique) ; et B2 - lien génétique avec les subductions (SSZ – zone de supra subduction; VA – arc volcanique). A3 & B3 - généralisation des concentrations en éléments chimiques lors de l'évolution des ophiolites. Tirée de Dilek et Furnes, 2011..... 17

Figure 1-7. Coupe transversale schématique du Bassin de Lau et de la fosse Tonga, une zone de supra-subduction intra-océanique. RA – ancien arc ; BAB – bassin d'arrière-arc; VA – arc volcanique actif; FA – bassin d'avant arc. Tirée et traduite de Hawkins, 2003. 17

Figure 1-8. Modèles schématiques de la mise en place des ophiolites, basés sur des exemples concrets. Les ophiolites sont classifiées selon leur non-association génétique à une zone de subduction (A-D) et leur association génétique à une zone de subduction (E, F). A-Ophiolite Ligurienne de type marge continentale ; B - Ophiolite de Macquerie de type MOR. C - Ophiolite de Taitao de type MOR ; D - Ophiolite des Caraïbes de type panache. E - Ophiolite de man de type ZSS. F - Magnitogorsk de type arc volcanique. Tirée de Dilek et Furnes, 2014. 19

Figure 1-9. Modèle schématique de développement d'un « core complex » océanique. Dans ce cas-ci, le détachement s'enracine à la transition du régime ductile-cassant tel que proposé par Tucholke et al. (1998)..... 21

Figure 1-10. Carte tectonique simplifiée de la région Méditerranéenne d'après Dilek *et al.* (2008). Les zones tectono-stratographiques des Dinarides-Hellénides y sont illustrées : Adria *s.l.* (A), Pindos, Korabi-Pelagonia (Pelagonian) et Vardar (VAR). L'Albanie est illustrée en mauve sur la carte de localisation dans le coin droit du haut ; Italie (I), Grèce (G), Ex-Yugoslavie (en bleu) : Slovénie (S), Croatie (C), Bosnie-Herzégovine (BH), Serbie (Se), Monténégro (M), Kosovo (K), Macédoine (M)...... 25

Figure 1-11. Carte géologique simplifiée du sud des Dinarides-Hellénides, tirée de Sauvé (2020), d'après Robertson et Shallo (2000). Ext. : Albanides Externes ; Int. : Albanides Internes. 27

Figure 1-12. Localisation du terrane de Cache Creek et d'Atlin dans la Cordillère, au sein de la ceinture orogénique circum-Pacifique. Projection de Mercator avec le pôle à une latitude 25°N et une longitude 15°E. Tirée de Corriveau (2019), d'après Dickinson *et al.* (1986). 36

Figure 1-13. Carte des terranes de la Cordillère nord-américaine regroupés selon leurs affinités paléogéographiques. Les terranes issus des domaines Côtier, Arctique et Pacifique du N-E et Péri-Laurentien font partie de l'allochtone alors que le domaine Laurentien est parautochtone et autochtone. Tirée de Colpron et Nelson (2011) selon Nelson *et al.* (2013). 39

Figure 1-14. A) Géologie des terranes d'Atlin et de Cache Creek et de leurs assemblages de recouvrement d'après Zagorevski *et al.* (2021). HPP = sommets Hardluck et Péridotite, JC = Jake's Corner, JCr = Johnson's Crossing, KC = Kutcho Creek, KM = King Mountain, ML = Marsh Lake, NM = Nahlin Mountain, SLO = ophiolite de Squanga Lake, UMO = ophiolite de Union Mountain. Les roches paléozoïques du terrane de Yukon-Tanana, les roches crétacées et les unités post-accrétionnaires plus récentes sont laissées en blanc pour simplifier la carte. Les lignes rouges représentent les principales routes. La zone d'étude est indiquée par un cercle sur la petite carte montrant le Canada et les États-Unis dans le coin haut gauche. B) Carte des terranes d'après Zagorevski *et al.* (2021) ; AT = terrane d'Atlin, CC = terrane de Cache Creek, NA = marge nord-américaine, Qn = Quesnellia, SM = terrane de *Slide Mountain*, St = Stikinia, YTT = terrane de Yukon-Tanana. Le contour rouge en pointillé indique la zone de la carte géologique. 43

Figure 1-15. Évolution structurale schématique de l’ophiolite de King Mountain. A) L’ophiolite est mise en place sur les formations imbriquées de Kedahda, Teslin et French Range, le long des chevauchements D_1 à vergence N-NE. B) Imbrication des unités le long des chevauchements D_2 , à vergence vers le S-SO. La suite de Dozy Marmot (i.e., complexe filonien) est mise en place sur la suite de Nahlin (i.e., péridotites du manteau ; 1) et la formation Kedahda (i.e., unités sédimentaires) sur la suite de Nahlin (2). Tirée de Zagorevski et al. (2015). 46

Figure 2-1. A) Geological terranes in the Balkan Peninsula after Dilek *et al.* (2007). B) Geology of Mirdita ophiolite in the Dinaro-Hellenic Alpine fold belt. Legend includes ophiolite-related units only. The outline of Figure 2 is shown. 67

Figure 2-2. Regional map of Puka and Krabbi Western massifs of the Mirdita ophiolite. Outlines of detailed maps from Figures 4 to 6 are shown; segment ‘ab’ is shown on Figures 3A and 4A, and segment ‘cd’ is shown on Figures 3B and 5B. 70

Figure 2-3. Cross sections of segments A) ‘ab’, Puka Western massif; and B) ‘cd’, Eastern-type crust; traces of segments are shown on Figures 2, 4 & 5. Numbers on topographic profile represent field photographs shown as follows: 1, Figure 7A; 2, Figure 7D; 3, Figure 7F; 4, Figure 7C; 5, Figures 9A & B; 6, Figure 9D; TZ, transition zone. 73

Figure 2-4. A) Local geological map of the town of Puka and Mt. Terbuni areas. Numbers refer to yellow dots on the map: #1, Fig. 7A; #84, Fig. 7B; #17, Fig. 7B; #5, Fig. 7D; #197, Fig. 7F; B) to D) Stereonet diagrams of structural data from Puka-Mt. Terbuni areas. Trace of ‘ab’ segment in cross-section from Figure 3..... 77

Figure 2-5. A) Local geological map of Gjegjani and Munella areas. Trace of segment ‘cd’ of cross-section from Figure 3 is shown. B) to D) Stereonet diagrams of structural data from Gjegjani and Munella areas. 80

Figure 2-6. A) Local geological map of Mt. Kunora ë Dardhes area. B to D) Stereonet diagrams of structural data from Mt. Kunora ë Dardhes area. 82

Figure 2-7. Field photos of Western-type ophiolite lithological units. A) Amphibolitized peridotite, with foliation-concordant (S_n) gabbro injections (whitish layers). A secondary cleavage (S_{n+1}) might be axial planar to late folding. B) Western massif pillow basalts, injected by a dike with Western-type geochemical affinity. C) Amphibolitized peridotite injected by amphibolitized gabbros and both cut by later diabase dikes which have also been amphibolitized but escaped most deformation. D) Crackle breccia serpentinite, in the footwall of brittle-ductile detachment faults, with amphibole schists marking a sheared contact with hanging wall microgabbro and Western massif basalts. Rodingitized gabbro dikes injected into the serpentinite crackle breccia. E) Amphibole porphyroblast with plagioclase rim from peridotite-derived amphibolite, suggestive of dextral rotation (from W to E) compatible with top to the E motion. F) Serpentinites in unconformable contact with Western massifs basalts. The contact is off-set by numerous normal brittle faults possibly related to the latest deformation increments of the MDS. 85

Figure 2-8. Photomicrographs of MSD-related textures. A) Brown amphibole, actinolite, plagioclase, chlorite in gabbro injected along the high-T MDS, just outside of Puka township. Left half of photomicrograph in XPL, right half in PPL. B) Peridotite-derived amphibolite with remnants of orthopyroxene and olivine re-crystallized to plagioclase-hornblende and overprinting actinolite. Photomicrograph in XPL. C) Gabbro-derived amphibolite, with coarser hornblende porphyroclasts along shear bands of ground minerals. Photomicrograph in XPL. D) Western massif basalt-derived amphibolite with differentiated plagioclase and euhedral magnetite. Veinlets of calcite-albite cut the main foliation (S_n). Photomicrograph in PPL. E) Tremolite-talc schist with clasts of amphibolite clasts. The clasts locally contain shear bands. Photomicrograph in XPL. F) Amphibolite from Mt. Kunora ë

Dardhes with layered amphibole, plagioclase, titanite and zircon. Darker brown amphibole cores are remnants of high-temperature magnesio-hastingsite, which are replaced by green magnesio-hornblende. Photomicrograph in PPL. Act, actinolite; Cpx, clinopyroxene; Mg-Hb, magnesio-hornblende; Mt, magnetite; Opx, orthopyroxene; Pg, plagioclase; Pgs/Hstg-Hb, pargasitic/hastingsitic-hornblende; Tr, tremolite; Ttn, titanite; Zr, zircon. 85

Figure 2-9. Field photos of Western to Eastern-type ophiolite transition lithologies. A) Western massif gabbro injected along foliation in amphibolitized mantle rocks from Gegjani area. B) Ductile to brittle serpentinite shear zone which juxtaposes amphibolitized and serpentinitized mantle peridotites with only slightly altered (i.e., serpentinite) mantle peridotite. C) Diabase dikes injecting isotropic hydrothermally altered gabbro. D) Eastern massif hydrothermally altered gabbro, unconformably overlain by Eastern massif basalts. E) Flaser gabbro cut by a late boninitic gabbroic dike. The flaser texture is concordant to detachment shearing. F) Gabbro-derived amphibolite cut by an amphibolite dike (both of Western-type affinity), both of which are cut by a late diabase dike with Eastern-type affinity. 88

Figure 2-10. Mineral chemistry of amphibole from the MDS and Western lithologies. A) TiO_2 (wt.%) versus Al_{iv} (i.e., Al in tetrahedral sites; apfu). Fields for amphiboles from Basch *et al.* (2020) and Bogatu *et al.* (2023). B) Temperatures ($^{\circ}\text{C}$) of MDS amphiboles calculated using Ridolfi and Renzulli's (2012) thermometer. 96

Figure 2-11. Major element (wt.%) diagrams for whole rock geochemical data plotted against MgO (wt.%) for Western and Eastern massif wehrlite, isotropic gabbro, microgabbro, dikes, gabbro- and peridotite-derived amphibolites, amphibole schists, basalts, andesite, rhyolite and boninites. A) SiO_2 . B) Al_2O_3 . C) CaO . D) Fe_2O_3 . E) TiO_2 . F) Zr. G) Cr. H) Ni. The Western and Eastern massifs extrusive rock fields are after Dilek *et al.* (2008). 101

Figure 2-12. Major element (wt.%) diagrams for whole rock geochemical data plotted versus MgO (wt.%), for Western and Eastern massif isotropic gabbro, microgabbro, dikes and basalts. A) SiO_2 . B) Al_2O_3 .

C) CaO. D) Fe₂O₃. E) TiO₂. F) Zr. G) Cr. H) Ni. Western and Eastern massif extrusive rocks fields after Dilek et al. (2008). Lithological units legend on Figure 11. 102

Figure 2-13. Geochemical discrimination diagrams for intrusive rocks within MDS crustal rocks. LCC – lower continental crust; IAT – island arc tholeiite; OIB – ocean island basalt; N-MORB – normal mid-oceanic ridge basalt; E-MORB – enriched mid-oceanic ridge basalt. A) Magmatic affinity diagram showing Th/Yb ratio versus Zr/Y ratio after Ross and Bédard (2009). (B) Nb/Yb vs La/Nb; C) Tectonic interpretation diagram based on Th_N-Nb_N, normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989, after Saccani, 2015). D) Th/Nb versus La/Sm of English *et al.* (2010), after Piercey *et al.* (2002). 103

Figure 2-14. Rare earth element (REE; A, C, E, G) and extended trace element patterns (B, D, F, H). IAT – Island arc tholeiite REE pattern from Jenner et al. (1987); N-MORB – normal mid-oceanic ridge basalt and E-MORB – enriched mid-oceanic ridge basalt from Sun and McDonough (1989). A) & B) Basaltic, andesitic and rhyolitic lavas from both Western and Eastern massifs crust. C) & D) Western massifs gabbro and diabase dikes. E) & F) Eastern massifs hydrothermally altered isotropic gabbro, and dikes of gabbro, diabase and basalt. G) & H) Peridotite- and gabbro-derived amphibolites from the MDS. 105

Figure 2-15. U-Pb data for MDS units. Error ellipses are 2σ. Ages given with plots are weighted mean ²⁰⁶Pb/²³⁸U dates. A) U-Pb Concordia plot for zircon in sample AL-19AB25A. B) Weighted mean plot for zircon in sample AL-19AB25A. C) U-Pb Concordia plot for zircon in sample AL-17AB21A. D) U-Pb Concordia plot for titanite in sample AL-17AB21A. 107

Figure 2-16. Schematic serial sections depicting the plate tectonic evolution of Mirdita oceanic crust. A) Western-type crust formed prior to 172 Ma. B) Western-type crust excision during OCC formation, and Eastern-type IAT crust formation along an incipient slow-spreading ridge. C to F) Detailed illustrations for OCC stages and IAT magmatism along the incipient slow-spreading ridge. C) The Western-type crust constitutes the footwall of an incipient spreading ridge. D) The OCC begins with detachment faulting and formation of amphibolites at the contact between blocks of Western-type crust

and mantle, synchronous with injection of the first pulses of IAT magma along the incipient detachment. Amphibolites also form within the newly injected gabbro bodies. E) New magma input contributes to the formation of Eastern-type crust volcanic rocks and isotropic gabbro bodies, leading to termination of OCC extension ceases. F) As magmatism increases, a sheeted dikes complex and isotropic gabbro units develop in the hangingwall of the OCC, forming a complete oceanic crustal Penrose-type pseudo-stratigraphy in the Eastern-type ophiolites..... 113

Figure 3-1. A) Geology of Atlin and Cache Creek terranes and their overlap assemblages from Zagorevski *et al.* (2021). HPP = Hardluck and Peridotite peaks, JC = Jake's Corner, JCr = Johnson's Crossing, KC = Kutcho Creek, KM = King Mountain, ML = Marsh Lake, NM = Nahlin Mountain, SL = Squanga Lake, UM = Union and Monarch Mountains. Paleozoic rocks of Yukon-Tanana terrane, Cretaceous rocks and younger post accretionary units are left white for simplicity. Red lines represent major highways. Study area is shown by circle on the small inset of Canada-USA map. B) Terrane map from Zagorevski *et al.* (2021); AT = Atlin terrane, CC = Cache Creek terrane, NA = North American margin, Qn = Quesnellia, SM = Slide Mountain terrane, St = Stikinia, YTT = Yukon-Tanana terrane. Dashed red outline shows the area of geology map..... 123

Figure 3-2. A) Regional map of northern Atlin terrane. B) Local geological map of SLO. 'ab' cross section is presented in Fig. 5..... 125

Figure 3-3. A) Little Squanga Lake massif section. B) Detailed sketch of SLDZ. 128

Figure 3-4. Field photos of SLO units. A) SLDZ mélange cut by a granular gabbro dyke. B) Microgabbro ± sheeted dyke, 300 m above the SLDZ. C) Gabbro cumulate cut by diabase dyke. D) Sheeted dyke border, 300 m above the SLDZ. E) Clasts of chert in brecciated basalt, 500 m above the SLDZ. F) Cpx-harzburgite with a dunite pod and layered pyroxenite, 150 m beneath the SLDZ. 132

Figure 3-5. Cross-section along Little Squanga Lake massif section..... 133

Figure 3-6. Stereonet diagrams of SLO. A) Poles to mantle rocks foliation (black dots, S_n) and dykes/layers of pyroxenite (green dots). B) Poles to SLDZ foliation (black dots, S_{n+1}), striations (blue squares) on S_{n+1} shear plane and diabase (green triangles). C) Poles to late-conjugate normal faults (black dots) and poles to fault-concordant veins (red dots). D) Poles to successor faults (black dots), cutting the SLDZ-related foliation at high angle. E) Poles to thrust related shearing and faulting (black dots, S_{n+2}) and striations (blue squares, L_{n+2}) on S_{n+2} planes..... 134

Figure 3-7. Photomicrographs of SLO units. A) Orthopyroxene porphyroclasts and bordering clinopyroxene recrystallized neoblasts in cpx-harzburgite, 200 m below the SLDZ. Left half: view in PPL; Right half: view in XPL. B) Cpx-plagioclase (Pg) with poikilitic texture cut by a prehnite-rich veinlet, both grinded by a cataclasite shear band in isotropic granular gabbro ~500 m above the SLDZ. View in XPL. C) Cpx-plagioclase in diabase cutting a granular gabbro dyke along the SLDZ. View in XPL. D) Magnesio-hornblende, plagioclase, titanite and ilmenite in an isotropic granular gabbro clast along the SLDZ. Actinolite overprints brown amphibole and occurs in cross-cutting veinlets. Left half: view in XPL; Right half: view in PPL. E) Olivine primocrysts replaced by serpentinite and pyrite, in a matrix of cpx and magnesio-hastingsite in olivine-cumulate clast along the SLDZ. View in PPL. F) Opx porphyroclast remnant and Cr-spinel (Cr-spi) with holly-leaf texture in a matrix of olivine, in a cpx-harzburgite, 40 m below the SLDZ. Left half: view in XPL; Right half: view in PPL. Act, actinolite; Chl, chlorite; Cpx, clinopyroxene; Cr-spi, Cr-spinel; Lxn, leucoxene; Mg-Hb, magnesio-hornblende; Ol, olivine; Opx, orthopyroxene; Pg, plagioclase; Prh, prehnite; Py, pyrite; Srp, serpentine; Tlc, talc; Ttn, titanite..... 138

Figure 3-8. Field photos of rock relationships within the SLDZ. A) Granular gabbro dyke injected into scaly serpentinite. B) Granular gabbro dyke injecting chrysotile phyllonite, forming 'blackwall' alteration-halo. C) Unaltered and undeformed diabase dyke cutting across isotropic/dyke of granular gabbro and amphibole-chlorite $\pm$ talc schist. Mineral abbreviations are the same as on Figure 7. D) Granular to fine-grained gabbro dyke injecting into amphibole-chlorite $\pm$ talc schist. The pocket of granular gabbro dyke was dated by U-Pb method. E) Granular gabbro clast cut by high temperature ductile magnesio-

hornblende+plagioclase+Fe-Ti-oxides shear bands, overprinted by amphibole schist and late prehnite veins. F) Amphibole-chlorite $\pm$ talc schist, mylonite and cataclasite overprinting granular gabbro. 142

Figure 3-9. Photomicrographs of SLDZ-related textures. A) Pseudomorphic mesh lizardite after olivine, overprinted by transitional serpentine minerals. B) Chrysotile phyllonite and talc shears with lizardite mesh relic. C) Amphibole-chlorite $\pm$ talc schist and mylonite, overprinting a relic of magnesio-hornblende. D) Chlorite schist affected by fine-grained brown cataclasite. E) Calc-silicate alteration halo at the contact between olivine-cumulate and injecting granular gabbro dyke. Patchy zircon occurs along with titanite. F) Magmatic cpx overprinted by secondary magnesio-hornblende and actinolite/tremolite. Rb. Lz, ribboned lizardite; Phyll. Ctl, phyllonite chrysotile; Tr, tremolite. Other mineral abbreviations are the same as on Figure 7. 146

Figure 3-10. Mineral chemistry data for ol, cpx, opx and spi in SLO mafic and ultramafic units. Grey AT fields compiled from Corriveau (2019), Ash (1994), Jobin-Bevans (1995). A) NiO (wt.%) concentration of ol as a function of forsteritic content ($\text{Fo mol.\%} = 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$). Abyssal and FAB peridotite fields after Pagé (2006), mantle ol domain after Takahashi (1985) and the fractionation and partial melting trends after Ozawa (1994). B) Cr# ($100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$) as a function of Fo (mol.%) in spi mantle peridotites and dunites and ol-cumulate clasts along the SLDZ. The abyssal compositional field from Pagé (2006), and BAB from Guo *et al.* (2017). The partial melting trend and melting degrees after Hirose and Kawamoto (1995), ol-spi isotherms at 700° for Fo₉₀ & Fo₉₂ after Bédard (1997), isotherm ol Fo₉₀-spi at 1200°C and ol fractionation trend from Bédard and Escayola (2010). C) & D) Al₂O₃ (wt.%) as a function of Fo (mol.%) for opx and cpx porphyroclasts and neoblasts from mantle peridotites. The slow-spreading abyssal fields (SS-Abyssal) for opx and cpx from Ohara *et al.* (2003) and authors therein. The slow-spreading BAB (SS-BAB) fields for opx and cpx from Ohara *et al.* (2003). FAB field from Ishii (1992), Parkinson *et al.* (1992), Parkinson and Pearce (1998) and Pearce *et al.* (2000). E) Opx neoblasts and porphyroclasts; and F) Cpx neoblasts and porphyroclasts temperature (°C) as a function of pressure (kbar) for SLO mantle peridotites. Thermobarometer after Mercier (1980). WOG = World ophiolites geotherm; Grey field = pressure and

temperature data for other ophiolites: Troodos (Cyprus), Bay-of-Islands and Hare Bay (W. Newfoundland), Pinchi Lake (British Columbia) and Canyon Mountain (Oregon)..... 151

Figure 3-11. Geochemical discrimination diagrams for intrusive rocks within SLDZ and SLO crustal rocks.

A) Magmatic affinity diagram showing Th/Yb ratio versus Zr/Y ratio after Ross and Bédard (2009). (B) FeO (mol.%) versus MgO (mol.%) for whole rock and ol and cpx minerals. Fo-Fa trend for SLO peridotite ol. C) Tectonic interpretation diagram based on $\text{Th}_N\text{-Nb}_N$, normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989, after Saccani, 2015). D) Th/Nb versus La/Sm from English *et al.* (2010), modified from Piercey *et al.* (2002). LCC – lower continental crust; IAT – island arc tholeiite; OIB – ocean island basalt; N-MORB – normal mid-oceanic ridge basalt; E-MORB – enriched mid-oceanic ridge basalt..... 153

Figure 3-12. Major element (wt.%) diagrams for whole rock lithogeochemistry data versus MgO (wt.%).

Legend as in Fig. 11. A) SiO_2 . B) Al_2O_3 . C) TiO_2 . D) CaO versus Al_2O_3 . E) CaO. F) Fe_2O_3 . Nakina field after Jobin-Bevans (1995) and Zagorevski *et al.* (2020); Lewes River field after Bordet *et al.* (2019) and Zagorevski *et al.* (2020). 155

Figure 3-13. Rare earth element (REE; A, C, E, G) and extended trace element patterns (B, D, F, H). IAT

– Island arc tholeiite REE pattern from Jenner *et al.* (1987); N-MORB – normal mid-oceanic ridge basalt and E-MORB – enriched mid-oceanic ridge basalt from Sun and McDonough (1989). A) & B) Basaltic lavas. C) & D) Isotropic granular and cumulate host gabbro, granular gabbro dykes and diabase. E) & F) Isotropic granular gabbro clasts, tremolite-chlorite $\pm$ talc schist clasts, dyke-derived schists and calc-silicate altered zones. G) & H) Olivine-cumulate clasts..... 157

Figure 3-14. Mineral chemistry of amphibole from SLO. A) TiO_2 (wt.%) versus Al_{iv} (*i.e.*, Al in tetrahedral sites; apfu). Fields for amphiboles from Basch *et al.* (2020). B) Temperatures ($^{\circ}\text{C}$) of SLO amphiboles

were calculated using Ridolfi and Renzulli's (2012) thermometer..... 158

Figure 3-15. U-Pb data for SLO units. Error ellipses are 2σ . Ages given with plots are weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates. A) U-Pb Concordia plot for sample 17ZEAB76A. B) U-Pb Concordia plot for sample 17ZEAB16B. C) U-Pb Concordia plot for sample 16ZEAB52C. D) U-Pb Concordia plot for sample 17ZEAB28B. 161

Figure 3-16. Block diagram of Squanga Lake ophiolite during its syn-oceanic oceanic core complex stages. Color scheme is the same as on cross-section from Figure 5. Modified from Escartin and Canales, 2011; Karson *et al.*, 2006; Seyitoglu and Isik, 2015; Tucholke and Lin, 1994. 168

Figure 4-1. Terrane map from Zagorevski *et al.* (2021); AT = Atlin terrane, CC = Cache Creek terrane, NA = North American margin, Qn = Quesnellia, SM = Slide Mountain terrane, St = Stikinia, YTT = Yukon-Tanana terrane. Dashed red outline shows the area of geology map shown on Figure A.1, Appendix A. 174

Figure 4-2. Local geological maps of A) Squanga Lake ophiolite; and B) Union Mt. ophiolite. 176

Figure 4-3. Field photos of serpentinites from Squanga Lake ophiolite (A to C) and Union Mt. ophiolite (D to F). A) Scaly serpentinites (phase I) injected by a granular gabbro dyke injected from the SLDZ. B) Chrysotile phyllonite (phase Ia), injected by granular gabbro dyke forming ‘blackwall’ alteration-halo. C) Chrysotile phyllonite (phase Ia) with fibers defining a C-S structure along the SLDZ. D) Scaly serpentinite (phase III) preserving clasts of rigid serpentinite (phase I?) with pseudomorphic serpentine textures. E) Serpentinite (phase II & III) and listvenite (antigorite-magnesite-quartz-talc) alteration. F). Scaly to phyllonitic serpentinites (phase II & III) preserving clasts of mafic crustal rocks (i.e., gabbro, basalt). These serpentinites mark Jurassic thrusts responsible for late ophiolite imbrication. Chl, chlorite; Phyll Ctl, phyllonite chrysotile; Rb Lz, ribboned lizardite; Tlc, talc 179

Figure 4-4. Photomicrographs of serpentine textures from Squanga Lake (A to C) and Union Mt. (D to F) ophiolites. All photomicrographs view is in XPL. A) Phase I lizardite/chrysotile in mesh texture after

olivine, hourglass chrysotile and ribboned lizardite. B) Phase Ia chrysotile phyllonite and parallel seams of talc, overgrowing relics of phase I mesh texture. C) Phase I non-pseudomorphic gouge lizardite/chrysotile overprinted by phase Ia chrysotile phyllonite and talc. D) Possible phase I bastite relic overgrown by phase II antigorite and phase III chrysotile. E) Olivine relic replaced by phase II antigorite with interpenetrating texture. Phase III chrysotile and magnesite shears overgrown antigorite blades. F) Phase III chrysotile fibers along a thrust fault, overgrowing phase II antigorite and magnesite. Atg, antigorite; Chl, chlorite; Phyll Ctl, phyllonite chrysotile; Ol, olivine Rb Lz, ribboned lizardite; Tlc, talc; Mgs, magnesite..... 184

Figure 4-5. Micropetrographs of A) Pseudomorphic textures of phase I lizardite/chrysotile in mesh and bastite in SLO area; and B) Static phase II antigorite overgrown by phase III fibrous chrysotile, overprinted by phase IV antigorite flakes at UMO; view is in XPL. Raman spectroscopy maps of C) Phase I lizardite/chrysotile in mesh texture from SLO; and D) Phase II antigorite, overgrown by fibrous phase III chrysotile and by phase IV antigorite flakes..... 189

Figure 4-6. Low-frequency (A, C, E, G) and OH (B, D, F, H) Raman spectra for serpentinite from SLO. A) & B) Phase I lizardite in mesh texture, sample 17ZEAB02A. C) & D) Phase I lizardite in bastite, sample 17ZEAB02A. E) & F) Phase I hourglass chrysotile, sample 17ZEAB02A. G) & H) Phase Ia chrysotile phyllonite, sample 17ZEAB12A..... 193

Figure 4-7. Low frequency (A, C, E, G) and OH (B, D, F, H) Raman spectra for serpentinite from UMO. A) & B) Mix of lizardite and chrysotile in possible phase I relic, sample 17ZEAB60A. C) & D) Phase II antigorite in static blades, sample 17ZEAB66A. E) & F) Phase III fibrous chrysotile, sample 17ZEAB66A. G) & H) Phase IV antigorite flakes, sample 17ZEAB65A..... 195

Figure 4-8. Mineral chemistry data for serpentine minerals from SLO and UMO. A) Al_2O_3 (wt.%) concentration as a function of FeO_{tot} ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; wt.%). Oceanic serpentine fields from Rouméjon *et al.* (2015) and Cox *et al.* (2021). B) FeO_{tot} (wt.%) as a function of MgO (wt.%). Oceanic serpentine fields from Rouméjon *et al.* (2015) and Cox *et al.* (2021). C) NiO (wt.%) as a function of FeO_{tot} (wt.%).

Oceanic serpentine fields after Rouméjon *et al.* (2015). D) Al_2O_3 (wt.%) as function of SiO_2 (wt.%).
 198

Figure 4-9. $\delta^{11}\text{B}$ versus B (ppm) for serpentine phases from Atlin terrane are highlighted: phase I - lizardite/chrysotile; phase Ia - chrysotile phyllonite; phase II - antigorite; phase III - fibrous chrysotile; phase IV - antigorite flakes. $\delta^{11}\text{B}$ intervals for seafloor, forearc etc. from literature (see section 2. **Boron isotopic signatures in serpentinites** for references). ACC – average continental crust, UM – upper mantle. Symbol size is $\pm 1\%$ and only error bars $> 1\%$ are shown for $\delta^{11}\text{B}$ data..... 199

Figure 4-10. Stage diagram possibly explaining the formation of distinct serpentine phases from SL and UM ophiolites. Phase I & Ia - seafloor alteration and OCC genesis (A); or mixing of seawater and slab derived metamorphic fluids during early stages of collision. (B). Phase II & III – deep slab derived metamorphic fluids (B); or obduction and deep metamorphic fluid input (C). Phase II, III & IV - Late collisional stage and plutonism-related fluid input (D). $\delta^{11}\text{B}$ intervals represent composition of the serpentine reservoir where they are printed: (1) – sea floor; (2) – mantle wedge and forearc; (3) – subducted abyssal serpentinites; (4) – ophiolites; (5) – average mantle. See section 2. *Boron isotope signatures in serpentinites* for references. 205

LISTE DES TABLEAUX

Table 4-1. Location, mineralogy and textures of samples from SLO and UMO.....	180
--	-----

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

Divers

i.e. id est

e.g. *exempli gratia*

s.s. *sensu stricto*

s.l. *sensu lato*

Minéraux

Act Actinote

Ab Albite

Amp Amphibole

Ap Apatite

Atg Antigorite

Bt Biotite

Cal Calcite

Cb Carbonate

Chl Chlorite

Cpx Clinopyroxène

Ctl Chrysotile

Ep Epidote

Fo Forstérite

Fsp Feldspath

Hbl Hornblende

Ilm Ilmenite

Lz Lizardite

Lxn Leucoxene

Mag Magnetite

Mgs Magnesite

Ms Muscovite

Ol Olivine

Opx Orthopyroxène

Pg Plagioclase

Prh Préhnite

Po Pyrrhotite
 Py Pyrite
 Qtz Quartz
 Rt Rutile
 Ser Sericite
 Spi Spinelle
 Srp Serpentine
 Tlc Talc
 Tr Trémolite
 Ttn Titanite
 Zr Zircon

Géochimie

ACC Croûte continentale moyenne
 BBAB Basalte de bassin d'arrière-arc
 BFAB Basalte de bassin d'avant arc
 E-MORB Basaltes de ride océanique – enrichis
 IAT Tholéiites d'arc insulaire
 HREE Terres rares lourdes
 HSFE Eléments a forte liaison ionique
 LCC Croûte continentale inférieure
 LILE Eléments lithophiles a large ion
 LREE Terres rares légères
 MORB Basaltes de ride océanique
 N-MORB Basaltes de ride océanique – normaux
 OIB Basaltes d'île océanique
 SSZ Zone de supra-subduction
 UM Manteau supérieur

Organismes

CGC Commission géologique du Canada
 UQAM Université du Québec à Montréal
 FRQNT Fond de recherche du Québec- Nature et technologie
 ENS École Normale Supérieure

Méthodes analytiques

EPMA Analyse par microsonde électronique
 EBSD Diffraction des électrons rétrodiffusés

CA-ID-TIMS spectromètre de masse a thermo-ionisation

CL Cathodoluminescence

LA-ICP-MS spectroscope de masse a plasma inductif par ablation laser

LA-MC-ICP-MS Spectrométrie de masse à plasma induit par couplage inductif et à ablation laser avec collecteur multiple

MEB Microscope électronique à balayage

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

Unités de mesure

°C Degrés Celsius
‰ Permil
cm Centimètre
g/t Gramme par tonnes
km Kilomètre
m Mètre
Ma Million d'années
mm Millimètre
P Pression
ppb Partie par milliard
ppm Partie par million
T° Température

Fabriques planaires et linéaires

S₀ Stratification primaire
S_d Foliation de détachement
S_{d+1} Foliation alpine
L_d Linéation minérale sur le plan de détachement
S_n Schistosité de n^e génération
L_n Linéation de n^e génération

RÉSUMÉ

Dans les années 1970, lors de la conférence Penrose, les ophiolites ont été définies comme des fragments de croûte océanique idéalisée, bien que les séquences complètes soient rares. En réalité, la plupart des ophiolites sont de type non-Penrose, et présentent des séquences de croûte océanique incomplètes. Alors qu'elles étaient traditionnellement associées aux dorsales médio-océaniques (type MOR), de nombreuses ophiolites sont désormais reliées à des contextes de zones de supra-subduction (ZSS), typiquement formées lors de la fermeture de bassins océaniques. L'étude des ophiolites offre des perspectives précieuses sur les processus tectoniques, magmatiques et hydrothermaux impliqués dans la formation, l'exhumation, l'obduction et l'évolution post-obduction de la lithosphère océanique. L'ophiolite de Mirdita, dans les Dinaro-Hellénides albanaises, ainsi que les ophiolites du terrane d'Atlin – comprenant l'ophiolite de Squanga Lake dans le sud du Yukon et celle de Union Mountain dans le nord de la Colombie-Britannique – illustrent ces processus par leurs caractéristiques uniques et communes en tant que « core complex » océaniques (CCOs) formés dans des environnements de zone de supra-subduction (ZSS).

L'ophiolite de Mirdita se distingue par des massifs de l'Est, caractérisés par des séquences ophiolitiques de type Penrose, et des massifs de l'Ouest, marqués par une pseudostratigraphie ophiolitique de type non-Penrose. Ces deux domaines sont séparés par le système de détachement de Mirdita (SDM), une vaste structure extensionnelle. Les zones de cisaillement et les failles du SDM séparent la péridotite mantellique des roches volcaniques des massifs de l'Ouest, où elles témoignent des processus d'exhumation typiques de la formation des CCOs. Les preuves incluent : 1) des amphibolites de haute température dérivées de matériel gabbroïque et mantellique ; 2) des dykes de type I syn-cinématiques, indiquant un magmatisme simultané à l'extension ; 3) des structures ductiles à cassantes reflétant l'exhumation ; 4) des températures de cristallisation des amphiboles s'étendant des faciès amphibolitiques supérieurs à inférieurs.

Les données géochronologiques U-Pb sur zircon de l'ophiolite de Mirdita indiquent un magmatisme lié au détachement du SDM à $172,23 \pm 0,44$ Ma et $170,0 \pm 2,1$ Ma. De plus, des âges U-Pb de $163,0 \pm 3,7$ Ma (zircon) et $166,50 \pm 0,67$ Ma (titanite) provenant des mêmes amphibolites suggèrent une réactivation du SDM, ces âges étant contemporaines à des âges des épisodes magmatiques syn-obduction (165-160 Ma) et les âges des semelles métamorphiques (165-160 Ma). Les données géochimiques différencient davantage les roches volcaniques d'affinités semblables aux MORB des massifs de l'Ouest (i.e., type non-Penrose) des roches de type tholéiites d'arc insulaire (IAT) des massifs de l'Est (i.e., type Penrose). Les dykes de type I injectés lors de la formation du SDM montrent des affinités similaires aux IAT, bien qu'ils soient plus appauvris en éléments terres rares légers (LREE), Th, Ta, Nb et Zr par rapport aux volcaniques des massifs de l'Est. Ces résultats suggèrent que le CCO préservé dans les massifs de l'Ouest, a été possiblement formé lors des dernières étapes de l'extension le long d'une dorsale dans un bassin d'arrière-arc.

Les ophiolites de *Squanga Lake* et de *Union Mountain* (terrane d'Atlin) présentent toutes deux une pseudostratigraphie non-Penrose, avec des serpentinites largement rependues à l'interface entre le manteau et la croûte supérieure, compatible avec la formation des CCOs. À *Squanga Lake*, les tectonites mantelliques sont séparées des roches crustales supérieures par la zone de détachement de *Squanga Lake* (SLDZ), qui conserve des preuves de recristallisation dynamique lors de l'exhumation : 1) des clastes de cumulats primitifs à olivine dans le mélange de la SLDZ, représentant une croûte océanique inférieure excisée ; 2) des structures indiquant une déformation ductile à cassante compatible avec l'exhumation ; 3) des températures de cristallisation des amphiboles variant des faciès amphibolitiques supérieurs à inférieurs.

Les âges U-Pb sur zircon provenant de gabbro crustal supérieur, d'un fragment de gabbro dans le mélange de la SLDZ et d'un dyke injecté dans la SLDZ se regroupent autour de 248 Ma (i.e., $248,77 \pm 0,22$, $248,53 \pm 0,41$ et $248,84 \pm 2,09$ Ma), impliquant un magmatisme syn-cinématique. Les signatures géochimiques indiquent une influence omniprésente de subduction, compatible avec la formation des ophiolites de *Squanga Lake* et de *Union Mountain* dans un environnement de bassin arrière-arc. Les serpentinites de *Squanga Lake* et de *Union Mountain* révèlent une recristallisation multi-phasée et des interactions fluides lors des étapes syn-océaniques, syn-obduction et post-obduction : 1) les serpentines des phases I et Ia indiquent une influence de l'eau de mer pendant la formation d'un CCO, avec des valeurs de $\delta^{11}\text{B}$ ($\delta^{11}\text{B} = +1.6 \pm 1\%$ à $+12.9 \pm 1.3\%$ et $-5.7 \pm 1.1\%$ à $+1.8 \pm 1.1\%$, respectivement) et des concentrations élevées en FeO_{tot} (jusqu'à 9 wt.%) ; 2) l'antigorite de phases II ($\delta^{11}\text{B} = 13.5 \pm 0.8\%$ à $-6.3 \pm 1.9\%$) et la chrysotile fibreuse de phase III ($\delta^{11}\text{B} = -10.0 \pm 2.5\%$ à $-2.7 \pm 0.7\%$), formées lors de l'imbrication jurassique et du plutonisme post-obduction, reflètent une interaction avec des fluides dérivés des sédiments ; 3) l'antigorite en 'flakes' de phase IV montrent une rééquilibration post-obduction avec des signatures géochimiques distinctes, notamment les plus faibles concentrations en FeO_{tot} (<2,3 %).

Les ophiolites de *Mirdita*, de *Squanga Lake* et de *Union Mountain* démontrent la diversité et l'interconnexion des processus de formation des CCOs et du magmatisme de ZSS. Alors que l'ophiolite de *Mirdita* met en évidence une distinction claire entre les domaines Penrose et non-Penrose, les ophiolites de *Squanga Lake* et du terrane d'Atlin soulignent le rôle critique des zones de détachement et des interactions fluides complexes dans les environnements non-Penrose. Les preuves provenant de l'ophiolite de *Mirdita* suggèrent en outre que les « core complex » océaniques (CCOs) pourraient représenter les stades finaux de l'extension le long des dorsales dans les bassins arrière-arc et constituer un lien manquant entre l'extinction et l'initiation de la subduction, survenant lors d'une réorganisation à grande échelle des mouvements des plaques (e.g., la formation de nouvelles zones de subduction ou des changements dans les angles de subduction).

Mots clés : Pseudostratigraphie des ophiolites non-Penrose, Cordillère du Nord, Dinarides albanaises, ophiolite de *Mirdita*, terrane d'Atlin, bassin d'arrière-arc, « core complex » océanique, serpentinites, isotopes du bore, géochronologie U-Pb, spectroscopie Raman, pétrologie, tectonique, lithogéochimie.

ABSTRACT

In the 1970s, during the Penrose Conference, ophiolites defined as fragments of idealized oceanic crust, although complete sequences are rare. In reality, most ophiolites are non-Penrose type, and exhibit incomplete oceanic crust sequences. While traditionally linked to mid-ocean ridges (MOR-type), many ophiolites are now associated with supra-subduction zone (SSZ) settings, typically formed during oceanic basin closure. The study of ophiolites offers valuable insights into the tectonic, magmatic, and hydrothermal processes involved in the formation, exhumation, obduction, and post-obduction evolution of oceanic lithosphere. The Mirdita ophiolite of the Albanian Dinaro-Hellenides the Atlin terrane ophiolites - comprising the Squanga Lake ophiolite in southern Yukon and the Union Mountain ophiolite in northern British Columbia - illustrate these processes through their unique and shared characteristics as oceanic core complexes (OCCs) within supra-subduction zone (SSZ) environments.

The Mirdita ophiolite displays distinct Eastern massifs, characterized by Penrose-type ophiolites, whereas the Western massifs are marked by non-Penrose pseudostratigraphy. These two domains are separated by the Mirdita Detachment System (MDS), a broad extensional structure. Shear zones and faults of the MDS separate mantle peridotite from volcanic rocks in the Western massifs, where they record exhumation processes typical of OCC formation. Evidence includes: 1) high-temperature amphibolites derived from gabbroic and mantle material; 2) syn-kinematic type I dikes, indicative of simultaneous magmatism and extension.; 3) ductile-to-brittle structures reflecting exhumation; and 4) amphibole crystallization temperatures spanning upper- to lower-amphibolite facies.

U-Pb geochronological data on zircon indicate detachment-related magmatism along the MDS occurred at 172.23 ± 0.44 Ma and 170.0 ± 2.1 Ma. Additional, U-Pb ages of 163.0 ± 3.7 Ma on zircon and 166.50 ± 0.67 Ma on titanite from the same amphibolites suggest reactivation of the MDS as these ages overlap with obduction-related magmatic pulses (165–160 Ma) and metamorphic sole ages (165–160 Ma). Geochemical evidence further differentiates the MORB-affinity volcanic rocks of the non-Penrose type Western ophiolites from the island arc tholeiite (IAT) affinities of the Eastern Penrose type ophiolites. Type I dikes injected along the MDS during nucleation of the MDS, have affinities similar to IAT, although they show stronger depletion in light rare earth elements (LREEs), Th, Ta, Nb, and Zr compared to Eastern volcanics. These results suggest that the OCC preserved in the Western massifs was possibly formed during the final stages of extension along a ridge in a back-arc basin.

Squanga Lake and Union Mountain ophiolites (Atlin terrane), both display non-Penrose pseudostratigraphy, with extensive serpentinites at the interface between the mantle and upper crust, consistent with OCC formation. At Squanga Lake, mantle tectonites are separated from upper crustal rocks

by the Squanga Lake Detachment Zone (SLDZ), which preserves evidence of dynamic recrystallization during exhumation. Key features include: 1) primitive olivine-cumulate clasts within the SLDZ mélange representing excised lower oceanic crust; 2) structures indicating ductile-to-brittle deformation compatible with exhumation; 3) amphibole crystallisation temperatures ranging from upper- to lower-amphibolite facies. U-Pb zircon ages from upper crustal gabbro, a SLDZ mélange fragment, and a dike injected into the SLDZ cluster around 248 Ma (i.e., 248.77 ± 0.22 , 248.53 ± 0.41 and 248.84 ± 2.09 Ma), implying syn-kinematic magmatism. Geochemical signatures show a ubiquitous subduction input, supporting formation in a back-arc basin environment.

Serpentinites from Squanga Lake and Union Mountain ophiolites reveal multi-phase recrystallization and fluid interactions spanning syn-oceanic, syn-obduction, and post-obduction stages: 1) Phase I and Ia serpentines indicate seawater influence during OCC formation, with $\delta^{11}\text{B}$ values ($\delta^{11}\text{B} = +1.6 \pm 1\text{‰}$ to $+12.9 \pm 1.3\text{‰}$ and $-5.7 \pm 1.1\text{‰}$ to $+1.8 \pm 1.1\text{‰}$, respectively); these also have amongst highest FeO_{tot} concentrations (up to 9 wt.%). 2) Phase II antigorite ($\delta^{11}\text{B} = 13.5 \pm 0.8\text{‰}$ to $-6.3 \pm 1.9\text{‰}$) and phase III fibrous chrysotile ($\delta^{11}\text{B} = -10.0 \pm 2.5\text{‰}$ to $-2.7 \pm 0.7\text{‰}$) formed during Jurassic thrust imbrication of ophiolitic units and post-obduction plutonism and might be resulted from sediment-derived fluids; 3) Phase IV antigorite flakes ($\delta^{11}\text{B} = -1.9 \pm 1.4\text{‰}$ to $+1.5 \pm 0.9\text{‰}$) show post-obduction re-equilibration, with distinct geochemical signatures, particularly lowest FeO_{tot} values (< 2.3 wt.%).

The Mirdita, Squanga Lake, and Union Mountain ophiolites demonstrate the diverse but interconnected processes of OCC formation and SSZ magmatism. While the Mirdita ophiolite showcases a clear distinction between Penrose and non-Penrose domains, the Squanga Lake and Atlin terrane ophiolites emphasize the role of detachment zones and complex fluid interactions in non-Penrose settings. Geochemical and geochronological evidence across these regions consistently points to OCC formation in back-arc basin environments, influenced by subduction-related processes and subsequent tectonic reactivation. Evidence in the Mirdita ophiolite further suggests that OCCs may represent the final stages of spreading in back-arc basins and might be a missing link between subduction extinction and subduction initiation, during broader-scale reorganisation of plate motions (i.e., new subduction zone inception, change in subduction angle).

Keywords: Non-Penrose ophiolite pseudostratigraphy, Northern Cordillera, Albanian Dinarides, Mirdita ophiolite, Atlin terrane, backarc basin, oceanic core complex, serpentinites, boron isotopes, U-Pb, Raman spectroscopy, petrology, tectonics, lithogeochemistry.

INTRODUCTION

Les ophiolites, des anciennes écaillles de croûte océanique obductées et exposées sur les continents, permettent l'étude des processus et des mécanismes de formation de nouvelle croûte océanique le long des dorsales océaniques et/ou centres d'expansion. Jusqu'à dans les années 1990, les séquences ophiolitiques étaient définies comme de type Penrose, soit composées, de la base au sommet : 1) des péridotites du manteau; 2) des roches mafiques-ultramafiques litées; 3) des gabbros lités à isotropes; 4) d'un complexe filonien; 5) des roches extrusives; et 6) d'une séquence sédimentaire (Anonymous, 1972). Pourtant, la grande majorité de croûte océanique exposée sur les continents est de type non-Penrose, soit composées des séquences ophiolitiques incomplètes. Les ophiolites de type non-Penrose sont les témoins d'anciens centres d'extension océaniques lents et super-lents (extension $< \sim 25\text{-}30$ mm/année) à intermédiaires (25-40 mm/année), où le magmatisme le long de l'axe de la dorsale est absent, épisodique ou discontinu (Tucholke and Lin, 1994). Les ophiolites de type non-Penrose ont suscité un intérêt scientifique croissant depuis les années 2000, à la suite de la découverte des « core complexe » océaniques (CCOs) dans les années '90. Les CCOs sont des structures formées aux dorsales lentes à super-lentes, où l'extension le long de la dorsale est accommodée par le tectonisme (*i.e.*, détachements) ou par une combinaison des processus et des mécanismes structuraux, magmatiques et hydrothermaux. La séquence stratigraphique océanique renfermant des complexes à noyau océanique (CCOs) se compose de manteau $\pm$ injections de gabbro en contact tectonique avec des basaltes $\pm$ gabbro. Ainsi, lorsque de telles séquences océaniques sont obductées et mises à jour sur une marge continentale, les ophiolites qui en résultent présentent un caractère non conforme au modèle Penrose.

L'étude des ophiolites de type non-Penrose est utile afin de comprendre les processus structuraux, magmatiques et hydrothermaux actifs lors de la genèse de nouvelle croûte océanique dans des contextes géologiques de dorsales lentes, mais également pour reconstruire l'environnement tectonique de formation d'anciens bassins océaniques (*i.e.*, dorsales médio-océaniques et zones de supra-subduction (SSZ)). La

caractérisation détaillée des massifs ophiolitiques implique une combinaison de méthodes de terrain et analytiques, afin d'étudier la stratigraphie et la structure syn- à post-océanique, les contraintes géochronologiques de formation, l'affinité magmatique des unités ophiolitiques ainsi que l'affinité des fluides ayant contribué à l'altération des unités ophiolitiques.

Dans le contexte géologique d'âge jurassique de l'ophiolite de Mirdita, la géométrie de type non-Penrose des massifs de l'ouest est liée à des processus et des mécanismes syn-océaniques (Tremblay *et al.*, 2009; Maffione *et al.*, 2013; Nicolas *et al.*, 2017). À ce jour, les mécanismes et les processus de détachement le long du CCO connu des massifs de l'ouest de l'ophiolite de Mirdita restent peu compris. Dans cette thèse, nous avons exploré cette problématique afin d'établir un cadre comparatif solide, pour ensuite étudier et appliquer les connaissances acquises à la géométrie de type non-Penrose des ophiolites du terrane d'Atlin, dans la Cordillère Canadienne (sud du Yukon et du nord de la Colombie Britannique). Dans le terrane d'Atlin, la géométrie de type non-Penrose pourrait être attribuée à : 1) des processus syn-océaniques; et/ou 2) un démembrement syn-obduction, lors de la mise en place des écaïlles de croûte océanique; et/ou 3) à des structures post-obduction lors de phases collisionnelles tardives.

Problématique et objectifs de recherche

L'ophiolite de Mirdita, des Dinarides albanaises, et le terrane d'Atlin, situé au nord de la Cordillère Canadienne, exposent tous deux des massifs ophiolitiques de type non-Penrose. Ces massifs sont constitués de péridotites mantelliques en contact structural avec des roches de la croûte supérieure, et incluent des rares écaïlles et blocs de croûte moyenne à inférieure. La géométrie de type non-Penrose des massifs de l'ouest de l'ophiolite de Mirdita a été attribuée à des structures syn-océaniques de type « core complexe » océaniques (CCOs; Tremblay *et al.*, 2009; Maffione *et al.*, 2013; Nicolas *et al.*, 2017), mais ces structures restent encore peu comprises. Quant au terrane d'Atlin, l'environnement d'origine des massifs ultramafiques est toujours débattue (e.g., Zagorevski *et al.*, 2015; McGoldrick *et al.*, 2017), et les contacts structuraux entre les péridotites du manteau et la croûte supérieure n'ont été que peu étudiées en détail.

Les affleurements bien exposés dans ces deux régions offrent une opportunité de cartographier en détail les contacts entre la croûte et le manteau. De plus, la logistique moins compliquée, en comparaison aux environnements océaniques modernes, a permis de réduire les coûts du projet, plus précisément la facilité d'échantillonnage et de collecte de données sur le terrain. Des travaux ont déjà été effectués dans les Dinarides albanaises (Tremblay *et al.*, 2009, 2015; Maffione *et al.*, 2013; Nicolas *et al.*, 2017) et au nord de la Cordillère canadienne (Zagorevski *et al.*, 2021). Les résultats de ces recherches ont amené les auteurs à proposer un modèle de détachements extensionnels syn-océaniques, contemporains de la formation des structures de type « core complex » océaniques, afin d'expliquer la stratigraphie de ces massifs ophiolitiques. Jusqu'à ce jour, les données structurales, géochronologiques et géochimiques des transitions croûte-manteau des ophiolites de Mirdita et du terrane d'Atlin demeurent cependant préliminaires, ne permettant ni de confirmer ni de réfuter le modèle de «core complex» et de failles extensionnelles syn-océaniques. Afin de clarifier la relation structurale du contact des péridotites du manteau et de la croûte supérieure des massifs ophiolitiques de Mirdita (Albanie) et du terrane d'Atlin (Cordillère canadienne), et ainsi de tester le modèle CCOs, cette thèse présente une investigation détaillée de la relation croûte-manteau préservée et exposée dans deux massifs mantelliques de l'ophiolite de Mirdita (*i.e.*, massifs de Puka et de Krabbi) et des massifs ophiolitiques du terrane d'Atlin (Squanga Lake et Mont Union). L'étude de ces ophiolites a permis de mettre en évidence des éléments clefs concernant les processus et les mécanismes actifs lors de la genèse de nouvelle croûte océanique, incluant la cinématique et la structure de détachements syn-océaniques, la nature du magmatisme et de l'hydrothermalisme. L'identification des détachements syn-océaniques et la caractérisation des mécanismes structuraux, magmatiques et hydrothermaux associés dans les deux régions étudiées ont également permis d'aborder la question de la reconstitution paleo-tectonique des bassins océaniques dans lesquels les ophiolites ont été formées.

Il existe un consensus quant à l'origine de l'ophiolite de Mirdita dans une zone de supra subduction (*e.g.*, Shallo et Dilek, 2003; Dilek *et al.*, 2007), mais le débat se poursuit quant à la localisation et à l'origine de ce bassin océanique dans les Dinarides albanaises. Les modèles actuels proposent que l'ophiolite de Mirdita représente les vestiges d'un bassin océanique originellement situé à l'ouest, entre Adria et Pelagonia (Dilek *et al.*, 2007; Nicolas *et al.*, 2017). Une deuxième hypothèse veut que l'ophiolite représente un terrane qui s'enracine dans la zone Vardar, située à plus de 100 km à l'est de la position actuelle de l'ophiolite

(Tremblay *et al.*, 2015) ou dans un bassin océanique formé immédiatement dans le toit des coordonnées actuelles de l’ophiolite. L’ophiolite de Mirdita a subi une déformation de faible intensité reliée à son obduction et de l’orogénie Alpine subséquente. L’étude structurale et cinématique de la transition croûte-manteau, ainsi que la thermométrie et la géochronologie des facies associées à cette zone de transition sont nécessaires pour la caractérisation des processus et des mécanismes de détachement ainsi que l’histoire du bassin océanique d’origine. L’analyse du détachement des massifs de l’ouest de l’ophiolite de Mirdita, présenté dans le chapitre II de cette thèse, a permis d’établir un cadre comparatif pour les massifs ultramafiques du terrane d’Atlin.

Les récents travaux de Zagorevski *et al.* (2021), de McGoldrick *et al.* (2017) et de Corriveau (2017) ont montré que le terrane d’Atlin comprend des ophiolites occupant la plaque supérieure d’un système de supra-subduction. Ces ophiolites ont été obductées sur la marge passive de la plateforme carbonatée de Cache Creek. Un tel modèle implique que les ophiolites du terrane d’Atlin ont subi une déformation et un métamorphisme de faible intensité lors de l’obduction, et que la stratigraphie et les structures syn-océaniques originales (*i.e.* CCOs, détachements) ont ainsi pu être préservées. L’étude structurale et l’identification des assemblages minéralogiques, ainsi que la thermométrie, la géochronologie et la géochimie des roches exposés dans le mur, dans le toit, et tout au long de la transition croûte-manteau des ophiolites du terrane d’Atlin sont des éléments importants pour proposer une interprétation sur la position structurale occupée par le terrane d’Atlin dans le système de subduction. Ces éléments sont abordés dans les chapitres III et IV.

Organisation de la thèse

Les résultats présentés dans cette thèse de doctorat proviennent de données recueillies lors de deux campagnes de terrain d’un mois chacune dans le sud du Yukon et dans le nord de la Colombie Britannique (étés 2016, 2017), et de deux campagnes de terrain d’un mois et demi et de deux semaines dans le nord de l’Albanie (été et automne 2017, automne 2019). La localisation de ces régions, les données recueillies et les résultats obtenus sont présentées dans les chapitres I à IV.

La thèse est répartie en quatre chapitres. Le chapitre I met en contexte la problématique et les objectifs de la recherche, la méthodologie employée dans le cadre de cette recherche et présente une liste de publications et résumés de conférence réalisés dans le cadre de ce doctorat. Les chapitres II, III et IV sont rédigés sous forme d'articles scientifiques publiés, soumis ou en voie d'être soumis, qui présentent l'essentiel des résultats et des interprétations de cette thèse. Le chapitre II est intitulé ***Geometry and Kinematics of a Jurassic Oceanic Core Complex, Mirdita Ophiolite, Albania*** sera soumis ultérieurement à une revue scientifique qui reste à déterminer. Le chapitre III, intitulé ***An oceanic core complex preserved in the Squanga Lake Ophiolite, northern Atlin terrane, Yukon***, a été publié en juin 2023 dans la revue *Lithos*. Le chapitre IV, intitulé ***Boron isotopic characterisation of ophiolitic serpentinites*** a été publié en février 2025 dans la revue *Lithos*. Le chapitre II servira de contexte et cadre comparatif d'un CCO connu pour les chapitres III et IV, lorsque l'hypothèse des CCOs pour les massifs ultramafiques du terrane d'Atlin sera débattue. La thèse se termine avec une conclusion générale sur les principales contributions scientifiques des travaux et la description de nouvelles pistes de recherche.

Les données recueillies sur le terrain et en laboratoire sont présentées dans une série d'annexes reliées aux différents chapitres de la thèse. L'annexe A présente une série de planches de photos de terrain et en microscopie optique discutés dans les Chapitre II et IV. L'Annexe B présente les données obtenues par microanalyse par sonde électronique (EPMA) : les données des *Tables* B-1 à B-3 sont présentés et discutés dans le Chapitre II, les données des *Tables* B-4 à B-7 sont présentés et discutés dans le Chapitre III et les données de *Table* B-8 sont présentés et discutés dans le Chapitre IV. L'annexe C présente les données de lithogéochimie de roche totale : les données de *Table* C-1 sont présentés et discutés dans le Chapitre II, les données de *Table* C-2 sont présentés et discutés dans le Chapitre III. Des analyses sur des standards sont présentés dans le *Table* C-3. L'Annexe D présente les paramètres de réglage utilisés lors des analyses de spectrométrie de masse à plasma induit couplé à l'ablation laser haute résolution (HR-LA-ICP-MS) sur les données obtenues au laboratoire de l'UQAM-Geotop. L'annexe E présente les données géochronologiques U-Pb sur zircons et sur titanites acquises sur des unités lithologiques des ophiolites de Squanga Lake, de Union Mountain et de Mirdita, par les méthodes CA-ID-TIMS et HR-LA-ICP-MS. Ces données ont été acquises en partie à l'UQAM-Geotop et d'autres par R. Friedman au laboratoire *The Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (University of British Columbia)*. L'annexe F présente une série de

diagrammes de thermométrie sur les données de chimie minérale sur le pyroxène. Ces diagrammes sont discutés dans le Chapitre III. L'annexe G présente des données des isotopes du bore ; acquises au *Lamont Doherty Earth Observatory*. L'annexe I présente les spectres des standards de lizardite, de chrysotile et d'antigorite utilisés pour intégrer les données de spectroscopie Raman sur les minéraux de serpentine des ophiolites de Squanga *Lake* et de Union *Mountain*.

Les Appendices A et B présentent des cartes géologiques de l'ophiolite de Squanga *Lake* et de Mirdita, qui ont été simplifiées dans le texte principales. L'Appendice C présente des données de chronologie relative discutés dans le Chapitre III. Finalement, l'Appendice D présente des données de diffraction rétrodiffusée des électrons (EBSD), acquises à l'École Normale Supérieure de Paris, dans le cadre de ce projet. Ces données n'ont pas été discutés dans cette thèse mais elles seront utilisées ultérieurement.

CHAPITRE I

MISE EN CONTEXTE, PROBLÉMATIQUE ET MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente la problématique et les objectifs des travaux de recherche effectués sur les séquences ophiolitiques de Mirdita (Albanie) et du terrane d'Atlin (sud du Yukon et nord de la Colombie Britannique), ainsi qu'une synthèse des connaissances géologiques de ces deux régions. Les méthodes cartographiques et analytiques utilisées dans le cadre de ces travaux sont aussi présentées. Enfin, la liste des contributions scientifiques publiées et/ou soumises à des revues scientifiques spécialisées et gouvernementales issues de ce projet est présentée à la toute fin de ce chapitre.

1.1 Mise en contexte

Les ophiolites sont des fragments de lithosphère océanique préservées le long des zones de sutures tectoniques (*e.g.*, Dewey, 1987), et marquent les vestiges d'anciens bassins océaniques obductés (*i.e.*, tectoniquement mis en place sur une marge continentale ; Fig. 1-1). Elles sont notre accès le plus facile à l'étude du plancher océanique, et représentent d'excellentes cibles pour l'étude des « core complexes » océaniques (CCOs) reliques. Les CCOs sont des structures domiformes exposant le manteau océanique et/ou la croûte inférieure et moyenne exhumée par des failles de détachement parallèles aux axes des dorsales lentes (Tremblay *et al.*, 2009; Manatschal *et al.*, 2011; Brovarone *et al.*, 2014; Lagabriele *et al.*, 2015; Frassi *et al.*, 2017; Fig. 1-2). Les ophiolites, en tant qu'expression des zones de suture et d'anciens bassins océaniques, peuvent également fournir des informations essentielles pour la reconstitution paléo-tectonique des régions étudiées.

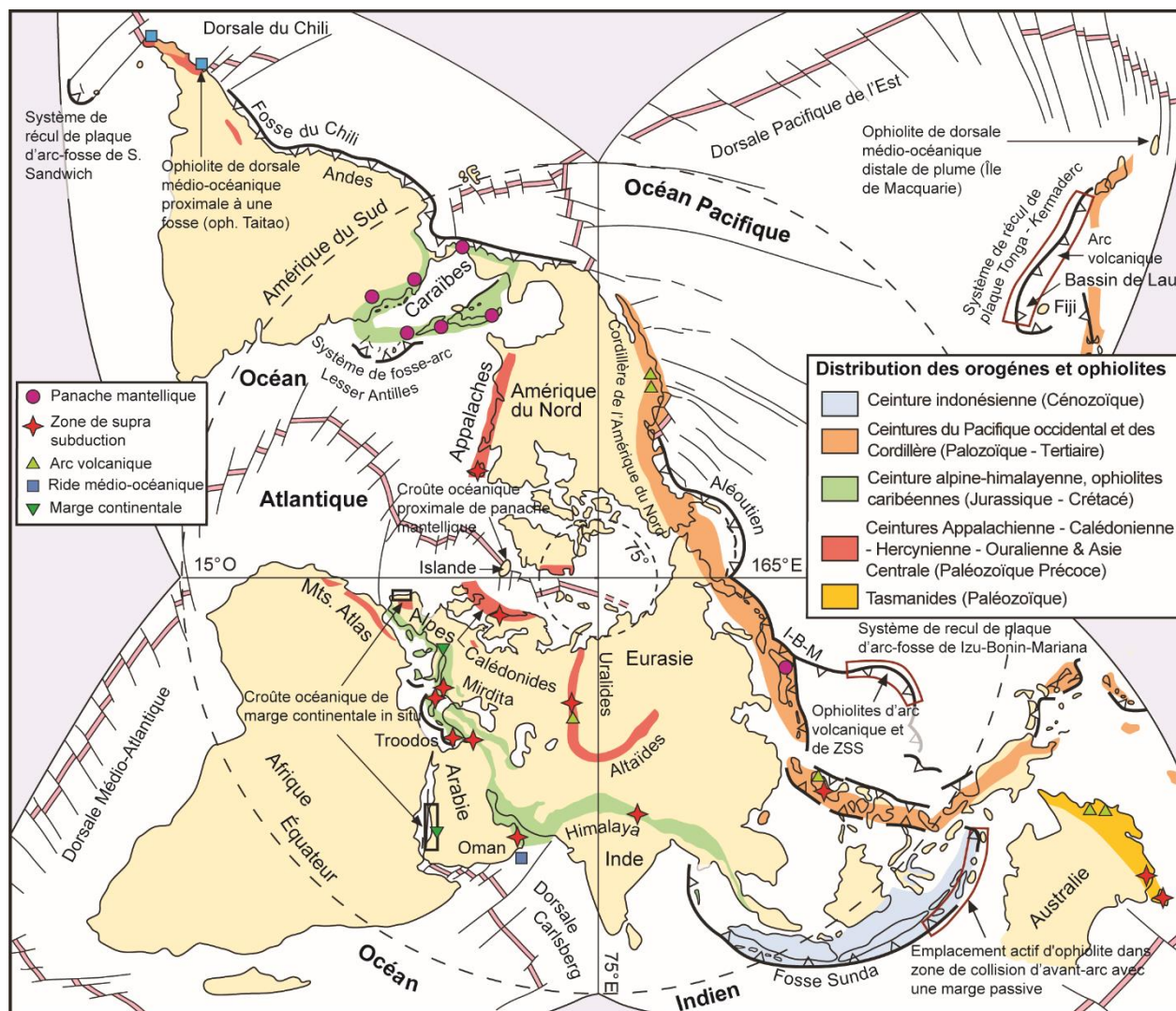


Figure 1-1. Répartition mondiale des principales ceintures orogéniques du Phanérozoïque et des groupes d'âge des ophiolites sur une projection polaire nord. Des exemples de différents types d'ophiolites sont marqués. On y trouve également les dorsales médio-océaniques et les zones de subduction modernes où de la lithosphère océanique a été produite, ainsi que les deux systèmes de recul de plaque Izu-Bonin-Mariana et Tonga-Kermadec où des ophiolites d'arc sont générées. Le meilleur analogue moderne de mise en place d'une ophiolite est situé dans la zone de collision entre la marge passive de l'Australie du NO et les systèmes d'arc-fosse de Sunda. Image tirée et traduite de Dilek et Furnes (2011).

Le concept d'ophiolite existe depuis 1813 lorsque Brongniart a utilisé le terme pour définir la présence de serpentinites dans les ceintures orogéniques; les gabbros, les roches volcaniques mafiques et

les cherts ont été rajoutés dans la définition subséquemment (Brongniart, 1821, 1827). Cette même association lithologique a été nommée la trinité de Steinmann (chert radiolaire, roches ignées intrusives et

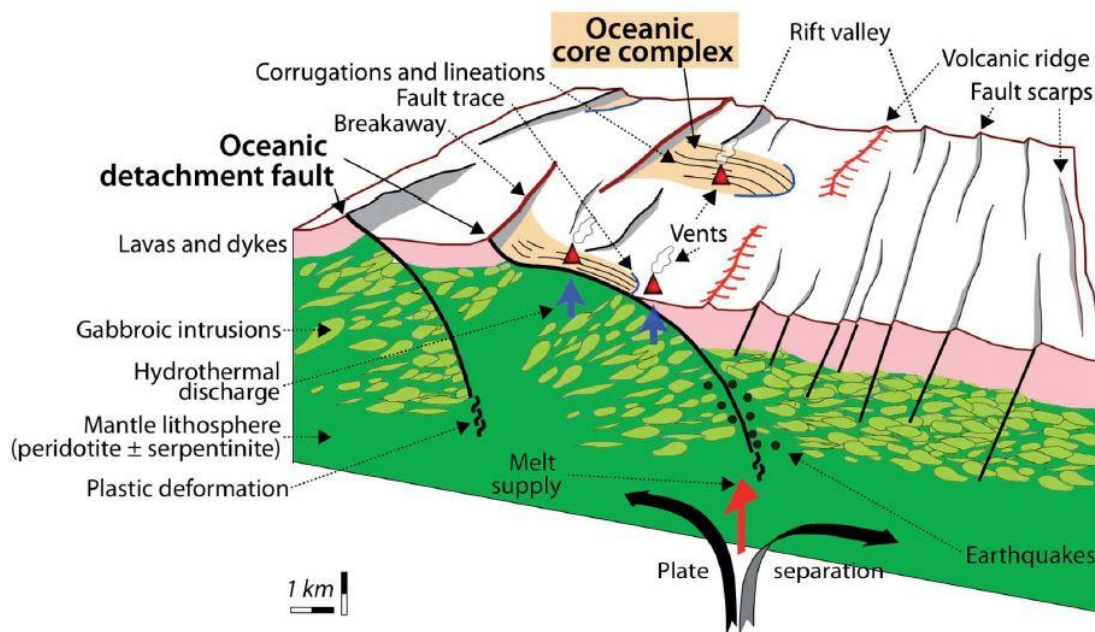


Figure 1-2. Section schématique d’une section de croûte océanique formée le long d’une dorsale lente, où l’extension est accommodée par des failles de détachement. Ce processus entraîne la rotation des roches du mur, l’exhumation du manteau et la formation d’un « core complex » océanique. On observe le manteau en contact direct avec la croûte supérieure (*i.e.*, basaltes et intrusions de gabbro). Tirée de Maffione *et al.* (2013), d’après Conférence (2010).

extrusives et serpentinites), d’après les travaux de Steinmann (1927) dans les Apennins et les Alpes. Les ophiolites ont été officiellement définies lors de la conférence Penrose (Anonymous, 1972) comme de larges nappes de lithosphère océanique formées par extension le long des dorsales médio-océaniques et obductées subséquemment en bordure des continents (Fig. 1-3A) et/ou incorporées lors de la formation de chaînes de montagnes (Fig. 1-3B). Dans le cadre de cette étude, nous faisons référence au type-Penrose lorsque la séquence ophiolitique inclut tous les éléments lithologiques tels que définis lors de la conférence Penrose (Anonymous, 1972), qui sont, de la base au sommet: 1) des harzburgites et dunites du manteau supérieur; 2) une zone de transition vers la croûte inférieure (Moho); 3) la croûte inférieure composée de cumulats ultramafiques et gabbroïques; 4) des gabbros isotropes et lités; et 5) la croûte supérieure composée d’un complexe filonien gabbroïque, des coulées de basalte et des sédiments pélagiques tels des cherts rubanés à

radiolaires (Fig. 1-4). En revanche, lorsque certains de ces éléments lithologiques sont absents de la

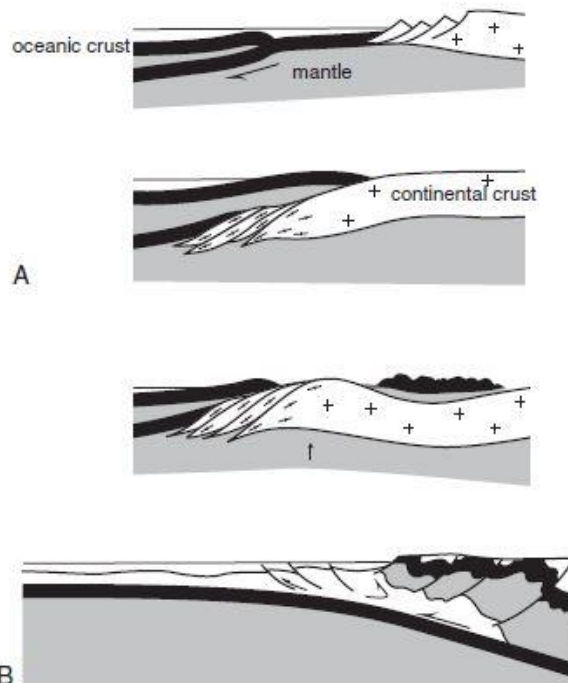


Figure 1-3. Modèles de mise en place des ophiolites de type A) Téthys, sur une marge passive; et B) Cordillérien, dans le prisme d'accrétion d'une marge continentale active. Tirée de Nicolas et al., 2003.

séquence stratigraphique d'une ophiolite, nous y référons comme étant de type non-Penrose. Une semelle métamorphique est parfois présente à la base des ophiolites (~500 m d'épaisseur et moins; gradient thermique élevé de $>1000^{\circ}\text{C}$), et sa formation est liée à l'initiation d'une zone de subduction. Les semelles métamorphiques sont caractérisées par un gradient métamorphique inverse, avec des conditions de température et pression qui diminuent de la base de l'ophiolite vers le bas (Dilek, 2003). Elles se forme généralement sur la plaque subduite et est transférée à la base de l'ophiolite, qui elle se situe sur la plaque supérieure, par le processus d'accrétion, lors de l'obduction de l'ophiolite. Dans la présente thèse, nous nous sommes penchés sur l'étude des séquences ophiolitiques de type non-Penrose, liées à la formation des « core complexes » océaniques. Ces séquences révèlent fréquemment une absence de croûte océanique inférieure à moyenne, due à excision liée au mouvement extensif le long de failles de détachement (Fig. 1-5).

Initialement, la formation de sections de croûte océanique de type-Penrose étaient strictement attribuée aux dorsales médio-océaniques (type-MOR; *e.g.*, Dilek, 2003). De nombreuses études subséquentes ont proposé une classification des ophiolites en fonction de leur l'environnement de formation et/ou de leur mode de mise en place (Miyashiro, 1975; Moores, 1982; Pearce *et al.*, 1984; Boudier et Nicolas, 1985; Nicolas, 1989; Nicolas *et al.*, 2003; Coleman, 2000; Dilek et Furnes, 2011, 2014). Moores (1982) et Coleman (1984) ont classifié les complexes ophiolitiques en type Téthys et en type Cordillère (Fig. 1-3), selon l'absence ou la présence d'un socle continental, des édifices volcaniques et de mélanges d'accrétion. Selon Moores (1982), la géométrie et la stratigraphie de ces ophiolites sont contrôlées par l'environnement dans lequel la croûte océanique a été générée, soit le long d'une faille transformante (*i.e.*, absence de croûte inférieure à moyenne), près d'un arc ou intra-arc (*i.e.*, présence de dépôts volcaniques pyroclastiques), lors de la conversion d'une faille transformante en zone de subduction. Moores (1982) ont proposé que les ophiolites de type Téthys sont obductées sur des marges passives (Fig. 1-3A; *e.g.*, ophiolite de Mirdita) lors de la collision de cette dernière avec une zone de subduction ou une zone de subduction naissante. Jusqu'à ce jour, le processus d'obduction des ophiolites cordillériennes (*e.g.*, ophiolites du terrane d'Atlin) n'est pas tout à fait clair, mais elles semblent généralement incorporées dans le prisme d'accrétion d'une marge continentale active (Fig. 1-3B). Selon certains auteurs (*e.g.*, Bortolotti *et al.*, 2005), le processus d'obduction implique plusieurs étapes, incluant un détachement intra-océanique de la croûte océanique, suivi par le chevauchement de cette écaille océanique sur la marge continentale (étape intra-océanique et étape marginale selon Michard *et al.*, 1991).

Une classification proposée par Boudier et Nicolas (1985) et Nicolas (1989), divise les ophiolites en type harzburgites (HOT) et lherzolitites (LOT) selon l'origine des ophiolites à des dorsales rapides et lentes/ultra-lentes, respectivement (Fig. 1-5). Toujours selon Nicolas (1989) les ophiolites sont mises en place sur des marges continentales passives (Semail en Oman, Papuan en Papuasie-Nouvelle Guinée), des marges continentales actives de la ceinture Circum-Pacifique (Complexe Franciscain en Californie) ou sur des zones de suture lors des collisions de type continent-continent ou arc-continent (ophiolites du système orogénique Alpin-Himalaya, Calédonien, Hercynien et Ouralien).

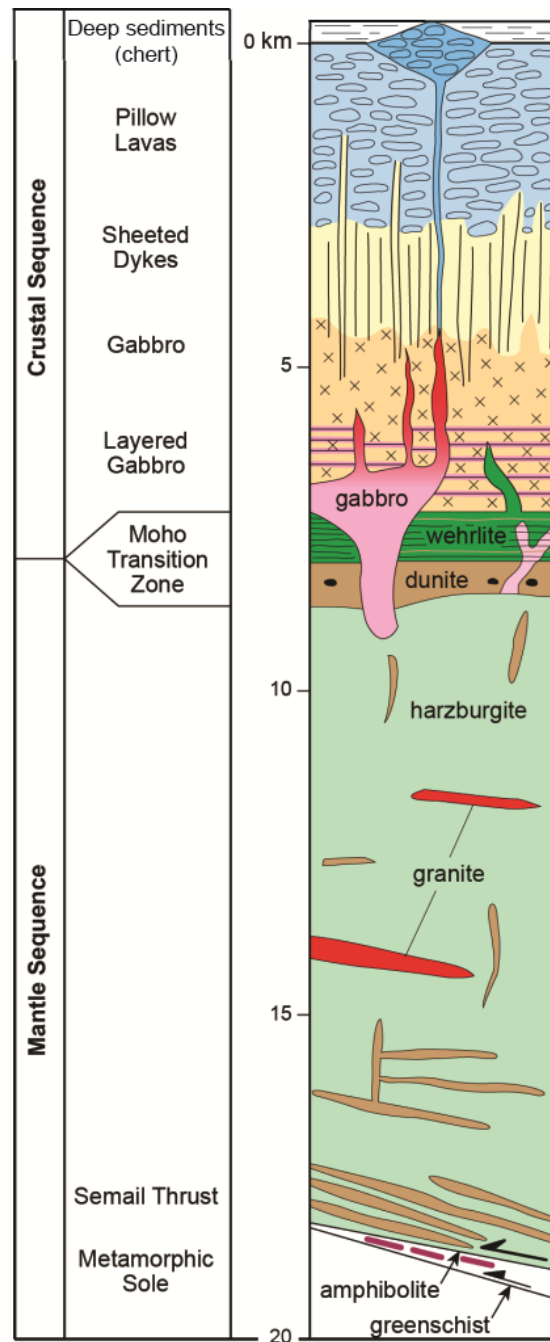


Figure 1-4. Section schématique d'une séquence ophiolitique idéalisée de type Penrose, d'après le modèle de l'ophiolite de Semail, Oman. Tirée de Searle et al., 2014.

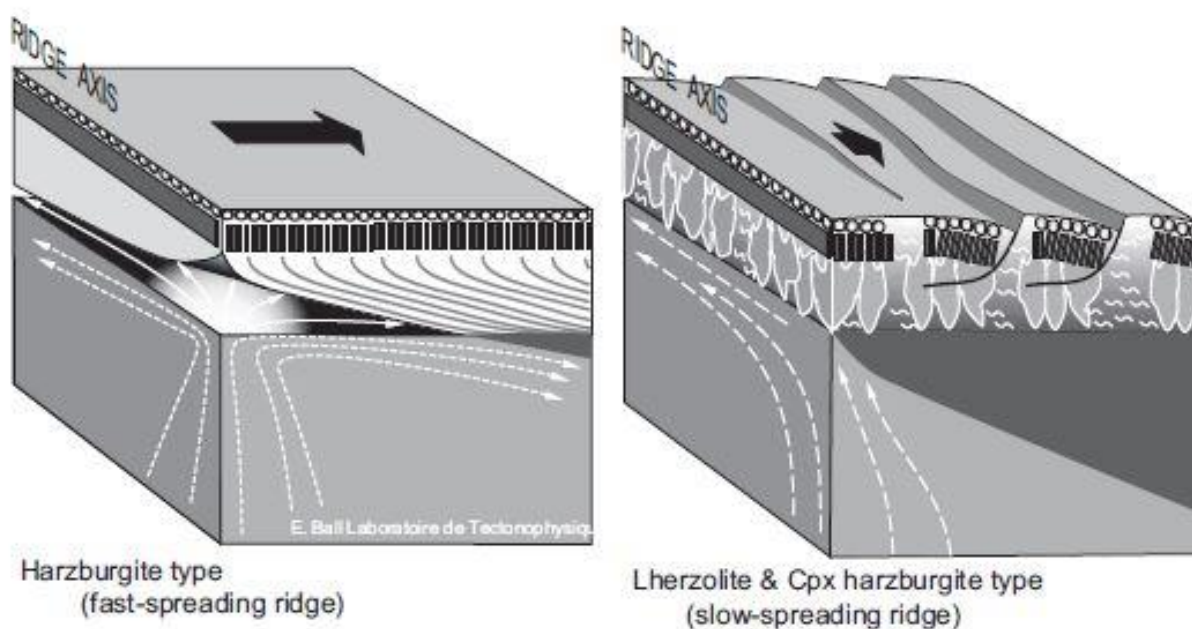


Figure 1-5. Sections schématiques d'une dorsale rapide (« harzburgite type ») et lente (« lherzolite et cpx-harzburgite type »). Aux dorsales rapides, le manteau sera plus réfractaire, la croûte plus épaisse et homogène et la lithosphère plus mince, et sa pente assez douce comparé aux dorsales lentes, qui elles, auront une pente plus abrupte et un manteau plus enrichi. Tirée de Nicolas, 2012.

Dilek et Furnes (2011; 2014) proposent une subdivision des ophiolites selon l'association ou non à une zone de subduction: le type marge continentale, le type MOR et le type panache magmatique n'ont pas d'association génétique avec les zones de subduction (Fig. 1-6A1), tandis que le type zones de supra-subduction (ZSS; *i.e.*, des arcs embryonnaires et des bassins d'arrière-arc; *e.g.*, Bédard *et al.*, 1998; Zagorevski *et al.*, 2006; Stern *et al.*, 2012; Dilek et Furnes, 2011; Pearce, 2014) et le type arc volcanique sont associés aux zones de subduction (Fig. 1-6B1). Généralement, les variations pétrographiques, structurales et géochimiques des ophiolites sont attribuées aux environnements tectoniques distincts où la croûte océanique a été générée (Beccaluva *et al.*, 1979, 1983; Pearce *et al.*, 1984; Beccaluva et Serri, 1988; Nicolas *et al.*, 1999; Parson *et al.*, 1992; Dilek *et al.*, 2000; Hoeck *et al.*, 2002; Beccaluva *et al.*, 2004), souvent aux zones de supra-subduction (type ZSS; Fig. 1-7), aux marges continentales en hyperextension (type TOC; Manatschal *et al.*, 2011) et aux dorsales médio-océaniques lentes à rapides (type MOR).

1.1.1 Ophiolites de rides océaniques (type MOR)

Il existe un consensus général selon lequel très peu d'ophiolites sont dérivées de la croûte océanique formée aux dorsales médio-océaniques (type-MOR; Fig. 1-6A1; *e.g.*, Moores, 1982; Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 2003; Dilek *et al.*, 1998; Hawkins, 2003; Dilek et Furnes, 2014) et n'ont aucune association avec les zones de subduction. Seuls quelques rares exemples sont attribués à l'accrétion de croûte océanique formée à une dorsale médio-océanique (*e.g.*, ophiolite de la crête de Macquarie; Masirah, Oman; Islande; Taitao, Chile; Fig. 1-1). Les ophiolites de type-MOR peuvent être incorporées dans des zones de subduction mais n'ont aucun lien génétique avec ces dernières (*e.g.*, Leitch, 1984; Pearce, 2003).

Boudier et Nicolas (1985) ont proposé que l'architecture de la croûte océanique formée aux dorsales médio-océaniques, et donc des ophiolites de type-MOR, est contrôlée par le taux d'extension et l'intensité du magmatisme. Les séquences ophiolitiques « complètes » ou de type Penrose sont attribuées à un magmatisme continu le long des dorsales à extension rapide (>70 mm/année). La présence d'un complexe filonien bien développé et non disséqué par des failles extensionnelles est généralement considérée comme une preuve d'extension à une dorsale médio-océanique rapide (*e.g.* Gass, 1968; Dewey et Bird, 1971; Moores et Vine, 1971; Moore, 1982; Pearce, 2003). Les ophiolites générées aux dorsales lentes à ultra lentes quant-à-elles exposent généralement le manteau supérieur serpentinisé ou des gabbros sur le fond océanique (*e.g.* Dilek et Furnes, 2014), et leur croûte moyenne à inférieure est rare ou absente. Un complexe filonien est rare ou absent dans les ophiolites formées à des dorsales lentes à ultra-lentes, ce qui a généralement été attribué à un magmatisme épisodique ou absent (*e.g.*, Tucholke *et al.*, 2008).

En général, les roches mafiques des ophiolites issues des dorsales médio-océaniques ont des affinités de type N-MORB, E-MORB et/ou des compositions intermédiaires (*e.g.*, Pearce *et al.*, 1984; Dilek et Furnes, 2014), ainsi que des appauvrissements en métaux alcalins, alcalino-terreux, LREE et H₂O (*e.g.*, Dewey et Bird, 1971; Hawkins, 2003). D'après Pearce (2003), les ophiolites de type-MOR se distinguent par la cristallisation du plagioclase avant celle du clinopyroxène, ainsi que par la présence d'un manteau résiduel lherzolitique ou harzburgitique.

Selon Dilek et Furnes (2011; 2014), la mise en place des ophiolites dépend : 1) de l'âge, de l'épaisseur et de l'état thermique de la lithosphère; 2) de la composition et de la géométrie (*i.e.*, angle de subduction, courbure des plaques etc.) des marges impliquées; et 3) de la taille et du type des plaques tectoniques (*i.e.*, océanique, continentale ou arc volcanique) impliquées lors de la collision. Dans le cas des ophiolites formées aux dorsales médio-océaniques, la lithosphère océanique est transférée de la plaque subduite à la plaque supérieure. Selon Dilek et Furnes (2011; 2014), les mécanismes responsables de ce transfert sont spécifiques à chaque ophiolite, tel le soulèvement de la lithosphère dû au mouvement transpressionnel au long d'une limite transformante (Ride de Macquerie; Fig. 1-8B) ou le résultat de l'interaction entre une dorsale et une fosse (Taitao, Chili; Fig. 1-8C). Cloos (1993) a proposé deux scénarios lors de la collision d'une dorsale médio-océanique et d'une fosse océanique : soit la subduction cesse et le mouvement transformant prend le dessus (*e.g.*, la marge Californienne) ou la subduction continue (*e.g.*, Taitao, Chili). Dans le premier scénario, le mouvement transformant en transpression se manifeste par le soulèvement non-collisionnel de la croûte océanique, tandis que dans le deuxième cas, des écailles de la croûte océanique jeune (<5 Ma) subductée peut être imbriquée avec la plaque supérieure et exposée à la surface. Kimura et Ludden (1995) ont proposé que la partie supérieure d'une croûte océanique jeune et chaude peut-être décollée et accrétée sous une contrainte de cisaillement lors de la transition d'une subduction vers l'obduction. Ce décollement se produirait à des profondeurs variant de moins que 10 km jusqu'à 30 km et est favorisé par une zone d'altération de base température qui devient une zone de faiblesse.

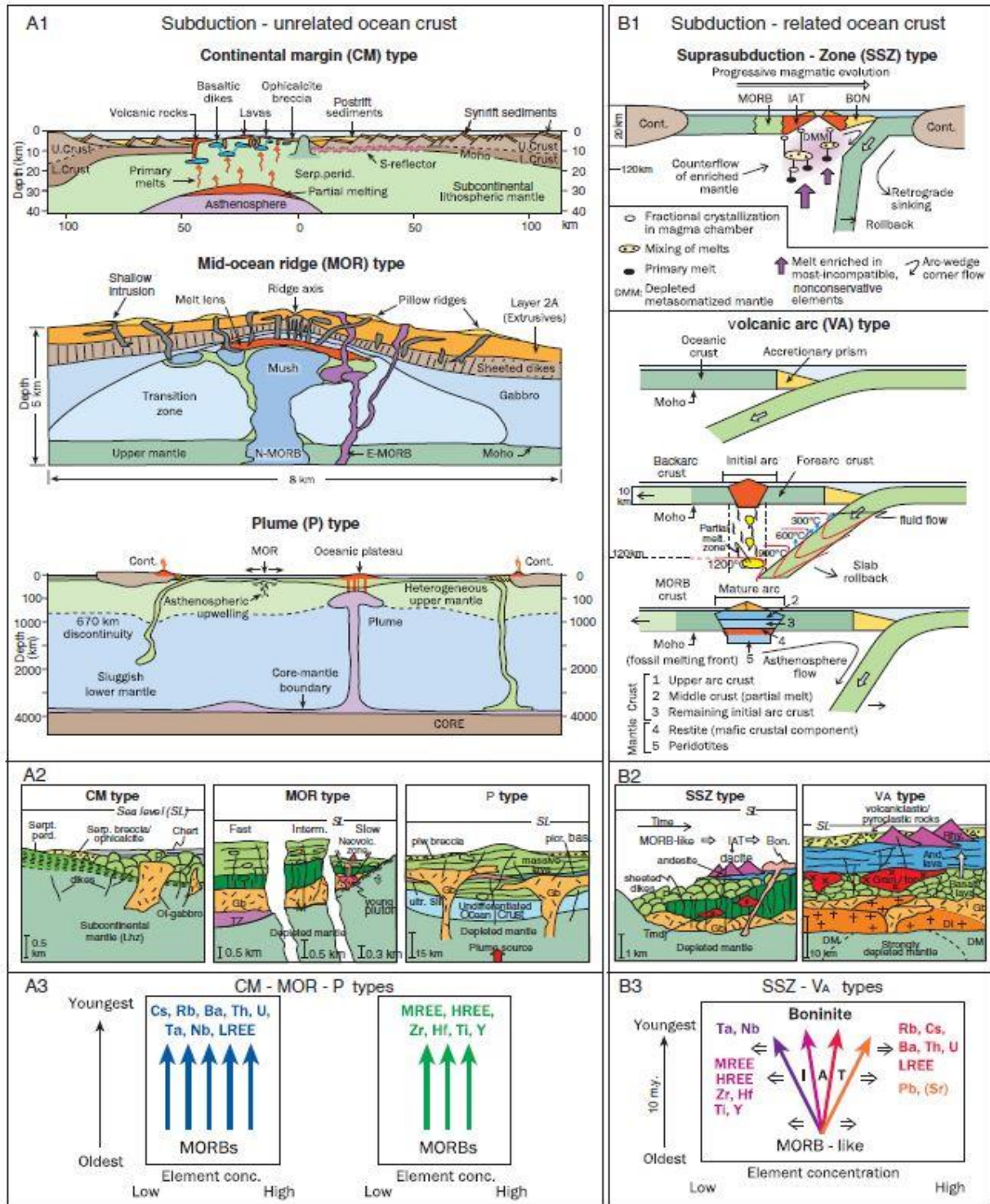


Figure 1-6. Contextes tectoniques où des ophiolites sont générées : A1 - aucun lien génétique avec une zone de subduction ; et B1 – lien génétique avec une zone de subduction. Sections stratigraphiques simplifiées de la structure interne de chaque type d’ophiolite : A2 - aucun lien avec une subduction (CM – marge continentale ; MOR-dorsale médio-océanique; P-panache mantellique) ; et B2 - lien génétique avec les subductions (SSZ – zone de supra subduction; VA – arc volcanique). A3 & B3 - généralisation des concentrations en éléments chimiques lors de l’évolution des ophiolites. Tirée de Dilek et Furnes, 2011.

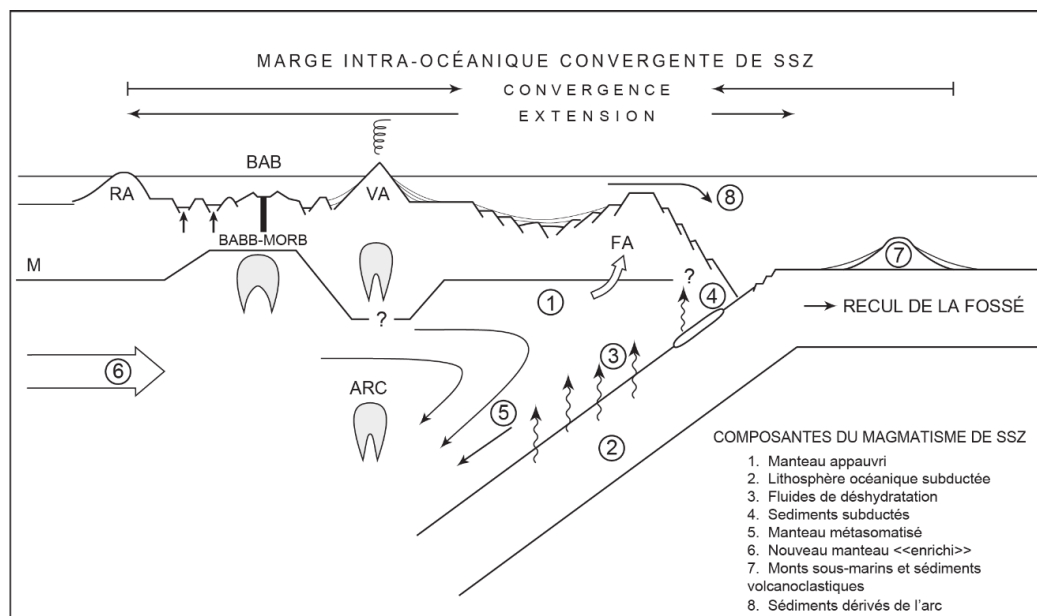


Figure 1-7. Coupe transversale schématisée du Bassin de Lau et de la fosse Tonga, une zone de supra-subduction intra-océanique. RA – ancien arc ; BAB – bassin d’arrière-arc; VA – arc volcanique actif; FA – bassin d’avant arc. Tirée et traduite de Hawkins, 2003.

1.1.2 Ophiolites des zones de supra-subduction (ZSS)

Dewey et Bird (1971) ont été parmi les premiers à proposer un lien entre la genèse des ophiolites, les arcs insulaires et leurs bassins marginaux (Fig. 1-7). Miyashiro (1973) a argumenté que la célèbre ophiolite de Troodos (Chypre) aurait été formée par du magmatisme d’arc insulaire plutôt qu’au long d’une dorsale médio-océanique. Selon Pearce *et al.* (1984), les ophiolites de zones de supra-subduction (type-ZSS) ont une structure de croûte océanique semblable à celles de type-MOR, mais sont formées par des processus extensionnels, dans des bassins d’avant arc, d’arrière-arc ou au sein des arcs volcaniques (*i.e.*, intra-arc). Un

exemple bien connu d'ophiolite de type-ZSS est l'ophiolite de Semail en Oman, où des roches océaniques imbriquées reposent sur la marge arabe à la suite d'une collision continent-fosse océanique (Fig. 1-8E).

Contrairement aux ophiolites formées aux dorsales médio-océaniques, les roches volcaniques et plutoniques des ophiolites de ZSS ont des affinités géochimiques plus variées, pouvant refléter de multiples sources magmatiques (Hawkins, 1977; Pearce *et al.*, 1984). Hawkins (2003) identifie ces sources : 1) le coin du manteau (« mantle wedge »), habituellement appauvri, situé juste au-dessus de la subduction; 2) la lithosphère océanique; et/ou 3) le nouveau manteau fertile (Fig. 1-7). Même en identifiant les sources possibles du magma, il reste difficile de déterminer avec précision l'endroit exact d'où provient une ophiolite formée en contexte de ZSS. Cependant, dans les bassins d'avant arc, l'assemblage lithologique igné est constitué de boninites (i.e., basaltes riches en magnésium), de tholéiites d'arc insulaire et/ou de rhyolites pauvres en potassium (Hawkins, 2003). Dans les bassins d'arrière-arc, les roches ignées consistent de MORB, de tholéiites d'arc et de basaltes transitionnels, et sont spatialement et temporellement associées avec des roches d'arc et des détritiques volcaniques (Hawkins, 2003). Généralement, le lien entre l'affinité géochimique des roches mafiques et l'environnement de formation (type-MOR vs. -ZSS) est bien documenté et accepté par la communauté scientifique. Toutefois, certains auteurs remettent en question la pertinence des données géochimiques seules afin de classer l'environnement de formation des ophiolites (Nicolas *et al.*, 2003; Moores, 1982), et proposent que des études structurales et pétrologiques restent nécessaires.

Dans les ophiolites de ZSS, les séquences mantelliques sont plus appauvries, le clinopyroxène cristallise bien avant le plagioclase et il peut avoir une association avec des gîtes de chromite podiforme (Pearce, 2003). Des études menées sur des ophiolites génétiquement liées aux ZSS ont mis en lumière des âges d'obduction quasi-contemporaines (± 25 Ma) aux âges de formation (e.g. Dilek *et al.*, 2007, 2008; Geist et Scholl, 1994; Teng *et al.*, 2000; Harlow *et al.*, 2004). La formation de nouvelle croûte océanique en zone de subduction est le plus communément associée avec le modèle de recul de la plaque subduite (e.g., Dilek et Furnes, 2011). Ce modèle implique l'enfoncement de la plaque subduite et le recul de la tranchée de subduction (ou le *hinge*), un processus souvent qualifié de *rollback* ou de recul de la zone de subduction où le rollback se fait dans la direction perpendiculaire à la zone de subduction ; ceci peut entraîner l'ouverture

d'un centre d'expansion en arrière de l'arc, intra-arc ou juste à l'avant de l'arc. La lithosphère océanique de type-ZSS est obductée sur une marge continentale lorsque la subduction de la marge continentale est bloquée (ophiolite de type-Tethys) ou sur un complexe de subduction (ophiolites de type-Cordillère). Des larges nappes de lithosphère océanique, partiellement subductées et incorporées subséquemment dans des ceintures orogéniques ou des fragments ophiolitiques incorporées dans des primes d'accrétion peuvent avoir des affinités de zone de subduction (Wakabayashi *et al.*, 2010). Le débat continue quant à la mise en place des ophiolites par-dessus la zone de subduction au-dessus de laquelle la croûte océanique a été formée versus une nouvelle zone de subduction (Wakabayashi *et al.*, 2010). Ces derniers proposent que la différence d'âge

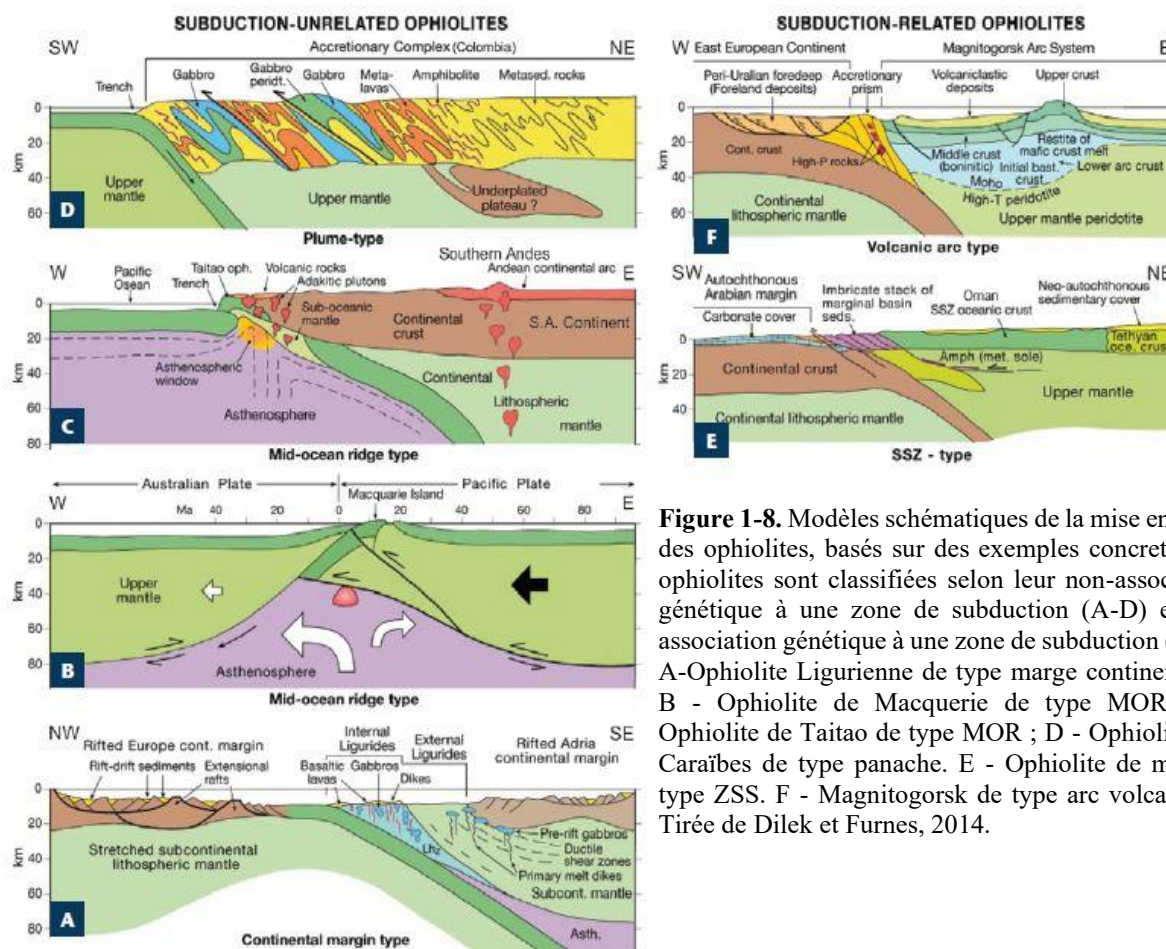


Figure 1-8. Modèles schématiques de la mise en place des ophiolites, basés sur des exemples concrets. Les ophiolites sont classifiées selon leur non-association génétique à une zone de subduction (A-D) et leur association génétique à une zone de subduction (E, F). A-Ophiolite Ligurienne de type marge continentale ; B - Ophiolite de Macquerie de type MOR. C - Ophiolite de Taitao de type MOR ; D - Ophiolite des Caraïbes de type panache. E - Ophiolite de man de type ZSS. F - Magnitogorsk de type arc volcanique. Tirée de Dilek et Furnes, 2014.

entre la croûte océanique et la semelle métamorphique peut aider à élucider ce débat : si l'ophiolite est formée après l'initiation de la subduction enregistré par la semelle métamorphiques, alors l'ophiolite s'est formée au-dessus de la même zone de subduction sur laquelle elle a été mise en place; mais si l'ophiolite s'est formée avant la formation de la semelle métamorphique, alors elle n'a pas pu se former au-dessus d'une zone de subduction qui n'existait pas encore au moment de sa formation.

1.1.3 Les « core complexes » océaniques (CCOs)

Les « core complexes » océaniques (CCOs), des structures dômeiformes exposant du manteau supérieur et/ou des gabbros dans le mur de failles extensionnelles (*i.e.*, détachements; Fig. 1-9), se forment à l'intersection d'une dorsale d'extension lente à ultra-lente et d'une faille transformante ou d'une discontinuité non-transformante (e.g., Karson, 1990; Tucholke *et al.*, 2001). Le terme mégamullion est également utilisé pour décrire ces structures en dôme, mais reste un terme morphologique, qui décrit la manifestation en surface (*i.e.*, communément la surface au-dessus d'une faille de détachement sur le fond océanique) des CCOs. Le terme CCO fait référence au concept géologique au sens large qui décrit le processus d'exhumation ainsi que sa manifestation en surface. Les mégamullions présentent des structures ondulées (*i.e.*, corrugations), parallèles à la direction d'extension et perpendiculaires à l'axe de la dorsale océanique. Ces ondulations peuvent avoir des longueurs d'onde atteignant plusieurs centaines de mètres (Whitney *et al.*, 2013; et références incluses). Lin *et al.* (1990) suggèrent que les corrugations résultent des variations spatiales et temporelles des corps magmatiques alimentant la dorsale. Tucholke *et al.* (2008) proposent que les corrugations soient causées par des transitions irrégulières entre les régimes cassant et ductile au-dessus des intrusions. Selon eux, les corrugations se forment initialement en profondeur et se propagent vers la surface à mesure que le mur est progressivement exhumé. De manière générale, les CCOs sont généralement mieux préservés que les mégamullions dans les ophiolites; les mégamullions sont essentiellement une structure superficielle ou physiographique formée par les premiers, très susceptible à l'érosion et difficile à identifier dans les séries de croûte océanique ancienne.

Les CCOs comprennent trois composantes : le toit, le mur et la faille de détachement (Karson, 1990; Tucholke and Lin, 1994; Cann *et al.*, 1997; Blackman *et al.*, 1998; Tucholke *et al.*, 1998; Ranero and Reston,

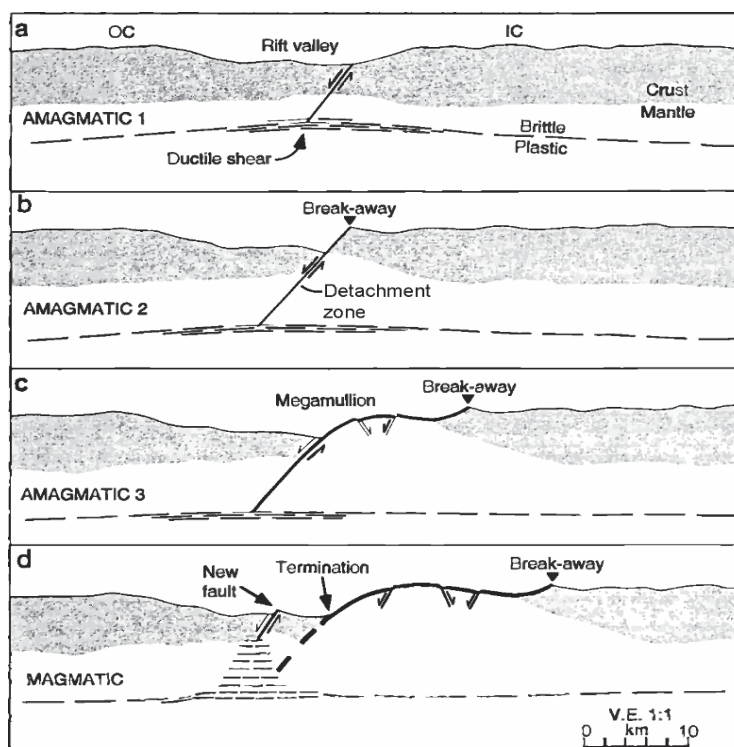


Figure 1-9. Modèle schématique de développement d'un « core complex » océanique. Dans ce cas-ci, le détachement s'enracine à la transition du régime ductile-cassant tel que proposé par Tucholke et al. (1998).

1999; Tucholke *et al.*, 2001). Depuis leur découverte dans les années 1990 le long de la dorsale médio-atlantique, les CCOs ont fait l'objet d'études approfondies en domaine marin actuel : on note comme exemple le mullion de Godzilla, Rift Parece Vela (Ohara *et al.*, 2003); le massif Atlantis, dorsale médio-Atlantique (Canales *et al.*, 2004); le mullion Kane, dorsale médio-Atlantique (Dick *et al.*, 2008); 15°45'N core complex, dorsale médio-Atlantique (Escartin *et al.*, 2003); 13°20'N et 13°30'N, dorsale médio-Atlantique (Escartin *et al.*, 2017); dorsale Cayman (Hayman *et al.*, 2011); Atlantis Bank, dorsale Indienne (Baines *et al.*, 2008). Quelques exemples de CCOs anciens ont également été étudiés dans des ophiolites, notamment l'ophiolite de Thetford Mines (Tremblay *et al.*, 2009); massifs de Puka et de Krabbi, ophiolite de Mirdita (Tremblay *et al.*, 2009; Nicolas *et al.*, 2017); l'ophiolite de Chenaillet (Manatschal *et al.*, 2011); Schistes Lustrés des Alpes Corse (Brovarone *et al.*, 2014; Lagabrielle *et al.*, 2015); île Elba, Apennines (Frassi *et al.*, 2017).

Le toit. Le toit d'un CCO, constitué de roches magmatiques intrusives et extrusives, est situé entre la faille de détachement et l'axe de la dorsale. Les roches extrusives forment des « blocs coureurs » ou klippes de la croûte supérieure pre-détachement (Whitney *et al.*, 2013), tandis que les roches intrusives jouent un rôle important dans l'initiation et la formation des détachements (Buck *et al.*, 2005). Généralement, le toit expose très peu de variations structurales et/ou morphologiques ce qui suggère que leur composition est uniforme (Olive *et al.*, 2010). Jusqu'à ce jour, la compréhension des toits des CCOs demeure limitée, principalement en raison de leur piètre état de préservation et de la difficulté d'identifier les toits, souvent constitués de roches océaniques fortement bréchifiées (Zagorevski *et al.*, 2021). Pourquoi ils sont si peu représentés reste une énigme; l'hypothèse d'une préservation latérale au long de l'axe de la dorsale a été proposée (Whitney *et al.*, 2013). Généralement, le toit est fortement affecté par une altération hydrothermale, ce qui suggère que la faille de détachement agit comme voie de canalisation pour les fluides (Whitney *et al.*, 2013).

Le mur. Le mur, la croûte océanique graduellement exhumée en dessous de la surface de détachement, est composé en majeure partie de péridotites et/ou de gabbro (*e.g.*, Escartin *et al.*, 2003; Whitney *et al.*, 2013); des dykes de diabase peuvent couper à travers du mur (Escartin *et al.*, 2003). Les murs des détachements subissent une rotation pour se placer en position convexe vers le haut. Jusqu'à ~50° de rotation des murs a été documentée (Garcés et Gee, 2007; Morris *et al.*, 2009) et semble s'expliquer par le modèle de charnière roulante. L'espace créé par la rotation du mur du détachement peut être rempli par l'ajout de magma sous forme d'intrusions gabbroïques à la base du détachement (Olive *et al.*, 2010; Grimes *et al.*, 2011), par l'écoulement du manteau ductile ou par une combinaison de deux processus précédents (Whitney *et al.*, 2013). Ainsi, la forme en dôme des CCOs serait due à la flexion lithosphérique post-exhumation des roches du mur, et l'arrondissement de la faille de détachement et l'exhumation des roches profondes pourraient être causés par un relèvement isostatique sous la faille (Lavier et Manatchal, 2006; MacLeod *et al.*, 2009). Des gabbros et des péridotites déformés et mylonitisés retrouvés dans les murs des détachements suggèrent que la déformation dans le régime ductile combiné avec des intrusions de magma compensent pour la rotation (Whitney *et al.*, 2013). Ainsi, il n'y a pas toujours de preuves que la déformation ductile affectant les roches du mur soit liée à la déformation associée à l'exhumation le long de la surface de détachement elle-même (Escartin *et al.*, 2003). Les péridotites du mur sont généralement serpentinisées,

et préservent des pseudomorphes de minéraux primaires (*i.e.*, olivine, pyroxène) remplacés par la lizardite avec les textures caractéristiques en filets (*mesh*) et en bastite.

Le détachement. Les failles de détachement sont caractérisées par une géométrie concave, avec un pendage abrupt (50-70°) en profondeur et un pendage plus faible (<30°) en surface (Whitney *et al.*, 2013). Ces failles extensionnelles peuvent accommoder le déplacement sur des dizaines de kilomètres. La surface de détachement elle-même est une surface généralement caractérisée par des stries de faille. Les roches dominantes sous la surface du détachement sont des harzburgites fortement serpentinisées, des gabbros à olivine, des diabases et des schistes (*e.g.*, Ohara *et al.*, 2003; Escartin *et al.*, 2003) qui constituent le mur. Les failles de détachement sont initiées au point de rupture (*i.e.*, « breakaway point »), situé le long d'une crête parallèle à la dorsale, et se terminent dans une structure de type vallée et crête, également parallèle à l'axe de la dorsale. Le point de rupture correspond à l'intersection de la surface ondulée de la faille de détachement avec la surface de la Terre, marquant une crête linéaire où les roches plus jeunes sont exhumés le long du plan de faille (Whitney *et al.*, 2013). Les failles de détachement s'enracinent dans une zone de transition rhéologique, telle une zone riche en magma ou dans une chambre magmatique (Dick *et al.*, 2000), dans la transition cassante-ductile dans la croûte océanique (Tucholke *et al.*, 1998) ou dans une zone d'altération dans le régime cassant (Escartin *et al.*, 2003).

Les détachements *sensu-stricto* peuvent atteindre des épaisseurs de <200 m dans le régime cassant (généralement d'une largeur de ~100 m; Escartin *et al.*, 2003), mais elles peuvent être beaucoup plus larges dans le régime ductile (Whitney *et al.*, 2010). La déformation est souvent marquée par des serpentinites foliées (>80%) près du fond océanique et par des rubans et schistes à talc-amphibole en profondeur. Ces derniers sont déformés dans le régime cassant ou ductile, et sont composés d'amphibole calcique (trémolite et actinote), de talc, de chlorite et parfois de serpentine (Escartin *et al.*, 2003; Karson *et al.*, 2006). Des brèches de serpentinites peuvent former une unité de 1 à 3 mètres d'épaisseur par-dessus la faille de détachement (Karson *et al.*, 2006). Immédiatement sous la zone de déformation, les roches sont serpentinisées de 10 à 80 % et des clastes de péridotites et gabbros présentent communément une foliation ductile très prononcée (Mével, 2003). Des zones de remplacement statique (*i.e.*, serpentine, calc-silicates) ou des zones de cisaillement à talc sont aussi communes (Escartin *et al.*, 2003); un assemblage à talc-

amphibole-chlorite peut cristalliser au détriment de la serpentine, et le tout est recoupé par des veines tardives à serpentine et/ou calcite (Andreani *et al.*, 2007; Boschi *et al.*, 2006).

Les failles de détachement sont généralement coupées à leur tour par des failles normales ayant un pendage abrupt (Fig. 1-9d), de 10 à 3 cm de large et jusqu'à 500 m de profond (Karson *et al.*, 2006). L'orientation et les indicateurs cinématiques de ces zones de failles suggèrent qu'elles ont accommodé une contrainte dominante coaxiale avec un aplatissement général vers le sommet du « core complexe » océanique. Ces failles normales avec un déplacement de plus de 500 m représentent le dernier événement de déformation responsable de la formation des brèches de serpentinite avec la formation d'un réseau de stockwerk de carbonates et la formation d'ophicalcite.

1.1.4 Les Dinarides et l'ophiolite de Mirdita

L'ophiolite de Mirdita fait partie de la ceinture de plissement et de chevauchement dinaro-hellénique (Fig. 1-10), qui est le résultat de la convergence et de la collision des plaques Eurasienne et Adriatique et la fermeture de l'océan Téthys du Mésozoïque au Tertiaire (*e.g.*, Robertson et Shallo, 2000; Pamir *et al.*, 2002; Bortolotti *et al.*, 2005; Schmid *et al.*, 2008 ; et références incluses). Les Dinarides-Hellénides font partie de la chaîne des Alpes, et s'étendent du NO au SE de la Slovénie (*i.e.*, la chaîne des Dinarides) jusqu'en Grèce (*i.e.*, la chaîne des Hellenides ; Fig. 1-10) ; la limite entre ces deux chaînes se trouve au nord de l'Albanie (*e.g.*, Bortolotti *et al.*, 2005). Les montagnes sur le territoire albanais sont dénommées « Albanides ».

Les Dinarides-Hellénides sont bordées par deux anciennes marges continentales, soit Apulia au SO et Eurasia au NE (Bortolotti *et al.*, 2005 ; Dilek *et al.*, 2007). D'ouest en est, quatre terranes tectono-stratigraphiques composent la chaîne dinaro-hellénique : 1) Apulia (*s.l.*) ; 2) Pindos ; 3) Korabi-Pelagonia ; et 4) Vardar. Apulia comprend les unités continentales déformées (nappes) de la plaque Adriatique (Apulia *s.s.*, en Italie). Pindos représente le domaine océanique et forme avec la zone de Vardar ouest un des deux bras ophiolitiques enveloppant la zone continentale Korabi-Pelagonia. Pindos et Vardar se rejoignent vers le NO au nord de la zone de Drinia-Ivanjica, qui représente la continuité de Korabi-Pelagonia en Serbie. La

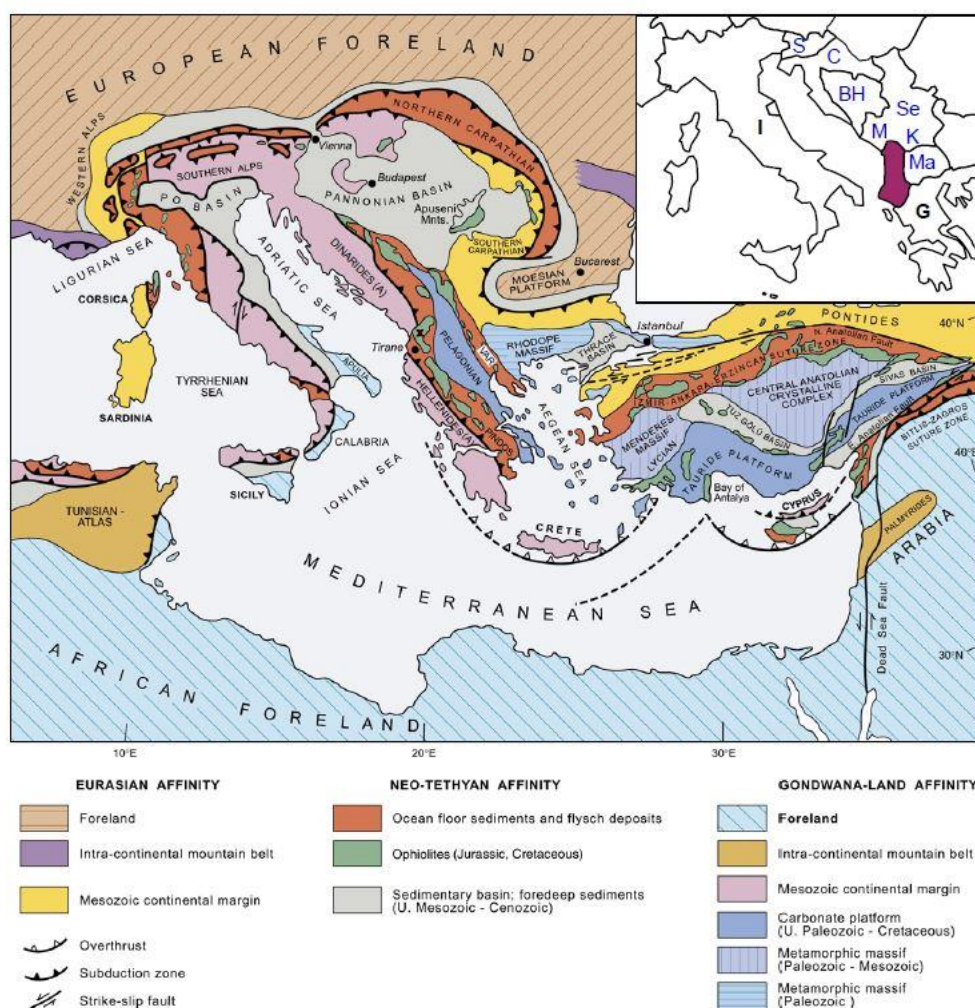


Figure 1-10. Carte tectonique simplifiée de la région Méditerranéenne d'après Dilek *et al.* (2008). Les zones tectono-stratigraphiques des Dinarides-Hellénides y sont illustrées : Adria *s.l.* (A), Pindos, Korabi-Pelagonia (Pelagonian) et Vardar (VAR). L'Albanie est illustrée en mauve sur la carte de localisation dans le coin droit du haut ; Italie (I), Grèce (G), Ex-Yugoslavie (en bleu) : Solvénie (S), Croatie (C), Bosnie-Herzégovine (BH), Serbie (Se), Monténégro (M), Kosovo (K), Macédoine (M).

zone de Vardar, en plus de ses unités océaniques, contient également des roches d'affinité continentale (*e.g.*, Robertson et Shallo, 2000 ; Bortolotti *et al.*, 2005 ; Dilek *et al.*, 2007, 2008 ; Tremblay *et al.*, 2009, 2015). Dilek *et al.* (2007) ont proposé que la chaîne dinaro-hellénique est située au cœur de la plus large ceinture Alpine-Himalayenne, qui est marquée par des laves dont la nature évolue d'ouest en est, de basaltes intra-

plaque (WPB – *Within Plate Basalts*), à des basaltes de ride océanique (MORB – *Mid Ocean Ridge Basalts*) à des basaltes de zone de suprasubduction (ZSS). Les âges de ces basaltes évoluent du Trias à l'ouest jusqu'au Crétacé à l'est. Selon Dilek *et al.* (2007), la transition MORB-ZSS est préservée au sein des ophiolites albanaises.

Les Albanides exposent trois des quatre terranes tectono-stratigraphiques, soit Apulia, Pindos et Korabi-Pelagonia, la zone de Vardar ouest étant absente (Tremblay *et al.*, 2009 ; Robertson *et al.*, 2013). Ces trois terranes tectono-stratigraphiques sont divisées en zones internes (i.e., proximales au front orogénique) et externes (i.e., distales au front orogénique ; Fig. 1-11). Dans la zone interne les sédiments ont enregistré une transgression marine pendant le Crétacé inférieur (zones de Korabi-Pelagonia et de Pindos-Mirdita), tandis que la zone externe montre une sédimentation et une déformation continue sur la marge d'Apulia entre le Trias et le Paléogène (Sinojmeri, 1990 ; Nicolas *et al.*, 1999 ; Frasheri *et al.*, 2009). Ci-bas, nous résumons les caractéristiques principales des trois terranes tectono-stratigraphiques exposés en Albanie.

Apulia. La partie albanaise de la marge continentale Apulia (Fig. 1-11) est une ceinture de plis et de chevauchements à vergence vers l'ouest, composée de roches sédimentaires autochtones, tectoniquement recouvertes par des roches sédimentaires parautochtones et allochtones (*e.g.*, Robertson et Shallo, 2000 ; Bortolotti *et al.*, 2005). Apulia occupe toute la partie SO de l'Albanie, et comprend les sous-zones de Sazani, Ionienne, Krasta-Cukali, Kruja et la Alpes albanaises (Fig. 1-11).

La sous-zone de Sazani (Fig. 1-11) occupe la limite SO de l'Albanie (la zone de Paxon en Grèce ; *e.g.*, Robertson et Shallo, 2000), et comprend des carbonates de plateforme d'âge Trias Tardif. Elle est recouverte par une série de molasse du Miocène-Pliocène. La sous-zone Ionienne s'étend jusqu'en Grèce, et représente un ancien environnement de rift intracontinental ayant affecté la partie est de la marge apulienne entre le Trias et le Jurassique inférieur. Elle est généralement chevauchante sur la sous-zone de Sazani (*e.g.*, Sinojmeri, 1990). Au sein de la zone ionienne on trouve, de la base au sommet de la séquence,

des évaporites, des carbonates qui évoluent vers des calcaires argileux, et une série qui comprend des dépôts cherteux, carbonatés, turbiditiques et conglomératiques.

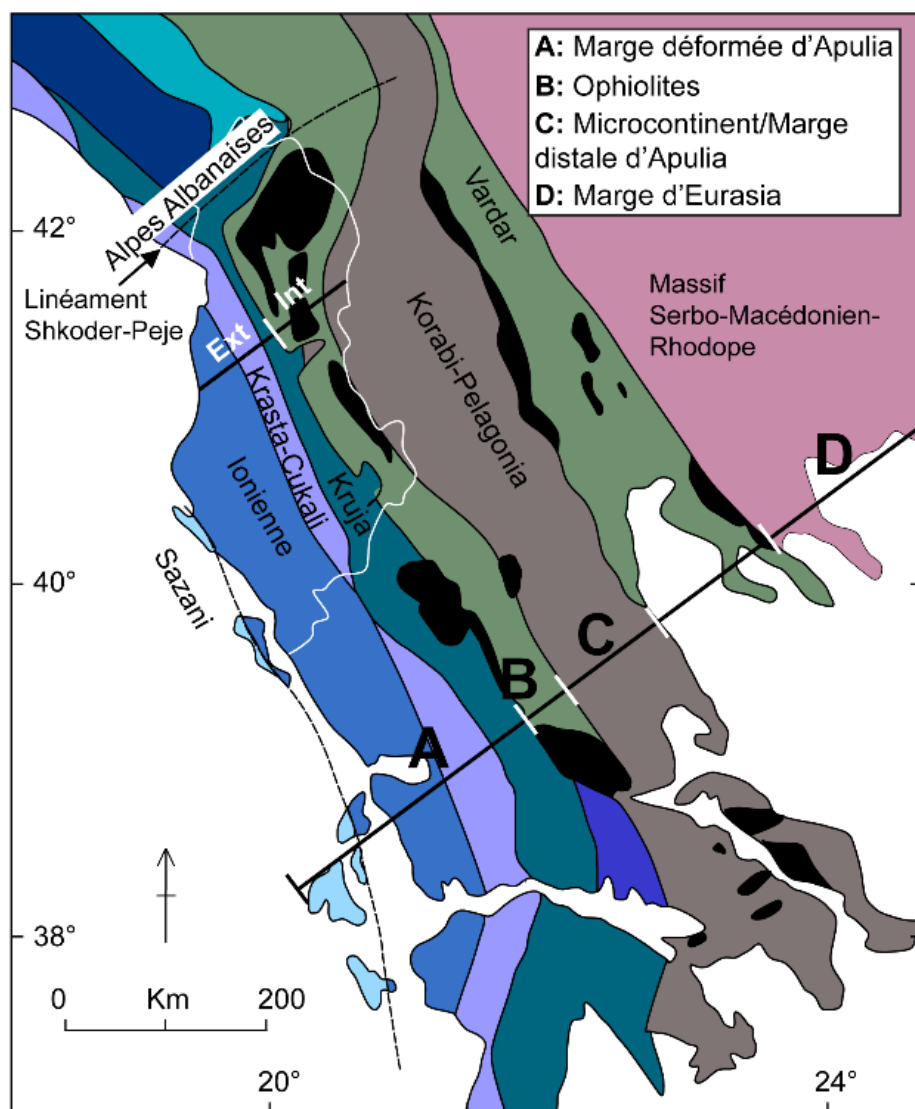


Figure 1-11. Carte géologique simplifiée du sud des Dinarides-Hellénides, tirée de Sauvé (2020), d'après Robertson et Shallo (2000). Ext. : Albanides Externes ; Int. : Albanides Internes.

La sous-zone de Krasta-Cukali (Fig. 1-11 ; Pindos-Olonos en Grèce et Budva au Monténégro et en Croatie ; *e.g.*, Sinojmeri, 1990) chevauche la sous-zone de Kruja, et est une plateforme carbonatée d'eau profonde composée de turbidites et de carbonates du Crétacé à l'Éocène. Krasta-Cukali représente une section plus profonde de la sous-zone de Valbona immédiatement au nord de l'Albanie (Robertson et Shallo, 2000). La sous-zone de Kruja (la sous-zone Dalmatienne au Monténégro et en Croatie ; Gavrovo-Tripolitza en Grèce) occupe la limite ouest de la marge Apulia en Albanie, et est interprétée comme une ancienne plateforme carbonatée peu profonde. Son contact avec la sous-zone Ionienne est une importante faille inverse à vergence ouest (Robertson et Shallo, 2000).

Finalement, les Alpes albanaises, situés au nord du pays, près de la frontière avec le Monténégro, présentent des unités orientées NE-SO. Cette orientation contraste avec l'orientation générale NO-SE des autres sous-zones, et a été liée au linéament Skhoder-Peje, interprété comme une ancienne faille transformante (Robertson et Shallo, 2000). Deux régions principales sont en contact tectonique : l'unité de Valbona, représentant les vestiges d'un bassin sédimentaires mésozoïque, et l'unité Malesia ë Madhe, une plateforme carbonatée d'eau peu profonde du même âge. Les deux unités sont composées de carbonates de plateforme, de roches pélagiques et de turbidites, avec plus de variations lithologiques au sein de l'unité Valbona.

Korabi-Pelagonia. La zone de Korabi-Pelagonia (Fig. 1-11) correspond à la zone Pélagonienne en Grèce et en Macédoine ainsi qu'à la ceinture de Drina-Ivanjica en Serbie, et occupe le NE de l'Albanie. Elle forme une large structure antiforme, dont la base est composée d'une suite volcano-sédimentaire ordovicienne-dévonienne ayant enregistré un métamorphisme au faciès schiste vert lors de l'orogénèse hercynienne (Robertson et Shallo, 2000 ; Bortolotti *et al.*, 2005 ; Tremblay *et al.*, 2015). Au-dessus de ces roches se trouve une série sédimentaire discordante de rift composée de conglomérats, de grès et d'une séquence volcano-sédimentaire Permo-triasique (Robertson et Shallo, 2000 ; Tremblay *et al.*, 2015). Cette série est surmontée de carbonates d'eau peu profonde du Trias Moyen-Tardif au Jurassique inférieur à moyen, et de shale et de chert à radiolaires du Jurassique supérieur. En discordance sur ces roches repose un « mélange sédimentaire » contenant des éléments ophiolitiques du Jurassique Tardif et de calcaires du

Crétacé. Enfin, des séries turbiditiques paléogènes reposent en discordance au sommet de cette stratigraphie (Robertson et Shallo, 2000).

Les roches de la zone de Korabi-Pelagonia sont chevauchées par les unités de la zone de Vardar à l'est (Bortolotti *et al.*, 2005). Selon Tremblay *et al.* (2015), la zone de Korabi-Pelagonia a été chevauchée par l'ophiolite de Mirdita, et la limite entre les deux est un contact tectonique coupé par des failles normales régionales. L'appartenance de la zone de Korabi-Pelagonia reste débattue : elle pourrait représenter la marge distale d'Apulia exposée comme une fenêtre structurale entre deux fragments de la même série ophiolitique (Mirdita à l'ouest et Vardar à l'est), ou bien constituer un microcontinent dérivé d'Apulia, situé entre deux bassins océaniques distincts (*i.e.*, ophiolites de Mirdita et de Vardar).

Pindos. La zone de Pindos (Fig. 1-10) se compose d'une longue ceinture ophiolitique s'étendant à travers les Balkans. Elle englobe les ophiolites helléniques de l'ouest en Grèce et dans le sud de l'Albanie, l'ophiolite de Mirdita dans le nord de l'Albanie, ainsi que son extension au Kosovo et en Serbie, et les ophiolites dinariques en Bosnie et en Croatie (Dilek *et al.*, 2007). Initialement, les ophiolites retrouvées dans les Dinarides ont été attribués à une zone externe et à une zone interne, correspondant à deux bassins océaniques distincts, soit le bassin océanique Dianaridic-Mirdita-Pindos et le bassin océanique occidental de la Zone Vardar (Karamata, 2006). Cependant, d'autres auteurs (Schmid *et al.*, 2008) ont suggéré que les ophiolites des Dinarides appartiennent à une seule nappe ophiolitique, soit l'unité ophiolitique de Vardar occidentale. En Albanie, la zone de Vardar sensu-stricto est absente.

La zone de Pindos est en contact tectonique avec deux zones continentales : la marge déformée d'Apulia à l'ouest et la zone de Korabi-Pelagonia à l'est. Les roches volcaniques de Pindos datent du Trias et du Jurassique, contemporaines ou légèrement antérieures à celles de la zone de Vardar, plus à l'est (Smith, 1993 ; Robertson et Karamata, 1994 ; Saccani et Photiades, 2005 ; Bortolotti *et al.*, 2005). Les basaltes de Pindos présentent des affinités géochimiques variées, allant de MORB à IAT à boninites, indiquant l'influence d'une zone de subduction (Beccaluva *et al.*, 1984 ; Shallo *et al.*, 1990 ; Jones *et al.*, 1991 ; Bébien *et al.*, 1998 ; Clift et Dixon, 1998 ; Pe-Piper et Piper, 2002 ; Dilek et Flower, 2003 ; Dilek *et al.*, 2007). Cette ceinture ophiolitique expose des massifs de péridotite à l'est et à l'ouest, dont certains sont directement

recouverts par des séquences volcaniques (Dilek *et al.*, 2007). La nature et le contexte de mise en place de ces massifs seront examinés plus en détail dans la section sur la zone Mirdita ci-bas.

1.1.4.1 Ophiolite de Mirdita

L'ophiolite de Mirdita occupe une surface d'environ 4000 km² dans la partie centrale de l'Albanie (Nicolas *et al.*, 1999 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Dilek *et al.*, 2007 ; Fig. 2-1). Elle est bordée par la marge passive Apulia à l'ouest et par la zone Korabi-Pelagonia à l'est, et se situe au sud-est du linéament Shkoder-Peje. Mirdita est composée de trois unités principales : 1) l'ophiolite de Mirdita *s.s.* ; 2) une semelle métamorphique infra-ophiolitique attribuée à l'obduction de l'ophiolite de Mirdita ; et 3) le complexe de Rubik. Ce dernier est un mélange infra-ophiolitique d'origine océanique et continentale et est interprété comme les vestiges d'un prisme d'accrétion formé lors de la phase finale de l'obduction et les premiers stades de la collision continentale (Robertson et Shallo, 2000 ; Bortolotti *et al.*, 2005 ; Schmid *et al.*, 2008). Selon Schmid *et al.* (2008), les roches de ce complexe sont constituées de volcanites du Trias de type MORB et de sédiments carbonatés provenant de la marge passive d'Apulia. Le complexe de Rubik est chevauché par l'ophiolite de Mirdita, et le contact entre les deux est un chevauchement Crétacé avec vergence vers l'ouest.

La semelle métamorphique de Mirdita est principalement composée d'amphibolites dérivées de roches volcaniques mafiques, de schistes à micas, de schistes calcaires, de quartzites et de radiolarites (Vergely *et al.*, 1998), présentant un métamorphisme au faciès des amphibolites à granulite (Bortolotti *et al.*, 2005). Elle affleure à l'est et à l'ouest de l'ophiolite, avec une épaisseur variant de 200 à 600 m (Vergely *et al.*, 1998). L'obduction de l'ophiolite de Mirdita sur la marge continentale passive Adriatique a duré environ 14 Ma durant le Jurassique moyen à supérieur (Schmid *et al.*, 2008), tel que suggéré par des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar variant de 174 Ma à environ 160 Ma sur la semelle métamorphique infra-ophiolitique (Vergely *et al.*, 1998 ; Dima-Lahitte *et al.*, 2001). Le Jurassique Tardif marque l'obduction *s.s.* de la lithosphère océanique, et par la suite, le déplacement vers l'ouest de la nappe ophiolitique en fonction de la progression du front de déformation Alpin (Bortolotti *et al.*, 2013). Au Crétacé inférieur, l'ophiolite atteint son emplacement final sur le continent, ce qui est souligné par le dépôt des calcaires de cette période (Bortolotti

et al., 2005; 2013). Selon certains auteurs (Dilek *et al.*, 2005, 2007; Robertson, 2012), l'obduction de la lithosphère océanique s'est effectué en deux temps, ayant été dirigée vers l'est sur le microcontinent Pelagonia dans un premier temps, puis vers l'ouest entre la fin du Crétacé et le début du Paléogène.

L'ophiolite de Mirdita forme une structure régionale synclinale, que l'on associe à la déformation alpine (Nicolas *et al.*, 1999 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Dilek *et al.*, 2007 ; Tremblay *et al.*, 2009). Cette structure synclinale alpine est peu pénétrative, ce qui est suggéré par des structures pré- et syn-obduction bien préservés (Nicolas *et al.*, 1999 ; Dilek *et al.*, 2007 ; Tremblay *et al.*, 2009). Sur les flancs ouest et est de l'ophiolite sont exposés une série de massifs de péridotite mantellique, tandis qu'une épaisse séquence crustale est conservée en son centre. Des séries calcaires du Crétacé, peu affectées par la déformation alpine, reposent en discordance angulaire sur les unités de l'ophiolite de Mirdita.

La section mantellique de l'ophiolite de Mirdita a été historiquement divisée en deux groupes de massifs péridotitiques : ceux de l'est (Kukes, Lura, Bulqiza) et ceux de l'ouest (Krrabi, Puka, Gomsique, Tropoja, Shenderbeu ; Nicolas *et al.*, 1999 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Dilek *et al.*, 2007 ; Tremblay *et al.*, 2009). Une stratigraphie complète de type Penrose est bien préservée et exposée dans les massifs de l'est. Dans les massifs de l'ouest, la stratigraphie est de type non-Penrose, soit les roches du manteau sont en contact direct avec les microgabbros et basaltes de la croûte supérieure. Le manteau des massifs de l'ouest est principalement composé de lherzolite et d'harzburgite, tandis que l'on retrouve principalement des harzburgites et des dunites ± wherlites dans les massifs de l'est (Nicolas *et al.*, 1999; Meshi *et al.*, 2009).

Dans les massifs de l'est, les roches volcaniques et plutoniques ont des affinités géochimiques de tholéiites d'arc, et de rares boninites, tandis que dans les massifs de l'ouest, les unités lithologiques volcaniques sont d'affinité MORB (Dilek *et al.*, 2007). Shallo (1992) et Shallo *et al.* (1995) ont initialement attribué les différences géochimiques entre les unités de l'est et de l'ouest à des environnements géodynamiques et à des époques distinctes. Selon ces auteurs (et d'autres qui ont suivi ; e.g., Bortolotti *et al.*, 1996 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Bortolotti *et al.*, 2002b ; Shallo et Dilek, 2003 ; Dilek et Flower, 2003 ; Flower et Dilek, 2003 ; Bortolotti *et al.*, 2005) les basaltes des massifs de l'ouest (affinités MORB) aurait été formés lors d'une phase initiale d'extension médio-océanique, suivie par la formation des basaltes

de l'est (affinités IAT) dans un contexte d'initiation d'une zone de subduction intraocéanique. Des études subséquentes (*e.g.*, Dilek *et al.*, 2007 ; Maffione *et al.*, 2015) ont montré qu'il n'y a pas de séparation temporelle importante entre les roches volcaniques de l'est et de l'ouest. Ces auteurs suggèrent que les affinités géochimiques de type MORB et de type tholéiites (IAT) d'arc reflètent plutôt le développement graduel d'un environnement volcanique en contexte de bassin marginal d'une zone de subduction.

La question du contexte tectonique de formation des massifs de l'ouest et de l'est, de leur mise en place, ainsi que les caractéristiques géologiques des massifs de l'ouest sera discutée dans le chapitre II de cette thèse. Une analyse plus approfondie a été menée sur les contacts manteau-croûte au sein des massifs de l'ouest, ainsi que leur relation avec la croûte de l'est, et est discuté de façon approfondie dans le chapitre II. Les secteurs étudiés de l'ophiolite de Mirdita sont brièvement décrits ci-dessous, soit la région de la ville de Puka et du Mt. Terbuni (massif Puka), la région de Gjegjani-Munella (massif Puka et croûte de l'est) et la région du Mont Kunora ë Dardhes (massif Krabbi).

Région de Puka et du Mt. Terbuni. La ville de Puka et le Mt. Terbuni (Figs. 2-2 & 2-4), situés sur le flanc nord du massif de Puka, exposent un contact tectonique entre le manteau péridotitique et des sections de la croûte supérieure. Ce contact est dénommé dans cette thèse le système de détachement de Mirdita (SDM; chapitre II). À l'ouest de la ville de Puka, on retrouve une série d'affleurements exposant différentes sections du SDM ayant, à cet endroit, une épaisseur maximale d'environ 400 mètres. À cet endroit, le SDM est constitué de péridotites mylonitiques à ultramylonitiques et de péridotites cisailées à plagioclase-amphibole décrites comme correspondant au Moho (Nicolas *et al.*, 1999; 2017). Ces roches sont spécifiquement examinées et analysées dans le cadre de cette thèse. Les roches mylonitiques et/ou cisailées du SDM sont imbriquées avec des gabbros concordants et discordants à la foliation mylonitique. Dans le secteur du Mt. Terbuni, on y trouve des amphibolites et des mylonites de haute-température similaires à celles situées à l'ouest de la ville de Puka. Au Mt. Terbuni, des amphibolites dérivées de gabbro et de basalte semblent enracinées le long du SDM.

Région de Gjegjani-Munella. La section de Gjegjani-Munella (Figs. 2-2 & 2-5), sur le flanc est du massif de Puka, expose le SDM et les roches du toit de celui-là. Cette section fait 9 km de long et expose la

transition entre les lithologies ophiolitiques dites de type ouest et de type est. Côté ouest, le segment de Gjegjani suit la rivière Fan sur environ 3 km, et expose des péridotites du manteau injectées par des wehrlites, des gabbros et des dykes de gabbro et de diabase. Des mylonites amphibolitiques du SDM sont exposées dans le lit de la rivière Fan. Ces amphibolites, dérivées de péridotites et de gabbros, sont imbriquées le long des zones de cisaillement de haute-température correspondant, ici aussi, au Moho de l'ophiolite. Au niveau du côté est, le segment de Munella constitue un assemblage lithologique appartenant à la séquence crustale des massifs de l'est; il expose des gabbros isotropes coupés par des dykes de diabase qui évoluent, vers le sommet de la séquence, en une série de filons-couches et de coulées basaltiques (Sauvé, 2000).

Région de Kunora ë Dardhës. La région du Mt. Kunora ë Dardhës (Figs. 2-2 & 2-6) expose l'extrémité NE du massif de Krabbi. Une section est-ouest d'environ 1.5 km montre des péridotites mantelliques injectées de gabbro granulaire et de dykes de diabase. Le contact manteau-croûte y est aussi exposé et souligné par des zones de cisaillement composées d'amphibolites dérivées de péridotite et de gabbro. La présence de gabbros flaser au contact croûte-manteau souligne une déformation plastique près du Moho (Nicolas *et al.*, 1999). Dans cette région, deux types de dykes coupent les péridotites, les amphibolites et les gabbros flaser : 1) des dykes de type I de gabbro granulaires et de diabase appauvris en Th-Ta-Nb, orientées ONO-ESE à NE-SO ; ainsi que 2) des dykes tardifs de type II de diabase légèrement plus enrichis comparativement aux dykes de type I, orientés NE. Des dykes encore plus tardifs coupent toutes les autres lithologies, ont des affinités boninitiques des pendages forts (ca. 80°) vers le SO.

1.1.4.2 Caractéristiques structurales et métamorphiques

Trois principaux événements tectoniques ont affecté les roches de l'ophiolite de Mirdita, soit : 1) des structures issues de la formation d'un CCO (Nicolas *et al.*, 1999, 2017; Tremblay *et al.*, 2009; Miranda et Dilek, 2010); 2) des structures issues de l'obduction de la croûte océanique; et 3) des événements compressifs/extensifs reliés à l'orogénèse Alpine (Nicolas *et al.*, 1999; Robertson et Shallo, 2000; Dilek *et al.*, 2007; Tremblay *et al.*, 2009). La déformation Alpine est peu pénétrative dans l'ophiolite de Mirdita, ce qui fait de l'ophiolite de Mirdita une bonne candidate pour l'étude de la déformation pré- à syn-océanique

et syn-obduction (*e.g.*, Nicolas *et al.*, 1999; Dilek *et al.*, 2007; Tremblay *et al.*, 2009); ci-bas nous résumons ces principaux épisodes de déformation.

Une première phase d'extension crustale a été attribuée à la fragmentation de la Pangée (*i.e.*, ouverture entre Adria et Eurasia), ayant comme résultat la formation de deux bassins océaniques du Trias Précoce au Jurassique Moyen, soit le Tethys Alpin et le Neotethys. Des vestiges du Neotethys (ou océan Meliata-Maliac-Vardar dans la région; Schmid *et al.*, 2008) sont préservés dans les mélanges ophiolitiques, tels le complexe de Rubik. Cette première phase extensionnelle aurait contribué à la formation d'un 'socle' océanique, au sein duquel l'ophiolite de Mirdita sera formée ultérieurement, lors de la subduction de l'océan Néothethys et extension dans un bassin arrière-arc. Des âges des unités lithologiques océaniques (*e.g.*, basaltes de type MOR) préservées dans le complexe de Rubik suggèrent que la formation du socle océanique de Mirdita s'est formée du Trias Précoce jusqu'au Trias Tardif (Bortolotti *et al.*, 2005; Schmid *et al.*, 2008).

Au début du Jurassique, la fermeture de l'océan Téthys est attribuée à la convergence entre Adria et Eurasia, et entraîne une déformation compressive. Lors de cette phase de déformation compressive, une zone de subduction se forme et génère du magmatisme de suprasubduction préservé dans les massifs de l'est de l'ophiolite de Mirdita (Bortolotti *et al.*, 2005). Au Jurassique Moyen, la convergence continue entre Adria et Eurasia entraîne l'initiation de l'obduction de Mirdita sur la marge passive Adriatique.

Le Jurassique Tardif marque l'obduction *s.s.* de la lithosphère océanique, et par la suite, le déplacement vers l'ouest de la nappe ophiolitique en fonction de la progression du front de déformation Alpin (Bortolotti *et al.*, 2013). Le complexe de Rubik a subi une déformation marquée lors de cet événement, surtout développée dans les roches volcano-sédimentaires. Celles-ci sont affectées par deux événements de plissement à des conditions de métamorphisme au faciès des schistes verts. La première phase de déformation est caractérisée par des plis isoclinaux serrés et un clivage ardoisier, tandis que la deuxième phase est caractérisée par des plis ouverts à serrés et un clivage de crénulation espacé (Bortolotti *et al.*, 2005).

Au Crétacé inférieur, l'ophiolite atteint son emplacement final sur le continent, ce qui est souligné par le dépôt des calcaires de cette période (Barrémien-Sénonien; Bortolotti *et al.*, 2005; 2013). Selon certains auteurs (Dilek *et al.*, 2005, 2007; Robertson, 2012), l'obduction de la lithosphère océanique s'est effectuée en deux temps, ayant été dirigée vers l'est sur le microcontinent Pelagonia dans un premier temps au Jurassique Tardif, puis vers l'ouest entre la fin du Crétacé et le début du Paléogène. Les âges les plus anciens (169-174 Ma) sur la semelle métamorphique ont été mesurés dans la partie méridionale de l'ophiolite de Mirdita, alors que les âges les plus jeunes (160-164 Ma) ont été mesurés dans sa partie nord; cette distribution ayant été attribuée à une mise en place diachrone, du sud vers le nord (Vergely *et al.*, 1998). Les âges U-Pb sur zircons des plagiogranites et des intrusions de quartz-diorite (160 à 165 Ma; Dilek *et al.*, 2007) de la section crustale indiquent que ces intrusions seraient pénécontemporaines de la formation de la semelle métamorphique, suggérant que l'ophiolite était encore chaude et magmatiquement active pendant son obduction (Dimo-Lahitte *et al.*, 2001).

La totalité de la marge adriatique est affectée par la compression à partir du Crétacé Tardif. Le front de déformation Alpin préserve des évidences de migration de l'est vers l'ouest, tels des flysch du Crétacé Tardif à l'est et de l'Oligocène Tardif à l'ouest (Bortolotti *et al.*, 2005). La migration du front Alpin vers l'ouest est confirmée par le chevauchement de l'ophiolite de Mirdita sur des turbidites tertiaires (Robertson et Shallo, 2000).

Fraseri *et al.* (2009) ont suggéré que les Albanides et les Hellénides ont subi une rotation dextre de $\sim 45^\circ$ depuis l'Oligocène Tardif, tandis que les Dinarides auraient subi une rotation senestre. Ces auteurs ont également suggéré que la limite entre ces deux domaines de rotation opposée coïncide avec le linéament Shkoder-Peje. Bortolotti *et al.* (2005), quant à eux, ont proposé une phase locale d'extension crustale entre le Miocène Moyen et Tardif qui a contribué à l'exhumation de l'ophiolite de Mirdita et de la zone Pélagonienne sous-jacente.

1.1.5 La Cordillère canadienne et les ophiolites du terrane d'Atlin

Le terrane d'Atlin s'étend sur plus de 450 km, du sud du Yukon jusqu'au centre de la Colombie-Britannique, au sein de la Cordillère nord-américaine (Fig. 1-12). Cette dernière se situe au cœur de la ceinture orogénique circum-Pacifique (Fig. 1-12), qui s'étend sur plus de 25 000 kilomètres et résulte de la subduction de la lithosphère océanique (notamment Panthalassa et ensuite Pacifique) et de l'accrétion de terranes le long de la marge continentale (*i.e.*, Laurentia) et d'arcs océaniques (Dickinson, 2004). La Cordillère nord-américaine évolue du Néoprotérozoïque au Cénozoïque sur la marge-ouest du continent nord-américain (Monger et Price, 2002; Dickinson, 2004; Nelson *et al.*, 2013). Ci-bas nous résumons les éléments clés de cette évolution tectonique.

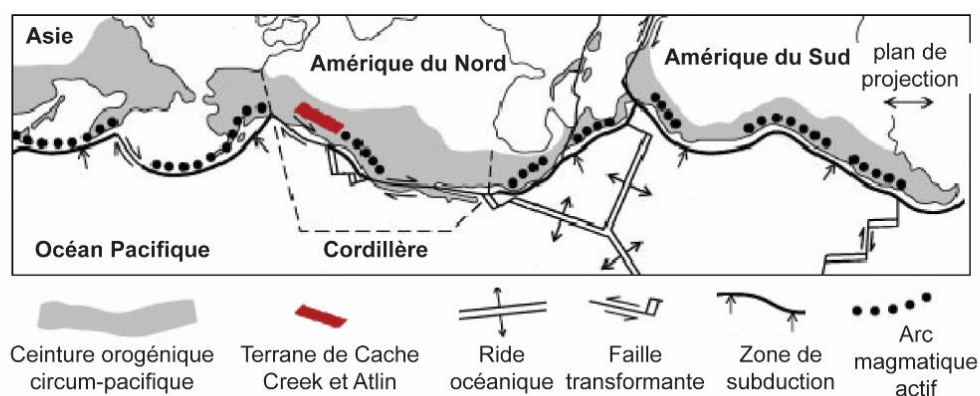


Figure 1-12. Localisation du terrane de Cache Creek et d'Atlin dans la Cordillère, au sein de la ceinture orogénique circum-Pacifique. Projection de Mercator avec le pôle à une latitude 25°N et une longitude 15°E. Tirée de Corriveau (2019), d'après Dickinson *et al.* (1986).

La marge laurentienne est restée passive du Protérozoïque au Dévonien, accumulant une ceinture sédimentaire miogéoclinale sur la transition continent-océan. Ces roches sédimentaires constituent aujourd'hui l'avant pays de la Cordillère, soit les montagnes Rocheuses. Au Dévonien moyen, l'océan Panthalassa entre en subduction sous la marge laurentienne, entraînant la formation d'arcs magmatiques et de bassins océaniques en bordure de la marge continentale. Un nouveau régime de subduction commence au Mésozoïque, lors de la fragmentation de la Pangée, entamant l'accrétion d'arcs magmatiques et de bassins océaniques à Laurentia. Depuis le Mésozoïque, la Cordillère est façonnée par l'accrétion de terranes,

l'épaississement et la déformation de la croûte, ainsi que par la formation d'un arc magmatique continental. La Cordillère nord-américaine est un exemple type d'un orogène d'accrétion (Monger *et al.*, 1982; Saleeby, 1983; Condie, 2007; Cawood *et al.*, 2009), où les terranes accrétées, de natures diverses (arcs magmatiques, complexes d'accrétion, microcontinents et segments de plancher océanique) et d'âges variés (Néoprotérozoïque au Cénozoïque), constituent l'allochtone (Nelson *et al.*, 2013).

Selon Nelson *et al.* (2013), l'allochtone de la Cordillère nord-américaine peut être subdivisé en trois domaines, basé sur l'affinité paléogéographique des terranes qui le composent (Fig. 1-13) : 1) le domaine côtier; 2) le domaine de l'Arctique et Pacifique du nord-est; et 3) le domaine Péri-Laurentien (*Intermontane*). Le concept de terrane a été défini par Monger (1975, 1977), Monger et Price (1978), Coney *et al.* (1980) et Nelson *et al.* (2013), comme un assemblage géologique d'échelle régionale ayant une cohérence interne qui diffère de celle des terranes adjacentes au sein de la chaîne orogénique. Le terrane d'Atlin appartient au domaine Péri-Laurentien, qui inclut aussi les terranes de *Cache Creek* (plateforme carbonatée, schistes bleus et mélange), de *Slide Mountain* (bassin océanique), de Yukon-Tanana, Quesnel et Stikine (terrane d'arcs) et enfin de *Bridge River* (complexe d'accrétion).

Plusieurs modèles ont été proposés afin d'expliquer la présence du terrane océanique d'Atlin au cœur de la Cordillère, limité par les terranes de Stikine et de Quesnel, deux terranes d'arc de nature et d'âges similaires (Monger, 1977; Tempelman-Kluit, 1979; Packer et Stone, 1974; Beck, 1976; Coney, 1989; Samson *et al.*, 1991; Gehrels *et al.*, 1991; Zagorevski *et al.*, 2021). Parmi ces modèles, le plus accepté par communauté scientifique est celui proposé par Mihalynuk *et al.* (1994a), qui suggèrent que les terranes de Stikine et de Quesnel étaient initialement continus, constituant un même arc volcanique (Stikine). Lors de l'accrétion de roches océaniques du terrane d'Atlin, le terrane de Stikine aurait subi une rotation oroclinale (charnière située au Yukon), engendrant une fermeture du bassin océanique du nord vers le sud et emprisonnant Atlin. La viabilité géodynamique de ce modèle a récemment été remis en question (Zagorevski *et al.*, 2021). Ces derniers ont remis en question des arguments fondamentaux sur lesquels repose le modèle oroclinale de mise en place du terrane d'Atlin, soit la présence de faune réellement allochtone téthiens, ainsi que la vitesse de subduction nécessaire afin que le terrane de Quesnellia subisse une rotation de 180° pour arriver du côté est du terrane d'Atlin. Zagorevski et al. (2021), ont proposé

également que le terrane d'Atlin représente la plaque supérieure du système de subduction lors de son obduction, plutôt que la plaque inférieure tel que proposé suggéré par le modèle oroclinale (Mihalynuk *et al.*, 1994a).

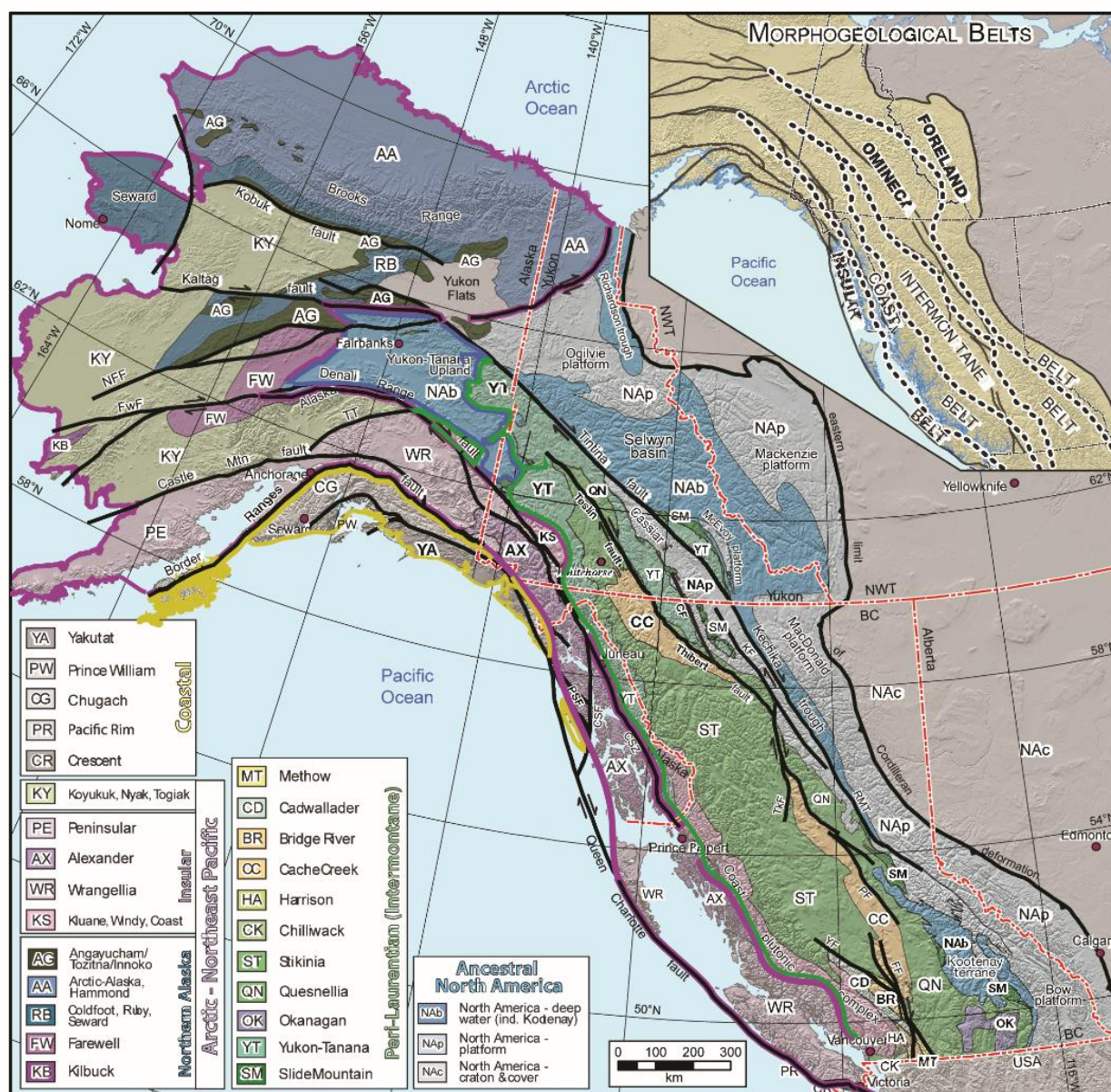


Figure 1-13. Carte des terranes de la Cordillère nord-américaine regroupés selon leurs affinités paléogéographiques. Les terranes issus des domaines Côtier, Arctique et Pacifique du N-E et Péri-Laurentien font partie de l'allochtone alors que le domaine Laurentien est parautochtone et autochtone. Tirée de Colpron et Nelson (2011) selon Nelson *et al.* (2013).

Le domaine côtier. Ce domaine longe la limite ouest de la Cordillère canadienne, et s'est développé dans le Pacifique de l'est. Les terranes sont d'âge Mésozoïque à Paléogène (Chugach, Prince William, Pacific Rim et Yakutat), ainsi que des monts sous-marins et des complexes d'accrétion du Paléocène-Éocène du terrane de Crescent. Les terrane du domaine côtier ont été formés plus ou moins près de la marge de l'Amérique du Nord, mais ont subi un mouvement translationnel important vers le nord (Nelson *et al.*, 2013).

Le domaine de l'Arctique et du Pacifique du Nord-Est. Ce domaine comprend les terranes de l'Alaska arctique, de Kilbuck, de Ruby, de Angayucha et de Koyukuk, ainsi que les terrane de la ceinture Insulaire (*i.e.*, Alexander, Wrangell, Peninsular). L'histoire tectonique de ces terranes s'étale du Protérozoïque au Crétacé. L'Alaska arctique, Farewell, Kilbuck et Alexandre sont d'origine ou partiellement d'origine péri-cratonique, et contiennent des roches protérozoïques et des zircons détritiques archéens. Ces terranes ne présentent aucune preuve de relation avec les roches pré-Devoniennes de l'Amérique du Nord Ancestrale ou avec les terranes du domaine péri-laurentien. La faune et l'affinité isotopique de ces terranes semblent plutôt montrer un lien entre elles-mêmes ou avec Siberia et/ou Baltica (Nelson *et al.*, 2013 ; et références incluses).

Le domaine Péri-Laurentien. Ce domaine comprend les terranes de Slide Mountain, de Yukon-Tanana, de Quesnel, de Stikine, de Cache Creek et de Bridge River. Les séquences ophiolitiques exposées dans le sud du Yukon et centre-nord de la Colombie-Britannique, historiquement attribuées au terrane de Cache Creek, ont récemment été incluses dans le terrane d'Atlin par Zagorevski *et al.* (2021). Ces derniers ont redéfini et réintroduit le terme du terrane d'Atlin, historiquement introduit par Monger (1975). Ainsi, le terrane de Cache Creek nord a été subdivisé en : 1) le terrane de Cache Creek *sensu-stricto*, une plateforme allochtone du Carbonifère Précoce au Permien Tardif qui représente le socle sur lequel, 2) les roches d'âge Permien moyen au Trias moyen du terrane d'Atlin, formées dans un bassin d'arrière-arc, et constituées d'ophiolites et de séries basaltiques de type OIB datant du Paléozoïque.

La limite entre les terranes Péri-Laurentiens et l'Amérique du Nord ancestrale est marquée par des écailles discontinues du terrane de Slide Mountain, un assemblage océanique avec des liens stratigraphiques paléozoïques avec l'Amérique du Nord ancestrale (Klepacki et Wheeler, 1985) et avec le terrane de Yukon-

Tanana (Murphy *et al.*, 2006; Colpron *et al.*, 2007). Les terranes péri-laurentiens montrent des affinités et des vestiges d'interaction avec la marge laurentienne tout au long de leur histoire géologique. Leur évolution en tant que domaine distinct a débuté avec la formation d'un arc continental sur la marge laurentienne lors du Dévonien, suivi par l'ouverture de l'océan *Slide Mountain* du Dévonien tardif au Permien et la migration des arcs frontaux vers l'océan. La fermeture subséquente de cet océan a mené à la ré-accrétion initiale de la marge interne de Yukon-Tanana (Mortensen, 1992; Nelson *et al.*, 2006; Colpron *et al.*, 2007) et de Quesnel lors du Trias, et l'accrétion et l'amalgamation final lors du Jurassique, avec la fermeture de l'océan Atlin, la jointure de Stikinia et de Quesnelia, et l'emprisonnement de l'océan Atlin entre ces deux derniers (Mihalynuk *et al.*, 1994a). *Slide Mountain*, Yukon-Tanana et Atlin (partie de *Cache Creek* de Nelson *et al.*, 2013) sont des terranes océaniques composés de croûte océanique formée dans des bassins d'arrière-arc et dans l'océan Panthalassa, obductés sur les terranes adjacentes lors de la subduction et de la collision subséquente (*e.g.*, Nelson *et al.*, 2013). Les ophiolites du terrane d'Atlin auraient été obductées sur la plateforme carbonatée d'âge Carbonifère à Permien Tardif lors de l'accrétion de ce système d'arc/arrière arc. Sur les terranes d'Atlin et de *Cache Creek* reposent des assemblages sédimentaires d'âge Triassique Moyen à Tardif, incluant des chert, des roches siliciclastiques et des carbonates.

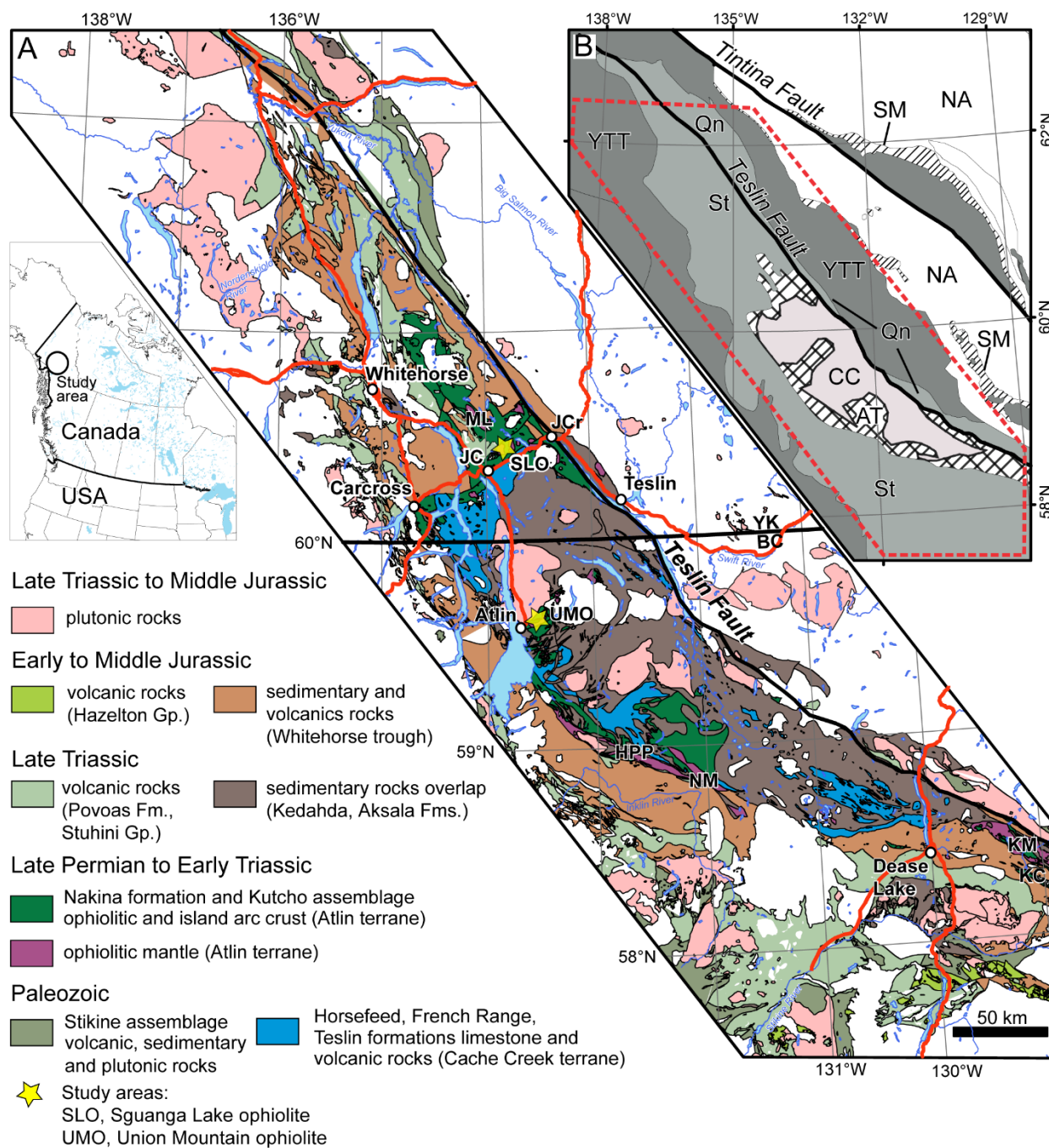


Figure 1-14. A) Géologie des terranes d’Atlin et de Cache Creek et de leurs assemblages de recouvrement d’après Zagorevski et al. (2021). HPP = sommets Hardluck et Péridotite, JC = Jake’s Corner, JCr = Johnson’s Crossing, KC = Kutcho Creek, KM = King Mountain, ML = Marsh Lake, NM = Nahlin Mountain, SLO = ophiolite de Squanga Lake, UMO = ophiolite de Union Mountain. Les roches paléozoïques du terrane de Yukon-Tanana, les roches crétacées et les unités post-accrétionnaires plus récentes sont laissées en blanc pour simplifier la carte. Les lignes rouges représentent les principales routes. La zone d’étude est indiquée par un cercle sur la petite carte montrant le Canada et les États-Unis dans le coin haut gauche. B) Carte des terranes d’après Zagorevski et al. (2021) ; AT = terrane d’Atlin, CC = terrane de Cache Creek, NA = marge nord-américaine, Qn = Quesnellia, SM = terrane de *Slide Mountain*, St = Stikinia, YTT = terrane de Yukon-Tanana. Le contour rouge en pointillé indique la zone de la carte géologique.

1.1.5.1 Le terrane d’Atlin

Le terrane d’Atlin est situé dans la Cordillère canadienne (Figs. 1-13 et 1-14), occupant la région méridionale du Yukon ainsi que le nord et le centre de la Colombie-Britannique. Le terrane d’Atlin est limité par le terrane de Cache Creek à l’est, une mince écaille du terrane de Quesnel au nord-est et par le terrane de Stikine à l’ouest et au nord-ouest.

Le terrane d’Atlin comprend de larges ceintures ophiolitiques Permo-Triasiques, limitées par des failles régionales (Zagorevski *et al.*, 2021). Les séquences ophiolitiques exposées dans le sud du Yukon et centre-nord de la Colombie-Britannique, historiquement attribuées au terrane de Cache Creek ont récemment été incluses dans le terrane d’Atlin par Zagorevski *et al.*, 2021. L’assemblage lithologique du terrane d’Atlin comprend des roches du manteau océanique associées avec des basaltes, du gabbro et des dikes hypabyssaux béchiques, du chert, des calcaires et de rares roches plutoniques.

L’origine des massifs ultramafiques exposés dans la terrane d’Atlin demeure incertaine et représente une problématique de la Cordillère canadienne. Les études existantes ont proposé que ces péridotites et les roches crustales associées représentent le socle des monts sous-marins ou des vestiges de ces monts accrétés (Monger, 1975; Monger et al., 1991), des ophiolites classiques (Terry, 1977; Ash, 1994; English *et al.*, 2010), des complexes de subduction ou d’accrétion (Ash et Asksey, 1990; Ash, 1994; Gabrielse, 1998; English *et al.*, 2010), où des arcs océaniques associés à des monts sous-marins surmontés par des calcaires (English *et al.*, 2010).

Des études récentes (Zagorevski *et al.*, 2014; 2021) ont mis en évidence l'existence de séquences ophiolitiques complètes, de type Penrose, dans les massifs ophiolitiques du sud du terrane d'Atlin (*e.g.*, Mont King; Fig. 1-14) alors que dans celles du nord (*e.g.*, lac Marsh et Atlin; Fig. 1-14), la séquence ophiolitique semble avoir été excisée de sa croûte inférieure à moyenne. Selon Zagorevski *et al.* (2016), les ophiolites du terrane d'Atlin pourrait avoir été générés dans une ZSS, ou l'extension a été accommodée par le magmatisme, avec développement des complexes de dykes filoniens (Zagorevski *et al.*, 2015), et la tectonique, par exhumation le long de détachements au sein des CCOs. Enfin, les ophiolites du terrane d'Atlin aurait été réimbriquées lors de l'accrétion subséquente des terranes Insulaires (*i.e.*, Alexander, Wrangellia; Zagorevski *et al.*, 2016). Dans les deux sites d'étude sélectionnés dans la Cordillère, soit en les ophiolites du Mont Union en Colombie Britannique et du lac Squanga au Yukon, des sections du contact entre la croûte et le manteau ophiolitiques sont bien exposées, et leurs caractéristiques sont résumés ci-bas.

1.1.5.2 Ophiolite du Mont Union

L'ophiolite du Mont Union (UMO; Fig. 1-14) inclut les massifs ultramafiques du Mont Union et du Mont Monarch exposés dans la région d'Atlin. Dans le cadre de cette étude, l'accent a été mise sur une section de la transition croûte-manteau, exposée au Mont Union. Les roches composant le Mont Monarch ne seront donc que brièvement décrites car le contact croûte-manteau n'est pas bien exposé.

Au Mont Union (Figs. 1-14 et 4-2B), de rares harzburgites et dunites mantelliques non-altérées sont en contact faillé avec des gabbros, des basaltes tholéitiques et des dykes calco-alcalins, parfois alcalins, constituant les vestiges de la section crustale. Localement, le contact entre les roches du manteau et celles de la croûte correspond à une zone de cisaillement d'une épaisseur maximale d'environ 100 m, soulignée par des serpentinites contenant des fragments centimétriques à métriques de roches mantelliques et crustales. Une investigation détaillée des indicateurs cinématiques le long de ces structures de cisaillement suggèrent un mouvement apparent inverse (Chapitre IV; Fig. 4-2B). Des fenêtres structurales au sommet du Mont Union exposant le manteau sous les roches crustales. Ces fenêtres ont le potentiel de préserver des structures extensionnelles syn-océaniques, ayant précédé l'obduction des roches ultramafiques, et les failles de cinématique inverse.

Le mont Monarch est situé juste au nord-ouest du mont Union et constitué d'harzburgites, de dunites, d'ophicalcites et listvenites. Les péridotites du manteau montrent une foliation bien définie par l'alignement de pyroxènes qui montrent un relief positif. Le contact croûte-manteau n'est pas exposé sur le Mont Monarch, et donc, nous allons juste brièvement décrire les unités lithologiques exposés. Aux deux sites (Mont Union et Mont Monarch), des listvenites sont concentrées au contact entre les péridotites et les basaltes.

1.1.5.3 Ophiolite du Lac Squanga

L'ophiolite du Lac Squanga (SLO; Fig. 1-14 et 3-2) est située dans le sud du Yukon et est constituée de deux massifs ultramafiques connus sous le nom de *Little* et *Big Squanga* (Fig. 3-2A).

À *Little Squanga*, un contact tectonique est visible entre des lherzolites du manteau et une mince couche de gabbros massifs de la croûte moyenne à supérieure. Il s'agit d'une zone de déformation, la zone de détachement du Lac Squanga (SLDZ; Chapitre III), marquée par de la serpentinite cisailée contenant des clastes centimétriques à métriques de gabbro, des cumulats ultramafiques et de serpentinite massive. Cette zone de déformation est faiblement inclinée ($<30^\circ$) vers le SE, et les indicateurs cinématiques observés suggèrent un mouvement normal. Les gabbros, basaltes, chert et carbonates ont un aspect bréchique, la croûte inférieure à moyenne est très mince (max. 500 mètres d'épaisseur) et discontinue.

À *Big Squanga* (Chapitre III; Fig. 3-2), le contact entre des lherzolites mantelliques et les basaltes est une zone de serpentinitisation qui fait ~400 m d'épaisseur. Ces serpentinites sont cisailées et contiennent des clastes de serpentine massive et de péridotite. Les basaltes sont faiblement déformés mais découpés par des horizons de cataclasites. Ces dernières coupent des injections (i.e., veines) et des dykes de gabbro mis en place dans la serpentinite cisailée, mais sont aussi localement coupés par les dykes. Les indicateurs cinématiques observés à *Big Squanga* suggèrent un mouvement apparent inverse au contact entre la croûte et le manteau, ce mouvement étant possiblement relié à une réactivation et/ou à du plissement relié aux stades collisionnels post-obduction.

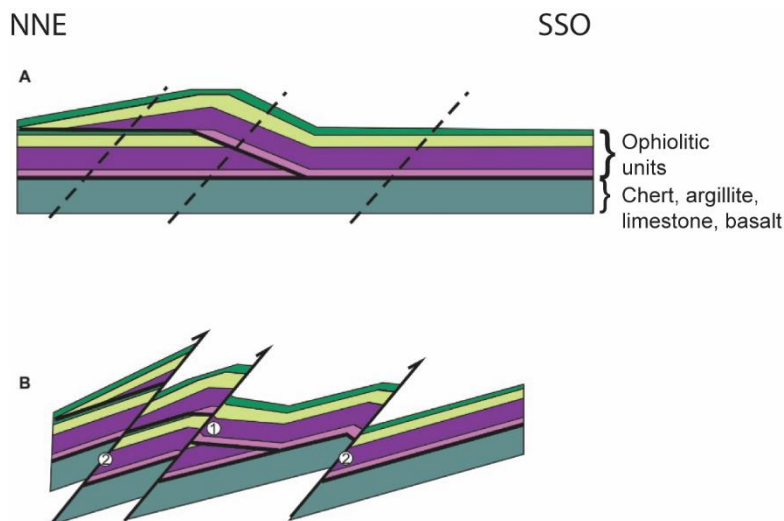


Figure 1-15. Évolution structurale schématique de l’ophiolite de King Mountain. A) L’ophiolite est mise en place sur les formations imbriquées de Kedahda, Teslin et French Range, le long des chevauchements D_1 à vergence N-NE. B) Imbrication des unités le long des chevauchements D_2 , à vergence vers le S-SO. La suite de Dozy Marmot (i.e., complexe filonien) est mise en place sur la suite de Nahlin (i.e., péridotites du manteau ; 1) et la formation Kedahda (i.e., unités sédimentaires) sur la suite de Nahlin (2). Tirée de Zagorevski et al. (2015).

1.1.5.4 Caractéristiques structurales et métamorphiques

Les ophiolites du terrane d’Atlin ont enregistré plusieurs phases de déformation régionale, liées aux phases d’obduction et de collision subséquente des terranes de Stikinia et de Yukon-Tanana. Un premier événement de déformation est lié à la mise en place (i.e., obduction) des ophiolites d’Atlin sur les roches carbonatées de la plateforme de Cache Creek. Des failles et des zones de cisaillement chevauchantes (D_1 ; Fig. 1-15) marquent les contacts entre des roches ophiolitiques et des carbonates, soulignées par des zones d’épaisseur variable de serpentinites phyllonitiques à écailleuses. Ces chevauchements D_1 ont généralement une vergence structurale vers le nord-nord-est. Des failles et zones de chevauchement D_2 avec une vergence vers le sud-sud-ouest sont superposées sur les structures D_1 , et sont responsables de l’imbrication des unités ophiolitiques avec les carbonates de la plateforme sous-jacente et les assemblages sédimentaires mésozoïques qui reposent sur les ophiolites. Les chevauchements D_2 contrôlent le grain structural régional. Bien qu’il soit souvent difficile de différencier les chevauchements D_1 et D_2 , ces derniers ont généralement

un pendage plus élevé, préservent des sédiments mésozoïques dans le mur, ou montrent une géométrie hors séquence (e.g., dykes filoniens en contact tectonique avec le manteau).

1.2 Problématique

1.2.1 L'ophiolite de Mirdita

L'ophiolite de Mirdita a été largement étudiée depuis les premières études des années 1960 (e.g., Aubouin et Ndojaj, 1964; Shallo, 1965). Ces études ont mené au développement de modèles tectoniques pour la formation et la mise en place de l'ophiolite de Mirdita, qui ont largement évolué à travers le temps (Collaku *et al.*, 1990; Ricou *et al.*, 1998; Robertson and Shallo, 2000; Robertson, 2002; Bortolotti *et al.*, 2005; Dilek *et al.*, 2005, 2007 ; Gawlick *et al.*, 2008; Schmid *et al.*, 2008; Tremblay *et al.*, 2009, 2015 ; Kiliass *et al.*, 2010 ; Meshi *et al.*, 2010 ; Klapanis *et al.*, 2013).

Il existe un consensus quant à l'origine de l'ophiolite de Mirdita dans une zone de supra subduction (e.g., Shallo et Dilek, 2003; Dilek *et al.*, 2007), mais le débat se poursuit quant à la localisation et à l'origine de ce bassin océanique dans les Albanides. Certains auteurs (Collaku *et al.*, 1990; Ricou *et al.*, 1998; Bortolotti *et al.*, 2005; Gawlick *et al.*, 2007; Schmid *et al.*, 2008; Frashieri *et al.*, 2009; Tremblay *et al.*, 2015) ont proposé que l'ophiolite de Mirdita représente les vestiges d'un bassin océanique originellement situé à l'est de la zone de Pelagonia, et que cette ophiolite s'enracine dans la zone de Vardar, située à plus de 100 km à l'est de la position actuelle de l'ophiolite. Un scénario possible est celui selon lequel l'ophiolite de Mirdita s'enracine immédiatement dans le toit de la position actuelle de l'ophiolite, dans un bassin océanique marginal. L'obduction de l'ophiolite de Mirdita se serait alors effectuée de l'est vers l'ouest, le long de chevauchements à vergence vers l'ouest.

D'autres auteurs (Robertson et Shallo, 2000; Dilek *et al.*, 2005, 2007; Klapanis *et al.*, 2013) ont suggéré que les ophiolites de la zone Pindos (incluant Mirdita) représente les vestiges d'un bassin océanique originellement situé à l'ouest, entre Pelagonia à l'est et la marge continentale Adriatique à l'ouest. Selon Dilek *et al.* (2005, 2007), Pindos et Vardar représentent deux bassins océanique distincts, qui ont évolué en

tant que bassins marginaux adjacents à l'océan Neothethys. Selon ces auteurs, l'ophiolite de Mirdita représente plutôt les vestiges de deux événements successifs d'obduction dirigés vers l'est, sur le microcontinent Pelagonia dans un premier temps, puis vers l'ouest, sur la marge adriatique (*i.e.*, Apulia). Cette interprétation n'est cependant pas appuyée par les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mesurés sur la section ouest de la semelle métamorphique (Vergely *et al.*, 1998; Dirmo-Lahitte *et al.*, 2001) qui sont les mêmes que les âges mesurés à l'est. Plus récemment, Nicolas *et al.* (2017) ont proposé que les massifs de l'ouest de l'ophiolite de Mirdita ont été obductés de l'ouest vers l'est. Selon ces auteurs, l'ophiolite de Mirdita serait enracinée dans une paleo-ride N-S, correspondant à la zone de cisaillement de Krë, située entre le massif de Gomsiqë et celui de Puka (Fig. 2-2).

Dans cette thèse, nous avons examiné les contacts croûte-manteau exposés dans les massifs de l'ouest de l'ophiolite de Mirdita, ainsi qu'une section de la croûte de l'est et sa relation structurale et stratigraphique avec les massifs de l'ouest. Les données recueillies ont permis d'explorer les liens entre les massifs de l'ouest et les massifs de l'est, de reconstituer la paléo-tectonique de l'enracinement de l'ophiolite et de se pencher sur les mécanismes de formation de croûte océanique de type non-Penrose et de mise en place subséquente, données qui sont présentées et discutées dans le chapitre II.

1.2.2 Les ophiolites du terrane d'Atlin

Les modèles d'accrétion de la Cordillère nord-américaine (Monger, 1977; Tempelman-Kluit, 1979; Packer et Stone, 1974; Beck, 1976; Coney, 1989; Samson *et al.*, 1991; Gehrels *et al.*, 1991; Mihalynuk *et al.*, 1994a) reposent en grande partie sur la nature océanique du terrane d'Atlin (Cache Creek de Mihalynuk *et al.*, 1994a), ainsi que sur ses relations avec les terranes d'arc adjacentes (*i.e.*, Stikinia, Quesnellia). Le modèle le plus accepté par la communauté scientifique propose la rotation oroclinale de ces terranes (Mihalynuk *et al.*, 1994a), mais il reste à tester et sa viabilité géodynamique a été récemment questionnée (Zagorevski *et al.*, 2016). Selon le modèle de rotation oroclinale, Stikinia et Quesnellia formaient à l'origine un seul arc volcanique continu, soit Stikine. Lors de l'accrétion du terrane de Cache Creek (*i.e.*, terrane d'Atlin dans cette étude), le terrane de Stikine aurait subi une rotation oroclinale de 180°, avec une charnière

située au Yukon. Cette rotation aurait provoqué la fermeture du bassin océanique du nord vers le sud, emprisonnant ainsi le terrane de Cache Creek.

En raison d'une compréhension limitée de la distribution régionale des unités tectonostratigraphiques du terrane d'Atlin et de leurs relations structurales et génétiques, les roches de ce terrane ont initialement été attribuées à une ceinture océanique exotique allochtone formée loin de la marge laurentienne, dans l'océan Panthalassa (*e.g.*, Monger et Ross, 1971; Monger, 1977a, b; Orchard *et al.*, 2001; Johnston et Borel, 2007). La présence de fossiles 'téthysiens' (*i.e.*, conodontes, fusulines, ammonoïdes) 'exotiques' à Laurentia, ainsi qu'une mauvaise reconnaissance des zones de suture en tant que limites des terranes a conduit à l'attribution des ophiolites d'Atlin à un terrane allochtone exotique, soit le terrane de Cache Creek (*e.g.*, Johnston et Borel, 2007). Selon ce modèle, la subduction de la croûte océanique de Panthalassa sous les terranes d'arc Stikinia-Quesnellia (*i.e.*, Stikine) a provoqué l'accrétion d'une plateforme carbonatée exotique, ainsi que l'obduction des ophiolites (*i.e.*, arc Kutcho-Sitlika) et des sédiments océaniques, de la plaque subduite (*e.g.*, Mihalynuk *et al.*, 1994, 2004a). Selon ces auteurs, les ophiolites d'Atlin représenteraient des vestiges de la plaque subduite (Mihalynuk *et al.*, 1994), et représentent le socle des monts sous-marins et de la plateforme carbonatée et/ou des atolls (*e.g.*, Monger, 1975). Ainsi, les ophiolites se retrouvaient comme des écailles au sein de prismes d'accrétion ou de mélanges ophiolitiques, attribuant donc le démembrement de ces séries aux effets combinés de la subduction, de l'obduction et du plissement lors des derniers stades collisionnels de la Cordillère.

Cependant, des études plus récentes (Zagorevski *et al.*, 2015; 2016) ont montré que la plateforme carbonatée est Paléozoïque et que les fossiles 'téthysiens' pourraient en fait autochtones, et qu'elle forme un terrane distinct (*i.e.*, Cache Creek) des ophiolites Permo-Triassiques du terrane d'Atlin. En outre, d'autres travaux récents (Zagorevski *et al.*, 2021 ; McGoldrick *et al.*, 2017 ; Corriveau, 2017) révèlent que le terrane d'Atlin comprend des ophiolites formées en zone de supra-subduction (ZSS), et proposent que les ophiolites représentent la plaque supérieure d'un système d'arc/arrière-arc intra-océanique représenté par le terrane composite Atlin-Stikinia-Quesnellia (McGoldrick *et al.*, 2016, 2017; Zagorevski *et al.*, 2021). Ces ophiolites seraient ensuite obductées sur la marge passive de la plateforme carbonatée de Cache Creek, tout

en subissant une déformation et un métamorphisme faibles lors de cet événement, permettant de préserver leur stratigraphie et les structures syn-océaniques (*i.e.* CCOs, détachements).

Les ophiolites du terrane d'Atlin exposent des séquences quasi-complètes de type Penrose au sud du terrane (*i.e.*, Mont-King sur la Fig. 1-14), tandis que les massifs ophiolitiques du nord (*e.g.*, Squanga Lake, Union Mt. sur la Fig. 1-14; Chapitres III et IV) préservent des séquences incomplètes. Les modèles anciens suggérant que les ophiolites d'Atlin occupaient la plaque subduite, attribuaient la stratigraphie océanique 'incomplète' au démantèlement des ophiolites lors des stades de formation, de subduction et/ou d'obduction ou au plissement tardif liée aux dernières stades collisionnelles de cette époque (*e.g.*, Terry, 1977; Ash, 1994; Mihalynuk *et al.*, 1994; Gabrielse, 1998; English *et al.*, 2010). Toutefois, plus récemment, Zagorevski *et al.* (2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2021a) argumentent que les ophiolites incomplètes du nord du terrane d'Atlin représentent des vestiges de CCOs formés en milieu océanique, avant leur obduction sur la marge continentale.

Dans cette thèse, le modèle des CCOs est exploré et testé (Chapitres III et IV) pour deux massifs du nord du terrane d'Atlin, soit le massif du Lac Squanga du sud du Yukon et celui du Mont Union dans le nord de la Colombie-Britannique, tout en les comparant au CCO bien connu de l'ophiolite de Mirdita en Albanie. L'analyse structurale, la caractérisation des assemblages minéralogiques, ainsi que les études thermométriques, géochronologiques et géochimiques de la transition croûte-manteau de ces massifs sont essentielles pour déterminer la position tectonique du terrane d'Atlin dans le système de subduction, l'influence de l'obduction et des phases collisionnelles cordillériennes subséquentes. Ces éléments sont abordés dans les chapitres III et IV.

1.2.3 Les « core complexe » océaniques

Les deux régions d'études présentées dans cette thèse permettent l'étude pétrologique, structurale, géochimique et géochronologique des systèmes océaniques de type non-Penrose. L'ophiolite de Mirdita et les ophiolites du nord du terrane d'Atlin préservent des séquences océaniques compatibles avec un magmatisme épisodique ou absent le long de centres d'extension lente. Ces dernières sont généralement

caractérisées par une extension accommodée par du tectonisme, sous forme de failles de détachement au sein de « core complexe » océaniques. Malgré les nombreuses études sur les CCOs modernes (p. ex. Ohara et al., 2003; Escartin et al., 2003; Canales et al., 2004; Escartin et al., 2017) et quelques exemples de CCOs anciens (Tremblay *et al.*, 2009; Nicolas *et al.*, 2017; Manatschal *et al.*, 2011; Brovarone *et al.*, 2014; Lagabriele *et al.*, 2015; Frassi *et al.*, 2017), plusieurs questions restent des sujets de débat : comment les failles de détachement sont initiées, quel est le rôle de l'interaction fluide-roche dans l'initiation de ces failles dans les roches du mur versus du toit, est-ce que l'extension lente aux dorsales est principalement accommodée par l'extension au long des failles de détachement (Whitney *et al.*, 2013) ou par l'apport de magma (Olive *et al.*, 2010)?

Dans le cadre de ce projet de recherche, les deux régions ont été ciblées pour l'étude des processus liés au renouvellement de la croûte océanique et à la formation des CCOs : l'ophiolite de Mirdita, dans les Dinarides albanaises, et le terrane de Cache Creek, dans la Cordillère canadienne. Des belles sections ophiolitiques quasi-complètes exposent des CCOs préservés dans les massifs de Krabbi et de Puka, dans l'ophiolite de Mirdita (Tremblay et al., 2009). Bien que les roches mantelliques du toit des CCOs aient fait l'objet de plusieurs études (Nicolas et Boudier, 1999; Meshi et al., 2010; Nicolas et al., 2017), le détachement lui-même, ainsi que la séquence crustale du toit n'ont pas fait l'objet d'une caractérisation approfondie.

Du côté canadien, les séquences mafiques/ultramafiques de le terrane de Cache Creek ont été interprétées comme des possibles monts sous-marins (Souther, 1977; Monger, 1977) ou des ophiolites classiques (Terry, 1977; Ash, 1994; Mihalynuk et al., 1994; Gabrielse, 1998; English et al., 2010). Malgré ces études, l'origine des massifs ultramafiques, la nature du contact croûte/manteau et le manque d'une séquence tectono-stratigraphiques cohérente (Zagorevski et al., 2015) sont des problématiques majeures de la Cordillère canadienne. Des superbes sections croûte/manteau exposées dans la région du Lac Squanga, au Yukon, et d'Atlin, en Colombie-Britannique, feront l'objet d'une caractérisation approfondie, et seront comparées avec les CCOs

connus de l'ophiolite de Mirdita. Une très bonne exposition des roches, le coût moins élevé, la facilité de collecte de données structurales et d'échantillons, et la possibilité de cartographie détaillée des contacts croûte/manteau, sont des avantages de faire une étude des CCOs préservés dans des ceintures ophiolitiques, par opposition à ceux dans les bassins océaniques modernes.

1.3 Méthodologie

La problématique de cette thèse de doctorat a été abordée en combinant des travaux de cartographie géologique à des analyses de chimie minérale et de roches totales, de datation U-Pb, de spectroscopie Raman et de géochimie isotopique. Ces méthodes ont été choisies sur la base des matériaux disponibles et des phénomènes géologiques à documenter dans les ophiolites du terrane d'Atlin et de Mirdita.

1.3.1 Travaux de terrain

Lors de deux campagnes de terrain à l'été 2016 et 2017, nous avons cartographié en détail le contact entre la croûte et le manteau et les séquences lithologiques adjacentes exposés dans les régions d'étude des Dinarides albanaises et de la Cordillère canadienne. En Albanie, la région d'étude comprend les massifs ultramafiques de l'ouest de Krabbi et de Puka (Figs. 2-1 & 2-2) ainsi qu'une section de la croûte des massifs de l'est au long de l'autoroute Rruga ë Kombit (Blinisht au sud et Thirrë au nord; Fig. 2-2). Dans la Cordillère canadienne, les sites d'intérêt comprennent le Mont Monarch et le Mont Union situés ~5 à 10 km au sud-est du village d'Atlin, BC, et les massifs de *Big Squanga* et de *Little Squanga* dans les environs du lac Squanga, YT (Fig. 1-14). Nous avons passé deux mois et demi à cartographier les ophiolites du Mont Union et du lac Squanga du terrane d'Atlin (étés 2016 et 2017), et deux mois additionnels à cartographier l'ophiolite de Mirdita (printemps et automne 2017, et visite subséquente à l'été 2019). Toujours lors des travaux de terrain, nous avons échantillonné et effectué des mesures structurales dans les régions d'étude, avec une attention particulière aux zones de contact entre les unités lithologiques de la croûte et du manteau océanique. Les données de terrain et pétrologiques sont utiles afin de construire une séquence stratigraphique cohérente des massifs ultramafiques et des roches crustales adjacentes, dans un contexte d'ophiolites de type non-Penrose.

1.3.2 Échantillonnage et travaux de laboratoire

La philosophie d'échantillonnage sur le terrain et des analyses en laboratoire a été élaborée selon les problématiques. Au total, 300 lames minces polies sont décrites dans le cadre de ce projet : 105 dans l'ophiolite de Mirdita (Albanie) et 195 dans le terrane d'Atlin (Yukon et Colombie-Britannique). Parmi ces lames, 25 lames orientées sont décrites dans l'ophiolite de Mirdita et 100 lames minces orientées dans le terrane d'Atlin. Les lames minces ont été faites par Vancouver *Petrographics* (Langley, BC). Les lames minces orientées ont été récoltées et coupées (laboratoire de l'UQAM) selon la méthode décrite par Hansen (1990). Les lames minces de Mirdita et du terrane d'Atlin permettent la caractérisation pétrologique des unités exposées dans les massifs ophiolitiques. Ces descriptions ont été utiles afin de caractériser les assemblages minéralogiques, définir les assemblages lithologiques, les assemblages d'altération dans les ophiolites de Mirdita et du terrane d'Atlin. Les lames minces orientées, quant à elles, sont utilisées pour la caractérisation structurale (*i.e.*, régime de déformation et cinématique) des failles de détachement océaniques ainsi que des failles orogéniques tardives.

L'étude pétrologique et structurale (données de terrain et microscopie optique) des assemblages lithologiques de l'ophiolite de Mirdita a été effectuée pour caractériser plus spécifiquement les faciès qui se trouvent à l'interface croûte-manteau (chapitre II). Les données structurales de terrain des zones de contact seront décrites et discutées dans les chapitres II, III et IV.

1.3.3 Chimie minérale

Les analyses des assemblages minéralogiques ont été effectués à la microsonde électronique (EPMA) de l'Université Laval (Québec; 5 WDS CAMECA SX – 100), par M. Choquette avec l'assistance de A. Bogatu. L'analyse par EPMA est une technique non-destructive, in situ, permettant l'analyse quantitative des éléments chimiques constituant d'un échantillon dans un volume de quelques micromètres cubes. Les éléments majeurs et en traces peuvent être analysés jusqu'à un ordre de 50 ppm, directement sur les lames minces polies d'une épaisseur de 3 microns, et une hauteur maximale de 3 centimètres. La méthode EPMA est particulièrement utile car elle permet de générer des résultats précis et faciles à manipuler. Les conditions

de calibrage et des standards sont disponibles dans le Tableau B-9 (Annexes B). Les données obtenues sont utiles pour plusieurs aspects de notre étude, incluant l'identification des minéraux d'altération dans les régions étudiées pour des fins de comparaison avec les assemblages riches en talc, amphiboles, serpentine et chlorite (Escartin *et al.*, 2003) et les ophicalcites (*e.g.*, Bernoulli *et al.*, 2003) de failles de détachements actuelles et anciennes. Cette méthode permet d'analyser la teneur en éléments majeurs de phases minérales, sous la forme d'oxydes. Les résultats obtenus sont utilisés pour calculer les températures autant de mise en place et que de déformation (par exemple, géothermomètre clinopyroxène-orthopyroxène; Putirka, 2008; Liang *et al.*, 2013). La chimie des spinelles dans les roches ultramafiques peut aussi fournir de l'information quant à leur environnement de formation (*e.g.*, Dick et Bullen, 1984), une information-clé pour la construction d'un modèle tectonique pour le terrane de d'Atlin. Enfin, la détermination de la concentration en potassium (K) des amphiboles magmatiques et/ou recristallisées est nécessaire afin de déterminer si la méthode de datation ^{40}Ar - ^{39}Ar est applicable. Les données sont disponibles en Annexe B.

1.3.4 Lithogéochimie

La géochimie totale des échantillons des ophiolites du terrane d'Atlin et de l'ophiolite de Mirdita a été utile pour caractériser les affinités géochimiques des assemblages lithologiques et, couplés avec les données structurales et pétrologiques, déterminer leur environnement de formation. La géochimie des échantillons a été obtenue par la fusion au metaborate/tetraborate de lithium - ICP-OES pour les éléments majeurs et - ICP-MS pour les éléments mineurs et en traces. Les analyses ont été effectuées dans le laboratoire *Activation Laboratories Ltd.*, Ancaster, Ontario (Actlabs, 2025). L'ensemble des standards analysés, ainsi que les échantillons reproduits, ont présenté des concentrations des éléments majeurs avec une précision de 14 %, des éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) avec une précision de 20 %, des éléments à champ de force élevé (HFSE) avec une précision de 8 %, et des terres rares (REE) avec une précision de 9 % (Tableau C-3, Annexe C). Des données de géochimie sur des péridotites ont aussi été obtenues au laboratoire de géochimie, imagerie et radiographie des sédiments (GIRAS) de l'INRS-ÉTE à Québec. Afin de s'assurer de la compatibilité des données, une comparaison rigoureuse des limites de détection et des résultats obtenues sur les standards a été effectuée.

1.3.5 Géochronologie U-Pb

Plusieurs échantillons du terrane d'Atlin et dans l'ophiolite de Mirdita ont été récoltés pour datation U-Pb sur zircon et titanite. Le système U-Pb est souvent utilisé pour obtenir un âge de cristallisation et/ou pour identifier les sources potentielles de séries sédimentaires. Les méthodes de datation U-Pb des zircons par spectroscopie de masse à ionisation thermique et par abrasion chimique ou par dilution isotopique (CA/ID-TIMS) et spectrométrie de masse à plasma induit couplé à l'ablation laser haute résolution (HR-LA-ICP-MS) ont été utilisées dans le cadre de ce travail. Les analyses sur zircons ont été effectuées au laboratoire Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (PCIGR) de l'université de la Colombie-Britannique et au Geotop à l'Université du Québec à Montréal. Les analyses sur titanites ont été effectuées au laboratoire Geotop. Les échantillons AL-19AB25A et AL-17AB21A ont été analysés par la méthode CA/ID-TIMS au Geotop, et sont utilisés dans le chapitre II de cette thèse. Les échantillons 16ZEAB52C et 17ZEAB28B ont été analysés par la méthode LA-ICP-MS au Geotop, tandis que les échantillons 17ZEAB76A et 17ZEAB16B ont été analysés par la méthode CA/ID-TIMS au PCIGR. Ces données sont utilisées dans le chapitre III de cette thèse.

La méthode CA/ID-TIMS est parmi les plus précises et fiables pour la datation des roches paléozoïques (Bowring et al., 1993). Au Geotop, l'abrasion chimique des zircons est faite en utilisant le traceur isotopique EARTHTIME ET535 ou $\text{UBC}^{205}\text{Pb}-^{233-235}\text{U}$. Les analyses ont été effectuées sur un spectromètre de masse de type VG354S ou VG54R. Les rapports isotopiques et les erreurs associées ont été calculées en utilisant les méthodes de Schmitz et Shoene (2007) et les âges ont été calculés grâce au logiciel ISOPLOTv3.7 (Ludwig, 2003). Au PCIGR, les échantillons ont été traités et analysés selon les méthodes décrites par Mundil et al. (2004), Mattinson (2005) et Scoates et Friedman (2008).

Les analyses LA-ICP-MS ont été réalisées au Geotop à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif haute résolution Nu Attom avec interface à vitesse améliorée. Les données ont été collectées lors d'une session analytique menée en mars 2019 au Geotop, et les paramètres de réglage sont fournis en Annexe D. Les échantillons ont été traités selon la méthode modifiée d'après Horstwood et al. (2016). Le diamètre du spot d'ablation laser était de 30 μm , avec une fréquence de tir du laser de 5 Hz et

une fluence de $3,63 \text{ J/cm}^2$. Le standard de calibration primaire est GJ-1 ($605,24 \pm 2,6$; MSWD = 0,018 ; $n = 23$) et le standard secondaire est 91500 ($1062,8 \pm 3,95$; MSWD = 0,1 ; $n = 29$).

Les méthodes utilisées pour les analyses U-Pb des zircons et des titanites sont décrites en plus grand détail dans l'Annexe E, et les données sont disponibles dans les Tableaux E-1 à E-4. Les analyses effectuées sont utiles pour l'interprétation de l'âge maximal des massifs ultramafiques et du magmatisme dans le nord du terrane d'Atlin et proposer un modèle de formation et de mise en place. Dans le cas de l'ophiolite de Mirdita, les âges obtenus sur les zircons et titanite provenant des amphibolites le long du système de détachement de Mirdita ont été utiles afin de contraindre le temps de formation de cette structure extensionnelle.

1.3.6 Spectrométrie Raman

La spectroscopie Raman est une technique non-destructive qui permet de caractériser la structure moléculaire d'un échantillon. Cette méthode de spectroscopie vibrationnelle basée sur la diffusion inélastique de la lumière, elle permet la caractérisation des phases cristallines. Lors de l'analyse, l'échantillon est illuminé par un faisceau laser monochromatique. L'interaction du laser avec l'échantillon génère de la lumière dispersée qui sera enregistrée pour produire un spectre Raman. Ainsi, des profils de spectroscopie Raman sont obtenus à partir des vibrations du groupe OH dans la molécule d'eau des serpentines; la forme et la position du pic maximal des spectres sont dictées par l'emplacement des molécules d'eau dans la maille cristalline, une disposition unique à chaque type (polymorphe) de serpentine. La résolution d'analyse est de l'ordre du micromètre, avec deux longueurs d'ondes incidentes disponibles (514 et 785 nm). Les analyses ont été effectuées au laboratoire de géologie de l'École Normale Supérieure de Paris par A. Bogatu sous la supervision de D. Deldicque, sur un microspectromètre Raman de type Renishaw InVia.

Les spectres obtenus sur des échantillons prélevés dans la zone de détachement de l'ophiolite de Mirdita et des serpentinites de l'interface croûte/manteau du terrane d'Atlin ont servi de discriminant pour les polymorphes de serpentine, contribuant à déterminer l'histoire thermique des cisaillements retrouvés au

contact croûte/manteau. Ainsi, la lizardite et la chrysotile sont des polymorphes de basse température/basse pression (0 à 300°C; <1,0 GPa) qui peuvent être associés à l'altération de péridotites près du ou au niveau du plancher océanique (*e.g.* Escartin *et al.*, 2003; Manatschal *et al.*, 2011) alors que l'antigorite est le polymorphe de haute température/haute pression (320 à 700°C; 0,7 à 2 GPa) qui est généralement associé à de la subduction (Guillot *et al.*, 2015). La caractérisation et la discrimination des minéraux de serpentine identifiant les contacts croûte-manteau du terrane d'Atlin a permis d'investiguer l'origine de ces minéraux en termes d'environnement tectonique (*i.e.*, chapitre IV). De possibles réactivations de failles, contemporaines de l'obduction, complexifie évidemment la caractérisation de ces minéraux de serpentine (*e.g.*, O'Hanley, 1996)

1.3.7 Géochimie isotopique du bore

Les péridotites sont généralement pauvres en bore, voire en sont dépourvues. En conséquence, l'analyse des isotopes du bore présents dans les minéraux de serpentine est utile afin de caractériser (nature et origine) le fluide qui a contribué à l'altération des péridotites du manteau. Dans les CCOs, le manteau est exhumé près du fond océanique, et donc, les minéraux de serpentine dérivés peuvent préserver des affinités d'eau de mer. Les isotopes du bore ont été analysés in-situ sur les serpentines des ophiolites du terrane d'Atlin du Lac Squanga et du Mont Union par LA-MC-ICP-MS, en utilisant un laser excimer ESI New Wave UP-193-FX ArF* (193 nm) couplé à un MC-ICP-MS Neptune Plus (ThermoScientific) à l'observatoire Lamont Doherty Earth, selon la méthode développée par Martin *et al.* (2015). Les signatures isotopiques du bore sont présentées en utilisant la notation δ (delta ^{11}B ‰), pour laquelle $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{\text{échantillon}}$ est le rapport isotopique mesuré sur l'échantillon, et $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{\text{standard}}$ le rapport isotopique du matériau de référence SRM 951 (Catanzaro, 1970, U.S. National Institute of Standards and Technology, NIST).

$$\delta^{11}\text{B} = \left(\frac{\left(\frac{^{11}\text{B}}{^{10}\text{B}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{11}\text{B}}{^{10}\text{B}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000$$

Le standard utilisé pour répertorier les mesures des isotopes du bore par LA-MC-ICP-MS est le NIST SRM 612. Il donne un $\delta^{11}\text{B}$ de $+0.88 \pm 2.83 \text{ ‰}$ (2 S.D., $n = 80$), en accord avec les valeurs in-situ publiées précédemment, allant de $-0.56 \pm 0.49 \text{ ‰}$ à $+0.86 \pm 2.33 \text{ ‰}$ (respectivement Fietzke *et al.*, 2010 ; Martin *et al.*, 2020), ainsi que les résultats de la chimie humide, allant de $-1.07 \pm 0.85 \text{ ‰}$ (valeur minimale de Kasemann *et al.*, 2001) à $+0.10 \pm 0.40 \text{ ‰}$ (valeur maximale de Jochum *et al.*, 2011). Les concentrations de bore obtenues lors des analyses isotopiques par LA-MC-ICP-MS ne sont que semi-quantitatives (Martin *et al.*, 2015) et sont souvent surestimées (Martin *et al.*, 2020). Tous les résultats $\delta^{11}\text{B}$ (avec 1 S.E.), y compris les concentrations en bore et les textures des serpentines, sont rapportés dans le Tableau G-1 (Annexe G).

1.3.8 Diffraction rétrodiffusée des électrons (EBSD)

La diffraction rétrodiffusée des électrons (EBSD) est une technique utilisée pour mesurer l'orientation et la déformation dans les cristaux, déterminer les différentes phases cristallines, caractériser les limites des cristaux et livrer de l'information sur la cristallinité (Oxford instruments, 2025). Basée sur les interactions électrons-matière, le microscope électronique est capable de fournir des images hautes résolutions de la surface des échantillons à des grossissements considérables ($\times 250\,000$) et de caractériser les phases avec une précision micrométrique. Elle permet d'obtenir une représentation quantitative de la microstructure de l'échantillon. Les électrons rétrodiffusés forment un diagramme qui est projeté sur un écran en phosphore. Le diagramme correspond en fait aux patrons de Kikuchi ou EBSP (*electron backscatter patterns*) qui sont enregistrées par une caméra dotée d'une micro-chip CCD. Les analyses présentées dans cette thèse ont été effectuées au laboratoire de géologie de l'École Normale Supérieure de Paris, avec un microscope électronique à balayage Zeiss Sigma. L'appareil est couplé avec la technologie GEMINI et les analyses se font dans une chambre sous vide.

Dans le cadre de cette thèse, cette méthode a été utilisée dans le but de tester l'hypothèse d'un continuum de déformation de haute et basse température associé à l'exhumation présumée des roches mantelliques le long de failles de détachement à l'interface croûte-manteau. Ainsi, dans les ophiolites du terrane d'Atlin, les textures porphyroclastiques observées dans les péridotites du Lac Squanga sont possiblement associées avec une faille de détachement de haute température ($>900^\circ\text{C}$; voir chapitre III). La

méthode EBSD a été utilisée pour caractériser les mécanismes de déformation ayant agi sur les péridotites et sur les gabbros exposés le long de ce détachement. Cependant, les données EBSD obtenues sur les échantillons d'Atlin seront utilisés préalablement afin de comparer la microstructure de ces massifs péridotitiques avec ceux exposés dans l'ophiolite de Mirdita dans la région de Puka, un secteur présumément situé au cœur d'un OCC (Tremblay *et al.*, 2009; Nicolas *et al.*, 2017). Les données des figures CPO des olivines sont présentées dans l'Appendice D.

1.4 Contributions scientifiques

1.4.1 Articles (publiés, sous presse ou en préparation)

Bogatu, A., Tremblay, A., Sauvé, G., Meshi, A. and Bédard, J.H. Geometry and kinematics of a Jurassic oceanic core complex, Mirdita ophiolite, Albania – implications for the reconstruction of the Vardar Ocean. (en preparation et sera soumis à Tectonophysics).

Bogatu, A., Labrousse, L., Martin, C., Zagorevski, A., Bédard, J.H. and Tremblay, A., 2025. Boron Isotopic Characterisation of Ophiolitic Serpentinites from Atlin Terrane, Canadian Cordillera. *Lithos*, 494, p.107922.

Bogatu, A., Bédard, J.H., Labrousse, L., Zagorevski, A. et Tremblay, A., 2023. An oceanic core complex preserved in the Squanga Lake ophiolite, northern Atlin terrane, Yukon. *Lithos*, 454, p.107269.

1.4.2 Résumés de conférences

Bogatu, A., Tremblay, A., Bédard, H. J. et Zagorevski, A., 2025. Ancient Oceanic Core Complexes: Insights from the Ophiolite Record. Dans : GAC-MAC-IAH-CNC 2025 Ottawa, 11 au 14 mai ; Session EARTH-SS_18, abstract 265, (présentation orale)

Bogatu, A., Tremblay, A., Bédard, H. J., Zagorevski, A. et Labrousse, L., 2023. Ancient Oceanic Core Complexes : Insights from the Ophiolite Record. Dans: Canadian Tectonic Group, 13 et 14 Novembre, Colloque virtuel (présentation orale).

Bogatu, A., Bédard, H.J., Labrousse, L., Tremblay, A. et Zagorevski, A., 2022. A preserved oceanic core complex in the Cache Creek terrane, Northern Cordillera, Canada. Dans: conférence GSA, 15 au 17 mars, Las Vegas, États-Unis; Session 12-T13, Directly Dating Deformation, Metamorphism, and Metasomatism through Petrochronology II, résumé 12-4 (présentation orale).

Bogatu, A. Sauvé, G., Tremblay, A., Meshi, A., Bédard, J. et Davies, J., 2021. Western- and Eastern-type ultramafic massifs of the Mirdita ophiolite, Albania: new U-Pb data from a Jurassic example of an oceanic core complex and possible links to VMS mineralisation. Dans: GAC-MAC conference, 1 au 5 November, London, Ontario, Canada; Session SS-08, Marine Geology/Seafloor Metallogeny (presentation orale).

Bogatu, A., Bédard, J., Labrousse, L., Martin, C., Tremblay, A. et Zagorevski, A., 2020. Boron isotopic characterisation of serpentinites from Atlin terrane, Canadian Cordillera: evidence for preserved oceanic core complexes? Dans: Rencontre Annuelle de la GSA, 26 au 30 octobre, Montréal, Canada; Session T103: Geochemical Signatures of Fluid-Rock Interaction: Earth Surface Weathering to Hydrothermal Systems II, Abstract 354578 (présentation orale).

Bogatu, A., Bédard, J., Labrousse, L., Tremblay, A. et Zagorevski, A., 2019. A preserved oceanic core complex in the Cache Creek terrane, northern Cordillera, Canada. Dans : Conférence GAC-MAC-IAH, 12 au 15 mai, Québec, Québec, Canada; Session GS-07, Structural geology and tectonics (présentation orale).

Bogatu, A., Sauvé, G., Tremblay, A., Meshi, A. et Bédard, J., 2019. Western- and Eastern-type ultramafic massifs of the Mirdita ophiolite, Albania: structural evidence for lower-plate (Western-type) – upper-plate (Eastern-type) relationship and formation of a Jurassic oceanic core complex. Dans: European Geosciences Union, 7 au 12 avril, Vienne, Autriche; Session TS7.7/GD6.5/SM4.23: Dynamics and Structures of the Tethyan realm: Collisions and back-arcs from the Mediterranean to the Himalayas (affiche scientifique).

Bogatu, A., Bédard, J. H., Labrousse, L., Tremblay, A. et Zagorevski, A., 2018. Cordilleran mantle massifs of the Cache Creek terrane, British Columbia and Yukon, Canada – Evidence of oceanic extensional complexes. Dans: Canadian Tectonic Group, 28 au 30 septembre, Saints-Martyrs-Canadiens, Québec, Canada (présentation orale).

Bogatu, A., Bédard, J. H., Labrousse, L., Tremblay, A. et Zagorevski, A., 2018. Cordilleran mantle massifs of the Cache Creek terrane, British Columbia and Yukon, Canada – Evidence of oceanic extensional core complexes. Dans: Ressources for Future Generations, 16 au 21 juin, Vancouver, Canada; Session EA30: Tectonics and Metalogeny of Cordilleran-type orogens: a Celebration of the Career of JoAnne Nelson II (présentation orale).

Bogatu, A., Sauvé, G., Tremblay, A., Meshi, A. et Bédard, J., 2018. Eastern- and Western-type ultramafic massifs of the Mirdita ophiolite, Albania: intraoceanic detachment fault system or compressional orogenic suture?. Dans: 53^{ème} Réunion annuelle de la section nord-est de la GSA, 18 au 20 mars, 2018, Burlington, USA. Session T24. Orogenic Sutures—Recognition, Characterization, and Tectonic Implications (présentation orale).

Sauvé, G., **Bogatu, A.,** Tremblay, A., Meshi, A. and Bédard, J., 2018. Extension and Magmatism in the Mirdita ophiolite, Albania: Implications for the Munella massive sulfides deposit. In: 53rd GSA northeastern Section annual meeting, 18th to 20th of March, Burlington, USA; Session T30: Petrologic Insights on Modern and Ancient Plate Margins: The Volcanic, Plutonic, and Metamorphic Records.

1.4.2 Autres contributions

Zagorevski, A., van Staal, C.R., Bedard, J.H., **Bogatu, A.,** Canil, D., Coleman, M., Golding, M.L., Joyce, N.L., Lawley, C., McGoldrick, S. et Mihalynuk, M.G., 2021. Overview of Cordilleran oceanic terranes and their significance for the tectonic evolution of the northern Cordillera. *Northern Cordillera geology: a synthesis of research from the Geo-mapping for Energy and Minerals program, British Columbia and Yukon, Geological Survey of Canada, Bulletin, 610*, pp.21-65.

Zagorevski, A., Bedard, J.H., **Bogatu, A.**, Coleman, M., Golding, M. et Joyce, N., 2017. Stikinia bedrock report of activities, British Columbia and Yukon: GEM2 Cordillera. *Geological Survey of Canada, Open File*, 8329, pp.1-15.

Zagorevski, A., Mihalynuk, M.G., McGoldrick, S., Bedard, J.H., Golding, M., Joyce, N., Lawley, C., Canil, D., Corriveau, A-S., **Bogatu, A.**, et Tremblay, A., 2016. Geological framework of ancient oceanic crust in northwestern British Columbia and southwestern Yukon, GEM 2 Cordillera. Commission Géologique du Canada, Fichier Publique 8140, 15 p.

Bédard, J.H., **Bogatu, A.**, Tremblay, A., Corriveau, A.-S., Labrousse, L. et Zagorevski, A., 2018. Magmatic Evolution of the Northern Cache Creek Terrane, British Columbia and Yukon, Canadian Cordillera, *First Workshop of Project IGCP-662, Dunhuang and Beijing, China*, Abstract Volume, p. 8.

CHAPITRE II

GEOMETRY AND KINEMATICS OF A JURASSIC OCEANIC CORE

COMPLEX, MIRDITA OPHIOLITE, ALBANIA

Adina Bogatu¹
Alain Tremblay¹
Giselle Sauvé²
Avni Meshi³
Jean H. Bédard⁴

¹Université du Québec à Montréal – Geotop

²Consultant geologist

³Polytechnic University of Tirana, Albania

⁴Geological Survey of Canada, Québec

Bogatu, A., Tremblay, A., Sauvé, G., Meshi, A. et Bédard, J.H., 2025. « Geometry and Kinematics of a Jurassic Oceanic Core Complex, Mirdita Ophiolite, Albania ». *to be submitted to Tectonophysics*

ABSTRACT

Penrose-type ophiolites are preserved in the Eastern massifs of the Mirdita ophiolite of the Albanian Dinaro-Hellenides, whereas in the Western massifs, extensional faults and shear zones separate mantle peridotites from volcanic rocks. These structures define the broader extensional boundary of the Mirdita Detachment System (MDS), separating the two distinct domains of the Western- and Eastern-type ophiolites. The geochemistry of basalts and andesites of the Western massifs indicates a weak subduction signature and do not overlap typical N-MORB affinities as previously suggested. Western massifs volcanic rocks have geochemical compositions that do not overlap with those of MDS amphibolites and type I syn-kinematic dikes. Type I dikes have clear Island Arc Tholeiite (IAT) affinities similar to the volcanics of the Eastern massifs, but show stronger depletion in LREE, Th, Ta, Nb and Zr, compatible with a more depleted mantle source than that of the Eastern magmas. The crustal rocks of the Eastern massifs grade from isotropic gabbro to microgabbro at the base to IAT melts at the top, and are then cut by boninitic dikes, implying that seafloor spreading occurred in a supra-subduction zone (SSZ) setting. Rocks and structures indicate exhumation along the MDS, which we attribute to extension during oceanic core complex (OCC) formation. Diagnostic features include: 1) high-temperature amphibolites derived from gabbroic and mantle material; 2) syn-kinematic dikes (type I) indicating magmatism was coeval to extension; 3) ductile to brittle structures indicating extensional motion; and 4) amphibole temperatures ranging from upper- (700-750°C) to lower- (500-550°C) amphibolite facies condition. Gabbro-derived amphibolites in the MDS yielded U-Pb ages of 172.23 ± 0.44 Ma and 170.0 ± 2.1 Ma on zircon, which we interpret as the time of detachment. Additional U-Pb ages of 163.0 ± 3.7 Ma on zircon and 166.50 ± 0.67 Ma on titanite from the same amphibolites overlap with the age of obduction-related magmatic pulses (165-160 Ma), and of coeval metamorphic sole amphibolite ages (165-160 Ma). Overlapping ages from some of the titanite and zircons from the MDS amphibolite and metamorphic sole amphibolite is suggestive of MDS reactivation. In summary, geochemical evidence from amphibolites and type I syn-kinematic dikes in the MDS, along with U-Pb dating, show the Western-type ophiolites are characterized by extensional faults, shear zones, and OCC formation, yielding a non-Penrose oceanic crust, whereas the Eastern-type ophiolite display typical Penrose oceanic crust features. These characteristics of the Mirdita ophiolite suggest nucleation of the OCC occurred in a supra-subduction zone setting, possibly during the final stages of seafloor-spreading in a back-arc basin. The original back-arc most likely formed immediately to the east of present coordinates of the ophiolite, as shown by kinematics of the MDS.

Syn-OCC magmas show transitional affinities between MORB-like or back-arc basin basalts of Western-type oceanic crust and typical IAT Eastern-type oceanic crust. This could imply that the Eastern-type crust formed: 1) post-OCC formation, after spreading ceased in the same supra-subduction setting; or 2) during broader-scale plate reorganisation (i.e., new subduction zone inception, change in subduction angle); or 3) during migration of the back-arc basin over the arc front, and convergence between the two. The original basin most likely formed immediately to the east of the present coordinates of the ophiolite, as shown by kinematics of the MDS.

Keywords: Albanian Dinarides, MORB-like, Island arc tholeiite, boninite, Eastern Penrose-type massifs, Western non-Penrose-type massifs, Supra-subduction zone-ophiolite, back-arc basin.

2.1 Introduction

Oceanic core complexes (OCC) are found at slow to ultraslow (<5 cm/yr) mid-oceanic ridges (e.g., mid-Atlantic ridge; Tucholke et al., 1994) and back-arc basin (BAB) spreading centers (e.g., Philippine Sea; Ohara et al., 2003) that experience episodic near-amagmatic extension, exposing upper mantle and lower crustal rocks to the seafloor. Recently, OCCs have been attributed to late stages and/or cessation of spreading in backarc basins (Basch et al., 2020; Okino et al., 2023). Ophiolites with OCCs preserved within them commonly show a non-Penrose stratigraphy (i.e., in contrast to Penrose-type stratigraphy; Anonymous, 1972), because extensional detachment faults excise parts of the crust. As a result, mantle peridotites in these ophiolites are frequently in direct contact with upper crustal rocks (e.g., Tremblay et al., 2009; Whitney et al., 2013), either because lavas and/or sediments erupted or were deposited onto mantle that was already exhumed to the seafloor, or because the lavas and sheeted dikes are in the hangingwall of detachment faults. In modern oceanic settings, detachments generally dip towards the ridge to which they are genetically related (e.g., Whitney et al., 2013).

Nicolas et al. (1999; 2017) and Tremblay et al. (2009) proposed that a fossil OCC is preserved in the Mirdita ophiolite, Albania (Fig. 2-1), which is interpreted as an obducted segment of the Vardar oceanic basin (e.g., Robertson and Shallo, 2000; Dilek et al., 2007; Saccani et al., 2008). The mantle section of the Mirdita ophiolite comprises distinctive Eastern- and Western-type facies. Eastern-type ophiolitic massifs (Kukes, Lura, Bulquiza; Fig. 2-1) are characterized by depleted mantle harzburgites, whereas mantle from the Western-type ophiolite massifs (Puka, Krabbi, Tropoja; Fig. 2-1) are harzburgites and lherzolites that are moderately less depleted. Hereon, we will use the terms Western and Eastern massifs and related rocks and structures when we refer to geographical entity, and the terms Western- and Eastern-type when we refer to the geochemical affinity of the rocks and typical lithological units found in the West and the East. The crustal sequence and mantle-crust transition also differs between the two. Eastern massifs show a typical Penrose-type ophiolitic pseudo-stratigraphy and has a ‘normal’ petrological Moho, marked by a gradual transition from harzburgite mantle through abundant ‘transition zone’ dunite and chromite-rich dunite, and then into layered ultramafic cumulates (Dilek and Morishita, 2009). These grade up into layered olivine-gabbro and norite cumulates, followed by isotropic, vary-textured and foliated gabbro, sheeted dikes, and

capping volcanic and sedimentary rocks. In the Western-type ophiolites, however, a tectonic boundary separates the mantle and upper crustal rocks (e.g., Nicolas et al., 1999; Tremblay et al., 2009). Moreover, the Western-type crust is generally strongly deformed and only rarely contains mafic cumulates (Nicolas et al., 1999). Exposures of sheeted dikes are also rare in Western-type ophiolite (Cortesogno et al., 1998), and pillow lavas are commonly in direct structural contact (less commonly in depositional contact) with mantle peridotites. Western-type mantle and crustal rocks are injected by diabase dikes and rare plagiogranite (e.g. Robertson and Shallo, 2000). The boundary between Eastern- and Western-type crust is proposed to be either a syn-oceanic detachment (e.g., Tremblay et al., 2009; Maffione et al., 2013, 2015) or a west-verging thrust fault (Bortolotti et al., 2005). In this contribution, we present observations and data that agree with the syn-oceanic detachment origin for the boundary between Eastern- and Western-type ophiolite, and which indicates that Western-type ophiolites represent an exhumed OCC. A key unresolved question for the Mirdita ophiolite is where the OCC was formed. Did this happen in the Vardar Ocean (e.g., Schmid et al., 2008; Tremblay et al., 2015) at a spreading center located to the East, immediately in the hangingwall of the present position of the ophiolite; was the spreading ridge originally located 100s of km away from its present position; or was the OCC originally located within a marginal oceanic basin formed between Adria and Pelagonia, west of the Vardar Ocean (e.g., Robertson and Shallo, 2000; Dilek et al., 2005; 2007; Nicolas et al., 2017).

In this contribution, we present new lithological, structural, litho-geochemical and geochronological data on the Mirdita ophiolite of northern Albania (Figs. 2-1 & 2-2). We build on the detailed examination of the mantle-derived amphibolites marking the Western-type mantle-crust transition by Nicolas et al. (2017). We document the nature of the transition from Western- to Eastern-type massifs and constrain the kinematics of the structural boundary separating mantle and crust in the Western Mirdita ophiolite. Henceforth, we will refer to this major detachment, related normal faults and other structures that mark the transition between the crust of Western- and Eastern-type massifs as the Mirdita Detachment System (MDS). By characterizing the kinematic framework of the MDS, we aim to reconstruct the Jurassic paleo-ridge geometry of the oceanic basin within which the Mirdita ophiolite and its preserved OCC were generated.

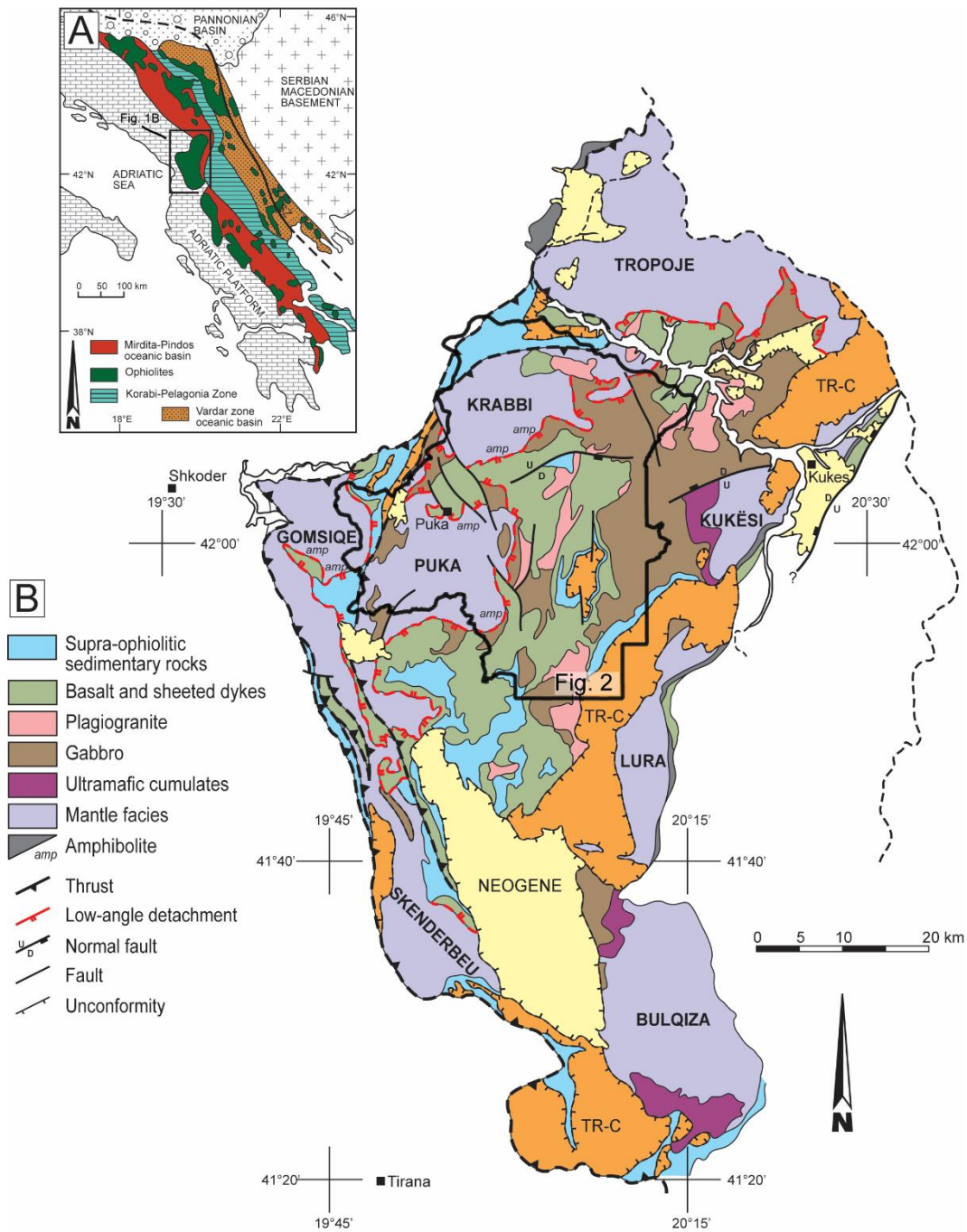


Figure 2-1. A) Geological terranes in the Balkan Peninsula after Dilek *et al.* (2007). B) Geology of Mirdita ophiolite in the Dinaro-Hellenic Alpine fold belt. Legend includes ophiolite-related units only. The outline of Figure 2 is shown.

2.2 Geology of the Mirdita-Pindos zone

Ophiolite massifs representing the vestiges of an ancient oceanic basin are exposed in the Mirdita-Pindos zone (Fig. 2-1A) of the Dinaro-Hellenic Alpine fold belt of south-central Europe. This fold belt formed as a result of Mesozoic to Paleogene convergence and subsequent collision between the Eurasian and Adriatic plates during the closure of the Tethys Ocean (e.g., Robertson and Shallo, 2000; Pamic et al., 2002; Bortolotti et al., 2005; Schmid et al. 2008; and references therein). In Albania, the Dinarides-Hellenides consist of: 1) a western zone of early Oligocene-middle Miocene fold-and-thrust nappes derived from Adria (the Adriatic carbonate platform on Fig. 2-1A); 2) a central belt of ophiolites and associated infra- and supra-ophiolitic metamorphic and sedimentary rocks; and 3) a composite eastern zone, the Korabi-Pelagonia terrane, made up of Paleozoic Hercynian basement rocks overlain by Permo-Triassic rift-related siliciclastic and volcanic rocks and Triassic-Jurassic platform carbonates (e.g. Tremblay et al., 2015).

The Mirdita ophiolite (Fig. 2-1B) crops out over >4000 km² in the central portion of Albania and is structurally underlain by slices of continental and oceanic rocks of the Rubik and Peripheral complexes (e.g., Robertson and Shallo, 2000; Tremblay et al., 2009). The Korabi-Pelagonian zone to the east (Fig. 2-1A) could represent a distinct micro-continent that may be related to Apulia, the carbonate platform of the Adriatic plate, that was originally located between two separate oceanic basins, the Mirdita-Pindos oceanic basin to the west and the Vardar oceanic basin to the east (Karamata, 2006). Alternatively, the Korabi-Pelagonian zone may be a tectonic window exposing rocks located under the laterally extensive Mirdita ophiolite thrust sheet; thus, exposing the most distal paleogeographic domains of Adria (e.g., Schmid et al., 2008; Tremblay et al., 2015).

2.3 The Mirdita ophiolite

The Mirdita ophiolite was formed and structurally emplaced (obducted) onto the Adriatic margin during the Middle to Late Jurassic, as indicated by ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on single and bulk mineral populations of amphiboles and mica from the infra-ophiolitic metamorphic sole, varying from 174 to 160 Ma (Vergely et al., 1998; Dimo-Lahitte et al., 2001). Metamorphic sole facies include amphibolites derived from mafic

volcanic rocks, mica schists, calcareous schists, quartzites and meta-radiolarite cherts (Vergely et al., 1998). Plagiogranite and quartz-diorite dikes in the ophiolite (165-160 Ma) are coeval with the youngest ages of metamorphic sole (160-164 Ma), suggesting the ophiolite was still hot and magmatically active as the metamorphic sole formed (Dimo-Lahitte et al., 2001). Metamorphic sole rocks are found on the eastern and western sides of the Mirdita ophiolite and mark contacts between serpentized mantle peridotite and underlying volcano-sedimentary rocks of the Rubik and Peripheral complexes. The thickest metamorphic sole sequence (800 m) is observed at the base of Eastern massifs, where it shows a typical inverted metamorphic gradient from granulite (i.e., garnet, plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, quartz) and upper to lower amphibolite facies (i.e., garnet, plagioclase, hornblende, quartz, muscovite, biotite, kyanite) at the contact with overlying peridotite, to greenschist and lower grade facies (i.e., plagioclase, epidote, chlorite) in its lowermost part (Dimo-Lahitte et al., 2001). The oldest metamorphic sole ages (169-174 Ma) occur in the southern part of the Mirdita ophiolite whereas the youngest ages (160-164 Ma) are found in the north. This has been attributed to diachronic ophiolite emplacement, from south to north (Vergely et al., 1998). The emplacement direction and point of origin of the Mirdita ophiolite are however, still debated. Some authors (Collaku et al., 1990; Ricou et al., 1998; Bortolotti et al., 2005; Gawlick et al., 2008; Schmid et al., 2008; Frashieri et al., 2009; Tremblay et al., 2015) proposed that obduction occurred along west-verging thrusts and that the Mirdita ophiolite takes its roots eastward into the Vardar zone; whereas others (e.g. Robertson and Shallo, 2000; Dilek et al., 2005, 2007; Klapanis et al., 2013) argue that it represents the vestiges of two successive, east-directed and then west-directed, obduction events of an oceanic domain that

originally formed between Pelagonia to the east and the Adriatic continental margin to the west (e.g., Smith, 1993; Robertson, 2002; Stampfli and Borel, 2004; Saccani and Photiades, 2005).

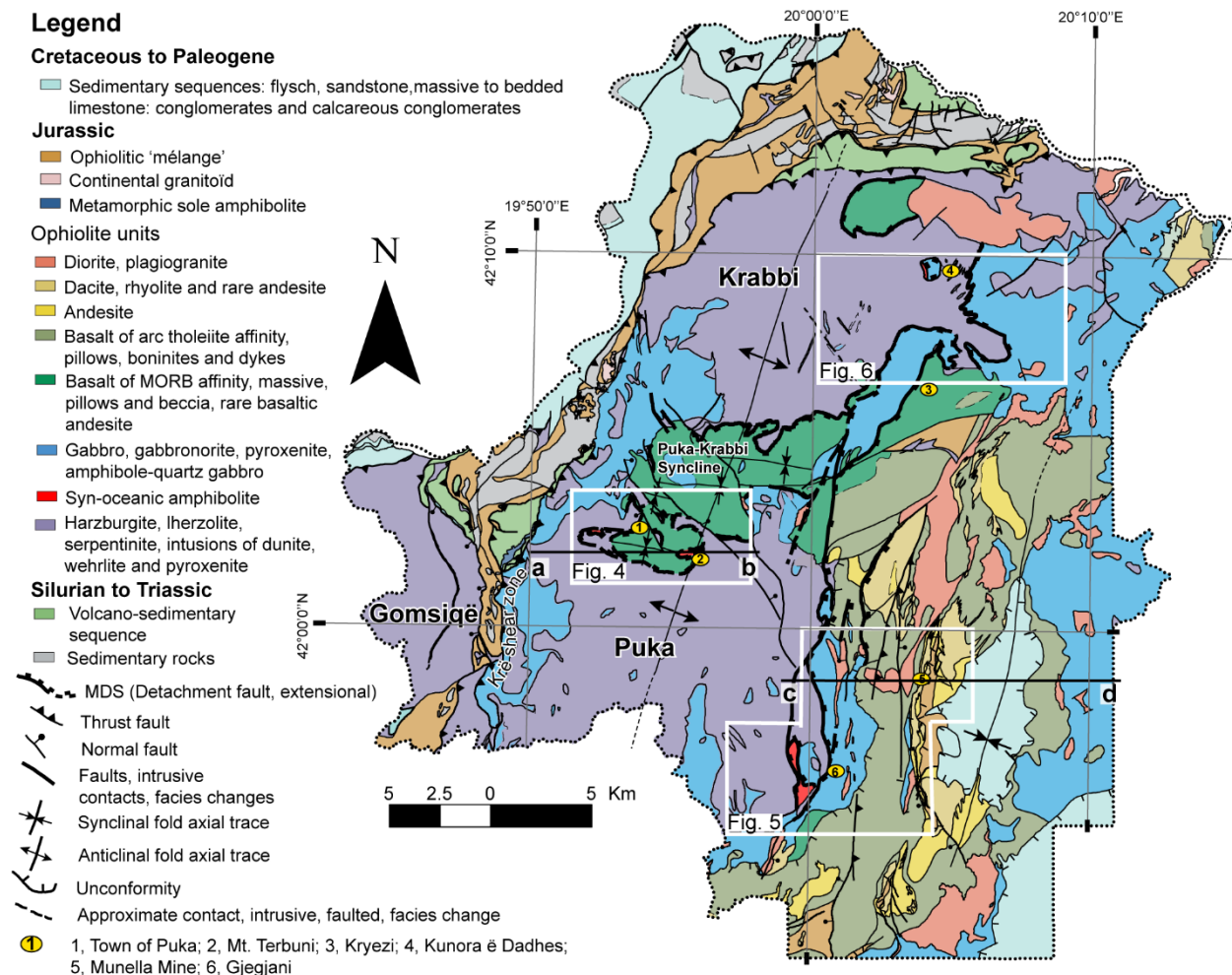


Figure 2-2. Regional map of Puka and Krabbi Western massifs of the Mirdita ophiolite. Outlines of detailed maps from Figures 4 to 6 are shown; segment 'ab' is shown on Figures 3A and 4A, and segment 'cd' is shown on Figures 3B and 5B.

Previous petrochemical and lithological studies of the Mirdita ophiolite established the presence of distinctive Eastern- and Western-type ultramafic massifs (Tashko, 1976; Shallo et al., 1985; Cina et al., 1986; Nicolas et al., 1999; Robertson and Shallo, 2000; Meshi et al., 2010). A complete Penrose-type

stratigraphy (i.e., mantle, ultramafic cumulate, layered and isotropic/vary-textured gabbro, sheeted dikes, volcanics) is preserved in the Eastern massifs; whereas mantle rocks are in direct contact with upper crustal facies (i.e., micro-gabbro, basalts) in the Western-type ophiolite. Mantle rocks of the Eastern-type ophiolite massifs are depleted harzburgites whereas less depleted lherzolites and harzburgites are characteristic of the Western-type mantle sequence (Nicolas et al., 1999; Meshi et al., 2010). Eastern-type volcanic rocks and gabbros have supra-subduction zone (SSZ) affinities, whereas Western-type volcanic rocks are MORB-like (e.g., Dilek et al., 2007). Shallo et al. (1995) initially attributed this difference in chemistry and facies to a difference of geodynamic setting. However, as SSZ-affinity volcanic rocks and dikes overlie and cut the more MORB-like volcanic rocks with no significant time gap, Maffione et al. (2015) and Dilek et al. (2007) argued that the West to East transition from MORB-like to SSZ affinities reflects a gradational evolutionary development within a SSZ setting.

2.3.1 The Eastern-type ophiolites

The Eastern massifs (Kukësi, Lura, Bulqiza; Fig. 2-1B) all have similar petrological and mineralogical characteristics. Including mantle and crustal facies, they have a thickness of 6 to 14 km (Fraseri et al., 2009; Figs. 2-1 & 2-3). Mantle rocks grade up into a dunite and chromite-rich mantle-crust transition zone. This is overlain by layered ultramafic cumulates, then by mafic cumulates, that evolve stratigraphically upward into isotropic to vary-textured gabbro, and a sheeted dike complex, and volcanic rocks ranging from basalt to rhyolite-dacite. Dominant mantle rocks are clinopyroxene-bearing harzburgites in the structurally lower part of the sequence, whereas depleted harzburgites and dunites dominate the upper part (Nicolas et al., 1999; Morishita et al., 2011). Harzburgites have granular to porphyroclastic textures with ~80% olivine, ~17% orthopyroxene, ~3% clinopyroxene and ~2% chrome spinel (Hoxha and Boullier, 1995).

Orthopyroxenite dikes and dike networks (<1 cm to ~3 m thick) cut the mantle foliation and become more common up-section. Orthopyroxenite is commonly coarse-grained (up to 10 cm), and partly resorbed olivine relics may be present. Clinopyroxene occurs as exsolution lamellae in orthopyroxene and in rare veinlets. Pargasitic amphibole occurs at orthopyroxene grain boundaries or form oikocrysts. Dark brown,

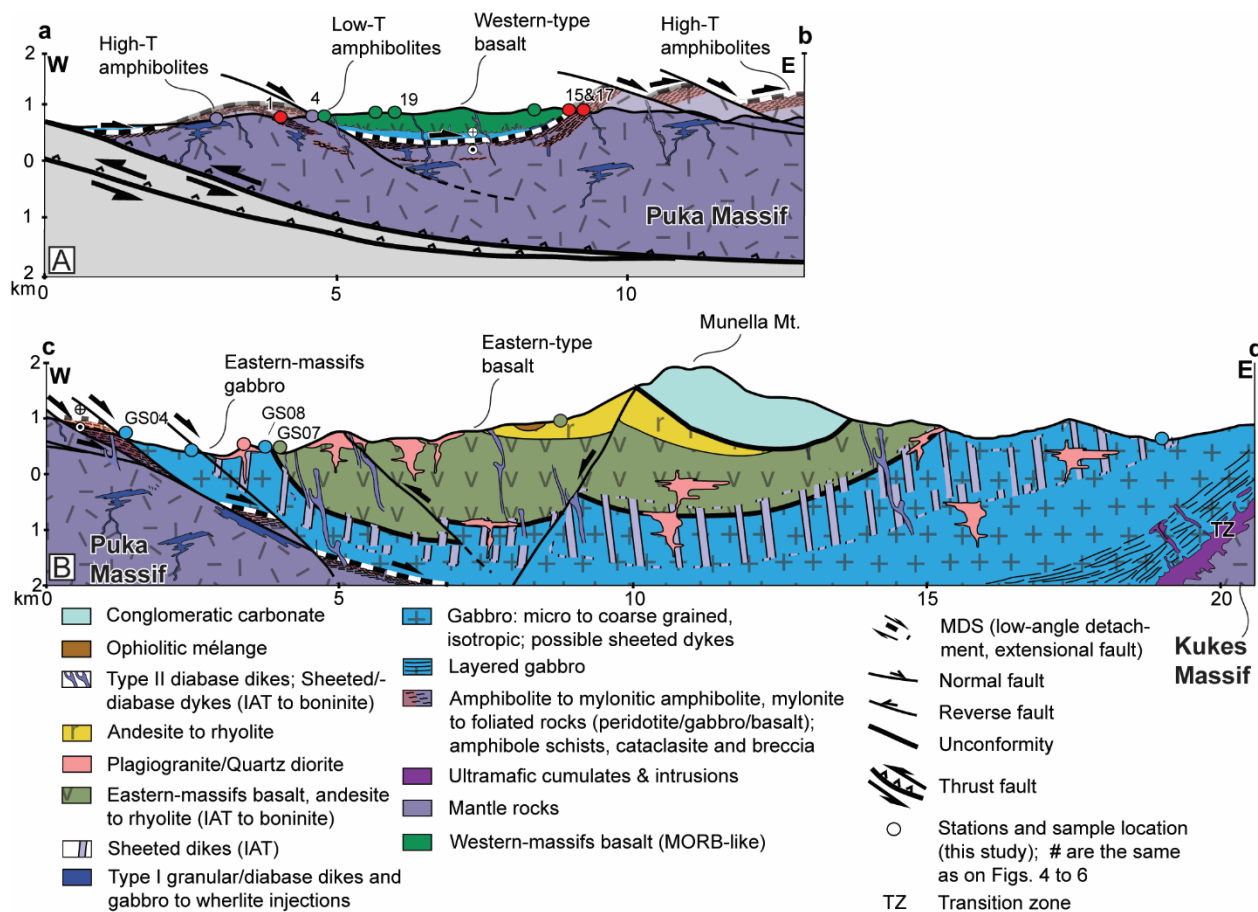
granular Cr-spinel may have abundant silicate inclusions, and is included in orthopyroxene crystals (Morishita et al., 2011).

The mantle-crust transition zone in the Eastern massifs is a characteristic petrological Moho, with some of the best exposures in the Bulqiza and Kukësi massifs (Fig. 2-1B; Hoxha and Boullier, 1995). Mantle harzburgite grades immediately upwards into dunite of the Transition Zone, with a boundary that varies from very irregular to nearly parallel to the mineral foliation plane (Dilek and Morishita, 2009; Morishita et al., 2011). The transition zone dunite vary from 0.5 to 2 km in thickness (Nicolas et al., 1999) and carry ~1 % disseminated chromite, but also contains centimetric chromitite layers or pods. These latter podiform chromitites are massive, disseminated, layered or nodular (Meshi et al., 2005), forming economically important tabular bodies of high-Cr/Al chromitites ore in the Bulqiza massif (Meshi, 1996; Beccaluva et al., 1998) that extend over 5 km along strike and 0.1-10 m in thickness (average 2 m).

The transition zone dunite is overlain by ultramafic cumulates, which consist of interlayered olivine clinopyroxenite, wehrlite, olivine websterite and dunite. These ultramafic cumulates have compositions similar to those of wehrlite and pyroxenite dikes that cut across the mantle-crust transition (Fig. 2-3 – segment c-d). The ultramafic cumulates are succeeded by mixed mafic-ultramafic cumulates (pyroxenite, olivine gabbro and gabbro-norite), and then by purely gabbroic rocks.

The layering in the cumulates is parallel to the fabrics in the underlying transition zone of the Eastern massifs (Nicolas et al., 1999). The layered ultramafic to mafic rocks reach a thickness of a few hundred meters (~500 m) and then evolve upward discontinuously into isotropic to vary-textured gabbro. The upper gabbros are cut by numerous quartz diorite and plagiogranite dikes, which may form net-vein complexes, and typically show a pervasive greenschist facies hydrothermal alteration. The sheeted dike complex is made of diabasic to basaltic dikes and its total length can reach up to 1 km (Fig. 2-3 – segment c-d). Many of these dikes are steeply dipping (~ 60 - 80°) but some panels of dikes have been rotated to more gentle dips (30 - 40°) by low-angle normal faults (Dilek et al., 2007). The sheeted dikes are rooted into the hydrothermalized upper isotropic gabbro, and septa of the gabbro are preserved between individual dikes. Dykes typically have IAT geochemical affinities (Beccaluva et al., 1994; Dilek et al., 2007).

The extrusive crustal sequence of the Eastern-type massifs are predominantly located east of the Krabbi and Puka massifs (Figs. 2-2, 2-3 & 2-5) in the hangingwall of the Mirdita detachment zone. They comprise a lower sequence (~1 km) of Middle-Upper Jurassic tholeiitic basalt and basaltic andesite pillow lavas and minor massive sheet flows (injected by diabase and dacite-rhyolite dikes); and an overlying Upper Jurassic succession (~700 m) with calc alkaline andesite, dacite and rhyodacite, predominantly as volcanoclastic rocks, with subordinate massive flows and pillow lavas (basaltic?) (e.g., Hoxha et al., 2005; Fig. 2-3 segment c-d; see section 5.2.2 Geochemical Analyses). VMS-style mineralization is commonly developed in volcanic rocks of both lower and upper units (e.g., Hoxha et al., 2005; Sauvé, 2020). Volcanic



rocks are injected by diabase and dacite-rhyolite dikes. Rare boninitic dikes are generally steeply dipping ($\sim 80^\circ$), cut all other intrusive and extrusive rocks, and are quite fresh, suggesting they represent the latest stages of magmatism (Dilek et al., 2005).

2.3.2 The Western-type ophiolites

The stratigraphic sequence of the Western ophiolite massifs (Krabbi, Puka, Gomsique, Tropoja, Shenderbeu; Fig. 2-1B) is much thinner than that of the Eastern massifs, reaching 2-3 kilometers for the entire mantle and crustal section (Fraseri et al., 2009; Fig. 2-3 – segment a-b). Ultramafic cumulates are mostly absent in the Western ophiolite massifs, and occur as lherzolite, plagioclase lherzolite, harzburgite and dunite at the Moho transition (Nicolas et al., 1999). Lower crustal mafic facies consist of rare bodies 10s of meters in size composed of mafic cumulates (leucogabbro, ferro-gabbro, ferro-gabbro-norite and kaersutite gabbro, troctolite; Nicolas et al., 1999; this study) in sharp contact with mantle peridotite, or hosted by serpentized peridotite. Large sills and dikes of gabbro (100s of meters in size), locally have flaser textures, are commonly discontinuous and boudinaged along the mantle-crust transition. Boudinaged and discontinuous wehrlite intrusion lenses has been noted in isotropic gabbro bodies. The extrusive crustal sequence is up to 600-700 m thick and is composed of pillow lavas, minor sheet flows, hyaloclastic breccia and rare cogenetic dikes (Dilek et al., 2009; Figs. 2-2 & 2-3); all have tholeiitic geochemical affinities. The basalts occur mostly in the Puka and Krabbi massifs (Figs. 2-2 to 2-6) and are strongly amphibolitized (hornblende and actinolite) but rare relics of clinopyroxene are present. This contrasts with the lower greenschist facies alteration of the Eastern-type basalts. Radiolarian chert (5-20 m thick) of Bathonian age (Middle Jurassic) rests on the Western-type extrusive sequence (Kellici et al., 1993; Marcucci et al., 1994; Robertson and Shallo, 2000).

The contact between mantle and crustal rocks in Western-type ophiolite massifs is most commonly a structural boundary, the Mirdita Detachment System (MDS). A detailed description of the MDS is provided in the following section. This new information will be used to reconstruct the kinematics of the MDS and its inferred implications for the paleo-ridge orientation and position, and to evaluate existing geodynamic hypotheses.

Deformation fabrics in mantle peridotites of the Western-type Puka massif were documented by Nicolas et al. (1999; 2017). In the deepest (lowermost) parts of the mantle, fresh harzburgites have coarse-grained protogranular textures with 2-3 % clinopyroxene. Olivine shows irregular boundaries and tilt-walls formed at high-temperature asthenospheric conditions (1000-1200°C). This protogranular texture grades upwards into medium-temperature (~1000-1100°C) porphyroclastic textures, which show grain-size reduction and irregular grain boundaries; and then into low-temperature (<900°C) orthopyroxene-porphyroclastic textures (Nicolas et al., 1999). In the uppermost parts of the mantle sequence, mylonites to ultramylonites overprint the asthenospheric peridotites and form broad (up to ~400 meters wide) anastomosing shear zones containing plagioclase-amphibole-clinopyroxene-bearing harzburgite/lherzolite (corresponding to the lherzolite facies of Bortolotti et al., 2002; and the plagioclase-lherzolite facies of Nicolas et al., 1999) with minor gabbroic layers. These peridotitic mylonites and ultramylonites are locally in continuity with the fabric of the underlying low-T (<900°C) porphyroclastic peridotites. In the high-temperature mantle tectonites, the NE-SW striking mantle foliation (with a SW-plunging lineation), is marked by dislocation creep. Shear-sense deduced from the obliquity between shape and lattice fabrics in the mantle tectonites suggest a predominant top to the SW movement (Nicolas et al., 1999), interpreted to reflect ridge-related longitudinal mantle flow by Nicolas et al. (2017). They also suggested that the transition from protogranular high-temperature textures to low-temperature porphyroclastic textures reflects increasing strain, likely related to a rapid transition from ridge-parallel asthenospheric accretion to the exhumation of the oceanic mantle during ridge-transform (i.e., transverse in Nicolas et al., 2017) OCC shear detachment. Upward, in the low-temperature porphyroclastic peridotites, the mantle foliation is re-oriented into a NW-SE direction and hosts NW-plunging lineations (Nicolas et al., 1999; 2017), which has been interpreted to reflect ridge-transform detachment shearing. However, Maffione et al. (2015) argued that the peridotites of the Puka massif record a significant amount (~45°) of counterclockwise rotation, consistent with a west-directed tilting of an originally east-dipping MDS. This is in disagreement with Nicolas et al. (2017)'s model, proposing that exhumation of mantle occurs in a east-directed motion based on kinematics from mantle rocks.

2.4 The Mirdita Detachment System

The Mirdita Detachment System (MDS) was mapped, described, and sampled in the Puka-Mt. Terbuni (Fig. 2-4) and Gjegjani-Munella (Fig. 2- 5) areas of the Puka massif, and in the Mt. Kunora ë Dadhes area (Fig. 2-6) of the Krabbi massif. The field relationships, as well as the lithological and structural characteristics of the MDS are presented in the following sections. The MDS comprises high-temperature amphibolites marking ductile shear zones truncated by brittle-ductile shear zones and faults (marked by schists, serpentinites and/or cataclasites) and then by brittle high-angle normal faults. Footwall rocks to the MDS are usually mantle peridotites, rarely ultramafic cumulates (i.e., wehrlite). Hanging wall rocks consist of isotropic granular gabbro to microgabbro, volcanic rocks, and dikes of gabbro and diabase.

2.4.1 Puka-Mt. Terbuni section

One of the best exposures of the MDS can be seen along a section extending for approximately 5 km along road SH5, from ~1 km west of the town of Puka to Mt. Terbuni eastward (Figs. 2-2, 2-3A & 2-4). West of Puka, the MDS is a 400 metre-wide, ENE-WSW-striking zone of mylonitic to ultramylonitic plagioclase-amphibole-bearing mantle peridotites, amphibolites, and imbricated and folded gabbro injections (location #1 on Figs. 2-3 & 2-4A; Fig. 2-7A). This outcrop was identified as an extensional detachment by Nicolas et al. (2017) and belongs to the MDS deformation corridor as defined in this study. At this locality, the uppermost (in respect to crustal basalts and microgabbro) mylonitic mantle peridotites and amphibolites have a wide range of dips (from 10° to subvertical) as a result of subsequent folding. The mylonitic foliation has an average dip of ~30° to the WNW (Fig. 2-4B) and hosts centimetre- to decimeter-scale, concordant to discordant medium-grained (<1.5 mm) gabbroic injections (Fig. 2-7A). These injections contain high-temperature amphibole (40%), clinopyroxene relics (40%), plagioclase (20%, An₆₄₋₈₃), traces of magnetite, ilmenite and chlorite (Fig. 2-8A). The gabbroic injections locally grade into discrete gabbro and diabase dikes that crosscut the mylonitic foliation and which do not show much deformation, suggesting that dike emplacement was penecontemporaneous with the mylonitization of peridotites. These dikes, which we will refer to as type I Western massifs gabbro and diabase dikes henceforth (type I W-gabbro/diabase dikes on Fig. 2-4C), are commonly NW-striking, and dip moderately (~50-60°) towards the

NE (~N320; Fig. 2-4C). Similar dikes cut pillow basalts of the Western massifs (Fig. 2-7B). However, the

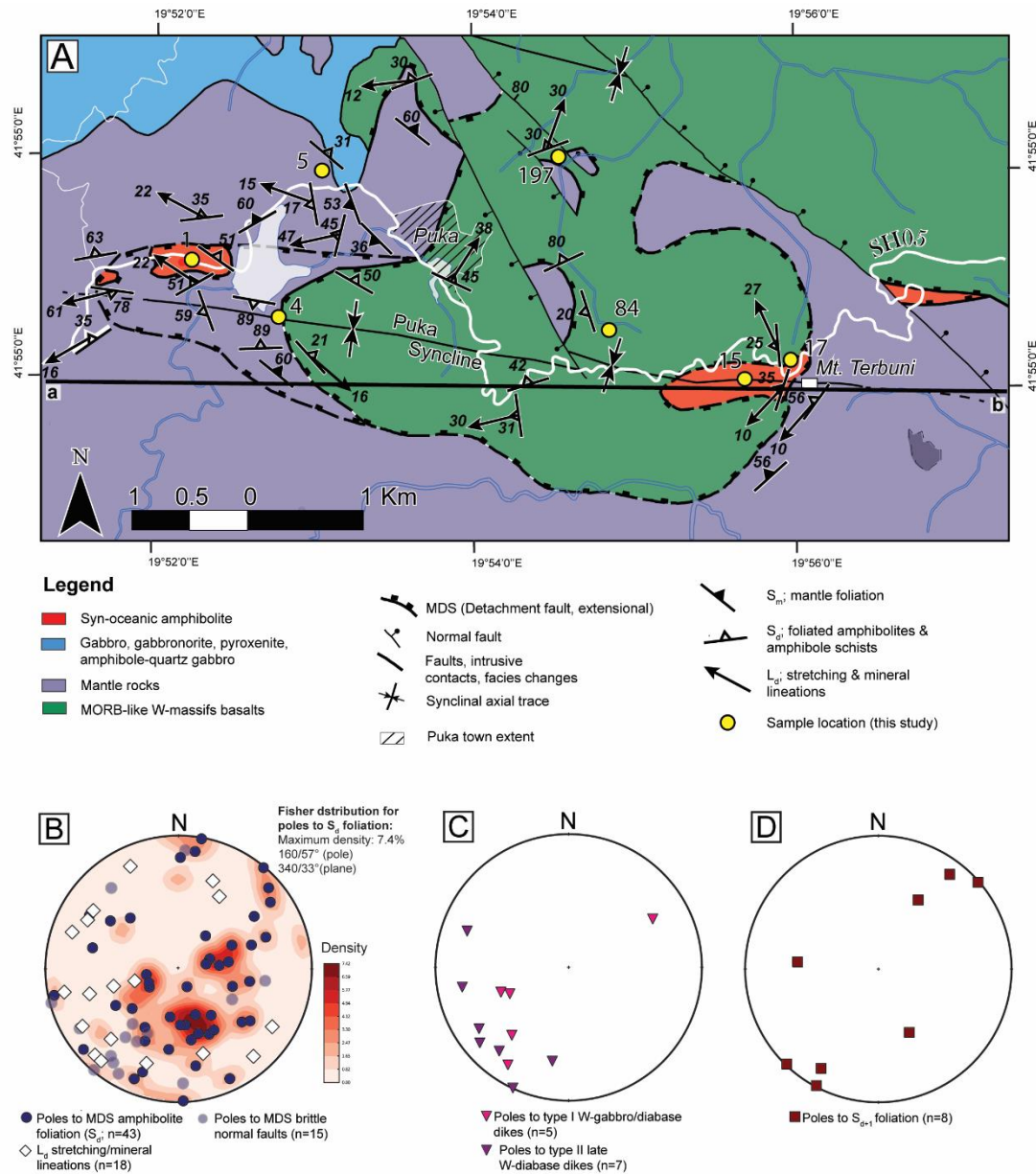


Figure 2-4. A) Local geological map of the town of Puka and Mt. Terbuni areas. Numbers refer to yellow dots on the map: #1, Fig. 7A; #84, Fig. 7B; #17, Fig. 7B; #5, Fig. 7D; #197, Fig. 7F; B) to D) Stereonet diagrams of structural data from Puka-Mt. Terbuni areas. Trace of 'ab' segment in cross-section from Figure 3.

type I dikes and the basalts of the Western massifs do not overlap geochemically (section 5.2.2 *Geochemical Analyses*). The type I gabbro and diabase dikes inject highly serpentinized peridotites of the Western massifs, and are commonly affected by a calc-silicate alteration and transformed into rodingite (Fig. 2-7D). Panels of serpentinized peridotite range from tens of meters to ~1 Kilometer in width and are generally separated by steep normal faults.

The peridotite-derived amphibolites exposed west of Puka contain relics of olivine, orthopyroxene (Fig. 2-8B) and clinopyroxene, consistent with the rocks having formed by the re-crystallisation and metamorphism (and/or metasomatism) of an originally anhydrous olivine-orthopyroxene-clinopyroxene-spinel assemblage (e.g., Nicolas et al., 1999). These amphibolites mark the ductile MDS. No unaltered plagioclase was observed, although it is a common mineral phase in these peridotite-derived amphibolites (Nicolas et al., 2017; this study).

In the Mt. Terbuni area (location #4 on Fig. 2-3A & #17 on Fig. 2-4A), the peridotite-derived amphibolites are similar to those of Puka, with a fine-grained (0.05 mm) matrix of $\leq 90\%$ euhedral Mg-hornblende and a few larger (0.5 mm) Mg-hornblende porphyroclasts (Fig. 2-8C), with trace amounts of magnetite, chlorite and spinel. A second type of amphibolite occurs along ductile shear zones of the MDS and are derived from type I gabbro and/or diabase dikes (Fig. 2-7C). They have a similar geochemical composition as compared to gabbro injections cutting the foliated amphibolites of the Puka area (see section 5.2.2 *Geochemical analyses*), indicative of the syn-kinematic origin of the gabbro bodies and dykes. The mylonitic foliation is marked by amphiboles, plagioclase and titanite ($\pm$ zircon). Prehnite and epidote are present both as crosscutting veins and replacement minerals after plagioclase.

At location #15 (Fig. 2-4A), peridotite-, gabbro- and basalt-derived amphibolites are imbricated, and are overlain by undeformed, greenschist-facies basalts (15-20 m thick). At this location, Western massifs basalt-derived amphibolites here are very fine-grained and contain green amphibole (< 0.05 mm; 60%) with clinopyroxene relics, plagioclase (< 0.01 mm, An₀₁₋₂₃; 40%), magnetite (10%), titanite (1-2%), and traces of pyrite and zircon (Fig. 2-8F). The peridotite-, gabbro- and basalt-derived amphibolites and schists of the Mt. Terbuni area are cut by younger diabase dikes containing fresh plagioclase laths and

ophitic clinopyroxene. These late diabase dikes of the Western massifs, referred to as type II dikes henceforth (i.e., type II late W-diabase dikes on Fig. 2-4C; Fig. 2-7C), cross-cut the type I granular gabbro and diabase dikes of the Western massifs. Late type II diabase dikes are generally NW-N-striking, and dip steeply (ca. 60-90°) towards the NE-E (Fig. 2-4C). Type II dikes have IAT geochemical signatures overlapping those of Eastern volcanic rocks rather than those of Western massifs volcanic rocks (section 2.5.2.2. Geochemical Analyses).

The main foliation (S_d on Figs. 2-4A & B) in the amphibolites and mylonites of the Puka and Mt. Terbuni areas is highly variable (striking East-West to North-South) as it is affected by subsequent folding (Fig. 2-7A). However, the average strike is N230 with a dip of 30-50° towards the NW. Such a trend is discordant to the NE-SW-striking asthenospheric foliation of the high-temperature porphyroclastic peridotites, but is concordant with the rotated NW-SE-striking low-T foliation of these rocks (Nicolas et al., 2017; see Fig. 2-4A). Asymmetric plagioclase and amphibole delta and sigma porphyroclasts and porphyroblasts (Figs. 2-7E & 2-8C) show dextral rotation senses suggesting E-SE directed reverse motion along the MDS in the Puka area, compatible with top to the E-SE shearing.

Brittle-ductile shear zones locally truncate the mylonites and create sharp contacts between footwall serpentinized ultramafic rocks and hangingwall crustal microgabbro and basalt (location #4 on Figs. 2-3A & 2-4A – segment a-b). Good exposures of late brittle-ductile faults of the MDS can be observed near Puka (locations #4 and #5 on Fig. 2-4A), where they are marked by actinolite-tremolite-talc schists, calc-silicate rocks, cataclasites and fault breccias (Figs. 2-7D & 2-8E). The schists strike N320° and dip moderately to shallowly (35-40°) towards the ESE (Fig. 2-4B). Crackle to matrix-supported fault breccias (Woodcock and Mort, 2008) are locally found in the footwall serpentinized peridotite of these brittle-ductile shear zones, where competent blocks (0.5-1 m in diameter) of massive serpentinite in a network of fractures mark the base of the damage zone related to the brittle-ductile detachment. As the zone of maximal strain (i.e., schists and mylonite of serpentinite-talc-tremolite-chlorite) is approached, serpentinites gradually develop scaly fabrics.

Actinolite-tremolite-talc-bearing schists contain millimeter to centimeter sized angular to sub-angular clasts of high-temperature peridotite and gabbro-derived amphibolites, serpentinites, fragmented prehnite veins and individual crystals (i.e., clinopyroxene, amphibole) in a matrix composed of fibrous

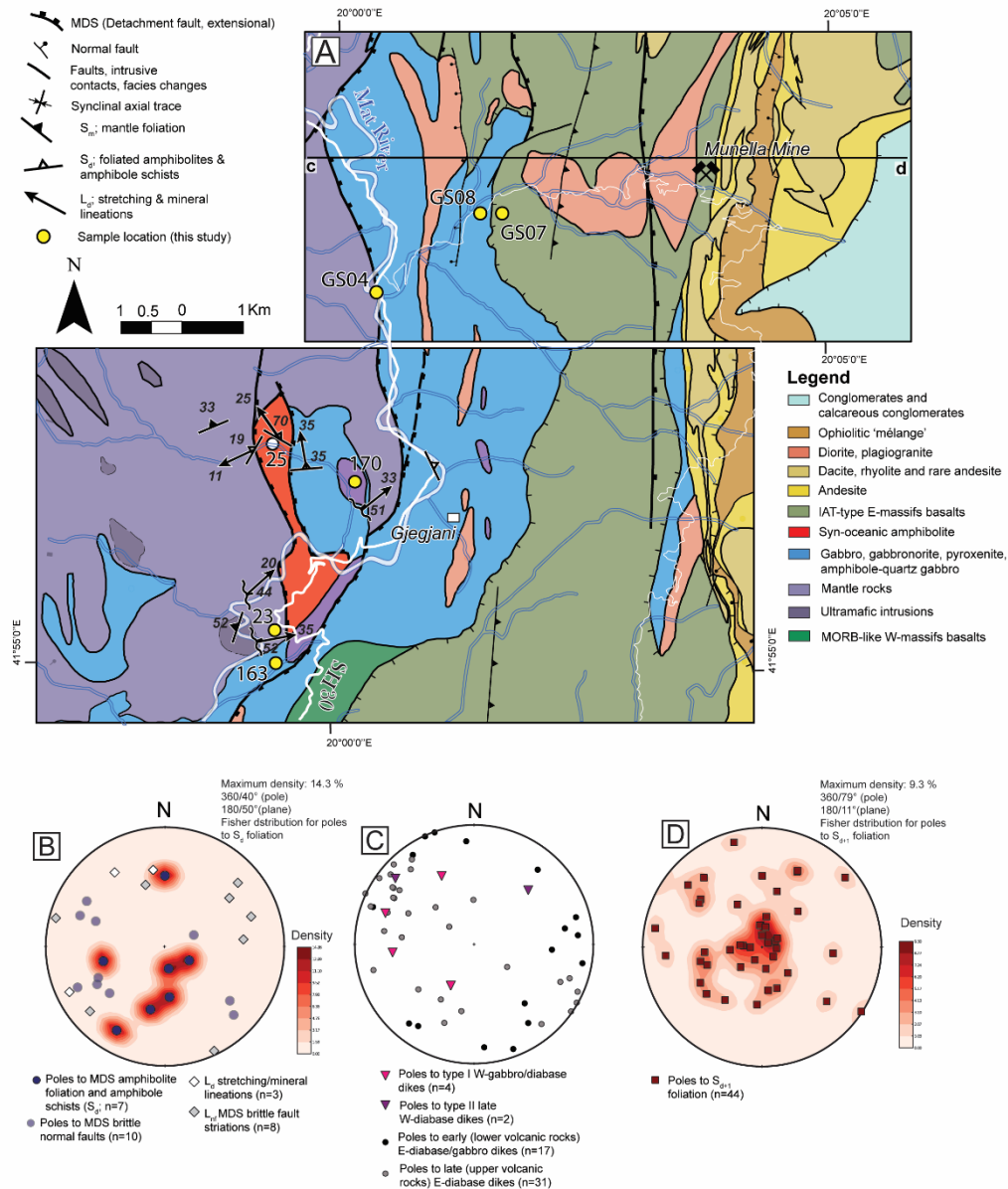


Figure 2-5. A) Local geological map of Gjegjani and Munella areas. Trace of segment 'cd' of cross-section from Figure 3 is shown. B) to D) Stereonet diagrams of structural data from Gjegjani and Munella areas.

actinolite-tremolite-talc (Fig. 2-8E). Mylonitic shear bands (1-2 mm thick) develop along higher-strain planes in the schists. Locally, the amphibolite clasts contain shear bands of comminuted minerals forming cataclasite (Fig. 2-8E). Above the fibrous actinolite-tremolite-talc schists, ophicalcite breccia contains angular clasts of serpentinite in a carbonate-rich matrix. Brecciated serpentinites of the MDS locally float in a fine-grained basaltic matrix, suggesting late injection of dikes into the altered and deformed fault rocks of the MDS.

These brittle-ductile shear zones are themselves truncated by high-angle normal faults (Figs. 2-4A, 2-7D & 2-7F), which we interpret as due to late brittle fault increments of the MDS. These faults strike NW-SE (N300-320°; Fig. 4A) and dip steeply (~c. 65°) to the NE. Some of these faults are NE-striking, and might represent either conjugate faults to the NW-SE striking set, or late post-obduction faults. One of the best exposures of the high-angle normal faults is located at the northern edge of Puka (location #197 on Fig. 2-4A), but similar high-angle normal faults were also observed in the Mt. Terbuni area. In the Puka area, the late faults are marked by cataclasite and breccias containing angular to rounded clasts in an aphanitic matrix of crushed minerals. Millimeter to centimeter-scale clasts in the fault are made up of amphibolite, serpentinite, as well as discrete crystals of pyroxene, olivine, calcite and epidote. Fragments of microbreccia are also present, indicating progressive and incremental brecciation during faulting. The matrix is made up of the same crushed material.

A late spaced axial planar fracture cleavage (Fig. 2-7A) generally strikes NW-SE (080-150/10-60°; Figs. 2-4D) and dips shallowly to moderately to the NE. This late cleavage could be related to deformation and rotation coeval to MDS formation, or to deformation during the collisional stages of the Alpine orogeny.

2.4.2 The Gjegjani-Munella section

The Gjegjani-Munella section (segment 'cd' on Fig. 2-3B; Fig. 2-5A), along the eastern edge of the Puka massif, is a 9 km-long East-West trending section across the boundary between the Western and Eastern massifs. The Gjegjani segment (Fig. 2-5A) is a 3 km-long section following the Fan River, west of its intersection with road SH30, and consists of mantle peridotites cut by wehrlite and gabbro, isotropic

crustal gabbro injected by type I and II dikes, all locally unconformably overlain by unaltered basalts with

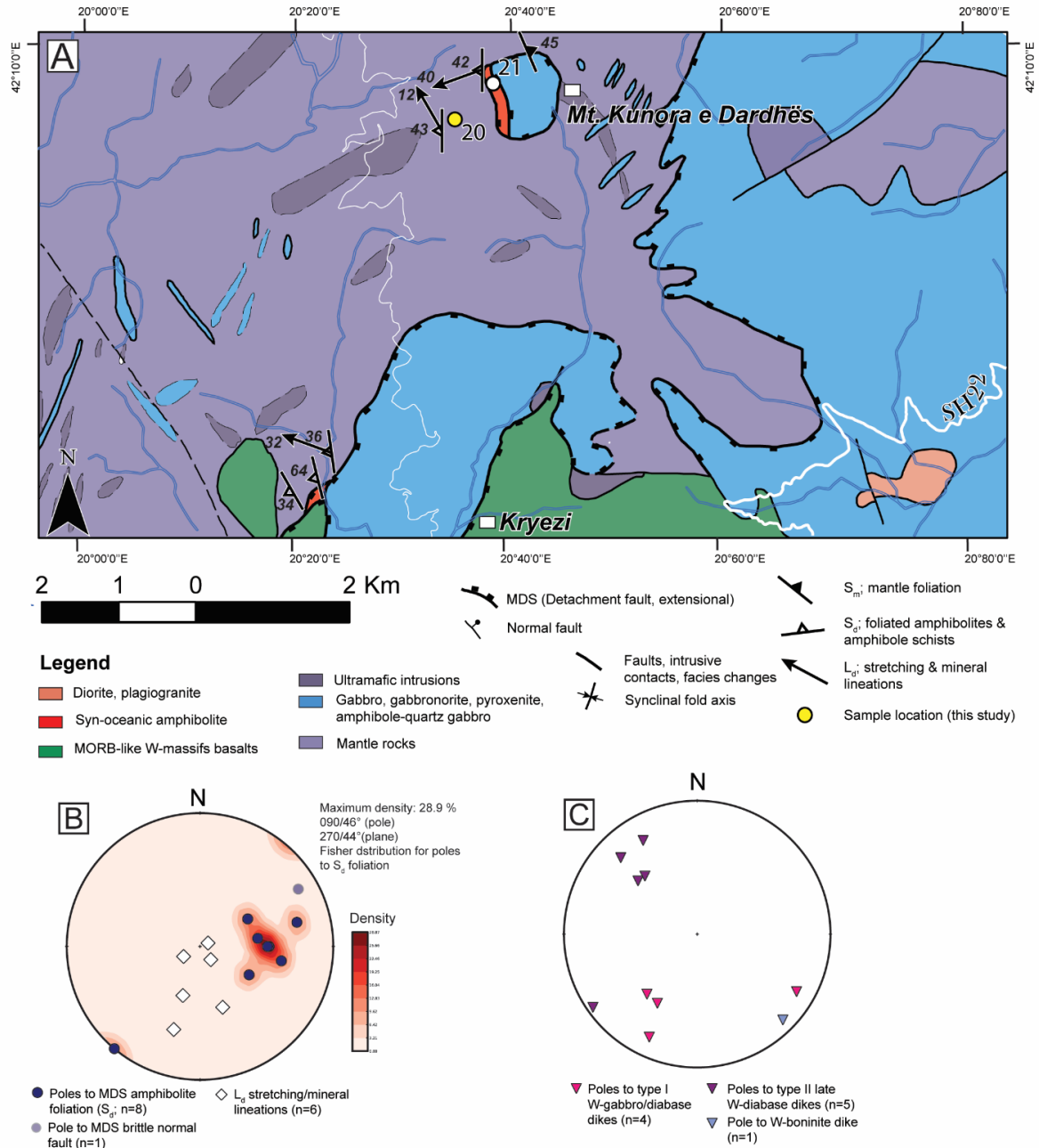


Figure 2-6. A) Local geological map of Mt. Kunora e Dardhës area. B to D) Stereonet diagrams of structural data from Mt. Kunora e Dardhës area.

Eastern-type affinities (Fig. A.1.A, *Annexe A*). The Munella road segment (Fig. 2-5A) extends eastward for ~6 kms from the intersection with road SH30 towards the site of the Munella mine. It exposes lithologies attributed to the Eastern massif crustal sequence and consists mainly of hydrothermally altered isotropic gabbro, cut by diabase dike swarms. Locally, these dikes form a sheeted dike complex of the lower volcanic unit (Fig. 2-3 – profile c-d; Fig. A.1.B to D, *Annexe A*), injecting the isotropic gabbro. The dikes and sheeted dike complex have geochemical affinities overlapping those of Eastern massifs IAT lower volcanic rocks. The lower volcanic unit generally unconformably overlies the hydrothermally altered isotropic gabbro (Fig. 2-9D). These rocks are then cut by younger diabase, andesite to rhyolite dikes of IAT affinities, possibly representing the feeder dikes of the upper volcanic unit.

High-temperature ductile shear zones of the MDS are well exposed along the Gjegjani segment (Fig. 2-5A), where peridotite-derived amphibolites and mylonites (<0.1 mm) are imbricated with medium-grained (0.25 mm) gabbro-derived amphibolites (Fig. 2-9A). Peridotite-derived amphibolites are similar to those described in the Puka area, and contain Mg-hornblende (70%), plagioclase (20%), magnetite (5%) and pyrite/pyrrhotite overprinting primary olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and Cr-spinel. The primary mineral assemblage and secondary Mg-hornblende and plagioclase assemblage are overprinted by late fibrous actinolite/tremolite and serpentine. Gabbro-derived amphibolites are coarser-grained and contain Mg-hornblende (<0.25 mm; 50%), plagioclase (<0.25 mm; 40%), relic clinopyroxene phenocrysts (<0.5 mm; 5%), titanite (1-2%), magnetite/ilmenite (3%) and trace amounts of zircon and pyrite. Plagioclase can form porphyroclasts up to 1.5 mm in diameter, and up to 20% clinopyroxene is preserved along foliation planes in the gabbro-derived amphibolites. As in the Puka area, peridotite- and gabbro-derived amphibolites are cut by numerous type I granular gabbro and diabase dikes, that are geochemically similar to the gabbro-derived amphibolites (section 5. *Geochemistry and Geochronology*). These dikes transition into and feed bodies of isotropic gabbro that can be a few hundreds of meters thick (<300 m; Fig. 2-3 – profile a-b; Fig. A.1.F; *Annexe A*). The dikes show chlorite ‘black-wall’ alteration when cutting serpentinites, and contain radial chlorite and talc. In the Gjegjani area, these dikes strike N-NE (355 to 065°) and dip moderately to steeply (60°) east or southeast. The amphibolites and type I dikes are cut by veins and veinlets of chlorite, prehnite and epidote.

The peridotite- and gabbro-derived amphibolites along the Gjegjani segment define shallowly to moderately (30-45°) W-NW-dipping ductile shear zones. Kinematic indicators (i.e., rotated amphiboles and

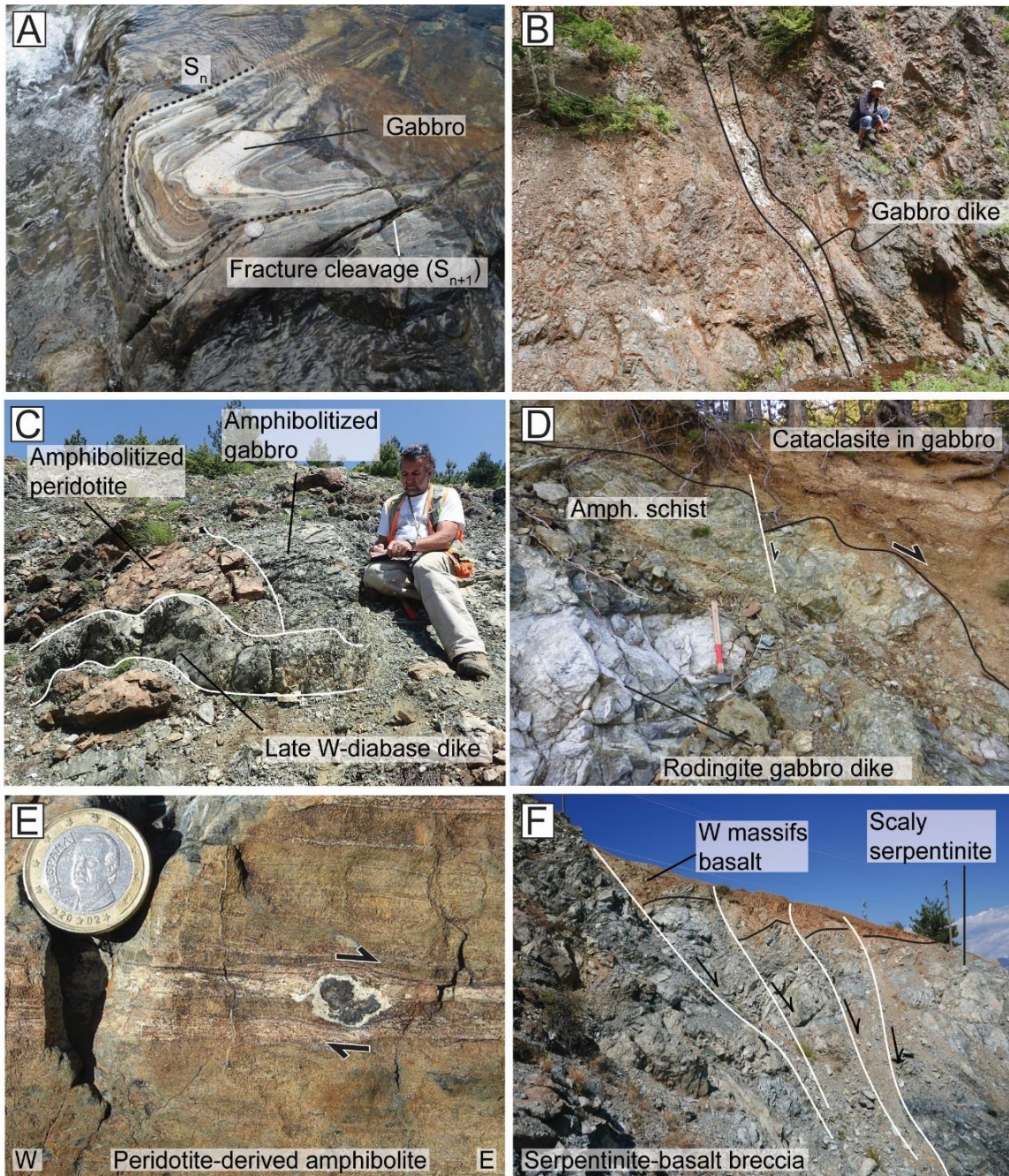
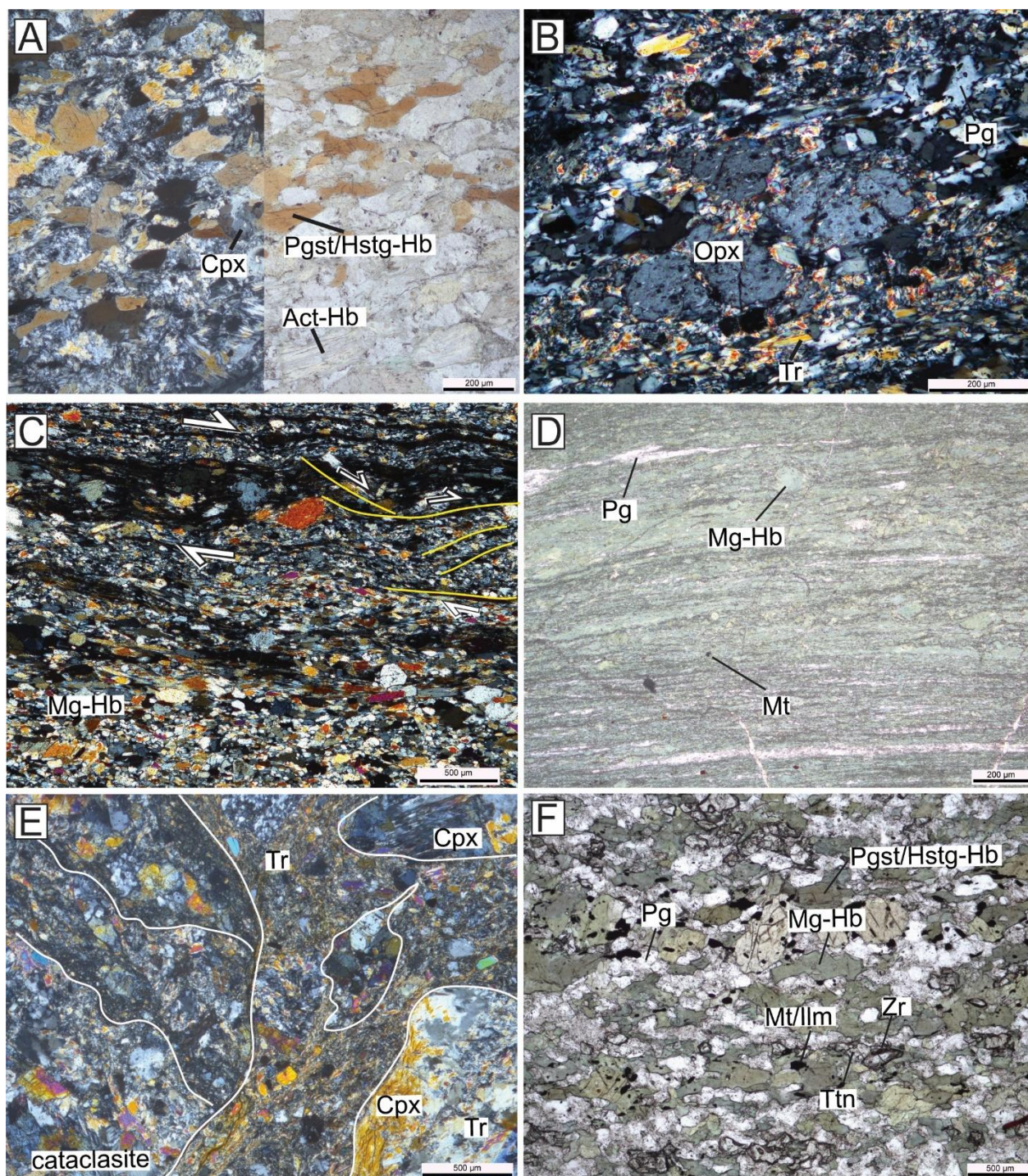


Figure 2-7. Field photos of Western-type ophiolite lithological units. A) Amphibolitized peridotite, with foliation-concordant (S_n) gabbro injections (whitish layers). A secondary cleavage (S_{n+1}) might be axial planar to late folding. B) Western massif pillow basalts, injected by a dike with Western-type geochemical affinity. C) Amphibolitized peridotite injected by amphibolitized gabbros and both cut by later diabase dikes which have also been amphibolitized but escaped most deformation. D) Crackle breccia serpentinite, in the footwall of brittle-ductile detachment faults, with amphibole schists marking a sheared contact with hanging wall microgabbro and Western massif basalts. Rodingitized gabbro dikes injected into the serpentinite crackle breccia. E) Amphibole porphyroblast with plagioclase rim from peridotite-derived amphibolite, suggestive of dextral rotation (from W to E) compatible with top to the E motion. F) Serpentinites in uncomformable contact with Western massifs basalts. The contact is off-set by numerous normal brittle faults possibly related to the latest deformation increments of the MDS.

plagioclase aggregates; Fig. A.2.E, *Annexe A*) are suggestive of reverse motion, with top to the ESE; similar to amphibolites from the Puka area. In the Gjeggjani segment the MDS is cut by meter-wide normal faults (Fig. 2-9B), which bring deep parts of the unaltered to variably serpentinitized mantle peridotites in the footwall in contact with peridotite-derived amphibolites in the hangingwall. These faults define a conjugate set striking NW and NE dipping moderately to steeply ($\sim 50-70^\circ$; Fig. 2-5B) respectively. These faults are interpreted as the result of late extensional increments during the brittle-ductile stage of the MDS.

At the eastern edge of the Gjeggjani segment (Fig. 2-5A), type II diabase dikes, oriented N-S to NE-SW ($N050/60^\circ SE$), cross-cut the ultramafic rocks of the Puka massif and the MDS detachment-related structures. These dikes transition into bodies of isotropic gabbro (2 km wide) which directly overlie the peridotite of the Puka massif (Fig. A.1.F, *Annexe A*). Where observed, the contact between isotropic gabbro bodies and peridotites is tectonic (Fig. 2-9C) although we cannot exclude an originally intrusive relationship as shown by type II dikes cutting the peridotite (Fig. A.1.C & D; *Annexe A*). The isotropic gabbro bodies are well-exposed along the western edge of the Munella road segment (Fig. 2-5A), in the hanging wall of the MDS

Figure 2-8. Photomicrographs of MSD-related textures. A) Brown amphibole, actinolite, plagioclase, chlorite in gabbro injected along the high-T MDS, just outside of Puka township. Left half of photomicrograph in XPL, right half in PPL. B) Peridotite-derived amphibolite with remnants of orthopyroxene and olivine re-crystallized to plagioclase-hornblende and overprinting actinolite. Photomicrograph in XPL. C) Gabbro-derived amphibolite, with coarser hornblende porphyroclasts along shear bands of ground minerals. Photomicrograph in XPL. D) Western massif basalt-derived amphibolite with differentiated plagioclase and euhedral magnetite. Veinlets of calcite-albite cut the main foliation (S_n). Photomicrograph in PPL. E) Tremolite-talc schist with clasts of amphibolite clasts. The clasts locally contain shear bands. Photomicrograph in XPL. F) Amphibolite from Mt. Kunora ė Dardhes with layered amphibole, plagioclase, titanite and zircon. Darker brown amphibole cores are remnants of high-temperature magnesio-hastingsite, which are replaced by green magnesio-hornblende. Photomicrograph in PPL. Act, actinolite; Cpx, clinopyroxene; Mg-Hb, magnesio-hornblende; Mt, magnetite; Opx, orthopyroxene; Pg, plagioclase; Pgs/Hstg-Hb, pargasitic/hastingsitic-hornblende; Tr, tremolite; Ttn, titanite; Zr, zircon.



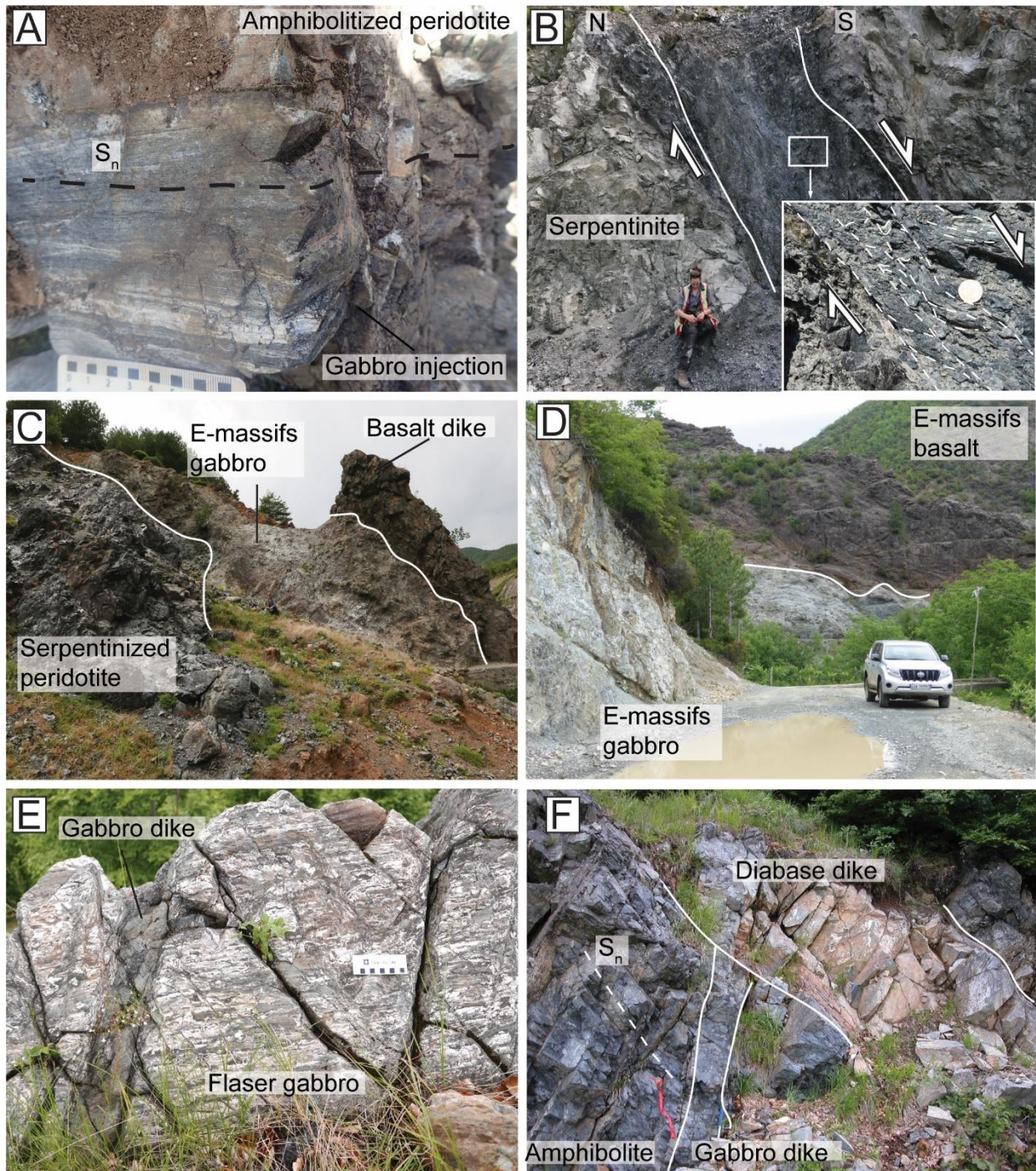


Figure 2-9. Field photos of Western to Eastern-type ophiolite transition lithologies. A) Western massif gabbro injected along foliation in amphibolitized mantle rocks from Gegjani area. B) Ductile to brittle serpentinite shear zone which juxtaposes amphibolitized and serpentinitized mantle peridotites with only slightly altered (i.e., serpentinite) mantle peridotite. C) Diabase dikes injecting isotropic hydrothermally altered gabbro. D) Eastern massif hydrothermally altered gabbro, unconformably overlain by Eastern massif basalts. E) Flaser gabbro cut by a late boninitic gabbroic dike. The flaser texture is concordant to detachment shearing. F) Gabbro-derived amphibolite cut by an amphibolite dike (both of Western-type affinity), both of which are cut by a late diabase dike with Eastern-type affinity.

Along the western edge of the Munella road segment, isotropic gabbro is continuously exposed over 2 km (Fig. 2-5A). It shows a highly brecciated aspect with extensive stockworks of epidote-prehnite-albite veins, and is cut by numerous diabase dikes similar to those of the nearby sheeted dike complex (Sauvé, 2020). These dikes have geochemical IAT affinities, are attributed to the lower volcanic units (Sauvé, 2020; Hoxha et al., 2005) and trend NNE-SSW (Sauvé, 2020; Fig. 2-5C). They likely represent feeders for the overlying massive and pillowed basalts of the lower volcanic units (e.g., Hoxha et al., 2005; Dilek et al., 2008), which are only slightly altered (i.e., chlorite overprint of pyroxene, saussurite alteration of plagioclase). All of these rocks, including the syn-volcanic diabasic feeder dikes, are then cut by younger, unaltered basaltic and diabase dikes striking NE-SW (Figs. 2-5C & 2-9C). These younger dikes may evolve into more felsic dykes, that could represent feeders to the more evolved upper andesitic to rhyolitic volcanic rocks (Fig. A.1.E; Annexe A). Still-younger dikes with boninitic affinities cut the crustal sequences from the Eastern massifs described above, and are mostly ENE-striking and steeply dipping (Dilek et al., 2007; Sauvé, 2020).

Finally, two sets of NW-SE and N-S striking brittle faults, tentatively attributed to the Alpine orogeny (e.g., Dilek et al., 2007; Sauvé, 2020), affect all the lithologies of the Munella road segment.

2.4.3 The Kunora ë Dardhës section

The Kunora ë Dardhës section is located on the eastern flank of the Krabbi massif (Figs. 2-2 & 2-6A). The lithological assemblage exposed along a 1.5 km EW-striking transect comprises mantle peridotites, peridotite- and gabbro-derived amphibolites, all injected by type I granular gabbro and diabase dikes, and then cut by younger type II diabase dikes.

As the mantle-crust transition is approached in this section, peridotite- and gabbro-derived amphibolites of the MDS appear. Peridotite-derived amphibolites are mylonitic with a very fine-grained matrix (<0.1 mm) composed of Mg-hornblende, plagioclase, relics of primary olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and Cr-spinel, all overprinted by secondary fibrous amphibole and talc. Gabbro-derived amphibolites are fine-grained (<1 mm grain size) and contain Mg-hornblende (55%), plagioclase (45%), traces of magnetite, zircon, titanite and relics of brown pargasitic to hastingsitic Mg-hornblende and locally clinopyroxene (Fig. 2-8F). They are cut by veins of quartz-prehnite-chlorite. The peridotite-derived amphibolites are imbricated with flaser textured gabbro (Fig. 2-9E), suggesting plastic deformation near the Moho (e.g., Nicolas et al., 1999). In the flaser gabbro, the foliation is marked by alignment of segregated layers (<1 mm) of amphibole-titanite $\pm$ zircon and plagioclase, and trace amounts of magnetite/ilmenite, pyrite. Foliations in MDS peridotite- and gabbro-derived amphibolites strike N180 and dip moderately (40-50°) to the WNW. Layering in flaser gabbro is concordant to the foliated amphibolites. Rotated amphiboles (Fig. A.2.B, Annexe A) in gabbro-derived amphibolites suggest top to the E-SE sense of shear, concordant with motion along the MDS shear zones of the Puka and Gjegjani areas.

Flaser gabbro and amphibolites of the Kunora ë Dardhës area are cut by two types of dikes (Fig. 2-9F), (1) type I granular gabbro to diabase dikes; and (2) type II late diabase dikes with slightly more enriched LREE compared to type I dikes (see section 5.2.2 *Geochemical Analyses*). Type I granular gabbro-diabase dikes are fine-grained (<0.5 mm) and contain amphibole (>75%), plagioclase (<20%), relics of clinopyroxene, and overprinting chlorite. The amphiboles replace clinopyroxene, and form finer subgrains showing a mosaic texture around pyroxene relics. Plagioclase form laths in diabasic dikes, whereas in granular gabbro dikes, they are tabular. On average, these dikes generally strike WNW-ESE and dip moderately to steeply (50-75°; Fig. 2-6C).

Type II late diabase dikes preserve primary magmatic laths of plagioclase (45%; <0.5 mm) and clinopyroxene (55%; <0.5 mm). Plagioclase is commonly replaced by albite, prehnite and epidote whereas clinopyroxene is replaced by amphibole and chlorite. The late diabase dikes strike NE and dip moderately to steeply (50-70°) to the SE (Fig. 2-6C).

Even later dikes (Fig. 2-9E) cut all previously mentioned lithologies in the Kunora ë Dardhës area. These contain clinopyroxene phenocrysts (30%; <2 mm) in a fine-grained clinopyroxene-rich matrix (60%; <0.1 mm). They generally have boninitic affinities (section 5.2.2 *Geochemical Analyses*). One such dike strikes SE and dips steeply to the SW (SE225/80°SW; Fig. 2-6C). Similar, rare, ENE-WSW-striking dikes were described along the Munella segment by Sauvé (2020).

2.4.4 Structural summary

The Mirdita Detachment System (MDS) is an anastomosing and composite extensional structure (~400 m maximal width) characterized by early ductile and later brittle-ductile to brittle deformation increments. Shear zones and related normal faults of the MDS separate mantle peridotite and crustal rocks (i.e., gabbro and volcanic rocks) in the Western massifs; but the broader structure of the MDS marks the structural transition between Western massifs in the footwall and Eastern massifs in the hangingwall. Our structural investigations in the Puka, Gjeggjani-Munella and Kunora ë Dardh  s area (Figs. 2-4 to 2-6) suggest that this structural boundary is a folded and faulted detachment that originally dipped eastward. This detachment separates assemblages with a distinctive non-Penrose pseudo-stratigraphy in the Western-type, from those with a well-developed Penrose pseudo-stratigraphy in the Eastern-type.

In their study of the Puka area, Nicolas et al. (2017) proposed that the transition from high-temperature asthenospheric fabrics to lower-temperature porphyroclastic mantle textures (Fig. 2-4B) indicated a change in deformation mechanisms. This progression, extending further to harzburgite- and amphibole-plagioclase-clinopyroxene-mylonites (location #1 on Fig. 2-3; Fig. 2-7A), may represent a shift from asthenospheric flow to detachment faulting initiated along the Moho transition zone. Type I dikes and bodies of granular gabbro and diabase intrude the mantle tectonites in the footwall of the MDS, and all are overprinted by high-temperature, ductile fabrics and by development of replacement amphibolites (e.g., Puka area; location #1 on Fig. 2-4A). These field relationships suggest that type I dikes and gabbro bodies rocks are contemporaneous with the early increments of the MDS, since some of the type I dike cut the MDS amphibolites at an angle to the foliation. Moreover, ductile shear bands of the MDS locally overprint the Western basalts, suggesting the latter may represent rider blocks (e.g., Whitney et al., 2013) of a former

oceanic crust preserved in the hangingwall of the MDS (e.g., Terbuni Mt.; locations #15 & #17 on Fig. 2-4A).

The structures of the MDS show a continuum of deformation and metamorphism along the same networks of shear zones. Ductile high-temperature amphibolites derived from peridotite-, gabbro- and volcanic rocks, are overprinted by brittle-ductile E-NE-dipping actinolite-tremolite-talc schists, which in turn, are cut by brittle NNE-dipping normal faults. In the Puka area, high-T amphibolites of the MDS have a general shallow to moderate ($\sim 30^\circ$) dip to the W-NW but their orientation show much scatter, ranging from East- to North-dipping (Figs. 2-4B, 2-5B & 2-6B). Asymmetric shear-sense indicators (i.e., amphiboles and plagioclase porphyroblasts and aggregates) are rotated along the westerly-dipping foliation planes and show apparent reverse motion. However, this does not represent the original orientation of the shear zones, as there has been subsequent folding during obduction and/or the Alpine orogeny (Fig. 2-7A). The progressive rotation of the MDS itself during mantle exhumation and formation of the oceanic detachment is also possible (e.g., Maffione et al., 2013; Nicolas et al., 2017) as documented in modern oceanic core complexes (e.g., Escartín et al., 2003; Smith et al., 2008). The overall sense of motion along the MDS structures and transition between the Western and Eastern massifs is thus a normal-sense extensional boundary which is expressed as a downthrown ESE-dipping ophiolitic block. The shear sense indicators suggest top-to-the ESE direction, consistent with hangingwall motion to the east. The relationship between westerly-dipping, high-temperature amphibolite shear zones of the MDS and superimposed increments of northeast to east-dipping amphibole schists and high-angle normal faults suggest progressive exhumation and west-southwest rotation. We propose that ductile shear zones originated at greater depths within the MDS, as suggested by presence of flaser gabbro, peridotite- and gabbro-derived amphibolites, and migrated upward along lower-temperature increments of the detachment system.

The latest, brittle increments of the MDS affect the isotropic gabbro unit that delineates the boundary between the Western- and Eastern-type ophiolites. Furthermore, this gabbro are strongly hydrothermalized and their geochemical affinities are similar to IAT Eastern massifs volcanic rocks, suggestive that they may represent magmatic pulses connecting OCC stages in the Western-type massifs with the transition to the Eastern-type crust.

2.5 Geochemistry and Geochronology

Whole-rock major and trace element geochemistry, electron probe analysis of key minerals, and U-Pb dating were combined to clarify how and when the lithological assemblages of the Western and Eastern massifs developed and juxtaposed.

2.5.1 Methodology

Electron Probe Micro Analysis (EPMA). EPMA analyses were conducted on minerals from MDS amphibolites and fault rocks. Analyses were focused on mineral assemblages from distinct ductile to brittle-ductile extensional faults of the Western massifs and the broader structural boundary that marks the contact between the Western- and Eastern-type ophiolitic massifs. Minerals were analysed using a 5 WDS CAMECA SX – 100 electron microprobe at *Université Laval* (Québec city). All analytical data are given in Tables B.1 to B.4 (*Annexe B*). Analytical conditions for all minerals were 15 keV and 20 nA, with counting time of 10 to 30 s on peak and 0 to 10 s on background. The mineral formulae of amphiboles were determined using Probe-Amph excel sheet (Tindle and Webb, 1994). Temperatures of amphiboles ($\pm 22^{\circ}\text{C}$) were calculated using the method of Ridolfi and Renzulli's (2012).

Geochemical analyses. 139 rock samples from both the Western and Eastern massifs crustal rocks were analysed for major and trace elements at Activation Laboratories Ltd. in Lancaster, Ontario. Geochemical analyses were obtained by the FUS-ICP and FUS-MS methods using a Varian Vista 735 ICP or a Thermo ICAP 6500 ICP, by the TD-ICP method using an Agilent 735 ICP (see Hoffman, 1992, for a detailed description of analytical methods). Major and minor oxides (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , and P_2O_5) and trace elements such as Sc, Be and V were analyzed by the FUS-ICP method, whereas Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, In, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U and REE were analyzed by the FUS-MS method. All results are reported in Table C-1 (*Annexe C*).

U-Pb dating. Zircon was analyzed using the CA-TIMS method at the Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (University of British Columbia, UBC) and at Geotop (Université du Québec à Montréal). Titanite was analyzed by CA-TIMS method at Geotop. For analyses conducted at Université du Québec à Montréal, a similar procedure was followed to those outlined by Davies et al. (2021) for zircons, and Schoene et al. (2006) for titanites. For analyses conducted on zircon at the University of British Columbia, a procedure modified from Mundil et al. (2004), Mattinson (2005) and Scoates and Friedman (2008) was followed. CA-TIMS procedures are described in more detail in *Annexe E*. Analytical results for the four samples are provided in Tables E-1 (*Annexe E*).

2.5.2 Results

2.5.2.1 Mineral Chemistry

Electron probe micro-analyses (EPMA) were conducted on the mineral assemblages of MDS amphibolites (ultramafic- and mafic-derived), and on representative gabbro, diabase and basalt facies from both the Western and Eastern massifs (Fig. 2-10A).

All analyzed amphiboles belong to the calcic group, and show a wide variety of compositions. Peridotite-derived amphibolites of the MDS contain brown Mg-hastingsite/pargasite and Mg-hornblende ($Mg\# > 91$), that is re-crystallized into dark green Mg-hornblende ($Mg\# = > 96$) and then to fibrous tremolite and actinolite ($95 < Mg\# < 97$). One augitic clinopyroxene relic ($Wo_{28}En_{68}Fs_4$; $Wo = 100 * Ca / (Ca + Mg + Fe_{tot})$; $En = 100 * Mg / (Ca + Mg + Fe_{tot})$; $Fs = Fe_{tot} / (Ca + Mg + Fe_{tot})$) and one enstatitic orthopyroxene relic ($Wo_{0.6}En_{89}Wo_{11}$) were analyzed in peridotite-derived amphibolite.

Type I granular gabbro dikes and sills of gabbro injecting the peridotites of the Western massifs contain brown Mg-hastingsite/pargasite ($Mg\# 63-94$) which is recrystallized into green Mg-hornblende ($Mg\# < 61$) and actinolite ($Mg\# 74-83$). Granular gabbro dikes from the Western massifs contain mostly

tabular diopsidic clinopyroxene (Mg# 90-98; Wo 46-56; En 36-40; Fs 8-18) but some augite grains were also analyzed (Mg# 90-100; Wo 25-33; En 44-54; Fs 13-32).

Gabbro-derived amphibolites have relics of Mg-hastingsite/pargasite (Mg# 58-96) ubiquitously overprinted by green Mg-hornblende (Mg# 64-76) and actinolite (Mg# 70-86). These amphibolites contain relics of diopside (Mg# 88-96; Wo 46-50; En 36-45; Fs 8-16) and rare augite (Mg# 98-100; Wo 34-42; En 39-41; Fs 19-24). Plagioclase in the dikes, gabbro layers and gabbro-derived amphibolites from the Western massifs has a wide range of compositions from bytownite to pure albite (An 15-83), suggesting that magmatic Ca-plagioclase was recrystallized during hydrothermal metamorphism.

Actinolite-tremolite-talc schists are composed of a fibrous actinolite/tremolite (Mg# 89-100) matrix, overprinting the ultramafic and mafic protoliths. Some Mg-hornblende relics (Mg# 85-87) were analyzed in the amphibole schists, and are overprinted by fibrous amphiboles.

Type II late diabase dikes cutting Western massifs contain Mg-hornblende (Mg# 61-71), overprinted by actinolite (Mg# 57-67). Clinopyroxene relics are diopside to augite (Mg# 88-91; Wo 38-50; En 37-41; Fs 9-21). Rare primary plagioclase is labradorite (An 55) but most grains are replaced by albite (An < 10).

Basalts from the Western massifs are ubiquitously amphibolitized and contain Mg-hornblende (Mg# 50-56), whereas plagioclase are recrystallized to epidote. Basalt-derived amphibolites of the MDS contain Mg-hornblende (Mg# 72-83) to actinolite (Mg# 70-73) and albitic plagioclase (An 0-24). Presence of ubiquitous Mg-hornblende in Western-type basalts and derived-amphibolites suggests these were metamorphosed up to amphibolite facies.

Minerals from Eastern massif basalts (i.e., lower volcanic unit) were analyzed for comparison. These basalts mostly preserve their primary augite (Mg# 90-95; Wo 34-43; En 46-54; Fs 6-15) commonly partly re-crystallized to chlorite, prehnite and epidote. Rare amphiboles are actinolite. Plagioclase relics are

andesine to bytownite (An 43-74), mostly re-crystallized to secondary albite (An < 2). Mineral assemblage in Eastern-type basalts suggests these were metamorphosed up to greenschist facies.

In summary, Western massif basalts show ubiquitous metamorphic amphibole overprint of clinopyroxene, whereas Eastern basalts mostly preserve primary magmatic clinopyroxene. A continuum of amphibole crystallization is preserved in MDS amphibolites and type I Western massifs granular gabbro and diabase dikes, transitioning from high-temperature, brown, Mg-hastingsite/pargasite, to re-crystallized Mg-hornblende, and ultimately to actinolite (Fig. 2-10). Type II diabase dikes mostly escaped metamorphism and alteration related to the MDS, and mostly preserve Mg-hornblende, that is partly overprinted by actinolite.

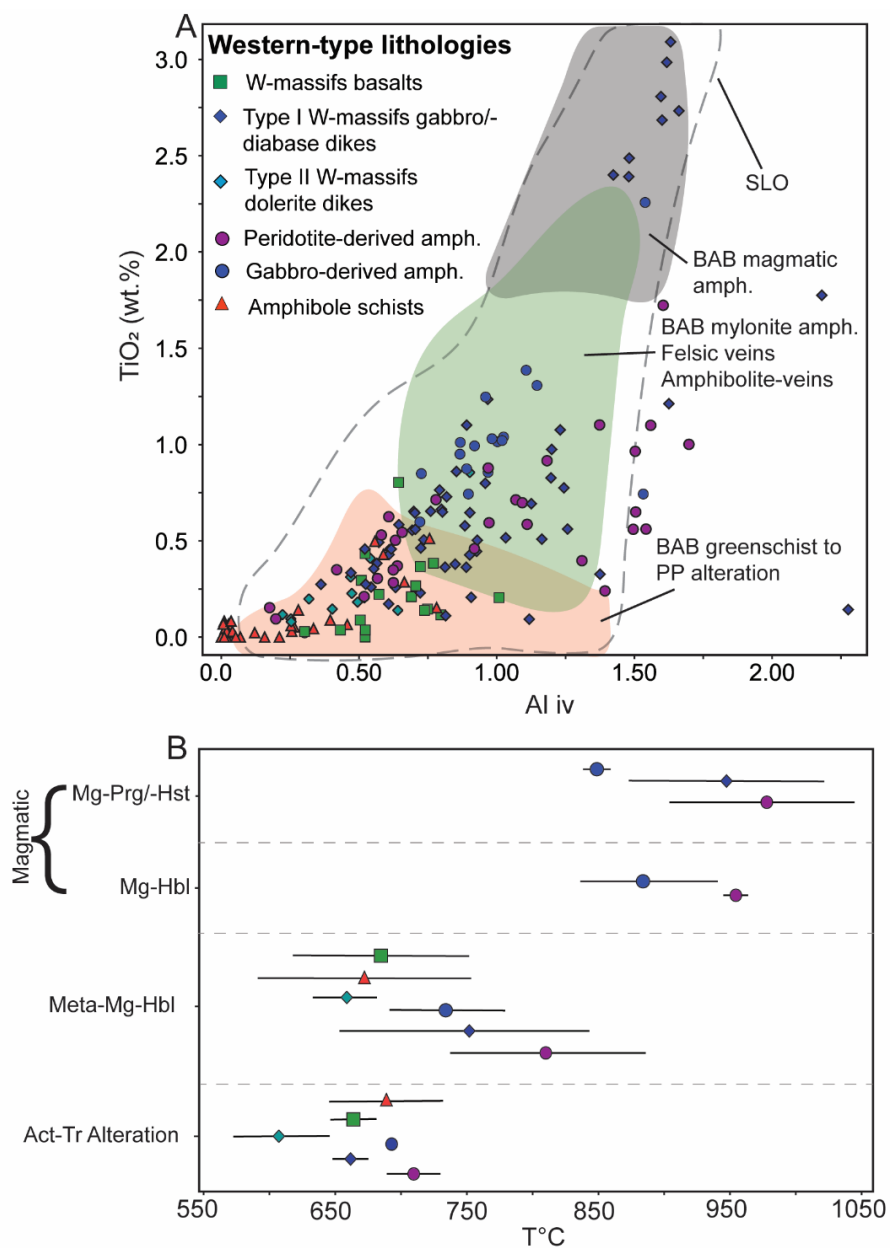


Figure 2-10. Mineral chemistry of amphibole from the MDS and Western lithologies. A) TiO_2 (wt.%) versus Al_{iv} (*i.e.*, Al in tetrahedral sites; apfu). Fields for amphiboles from Basch *et al.* (2020) and Bogatu *et al.* (2023). B) Temperatures ($^{\circ}\text{C}$) of MDS amphiboles calculated using Ridolfi and Renzulli's (2012) thermometer.

2.5.2.2 Geochemical Analyses

Amphibolites of the Mirdita Detachment System. Amphibolites derived from mantle rocks contain 44-47 wt.% SiO₂, 20-29 wt.% MgO, 5-13 wt.% Al₂O₃ and 0.4-2 wt.% TiO₂ (Figs. 2-11 & 2-12). They have Mg# = 79-90, Cr = 410-2570 ppm and Ni = 710-2550 ppm, values typical of ultramafic protoliths and much higher than in amphibolites derived from mafic crustal protoliths (70-300 ppm Cr; 70-130 ppm Ni). Some of the samples have trace element ratios higher (Th/Yb = 0.03-0.13; Zr/Y = 3-3.4; Nb/Yb = 0.4-0.5; La/Nb = 1.9-2.3) than typical ultramafic rocks, which generally have low or below detection limit values. The peridotite-derived amphibolites have mostly flat REE patterns but some show depletion in LREE (Fig. 2-14G); whereas their N-MORB-normalized trace element patterns show a slight negative Nb anomaly (Fig. 2-14H).

Gabbro-derived amphibolites of the MDS contain 49-51 wt.% SiO₂, 7-9 wt.% MgO, 11-15 wt.% Al₂O₃ and 0.8-1.8 wt.% TiO₂ (Fig. 2-11), Mg# = 50-74, Nb/Yb = 0.1-0.4 and La/Nb = 2.5-3.9 (Fig. 2-13B), and are slightly depleted in LREE (Fig. 2-14G). N-MORB-normalized extended trace element patterns of the gabbro-derived amphibolites overlap with typical IAT patterns (Fig. 14H; e.g., Jenner et al., 1987), and show Nb-Ta negative anomalies (Pearce, 2014). The gabbro-derived amphibolites overlap with the compositions of type I granular gabbro and diabase dikes and type II diabase dikes from the Western massifs, as well as with crustal rocks from the Eastern massifs (isotropic gabbro, sheeted dikes, diabase dikes, basalt; Fig. 2-11).

Crustal rocks of the Western massifs. Volcanic rocks of the Puka area have geochemical characteristics akin those described by Dilek et al. (2008). They contain 45-56 wt.% SiO₂, 2-8 wt.% MgO, 10-16 wt.% Al₂O₃, 2-3 wt.% TiO₂ (Figs. 2-11 & 2-12), and follow a typical tholeiitic evolutionary trend for major elements with a cotectic FeO-TiO₂ enrichment trend as MgO decreases (Figs. 2-12D & E) and a rapid drop of FeO-TiO₂ after saturation in Fe-Ti-oxides. They have Mg# = 18-54, high Nb/Yb ratios (0.5-0.7) and low La/Nb ratios (1.8-2.3; Fig. 2-13B). The Western-type basalts have high Zr (172-611 ppm; Fig. 2-11F) and Y contents (52-198 ppm). Nb/Yb versus La/Nb ratios (Fig. 2-13B) and Th/Nb versus La/Sm (Fig. 2-13D) ratios do not overlap those of the typical N-MORB field, in contrast to previous proposals (e.g., Dilek

et al., 2007). The Western-type basalts have flat chondrite-normalized REE patterns with a slight negative Eu anomaly (Fig. 2-14A). Extended trace element patterns (Fig. 2-14B) suggest enrichment of the magmatic source (i.e., REE, Th, Ta, Nb) as compared to typical-N-MORB. Slight Nb-Ta-Th negative anomalies and strong Ti depletion as compared to the other trace elements suggest a weak arc signature (Fig. 2-14B; e.g., Ryerson and Watson, 1987; Pearce, 1996). On the Th versus Nb diagram (normalized to N-MORB; Fig. 2-13C), these basalts plot within the BAB field. Overall, their geochemical characteristics suggest that they are not typical N-MORB as previously suggested by Robertson and Shallo (2000) and Dilek et al. (2007).

Type I granular gabbro and diabase dikes contain 30-51 wt.% SiO₂, 7-22 wt.% MgO, 13-21 wt.% Al₂O₃, 0.3-2 wt.% TiO₂ (Figs. 2-11 & 2-12), and Mg# = 59-89. Four samples have Al₂O₃ > 17 wt.%, suggesting the presence of cumulate plagioclase. A cumulative origin for some of the type I Western massif dikes is equally suggested by low Na₂O (<0.9 wt.%) and P₂O₅ (<0.075 wt.%) in rock samples with high MgO contents (>11 wt.%). Many of these dikes are depleted in LREE and other incompatible elements (Th, Ta, Nb, Zr), with Nb/Yb = 0.2-4.1 and La/Nb = 0.2-4.1, possibly indicating a depleted mantle source. Type I dikes have lower REE abundances than basalts from the Western massifs (Fig. 2-14C) but overlap with REE patterns of Eastern massifs crustal rocks. N-MORB-normalized extended trace element patterns of type I Western massifs dikes have overall lower incompatible element abundances than typical IAT-compositions (Fig. 2-14D) and overlap compositionally with crustal rocks of the Eastern massifs.

Type II diabase dikes of the Western massifs contain 40-61 wt.% SiO₂, 3-12 wt.% MgO, 12-17 wt.% Al₂O₃ and 0.3-1.8 wt.% TiO₂ (Figs. 2-11 & 2-12), and Mg# = 33-68. Type II dikes show higher LREE and other incompatible elements (Th, Ta, Nb, Zr) concentrations compared to type I dikes. Type II dikes have ratios of Nb/Yb = 0.1-1 and La/Nb = 1-5, generally overlapping those of type I dikes from Western massifs. REE patterns are generally flat and show only slight depletion in LREE compared to HREE (Fig. 2-14C), which contrast with type I dikes showing high LREE depletion compared to HREE. N-MORB-normalized extended trace element patterns of type II dikes perfectly overlap those of Eastern crustal rocks (Figs. 2-14D & F), and show important negative anomalies in Ta-Nb, suggestive of abundant proportion of subduction components (e.g., Pearce, 2014). Interestingly, although type I and type II dikes both have

similar N-MORB-normalized extended trace element patterns, the latter show higher Th-Ta-Nb concentrations (Fig. 2-14D).

Crustal rocks of the Eastern massifs. The lower volcanic unit basalts and basaltic andesites of the Munella segment of the Gjegjani-Munella section (Fig. 2-5A) have compositions that overlap with those of volcanic rocks previously described by Dilek et al. (2008). They are tholeiitic and contain 51-65 wt.% SiO₂, 2-7 wt.% MgO, 11-16 wt.% Al₂O₃, 0.4-1 wt.% TiO₂ (Figs. 2-11 & 2-12), Mg# = 20-63, Nb/Yb = 0.1-0.9 and La/Nb = 1.6-10.6 (Fig. 2-12B). REE patterns are flat (Fig. 2-14A), and the N-MORB-normalized extended trace element diagram shows Nb-Ta negative anomalies (Fig. 2-14B); both their chondrite- and N-MORB normalized patterns overlap with those of other crustal rocks of the Eastern massifs (Figs. 2-14E & F). The Nb-Ta negative anomalies are suggestive of subduction input as seen in the typical IAT pattern (Fig. 2-14F; Jenner et., 1987; Pearce, 2014).

Dikes of diabase ($\pm$ basalt), locally forming sheeted dike swarms, cut the isotropic gabbro (Fig. 2-9C) of the Eastern massif, and have compositions that overlap those of lower volcanic sequence (Figs. 2-11 & 2-12), to which they likely represent feeders. The diabase dikes contain 55-64 wt.% SiO₂, 2-6 wt.% MgO, 12-16 wt.% Al₂O₃, 0.4-0.7 wt.% TiO₂ (Figs. 2-11 & 2-12), Mg# = 26-59, Nb/Yb = 0.2-0.5 and La/Nb = 1.5-6.8; values overlapping with gabbros and basalts of the Eastern massifs. REE and N-MORB-normalized extended trace element patterns overlap with typical IAT basalts (Figs. 2-14E & F; e.g., Jenner et al., 1987; Pearce, 2014). Negative anomalies in Nb-Ta and slight enrichment in Th are also consistent with an arc affinity (Pearce, 2014), as for the hosting isotropic gabbros.

The lower basalts and basaltic andesites are cut by younger basaltic-andesite dikes that are feeders to the upper volcanic flows. The upper volcanic rocks are more calc-alkaline compared to the tholeiitic lower sequence, and contain 62-78 wt.% SiO₂, 0.3-1.4 wt.% MgO, 9-13 wt.% Al₂O₃, 0.3-0.5 wt.% TiO₂ (Figs. 2-11 & 2-12), Mg# = 11-32, Nb/Yb = 0.1-0.3 and La/Nb = 2.6-9.7 (Fig. 2-13B). Chondrite-normalized REE patterns show flat patterns with slight negative Eu anomalies (Fig. 2-14A). Strongly negative Ta-Nb anomalies on the N-MORB-normalized extended trace element diagram are consistent with

a subduction-related input (Fig. 2-14B; e.g., Pearce, 2014). Their trace element patterns overlap those of basalts of the Eastern massifs, but they show much stronger negative Ti anomalies and higher Th values.

Isotropic gabbros of the Eastern massifs have compositional trends overlapping those of other crustal rocks from these massifs. They contain 50-55 wt.% SiO₂, 3-11 wt.% MgO, 11-15 wt.% Al₂O₃, 0.4-1.7 wt.% TiO₂ (Figs. 2-11 & 2-12), Mg# = 29-73, Nb/Yb = 0.1-0.4 and La/Nb = 1.5-6.3 (Fig. 2-13). Their REE patterns are mostly flat (Fig. 2-14E) but show a slight depletion in LREE. N-MORB-normalized extended trace elements (Fig. 2-14F) show negative anomalies in Nb-Ta, and overlap the typical IAT pattern (Fig. 2-14F) and other crustal rocks of the Eastern massifs.

The geochemical characteristics of the Eastern-type volcanic rocks, dikes and gabbros do not overlap those of basalts of the Western-type ophiolites. Western-type basalts have higher Nb/Yb = 0.5-0.7, Zr = 172-611 ppm and Y = 52-198 and lower La/Nb = 1.8-2.3 as compared to the Eastern volcanic sequence (Nb/Yb = 0.1-0.3, Zr = 19-47 and Y = 10-30 and La/Nb = 3-11). However, Western massifs type I granular gabbro and diabase dikes and type II diabase dikes show considerable similarities with basalts of the Eastern massifs, although type I Western dikes are more depleted in LREE, Th, Ta, Nb and Zr. This systematics suggests that the Western type I and II dikes most likely represent a magmatic suite cogenetic with Eastern massifs basaltic magmas rather than with Western massifs basalts.

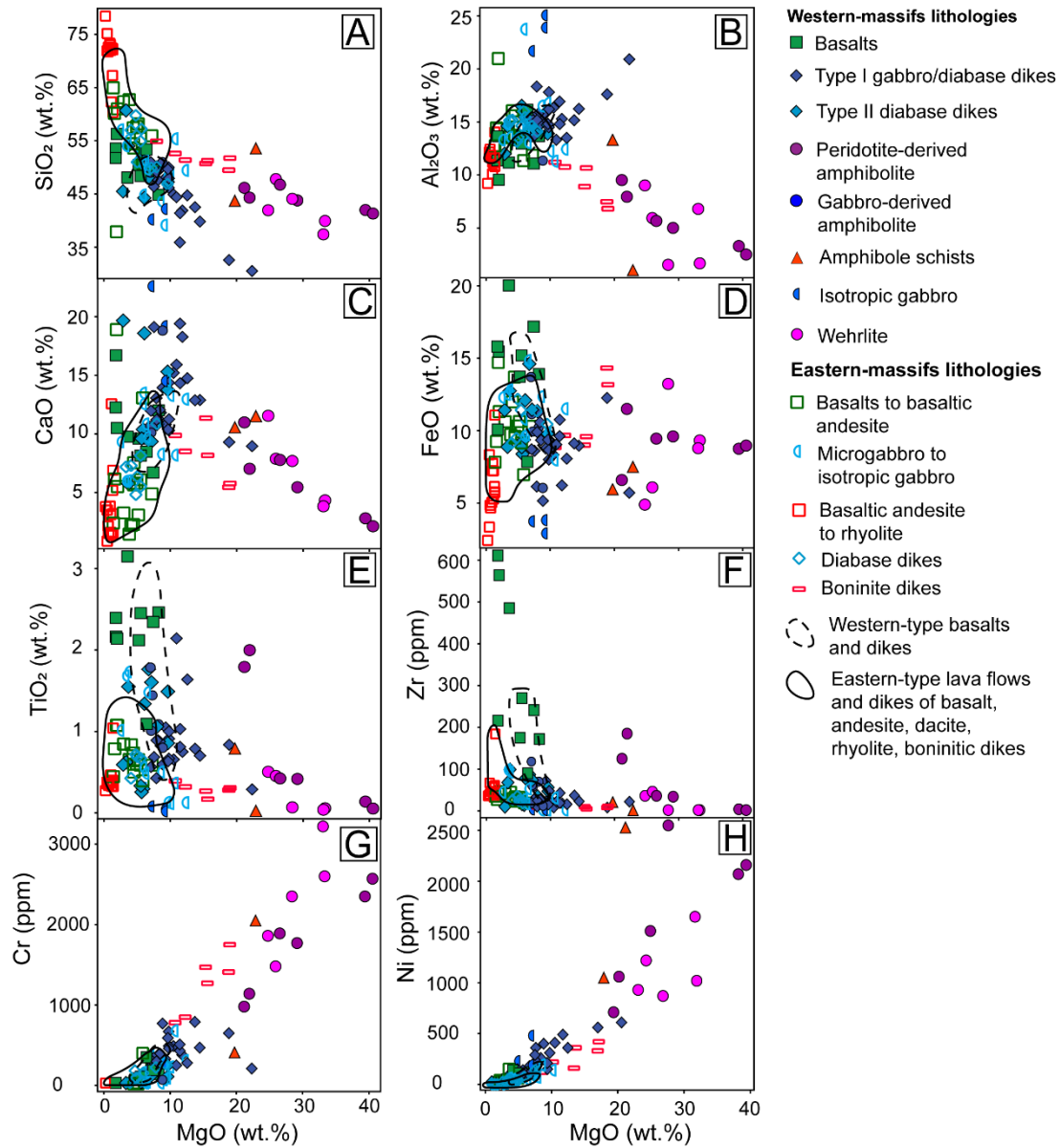


Figure 2-11. Major element (wt.%) diagrams for whole rock geochemical data plotted against MgO (wt.%) for Western and Eastern massif wehrlite, isotropic gabbro, microgabbro, dikes, gabbro- and peridotite-derived amphibolites, amphibole schists, basalts, andesite, rhyolite and boninites. A) SiO₂. B) Al₂O₃. C) CaO. D) Fe₂O₃. E) TiO₂. F) Zr. G) Cr. H) Ni. The Western and Eastern massifs extrusive rock fields are after Dilek et al. (2008).

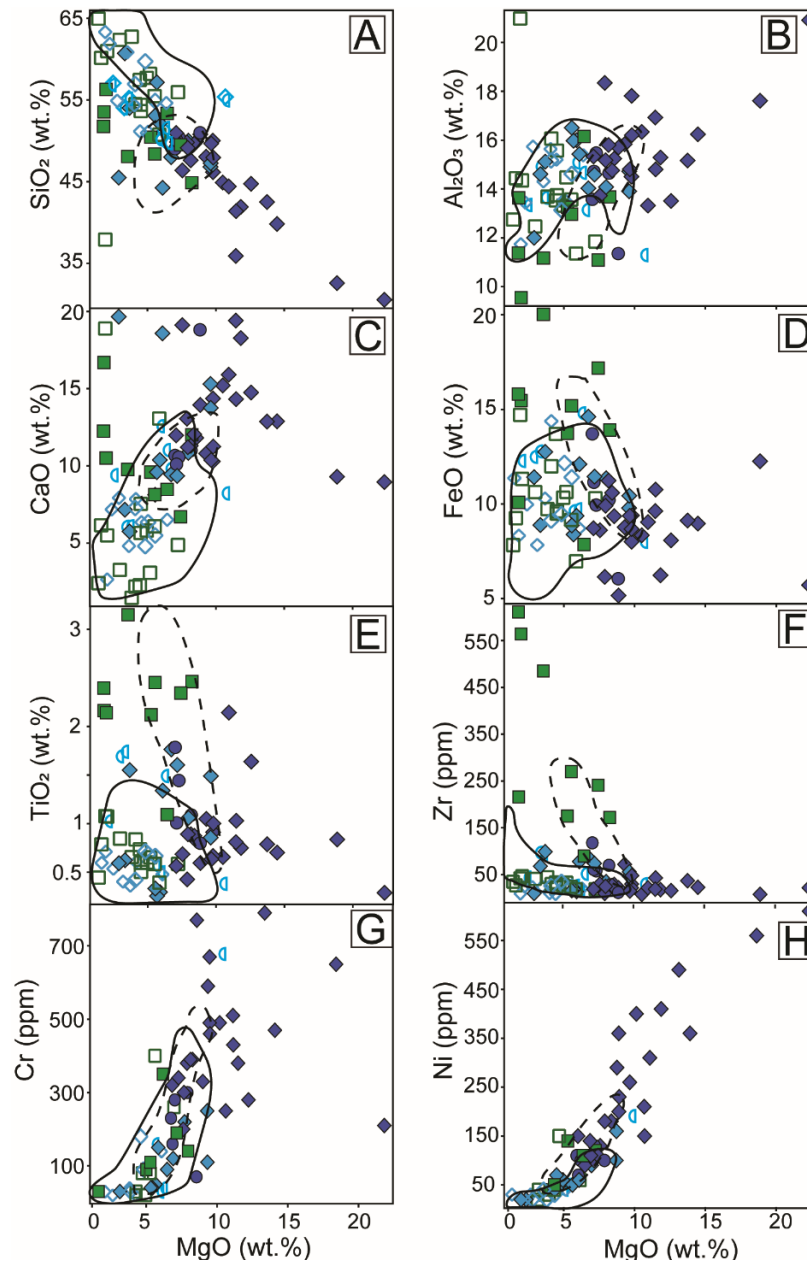


Figure 2-12. Major element (wt.%) diagrams for whole rock geochemical data plotted versus MgO (wt.%), for Western and Eastern massif isotropic gabbro, microgabbro, dikes and basalts. A) SiO₂. B) Al₂O₃. C) CaO. D) Fe₂O₃. E) TiO₂. F) Zr. G) Cr. H) Ni. Western and Eastern massif extrusive rocks fields after Dilek et al. (2008). Lithological units legend on Figure 11.

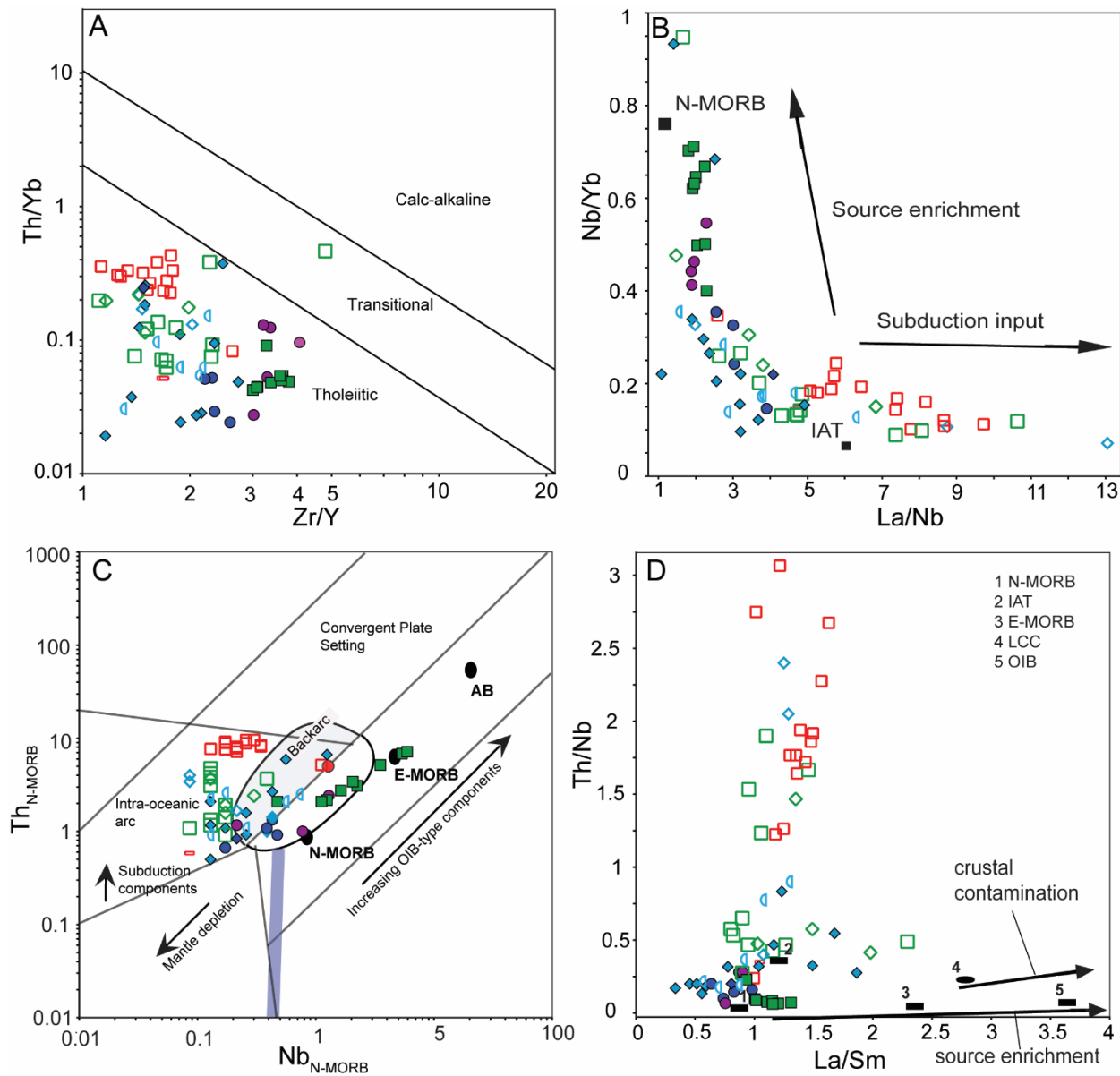


Figure 2-13. Geochemical discrimination diagrams for intrusive rocks within MDS crustal rocks. LCC – lower continental crust; IAT – island arc tholeiite; OIB – ocean island basalt; N-MORB – normal mid-oceanic ridge basalt; E-MORB – enriched mid-oceanic ridge basalt. A) Magmatic affinity diagram showing Th/Yb ratio versus Zr/Y ratio after Ross and Bédard (2009). (B) Nb/Yb vs La/Nb ; C) Tectonic interpretation diagram based on $\text{Th}_{\text{N-MORB}}$, normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989, after Saccani, 2015). D) Th/Nb versus La/Sm of English *et al.* (2010), after Piercey *et al.* (2002).

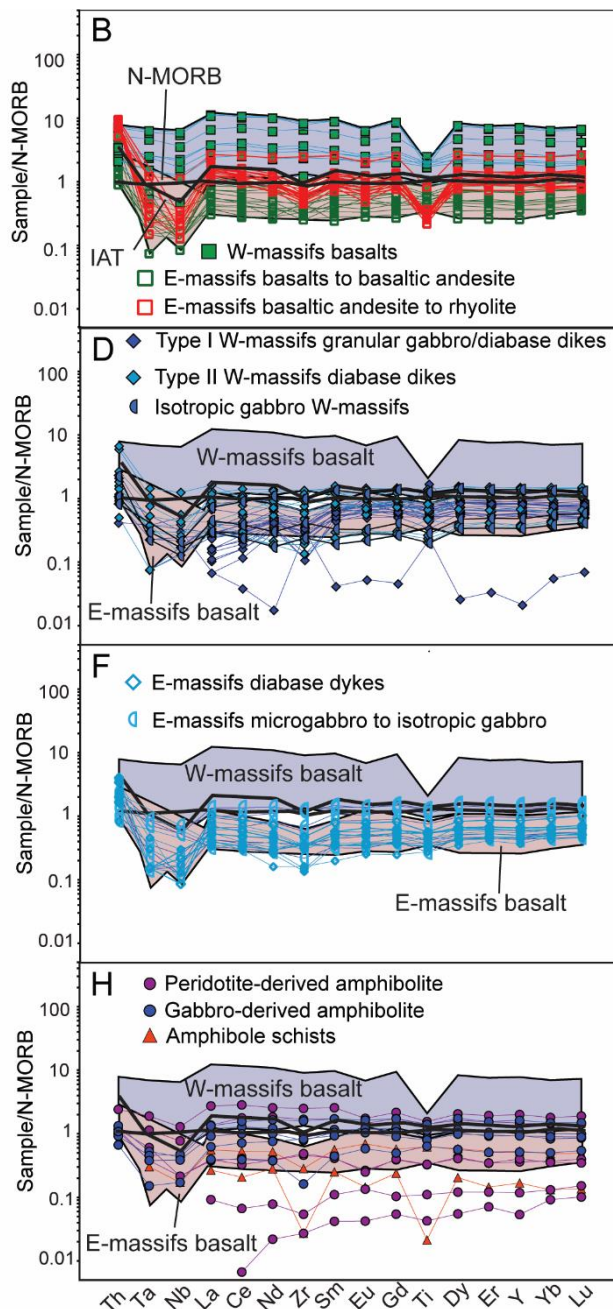
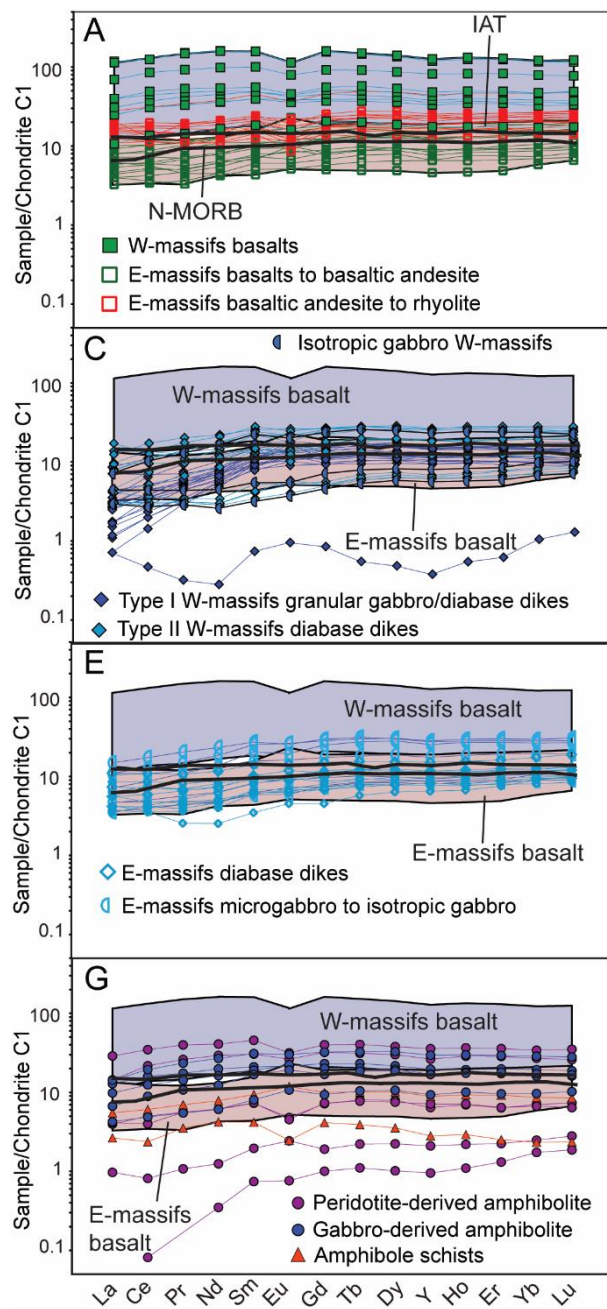


Figure 2-14. Rare earth element (REE; A, C, E, G) and extended trace element patterns (B, D, F, H). IAT – Island arc tholeiite REE pattern from Jenner et al. (1987); N-MORB – normal mid-oceanic ridge basalt and E-MORB – enriched mid-oceanic ridge basalt from Sun and McDonough (1989). A) & B) Basaltic, andesitic and rhyolitic lavas from both Western and Eastern massifs crust. C) & D) Western massifs gabbro and diabase dikes. E) & F) Eastern massifs hydrothermally altered isotropic gabbro, and dikes of gabbro, diabase and basalt. G) & H) Peridotite- and gabbro-derived amphibolites from the MDS.

2.5.2.3 MDS Amphibole Thermometry

Amphiboles along the MDS vary from magnesio-hastingsite/pargasite, magnesio-hornblende to actinolite/tremolite (Fig. 2-10A). The temperature of formation of these amphiboles was calculated using the thermometer of Ridolfi and Renzulli (2012; Fig. 2-10B).

Magnesio-pargasite to -hastingsite and magnesio-hornblende in peridotite-derived amphibolites yielded temperatures of 905-1042°C. In gabbro-derived amphibolites, relics of magnesio-pargasite/hastingsite are rare, but two analyses yielded temperatures of 838-857°C. Such high temperatures imply these amphiboles are most likely of magmatic origin. Magmatic brown magnesio-pargasite/hastingsite to magnesio-hornblende are also found in type I Western massifs granular gabbro dikes and yielded temperatures of 838-1022°C.

Recrystallized, secondary green magnesio-hornblende occurs as: (1) Fe-Ti-oxide+plagioclase+titanite+amphibole shear bands; and (2) rims and/or complete replacement of clinopyroxene and magmatic amphiboles in MDS amphibolites (peridotite and gabbro-derived), and in type I (656-845°C) and type II (636-685°C) dikes. Overall, these magnesio-hornblendes yielded a wide range of temperatures of 630-886°C, and two outliers at ~600°C. In basalt-derived amphibolites and Western basalts (Fig. 2-8D), magnesio-hornblende yielded slightly lower temperatures of 620-753°C.

Fibrous tremolite and actinolite overprint both magmatic (i.e., magnesio-pargasite/hastingsite, magnesio-hornblende) and secondary amphiboles (i.e., magnesio-hornblende) in MDS amphibolites (peridotite and gabbro-derived), type I (651-574°C) and type II (575-645°C) dikes. Overall, these

amphiboles yielded temperatures of 575-729°C. In actinolite-tremolite-talc schists, amphiboles yielded temperatures of 646-721°C. In Western massifs basalts, actinolite yielded temperatures of 649-681°C.

To summarize, amphiboles in the MDS record a wide range of temperatures from ~800-1000°C for magmatic amphibole, to 600-850°C for the overprinting magnesio-hornblende, and 600-700°C for fibrous actinolite/tremolite. This is interpreted to reflect progressive exhumation and cooling of the footwall rocks and mylonites of the MDS itself.

2.5.2.4 U-Pb Geochronology

High precision thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS) U-Pb dating of zircon and titanite was used in order to constrain the pre- and/or syn-obduction deformational history of the Mirdita ophiolite.

U-Pb radiometric dating was conducted on zircon from two amphibolites of the MDS: sample AL-19AB25A (location #25 on Fig. 2-5A; 41.94475N/19.989583E) from the Gjegjani area and sample AL-17AB21A (location #21 on Fig. 2-6A; 42.162833N/ 20.06375E) from the Kunora ë Dardhes area. Sample AL-19AB25A has Mg-hornblende replacing primary clinopyroxene, plagioclase and contains trace amounts of zircon, titanite, prehnite, chlorite and veinlets of epidote. Zircon (10-80 µm in diameter) is euhedral, unzoned and unaltered. Analyses were conducted on 6 zircon grains. Two of them yielded discordant ages of 170 ± 2.1 Ma and 163 ± 3.7 Ma (Figs. 2-15A & B; Table E-1; *Annexe E*). Since they do not overlap within error, we interpret the 170 ± 2.1 Ma date to represent the age of the gabbro protolith of this amphibolite, coeval with the age of magmatic accretion of oceanic crust during detachment faulting; whereas the 163 ± 3.7 Ma date is, within errors, coeval with plagiogranite intrusions of the Eastern massifs crust (160-165; e.g., Dilek et al., 2008) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obduction ages in the northern Mirdita zone (157 ± 12.5 to 165.8 ± 5.3 Ma; Vergely et al., 1998; Dimo-Lahitte et al., 2001).

Amphibolite sample AL-17AB21A has Mg-hornblende, plagioclase, titanite and ilmenite (Fig. 2-8F), cut by veinlets of prehnite (<10 µm). That sample yielded euhedral, diamond-shaped zircons (>100

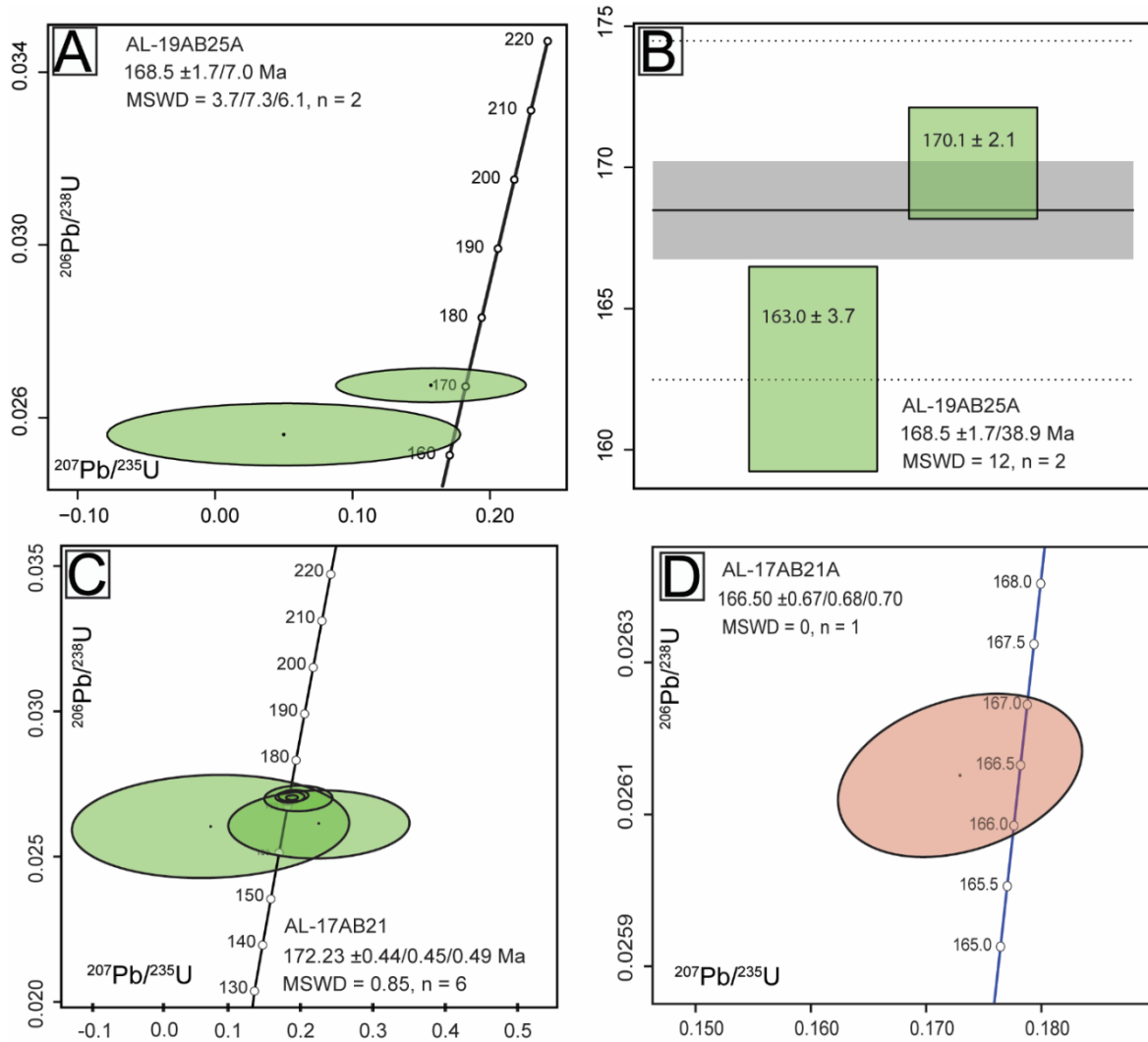


Figure 2-15. U-Pb data for MDS units. Error ellipses are 2σ . Ages given with plots are weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates. A) U-Pb Concordia plot for zircon in sample AL-19AB25A. B) Weighted mean plot for zircon in sample AL-19AB25A. C) U-Pb Concordia plot for zircon in sample AL-17AB21A. D) U-Pb Concordia plot for titanite in sample AL-17AB21A.

grains; 10-100 μm). Five clear, crack- and inclusion-free grains were analyzed and yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordant ages ranging between 171.52 ± 0.75 and 174.6 ± 3.9 Ma (Fig. 2-15A). We interpret the weighted mean Concordia age of $172.23 \pm 0.44/0.45/0.49$ Ma (MSWD=0.85; Fig. 2-15A) as the age of crystallisation of the gabbroic protolith, possibly coeval with detachment faulting. Titanite crystals from this sample are

abundant (>100 subhedral grains) and are 10-50 μm in diameter. We obtained one $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 166.5 ± 0.67 Ma (Fig. 2-15C), which overlaps with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the obduction-related metamorphic sole and U-Pb zircon ages of plagiogranites (e.g., Dilek et al., 2008).

2.6 Discussion

Previous studies of the ultramafic massifs of the Mirdita ophiolite proposed that the structural boundary between the Western-type and Eastern-type ophiolites might represent an extensional detachment formed during the exhumation of an oceanic core complex (Tremblay et al., 2009; Maffione et al., 2015). Our field observations and analytical data are consistent with this interpretation and indicate that the mantle-crust contacts in the Western massifs and the broader structural boundary with the Eastern massifs all belong to an extensional, syn-magmatic detachment system coeval with early stages of Eastern-type magmatism, which we call the Mirdita Detachment System (MDS, Fig. 2-16).

2.6.1 Timing of the Mirdita Detachment System

Oceanic core complexes (OCC) accommodate tectonic exhumation of middle to lower crust and mantle sequences along extensional detachment faults (e.g., Cann et al., 1997; Tucholke et al., 1998). Nicolas et al. (1999) and Tremblay et al. (2009) suggested that the non-Penrose pseudo-stratigraphy of the Western massifs of the Mirdita ophiolite could be attributed to the tectonic excision of the oceanic lower crust in a slow-spreading ridge environment. Detailed study of the mantle-crust relationship is needed to test this interpretation. Studies of modern OCCs (e.g., Tucholke et al., 1998; Blackman et al., 2009; Olive et al., 2010) suggest that exhumation commonly lasts between 1-2 Ma, before they are interrupted by detachment jumps and/or magma replenishment events at oceanic ridges. In back-arc basins, OCCs have recently been linked with the final stages of spreading along extensional ridges (e.g., Mado Megamulion: Basch et al., 2020; Okino et al., 2023). In this contribution, we assess the alignment of the evolution of the Jurassic OCC preserved within Mirdita ophiolite with recent insights from modern OCCs.

Along the MDS, the zircon U-Pb dates of 172.23 ± 0.44 Ma (sample AL-17AB21A) and 170.1 ± 2.1 Ma (sample AL-19AB25) from two gabbro-derived amphibolites of the MDS are interpreted as crystallisation ages for the gabbro protoliths. Undeformed type I granular gabbro-diabase dikes and layers of gabbro from the Western massifs are geochemically similar to their amphibolitic hosts along the MDS. Moreover, they cut and/or are concordant to the amphibolite foliation, indicating continued magmatism as ductile, high-temperature shear zones of the MDS were progressively exhumed. The occurrence of flaser gabbro along the MDS (e.g., Mt. Kunora – Dardhes; site #20 on Fig. 2-6A) further suggests high-temperature deformation at the Moho transition zone (Nicolas et al., 2017), most likely along the nascent MDS. These high-temperatures shear zones are then cut and truncated by moderately to steeply-dipping, brittle-ductile faults and shears that record colder (and younger) increments of extensional deformation.

Obduction ages recorded by the Mirdita ophiolite decrease from south (~ 171 Ma) to north (~ 162 Ma; Vergely et al., 1998; Dimo-Lahitte et al., 2001) as indicated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages measured in the metamorphic sole amphibolites. Furthermore, granitic intrusive rocks of the Eastern massifs yielded U-Pb ages on zircon of 165-160 Ma (Dilek et al., 2008) suggesting they are coeval with northernmost metamorphic sole amphibolites (~ 162 Ma). Therefore the 172-170 Ma U-Pb zircon ages measured on the protolith of the MDS amphibolites (samples AL-17AB21A & AL-19AB25), in some of the northernmost mantle occurrences of the Mirdita ophiolite (Fig. 2-1), do not overlap with metamorphic sole ages (~ 162 Ma; Vergely et al., 1998; Dimo-Lahitte et al., 2001) from the Krabbi massif area.

Moreover, the metamorphic sole rocks consist of amphibolite, mica schist, calcschist and quartzite, and crop out at the base of the mantle sequence of both the Western- and Eastern-type ophiolites; garnet-bearing amphibolites from the metamorphic sole have >0.3 wt.% K_2O in amphiboles. In contrast, the MDS-related amphibolites are located at a higher structural level (i.e., the mantle-crust transition) within the Western-type ophiolite and have amphiboles <0.1 wt.% K_2O , explaining why they did not yield $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. Finally, the MDS amphibolites are cross cut by type I dikes, and all have similar geochemical affinities, suggesting that the amphibolites were produced from a protolith similar to the composition of these dikes. Therefore, we propose that the MDS amphibolites represent rocks that are distinct from the metamorphic

sole amphibolites, and that the 172-170 Ma ages of the MDS-related amphibolites represent the ages of gabbroic protoliths injected along the nascent MDS and thus record the early stages of OCC formation.

Younger U-Pb ages obtained on zircon from sample AL-19AB25 (163 ± 3.7 Ma) and on titanite from sample AL-17AB21A (166.5 ± 0.67), both from gabbro-derived amphibolites, overlap with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of ophiolite obduction (166-157 Ma) and of U-Pb zircon ages of coeval plagiogranite intrusions (165-160 Ma) of the Eastern-type ophiolite. Such ages might be related to the tectonic inversion and re-activation of the MDS during ophiolite emplacement (e.g., see Tremblay et al., 2009) and/or syn-obduction magmatism. We conclude that the best approximation for the formation of MDS structures is therefore between c. 172-170 Ma, the maximum age of gabbro protoliths of the MDS amphibolites; these ages are compatible with a short interval of ca. 5 Ma between formation of oceanic crust and its obduction. More detailed geochronological analyses are however needed to clearly confirm or invalidate that interpretation.

2.6.2 Geochemical characteristics and tectonic setting of the Mirdita ophiolite

Volcanic rocks

In the Mirdita ophiolite, the volcanic rocks of the Western massifs have geochemical characteristics varying between MORB- and IAT-like whereas Eastern massifs volcanic rocks (i.e., lower basalts-basaltic andesites unit and upper basaltic andesite-andesites unit) show clear IAT affinities (e.g., Dilek et al., 2008; Sauvé, 2020; this study; Figs. 2-13 & 2-14). Although Western and Eastern volcanic sequences are both tholeiitic (Fig. 2-13A), Western massifs volcanic rocks seem to have originated from a weakly depleted mantle source containing a smaller proportion of subduction-related signature (e.g., $\text{Nb/Yb} = 0.5\text{-}0.7$; $\text{La/Nb} = 1.8\text{-}2.3$; $\text{TiO}_2 = 2\text{-}3$ wt.%; $\text{Zr} = 90\text{-}611$ ppm). In contrast, the Eastern volcanic rocks were derived from highly depleted mantle sources, but contain much more significant proportions of subduction component (e.g., $\text{Nb/Yb} = 0.01\text{-}0.3$; $\text{La/Nb} = 2.6\text{-}10.6$; $\text{TiO}_2 = 0.4\text{-}1$ wt.%; $\text{Zr} = 19\text{-}184$ ppm; Figs. 2-11 to 2-14).

The geochemical signatures of Western massif volcanic rocks (Figs. 2-11 to 2-14) suggests these might not be typical MORB (formed at a typical mid-oceanic ridge: e.g., Atlantic-type oceanic basin) as

previously proposed (e.g., Robertson and Shallo, 2000). The presence of weak negative Ta-Nb anomalies (Fig. 2-14B) and elevated Th and Nb contents (Fig. 2-13C) suggest that the Western-type volcanic rocks contain a weak subduction input (e.g., Pearce, 2014; Saccani, 2015), compatible with a SSZ environment such as a back-arc (Dilek et al., 2008) or intra-arc rifting. Back-arc volcanism, for instance, may contain various proportions of subduction components, depending on how far the spreading ridge is from the arc (e.g., Akizawa et al., 2021).

Conversely, all volcanic rocks of the Eastern massifs are Th-enriched and Nb-Ta-depleted (Figs. 2-13C & D, 14), indicating a stronger subduction affinity (e.g., Pearce, 2014). Their Th enrichment could be due to addition of components derived from subduction of sedimentary rocks or a fractionated magmatic source (e.g., Pearce, 2014). The marked difference in extended element patterns (Fig. 2-14) and major elements (Figs. 2-12 & 2-13) implies that Eastern and Western massifs volcanic sequences have different parental magmas. The geochemical affinities and field relationships suggest that a slight temporal gap probably exists between the Western and Eastern volcanic rocks.

Furthermore, in the Eastern massifs, volcanic rocks are divided into a lower unit, consisting of basalts to basaltic andesite with clear tholeiitic affinities, and an upper unit consisting of basaltic andesite to rhyolite with calc-alkaline affinities and increased subduction input (Figs. 2-13, 2-14A & B). Some authors reported extensive boninite volcanic flows in the Eastern massifs (e.g., Bortolotti et al., 2002; Dilek et al., 2007; 2008; Morishita et al., 2011) whereas other authors only report minor boninitic dikes, cutting both Western and Eastern units (e.g., Beccaluva et al., 2005). Sauvé (2020) conducted a detailed geochemical study along the Munella segment (Fig. 2-5A), and she only reported minor dikes with boninitic affinities, and no massive volcanic flows of this type. We sampled only two dikes (Fig. 2-9E) with clear boninitic affinities (Fig. 2-11) cutting the flaser gabbros from Mt. Kunora    Dardh  s area. Boninites have been often attributed to subduction initiation (e.g., Bloomer and Hawkins, 1987; Crawford et al., 1989; Hickey and Frey, 1982), and this could be the case for the Mirdita ophiolite, as previously proposed by certain authors (e.g., Bébien et al., 2000; Bortolotti et al., 2002). However, since boninites occur as late dikes cutting MDS flaser gabbro and Eastern crustal rocks (Sauvé, 2020), we suggest that they might be related to: 1) initiation of a successor arc and subduction initiation related to broader-scale reorganisation

of plate motions; 2) the convergence of back-arc spreading ridge and arc front, leading to mixture of various subduction components (Akizawa et al., 2021); or 3) volcanism in an extinct back-arc basin, where various magma plumbing systems can intervene (Escrig et al., 2012). Since OCC stages occurred at about 172-170 Ma and obduction at roughly 165 Ma, there is little time available to allow a new subduction zone to form, unless the overriding plate becomes the subducting plate and vice versa. In such a case, subduction initiation and termination would be directly related (Ulvrova et al., 2019).

Type I granular gabbro and diabase dikes, derived amphibolite and type II diabase dikes of the Western massifs

Type I granular gabbro and diabase dikes of the Western massifs that cut the MDS are highly depleted in LREE and other incompatible elements (Th, Ta, Nb, Zr; Figs. 2-14C & D). they do not generally overlap in composition with the Western-type volcanic rocks hosting them (with some exceptions), and show geochemical similarities to the Eastern-type magmatic rocks.

The gabbro-derived amphibolites of the MDS overlap compositionally with type I dikes, although the former show an enrichment in REE and in Th, Ta, Nb, Zr (Figs. 2-14G & H). Type I dikes of the Western massifs and derived amphibolites of the MDS contain abundant magmatic Mg-hastingsite and Mg-pargasite (838-1042°C; Fig. 2-10B), suggestive of hydrous parental melts which seems to be a typical feature of lower gabbroic crust in BAB environments (Basch et al., 2020).

A BAB origin for the Mirdita ophiolite could explain the occurrence of MORB-like and IAT volcanic sequences in close spatial and temporal association (e.g., Ishizuka et al., 2009; English et al., 2010; Song et al., 2013; Figs. 16A & B). Moreover, OCCs are common features of BAB environments (e.g., Ohara et al., 2003), which we suggest to be the case for the Mirdita ophiolite. Hence, we interpret type I Western massifs dikes and gabbro-derived amphibolites of the MDS to represent vestiges of OCC-related magmatism, most likely emplaced during mantle exhumation in the footwall of the MDS (Figs. 2-16C & D). Syn-detachment magmatism along the MDS is also implied by mutual crosscutting relationships between type I Western gabbro-diabase dikes and amphibolites and their overlapping geochemical affinities.

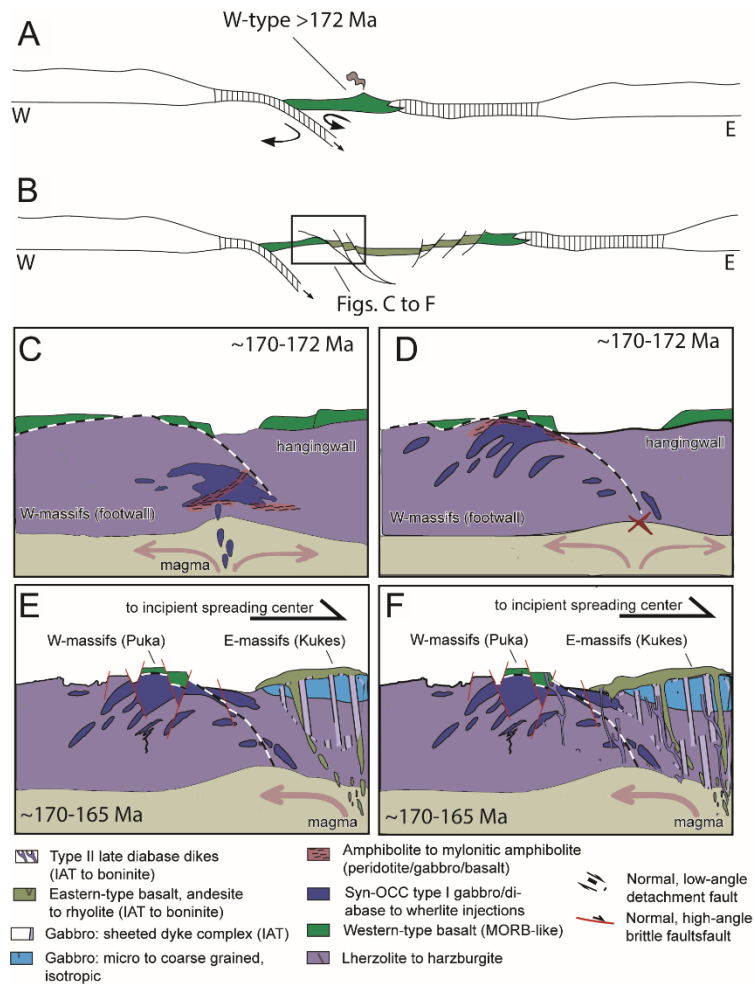


Figure 2-16. Schematic serial sections depicting the plate tectonic evolution of Mirdita oceanic crust. A) Western-type crust formed prior to 172 Ma. B) Western-type crust excision during OCC formation, and Eastern-type IAT crust formation along an incipient slow-spreading ridge. C to F) Detailed illustrations for OCC stages and IAT magmatism along the incipient slow-spreading ridge. C) The Western-type crust constitutes the footwall of an incipient spreading ridge. D) The OCC begins with detachment faulting and formation of amphibolites at the contact between blocks of Western-type crust and mantle, synchronous with injection of the first pulses of IAT magma along the incipient detachment. Amphibolites also form within the newly injected gabbro bodies. E) New magma input contributes to the formation of Eastern-type crust volcanic rocks and isotropic gabbro bodies, leading to termination of OCC extension ceases. F) As magmatism increases, a sheeted dikes complex and isotropic gabbro units develop in the hangingwall of the OCC, forming a complete oceanic crustal Penrose-type pseudo-stratigraphy in the Eastern-type ophiolites.

An OCC environment for the Western massifs is consistent with intrusive relationships between diabasic

dikes and mantle peridotite there, implying that the mantle was already at shallower levels during dike emplacement (Fig. 2-16C). The occurrence of these same dikes cutting the hangingwall Western massifs pillow basalts (Fig. 2-7B) further suggest that both the mantle and overlying basalts were already in contact.

Field relationships suggest that the Western-type basalts may represent rider blocks of the oceanic floor that predated OCC formation and related magmatism (Fig. 2-16A). Such an interpretation is consistent with the occurrence of basalt-derived amphibolite along the MDS in the Puka-Mt. Terbuni area (see above, section 2.4.1), suggesting that the upper oceanic crust was affected by the MDS deformation and metamorphism during exhumation and excision of lower and middle oceanic crust (Figs. 2-16C & D). Furthermore, the Western-type basalt-derived amphibolites are cut by syn-kinematic type I dikes with an Eastern-type affinity. This observation supports the notion that the type I dikes might represent early stages of Eastern-type crust formation (Figs. 2-16E & F), as increasing proportions of subduction component entered the melting zone in a back-arc basin setting.

Field relationships suggest that the Western-type basalts may represent rider blocks of the oceanic floor that existed prior to OCC formation and related magmatism. Such an interpretation is consistent with the occurrence of basalt-derived amphibolite of the MDS in the Puka-Mt. Terbuni section (see above, section 2.4.1), suggesting that the upper oceanic crust was affected during exhumation along the MDS and excision of lower and middle oceanic crust. Furthermore, the Western-type basalt-derived amphibolites are cut by syn-kinematic type I dikes of Western massifs exhibiting an Eastern-type affinity. This observation supports the notion that the dikes might represent early stages of Eastern crust formation, compatible with a low magmatic activity along final stages of slow-spreading ridge in back-arc basin setting.

Isotropic gabbro

Highly hydrothermally altered isotropic gabbros are locally in direct tectonic and/or intrusive contact with serpentinitized mantle rocks of the Western massifs (e.g., Gjegjani segment; Fig. 2-9C). The isotropic gabbros have geochemical signatures overlapping with those of Eastern massif isotropic gabbro and volcanic rocks (Fig. 2-9D). As field relationships show, type I and type II dikes cutting Western massifs

seem to be connected to and possibly represent feeder dykes to isotropic gabbro bodies (Fig. A.1.F; *Annexe A*). This is also corroborated by the observation that Western isotropic gabbro bodies overlap compositionally with late type II diabase dikes and related amphibolites of the MDS. We interpret the isotropic gabbro to be remnants of larger gabbroic intrusions injected during formation of the OCC. We further propose that these transitional geochemical signatures suggest intrusions might represent transitional magmatic pulses between a pre-existing Western basaltic crust and early magmatic phases of the Eastern-type crustal sequence.

In summary, distinctive geochemical affinities, stratigraphic relations, temporal and spatial associations between Western and Eastern massifs basalts and cogenetic intrusive facies suggest that they originated from distinct mantle sources, with distinct plumbing systems (i.e., MORBB-like and IAT, respectively) that formed during continuous and evolving magmatism in a SSZ environment. Both MORB-like and IAT magmas can be produced during back-arc basin formation (Ishizuka et al., 2009; English et al., 2010; Song et al., 2013), where amagmatic ridge segments can be the site of OCC nucleation (Ohara et al., 2003). Type I granular gabbro and diabase dikes and amphibolites derived from these facies mark and inject the MDS in the Western massifs, and both have Eastern-type geochemical affinities, suggesting they represent early magmatic pulses of the Eastern-type crustal sequence. Maximum ages for OCC development (possibly coeval to early stages of Eastern crust formation) is therefore 172-170 Ma, the U-Pb age on zircon from a gabbro-derived amphibolite, which we interpret as the protolith age.

2.6.3 Structural interpretation and tectonic implications

The structural and petrogenetic characteristics of the MDS indicate that it represents a broad extensional structural boundary between the Western and the Eastern massifs of the Mirdita ophiolite. It marks the contact between footwall Western-type mantle rocks and hangingwall Eastern-type crustal gabbro and volcanic rocks. The transition between Western and Eastern massifs is also marked by isotropic gabbros that are strongly affected by pervasive hydrothermal alteration, are cut by numerous type II dikes, and which are off-set by ductile to brittle shear bands and faults of the MDS. The MDS preserves a continuum of

progressive deformation and alteration, a characteristic feature of extensional detachment systems formed in OCCs (e.g., Escartín et al., 2003; Karson et al., 2006; Basch et al., 2020).

Shear-sense indicators (i.e., rotated and asymmetrical amphibole and plagioclase Fig. 2-8C) observed in peridotite-, gabbro- and basalt-derived amphibolites of the MDS show that these shallowly to moderately W-NW-dipping (Figs. 2-4B, 2-5B & 2-6B), high-temperature shear zones in the Puka massif preserve an apparent reverse motion with the upthrow of WNW blocks. However, we interpret these to be originally ESE-dipping, low-angle ductile shear zones that were rotated during the formation of moderate to steep East-dipping faults related to brittle-ductile and brittle stages of the MDS. This does not preclude a possible rotation component related to regional-scale open folds formed during the Alpine orogeny, as previously suggested by Nicolas et al. (1999). These authors suggested that Alpine-related open folds locally steepened the mantle foliation and magmatic bedding in the Western and Eastern massif. Indeed, Cretaceous carbonates uncomfortably overly the Mirdita ophiolite and occupy the core of a regional, open Alpine syncline (Fig. 2-2; Fig 2-3 – segment c-d), and do not show major deformation features.

High-temperature extensional detachments in ancient OCCs have been described in other Jurassic ophiolites of the European Alpine belt, such on the Elba Island of the Apennines (Frassi et al., 2017) and the Chenaillet ophiolite of the French Alps (Manatschal et al., 2011). In both occurrences, high-temperature extensional shear zones have been interpreted to be rooted at, or immediately below, the brittle-ductile transition of the original oceanic lithosphere, at temperatures above 800°C in correspondence with the Moho-transition zone. In modern oceanic core complexes, the detachment fault may also root below or near a melt rich zone or magma chamber (Frassi et al., 2017), which may be at different levels of the crust in different ridge segments. In the Mirdita ophiolite, the MDS is possibly also rooted at the brittle-ductile transition zone or along the Moho (petrological transition-zone from mantle to lower crust; Figs. 16C to F). We propose that the MDS preserves a long history of all increments of deformation, including the high-temperature ductile shear zones that roots at depth in the upper mantle peridotites (i.e., low-T porphyroclastic textures to mylonitic harzburgite and mylonitic plagioclase-amphibole peridotite), which acted as a conduit for gabbroic magma as suggested by the presence of flaser gabbro and gabbro-derived high-temperature amphibolites. As exhumation and rotation progressed along the MDS (Figs. 16C to F), the high-temperature

shear zones were overprinted by brittle-ductile shear zones and faults (marked by schists, serpentinites and/or cataclasites), and then by brittle high-angle normal faults (marked by fault gouge and breccia).

In modern OCCs, detachment faults generally dip towards the ridge axis (e.g., Tucholke et al., 1994; Ohara et al., 2003). In the Mirdita ophiolite, ductile and brittle-ductile faults and shear zones suggest ESE-directed downthrow of hanging wall rocks (i.e., the Eastern-type crust and mantle sequences), which would be consistent with an east-rooted detachment (Fig. 2-16C) and an original ridge axis to the East. Such an interpretation is in contradiction with the proposed model of Nicolas et al. (2017), who proposed that the detachment is westerly rooted, along a N-S-striking paleo-ridge that would be located between the Gomsiqë and Puka massifs (Fig. 2-2). However, our structural and geochemical study shows that fault displacement along the MDS is more compatible with easterly-rooted detachments. These would have been rooted in a paleo-ridge located in the hangingwall of the MDS to the east, where a typical Penrose-type ophiolite sequence formed (Eastern-type ophiolites; Fig. 2-16F). As the OCC deformation tailed off, Eastern-type magma was injected (Fig. 2-16E), possibly representing: 1) late stages or cessation of spreading in a back-arc basin; or 2) inception of a new subduction zone; or 3) arc-front convergence with the back-arc. This new magma input had strong IAT affinities with eventual development of more calc-alkaline melts, and contributed to the formation of the Eastern-type crust immediately within the hangingwall of the MDS (Figs. 2-16E & F). We propose that the MDS and Eastern-type crust formed along the same paleoridge, in a SSZ environment, such as a marginal basin (i.e., back-arc or intra-arc rift). Furthermore, the Mirdita ophiolite obduction is most likely related to the initiation of new subduction than the SSZ above which it originally formed, since the OCC stage of the Mirdita ophiolite is ~5 to 10 Ma older than ages of metamorphic sole. Therefore, the model we prefer for the formation of Western type crust, OCC stage and majority of Eastern type crust is a SSZ marginal basin (i.e., back-arc basin), and boninite is most likely formed during inception of a new subduction zone, above which Mirdita ophiolite is obducted.

Late boninite dikes cut the MDS-related facies, but their relationship with the Eastern crust is unclear. The boninites could have formed coevally with or shortly after Eastern-type crust. Since boninites have been associated with subduction inception, their timing is key to reconstituting the paleogeography of the region. Above, we propose that the Mirdita ophiolite is rooted in a paleo-spreading ridge located to the

east, possibly in a ridge that formed immediately in the hangingwall of the MDS or somewhat more distal and the MDS did not penetrate it. We cannot rule out that the Mirdita ophiolite might have been rooted, as suggested by Schmidt et al. (2008) and Tremblay et al. (2015), within the Vardar Ocean (more than 100 km away). We propose that this successor paleo-ridge formed in a SSZ setting, during the latest stages of spreading in a marginal back-arc, characterized by increasing proportions of subduction component. Whether this reflects a reduced distance between arc and ridge, or a change in the proportion and type of sediments entering the trench, cannot yet be determined. Further clarifications of boninite occurrences in both Western and Eastern massifs, coupled with geochronological data, are clearly needed for a better constraint of regional paleogeography of the Mirdita ophiolite during Jurassic.

2.7 Conclusion

The Mirdita Detachment System (MDS) represents a significant extensional structural boundary within the Mirdita ophiolite, marking the transition between the Western- and Eastern-type ophiolites. Field observations, geochemical data, and geochronological evidence collectively support the interpretation that the MDS formed as part of an oceanic core complex (OCC) during the final stages of spreading in a supra-subduction zone (SSZ) environment (possibly back-arc basin or intra-arc). A short time interval of 5 Ma between formation of the oceanic crust to its obduction, further supports this scenario.

The geochemical contrasts between the MORB-like Western massif volcanic rocks and the IAT affinities of the Eastern massif volcanic rocks indicate distinct mantle sources and magmatic plumbing systems, suggesting cessation of weakly magmatic OCC extension succeeded by a higher magmatic flux associated with arrival of an increasing amount of subduction components in the source. Coexistence of MORB-like and IAT magmas has been previously identified in back-arc basins (e.g., Ishizuka et al., 2009; Akizawa et al., 2021). Syn-magmatic deformation along the MDS facilitated the exhumation of mantle and lower crustal rocks, while the formation of gabbro-derived amphibolites and emplacement of isotopic gabbros reflects magmatic activity synchronous with OCC development. U-Pb zircon ages from the MDS amphibolites (172-170 Ma) provide a robust constraint for the early stages of OCC formation, which immediately preceded the onset of Eastern-type crust formation. As mentioned above, the short lapse of

time between MDS formation and obduction of the Mirdita ophiolite leaves little time for formation of boninite during a new subduction inception.

The structural evolution of the MDS is a long-lived extensional feature, with shear zones and detachment faults accommodating progressive deformation from high-temperature ductile conditions to brittle-ductile and brittle regimes. This continuum of deformation is consistent with models of OCC formation in a slow- to intermediate-spreading ridge environments, where the detachment systems act as conduits for transport of magma. Further geochronological and geochemical studies are essential to refine the timing and processes associated with OCC formation and the transition between Western- and Eastern-type ophiolite magmatism, and the major geological event that marks the shift in tectonics and magmatism.

2.8 Acknowledgements

We thank the support of *Fonds de Recherche du Québec – Nature and Technologies* [Grant: 207964, 2017-2018 to A. Bogatu]. We thank support of Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada [Grant to A. Tremblay]. Thanks are due to Elisa Prendi (Geological Survey of Albania), Zef Prendi for sharing his knowledge of the Munella Mine geology and surroundings, and staff of the Faculty of Geology and Mining of the Polytechnic University of Tirana for access to the university facilities. We also thank Joshua Davies for help acquiring of the geochronology data. This manuscript is dedicated to the memory of Kumbull, who left her soul in the Purcell Mountains, after a long journey from Albania to Canada.

CHAPITRE III

AN OCEANIC CORE COMPLEX PRESERVED IN THE SQUANGA LAKE OPHIOLITE, NORTHERN ATLIN TERRANE, YUKON

Adina Bogatu¹
Jean H. Bédard²
Loïc Labrousse³
Alexandre Zagorevski⁴
Alain Tremblay¹

¹Université du Québec à Montréal – Geotop

² Geological Survey of Canada, Québec

³Sorbonne Université, iSTeP, Paris 06

⁴Geological Survey of Canada, Ottawa

Bogatu, A., Bédard, J.H., Labrousse, L., Zagorevski, A. et Tremblay, A., 2023. « An oceanic core complex preserved in the Squanga Lake ophiolite, northern Atlin terrane, Yukon ». *Lithos*, p.107269.

Version publiée

ABSTRACT

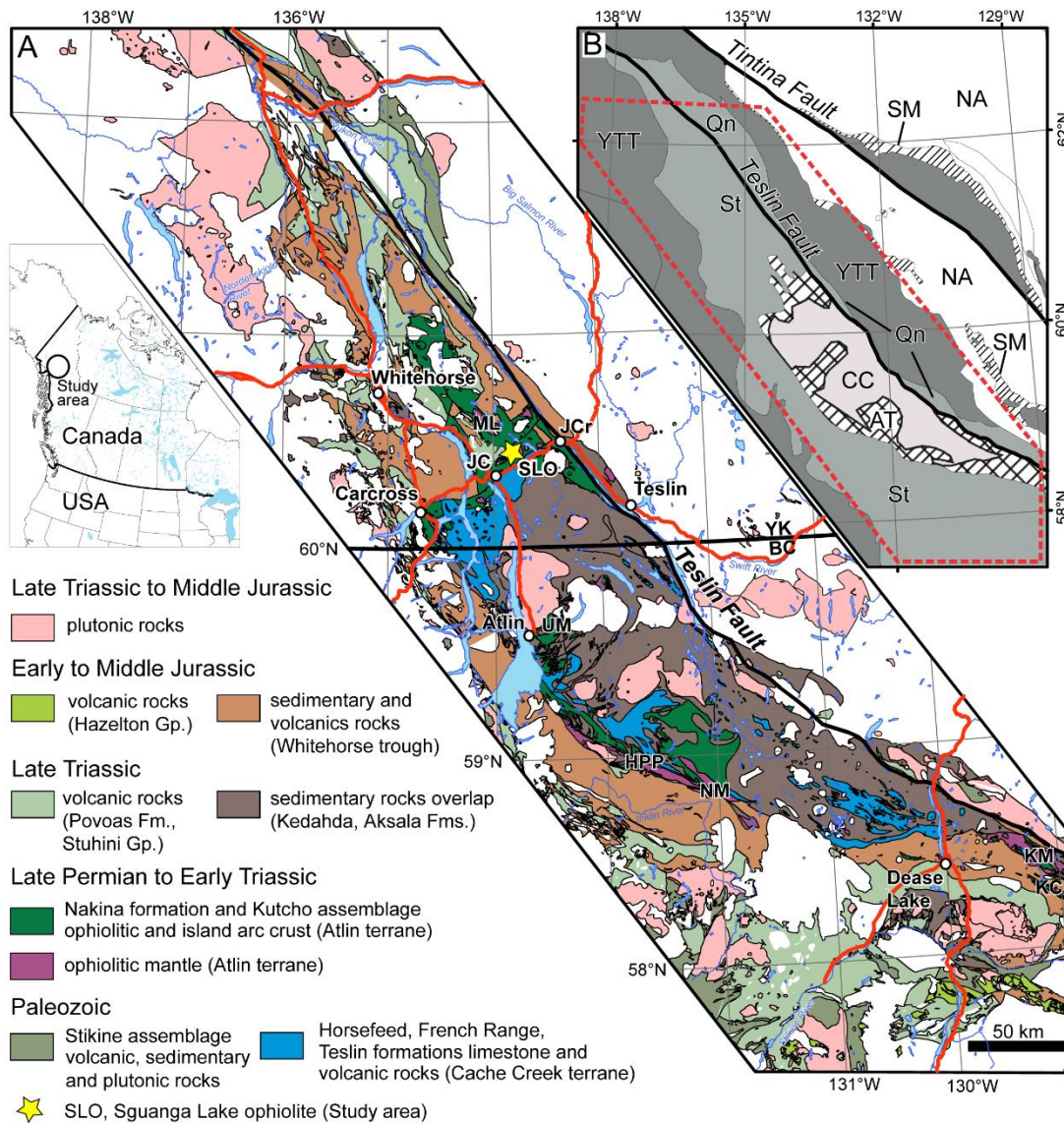
The Squanga Lake ophiolite of southern Yukon exhibits a non-Penrose pseudostratigraphy with mantle tectonites separated from upper crustal rocks by an extensional detachment zone (Squanga Lake detachment zone, SLDZ), compatible with formation in an oceanic core complex. Spinel, orthopyroxene and clinopyroxene mineral compositions indicate dynamic re-crystallisation during exhumation of ophiolitic mantle rocks. The rocks and structures of the SLDZ also preserve evidence of exhumation: 1) clasts of primitive olivine-cumulates in the SLDZ *mélange* represent excised lower oceanic crust; 2) structures in the SLDZ indicate ductile to brittle conditions; 3) temperatures along the SLDZ span from upper- to lower-amphibolite facies conditions. We obtained 248.77 ± 0.22 , 248.53 ± 0.41 , and 248.84 ± 2.09 Ma U-Pb zircon ages from upper crustal gabbro, a gabbro fragment within the SLDZ *mélange* and a dyke within the SLDZ implying syn-kinematic magmatism. Calc-silicate alteration associated with cross-cutting diabase dykes yielded a U-Pb titanite age of 247 ± 10.5 Ma. All igneous rocks show similar geochemical signatures with ubiquitous subduction input. Our data indicate that Squanga Lake ophiolite preserves an oceanic core complex, formed in a back-arc basin environment.

3.1 Introduction

Ophiolites are commonly preserved along major tectonic suture zones, marking the prior location of oceanic basins (*e.g.*, Dewey, 1987). In the northern Canadian Cordillera, large, fault-bounded Permian-Triassic ophiolite belts (Fig. 3-1; Ash and Arksey, 1990; Zagorevski *et al.*, 2021), previously assigned to the Cache Creek terrane, are now considered to be part of the Atlin terrane (AT on Fig. 3-1B; Zagorevski *et al.*, 2021). The Atlin terrane is bounded by the Cache Creek terrane (CC on Fig. 3-1B) to the east, a sliver of Quesnellia arc terrane (Qn on Fig. 3-1B) to the northeast and by the Stikinia arc terrane (St on Fig. 3-1B) to the west and northwest.

Recent studies of the Atlin terrane ophiolitic massifs (Fig. 3-1; *e.g.*, Corriveau, 2019; McGoldrick *et al.*, 2017; Zagorevski *et al.*, 2021) suggest they formed in a supra-subduction zone (SSZ) setting, and were obducted onto a carbonate platform preserved in the Cache Creek terrane (CC) during the Triassic (ca. 235-240 Ma).

Northern Canadian Cordilleran ophiolites of Atlin terrane rarely exhibit a complete Penrose section (Anonymous, 1972; *e.g.*, KM, King Mountain on Fig. 3-1A); with ultramafic mantle rocks commonly being in direct contact with upper crustal rocks. Zagorevski *et al.* (2021) proposed that this was the result of pre-obduction extensional faulting related to formation of oceanic core complexes (OCCs). OCCs are dome-shaped structures cored by tectonically exhumed oceanic upper mantle and/or gabbroic lower and middle crust, which are structurally overlain by upper crustal facies in the downfaulted block (*e.g.*, Cann *et al.*, 1997; Tucholke *et al.*, 1998). OCCs can form along mid-oceanic ridges (MOR-type) and in supra-subduction zone settings (SSZ-type; *i.e.*, back-arc basin: BAB). A SSZ origin was proposed for the Atlin terrane ophiolites (McGoldrick *et al.*, 2017; Zagorevski *et al.*, 2021) but no temporal or tectonic relationship has been established between non-Penrose stratigraphy and syn-oceanic deformation in a SSZ setting.



In this contribution, we present new structural, lithogeochemical and geochronological data on the Squanga Lake ophiolite (SLO, southern Yukon; Figs. 3-1 & 3-2). We focus on the field relationships, kinematics and age of deformation of the structural boundary between the mantle and crustal rocks, and interpret it as a detachment formed during spreading in a back-arc basin OCC. This is the first detailed examination of OCCs in the Cordillera and contributes to our understanding of Permian-Triassic tectonically-accommodated, slow-spreading ridges outboard of Laurentia.

3.2 Geology of the Atlin terrane ophiolites

The Atlin terrane ophiolites extend over ~450 km from southern Yukon to central British Columbia in the Canadian Cordillera (Fig. 3-1). Individual ophiolite massifs show a northwesterly elongation trend caused by overprinting SW-vergent thrust-faulting (Fig. 3-1). The Atlin terrane is composed of Permian-Early Triassic oceanic mantle rocks and associated submarine basalts, brecciated hypabyssal gabbro and dykes, chert, limestone, and rare plutonic rocks. Ages from Atlin terrane ophiolites range between ca. 264 and 244 Ma (Gordey *et al.*, 1998; Devine, 2002; Mihalynuk *et al.*, 2003; Bickerton, 2013; N. Joyce, unpub. data, 2020; R. Friedman, unpub. data, 2020). Recent studies propose that the Atlin terrane is composed of slices of oceanic lithosphere that formed in a SSZ setting, as part of an upper-plate composite arc/back-arc system: specifically, the Atlin intraoceanic arc/back-arc (McGoldrick *et al.*, 2016, 2017; Zagorevski *et al.*, 2021). Zagorevski *et al.* (2021) argued that the Middle Triassic volcanic assemblages of Atlin and Stikinia (*e.g.*, Joe Mtn. Fm. in Yukon) are part of the same composite extensional arc system, based on their similar geochemical affinities and ages. The Atlin terrane was obducted onto the early Carboniferous to late Permian Cache Creek carbonate platform by the Middle-Late Triassic (McGoldrick *et al.*, 2016, 2017; Zagorevski *et al.*, 2021). Rare amphibolites derived from an ocean-island basalt protolith (Zagorevski *et al.*, 2021) have been interpreted as the remnants of the metamorphic sole along the suture between the Atlin terrane and the Cache Creek carbonate platform which comprises limestone, ocean-island basalt and enriched mid-oceanic-ridge basalt (*e.g.*, Monger, 1977; Zagorevski and van Staal, 2021).

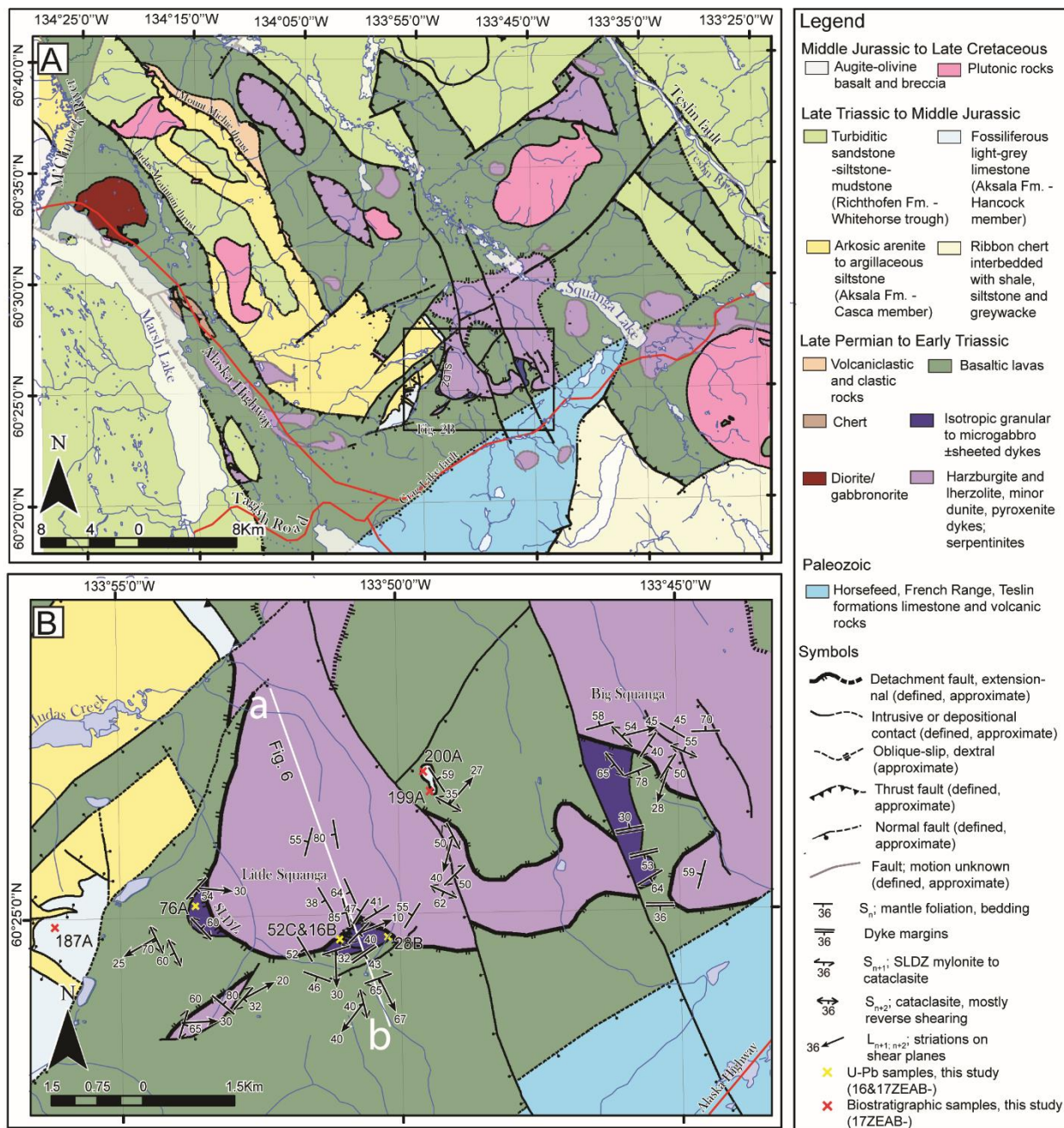


Figure 3-2. A) Regional map of northern Atlin terrane. B) Local geological map of SLO. 'ab' cross section is presented in Fig. 5.

As previously recognized, most Permian-Triassic Atlin terrane ophiolites (*i.e.*, King Mountain, Nahlin, Atlin, Squanga; Fig. 3-1) lack middle to lower crustal facies (*e.g.*, Zagorevski *et al.*, 2021). Only a thin (200 m) and very localized sequence of ultramafic to gabbroic cumulates is known from the Nahlin ophiolite (HPP on Fig. 3-1; Mihalynuk *et al.*, 2004); whereas the King Mountain area (Fig. 3-1A) preserves ca. 2 km of layered upper crustal gabbro-norites, ferrogabbros, plagiogranite and isolated slivers of lower crustal peridotitic and pyroxenitic cumulates (Bédard *et al.*, 2016; Zagorevski *et al.*, 2021). Pre-obduction extensional detachment faults formed in OCCs could explain the common structural excision of cumulates, thus accounting for the non-Penrose stratigraphy of most Atlin terrane ophiolites (McGoldrick *et al.*, 2017; Zagorevski *et al.*, 2021). The present work focuses on the Squanga Lake ophiolite (SLO; Fig. 3-1), one of the northernmost ophiolite massifs in the Atlin terrane.

3.2.1 Regional relationships of northern Atlin terrane

Ophiolitic rocks of the northern Atlin terrane were structurally obducted onto the Cache Creek carbonate rocks along shallowly-dipping Middle to Late Triassic thrusts (Zagorevski *et al.*, 2021). These Triassic thrusts are northeast verging, as identified in Nimbus Mountain area (NM on Fig. 3-1A; Zagorevski *et al.*, 2021), and were disrupted by early Middle Jurassic (ca. 172-174 Ma) thrusts with opposite, southwest-directed structural vergence (Bickerton *et al.*, 2020; Zagorevski *et al.*, 2021).

Cache Creek carbonate rocks and Triassic suture zones are not exposed below the Squanga Lake ophiolite. Synorogenic Early to Middle Jurassic basin sedimentary strata of the Whitehorse trough (*i.e.*, black turbiditic siltstone, greenish-grey sandstone and polymict conglomerate) overlap the Permian-Triassic ophiolites and Late Triassic basinal epiclastic and carbonate strata of Stikina (Aksala Formation; Bickerton *et al.*, 2020; Fig. 3-2A).

Bickerton *et al.* (2020) proposed that the Marsh Lake ophiolite ultramafic units (ML on Fig. 3-1A; ~25 km NW of SLO), inferred to be part of the same structural slice as the SLO, were structurally emplaced onto the younger (Triassic to Jurassic), unconformably-overlying sedimentary cover during SW-directed thrusting, and subsequently re-imbricated by late NE-verging faults. The latter formed as thrusts during Late

Jurassic to Early Cretaceous or as tear-faults associated with regional-scale mid-Cretaceous dextral strike-slip motion.

The northern Atlin terrane (Fig. 3-2A) are intruded by late to post-accretionary alkaline to calc-alkaline granitoid plutons of the Early to Middle Jurassic Bryde (174-168 Ma; *e.g.*, Michie Pluton; Colpron *et al.*, 2022) and Bennett plutonic suite (178-175 Ma; *i.e.*, Bennett and Alligator Lake plutons; Colpron *et al.*, 2022); and by the Early Cretaceous Teslin (123-115 Ma; *i.e.*, Hayes and Streak Peak plutons; Hunt and Roddick, 1994) and Whitehorse (112-105 Ma; *i.e.*, Mt. M’Clintock pluton; Hart, 1997) plutonic suites. Similar post-obduction plutons have been identified in northern British Columbia (*e.g.*, Fourth of July batholith, Bennett suite; Mihalynuk *et al.*, 2004). The SLO is cut by minor dioritic dykes (<2 m wide, E-W-striking and dipping 15-30° N or S) which likely represent off-shoots of these post-obduction alkaline to calc-alkaline suites. The late dioritic dykes will not be further discussed as they are not a major lithology in the study area are not the focus of this contribution.

3.3 Geology of the Squanga Lake Ophiolite (SLO)

The SLO (informally divided into the Little and Big Squanga massifs; Fig. 3-2B), contains both crustal and upper mantle components. The mantle portion comprises mostly clinopyroxene-poor lherzolite to harzburgite mantle tectonites, with subordinate dunite and pyroxenite intrusives and layers. In the Little Squanga massif, mantle peridotites form the footwall of an ESE-dipping detachment fault that marks the contact with the overlying oceanic upper crustal rocks of the hanging-wall (Figs. 3-2 & 3-3). The detachment, that will henceforth be referred to as the Squanga Lake detachment zone (SLDZ), is a ~20 m thick shear zone that includes a high-strain serpentinite (lower 5 m) and an ophiolitic mélange zone (upper 15 m).

The SLDZ is cut by granular (*i.e.*, medium-grained) gabbro to diabase dykes (Figs. 3-3B & 3-4A) with chilled margins. Above the SLDZ, medium- to fine-grained isotropic gabbro gradually transitions up-section to a zone of interleaved microgabbro and diabase dykes striking ENE-WSW (Figs. 3-4B & C) that we interpret to be a sheeted dyke system (Fig. 3-4B & D). The contact between the crustal microgabbro ±

sheeted dykes and overlying basalts and chert (Fig. 3-4E) is inferred to be a fault (Fig. 3-3A). In the next sections we review the geology of the SLO from bottom to top and provide detailed petrographic and geochemical information, to set the scene for a detailed description of the SLDZ.

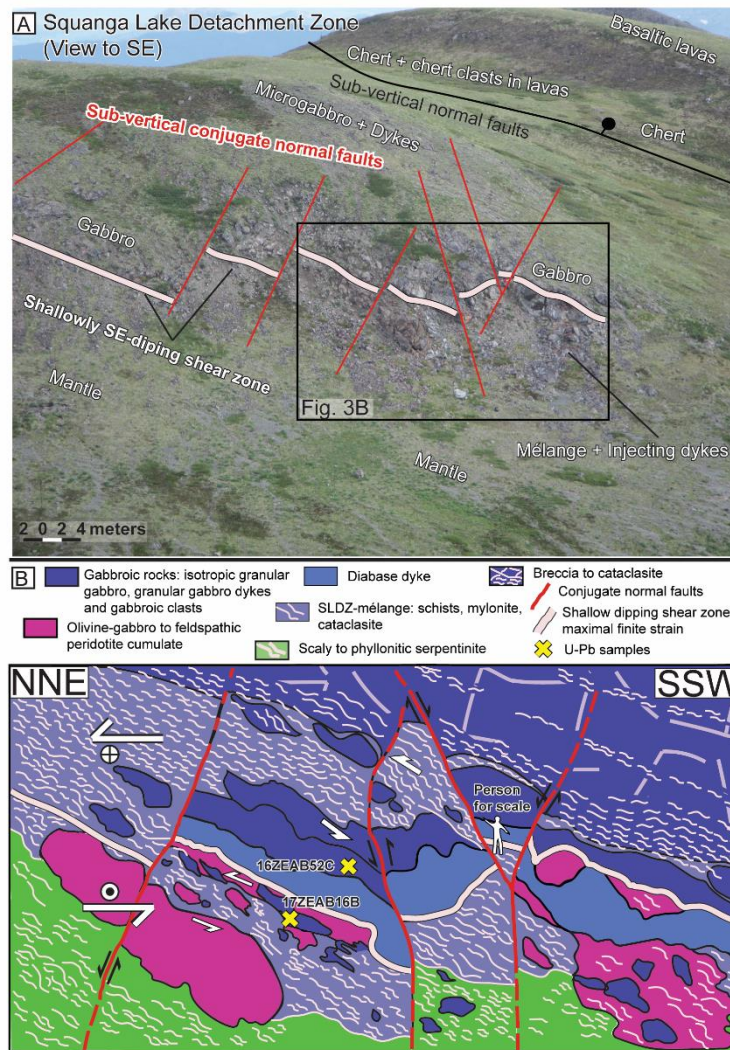


Figure 3-3. A) Little Squanga Lake massif section. B) Detailed sketch of SLDZ.

3.3.1 The Squanga Lake ophiolite mantle rocks

The footwall mantle rocks at the lowest structural levels of SLO are isotropic to layered harzburgite and cpx-poor lherzolite tectonites (~45-65% ol, olivine; ~25-40% opx, orthopyroxene; 1-8% cpx; <5% spi, spinel), with subordinate meter-scale layers and dykes of dunite, orthopyroxenite and websterite (Fig. 3-4F).

The high-temperature foliation (S_n ; Figs. 3-5 & 3-6A) in the mantle tectonites is defined by aligned chromite trails and pyroxene-rich layers (Fig. 3-4F). The S_n mantle fabric is progressively rotated from a dominantly N-S strike (~180°; dipping ~45°W), to a WSW orientation (~250°; dipping ~50°NW) as the contact with crustal rocks is approached (Figs. 2B & 5). In the 200 m structurally below the SLDZ (Figs. 3-3 & 3-5), brecciated peridotite and serpentinite vein stockworks (Fig. 3-4F) locally contain asymmetrical and rotated opx porphyroclasts (Fig. 3-7A). The serpentinite vein stockworks grade into pervasive serpentinites at the bottom of the SLDZ and acquire scaly and phyllonitic fabrics in the uppermost 5 m (the lower SLDZ facies; Fig. 3-5).

3.3.2 The Squanga Lake detachment zone (SLDZ)

In the Little Squanga massif, mantle tectonites are separated from hanging-wall crustal rocks by the SLDZ. This 20 m wide structure is a set of moderately ESE-dipping, anastomosed extensional shear zones (S_{n+1} ; Fig. 3-6B), developed over 800 meters along-strike (Figs. 3-2 & 3-3). The lower part is made up of scaly and phyllonitic serpentinites and mylonitic zones (~5 m thick; Figs. 3-8A & B). The upper part is an ophiolitic *mélange* (~15 m thick) that contains meter-scale blocks of plutonic rocks embedded in a sheared amphibole-chlorite $\pm$ talc schist with mylonitic and cataclastic textures (Figs. 3-3 & 3-5). Fragments of the adjoining gabbroic hanging-wall provide evidence for likely mechanical attrition of solid hanging-wall gabbros into the SLDZ.

The tectonic *mélange* of the upper SLDZ is cut by granular gabbro dykes and diabase (Figs. 3-3, 3-4A, 3-5, 3-8C & D), which are possibly linked to the mafic units of the hanging-wall. Brittle, high-angle

normal faults offset the SLDZ, superimposing a late NW-SE-oriented horst-and-graben geometry onto the older ductile-brittle decollement system (Fig. 3-3). The SLDZ will be described in detail in section 4.

3.3.3 Hanging-wall crustal rocks

The hanging-wall crustal rocks above the SLDZ, include, in ascending order, cumulate and isotropic gabbro, microgabbro $\pm$ sheeted dykes, basaltic dykes and lavas, and sedimentary rocks. Lower crustal facies (*i.e.*, ultramafic and mafic cumulates, coarse grained gabbro) only occur as clasts in the upper SLDZ *mélange*.

Basal isotropic gabbro and cumulate gabbro

Immediately above the SLDZ, the crustal section is dominated by ‘salt-and-pepper’ isotropic granular gabbro over a $\sim$ 200 m thickness (Figs. 3-3 & 3-5). The granular gabbro is fine- to medium-grained, equigranular, and is composed of euhedral to subhedral plagioclase (<1.5 mm; 40%), subhedral cpx (<2.5 mm; 60%) and minor magmatic brown amphibole. Plagioclase is extensively saussuritized and re-crystallized to albite. Accessory minerals include magmatic Fe-Ti-oxides (*i.e.*, ilmenite, magnetite) and zircon; Ti-oxides are replaced by leucoxene and titanite. The cpx is extensively chloritized. The granular gabbro is cut by veins of prehnite+chlorite+quartz+epidote, is brecciated and affected by cataclastic shear bands (10-20%; Fig. 3-7B). As the SLDZ is approached, the hydrothermal brecciation of the gabbro is more pervasive (with an increasing proportion of actinolite veins), and cpx is increasingly replaced by actinolite to magnesio-hornblende.

Locally, the base of the crustal sequence contains patches (up to 5 m wide; Fig. 3-4C) of granular gabbro with coarse grained (ca. 5 mm) cumulate textures. The coarser gabbro shows poikilitic textures with large cpx $\pm$ amphibole aggregates (1-2 cm) enclosing euhedral, prismatic, zoned plagioclase (<2 mm; 40% An).

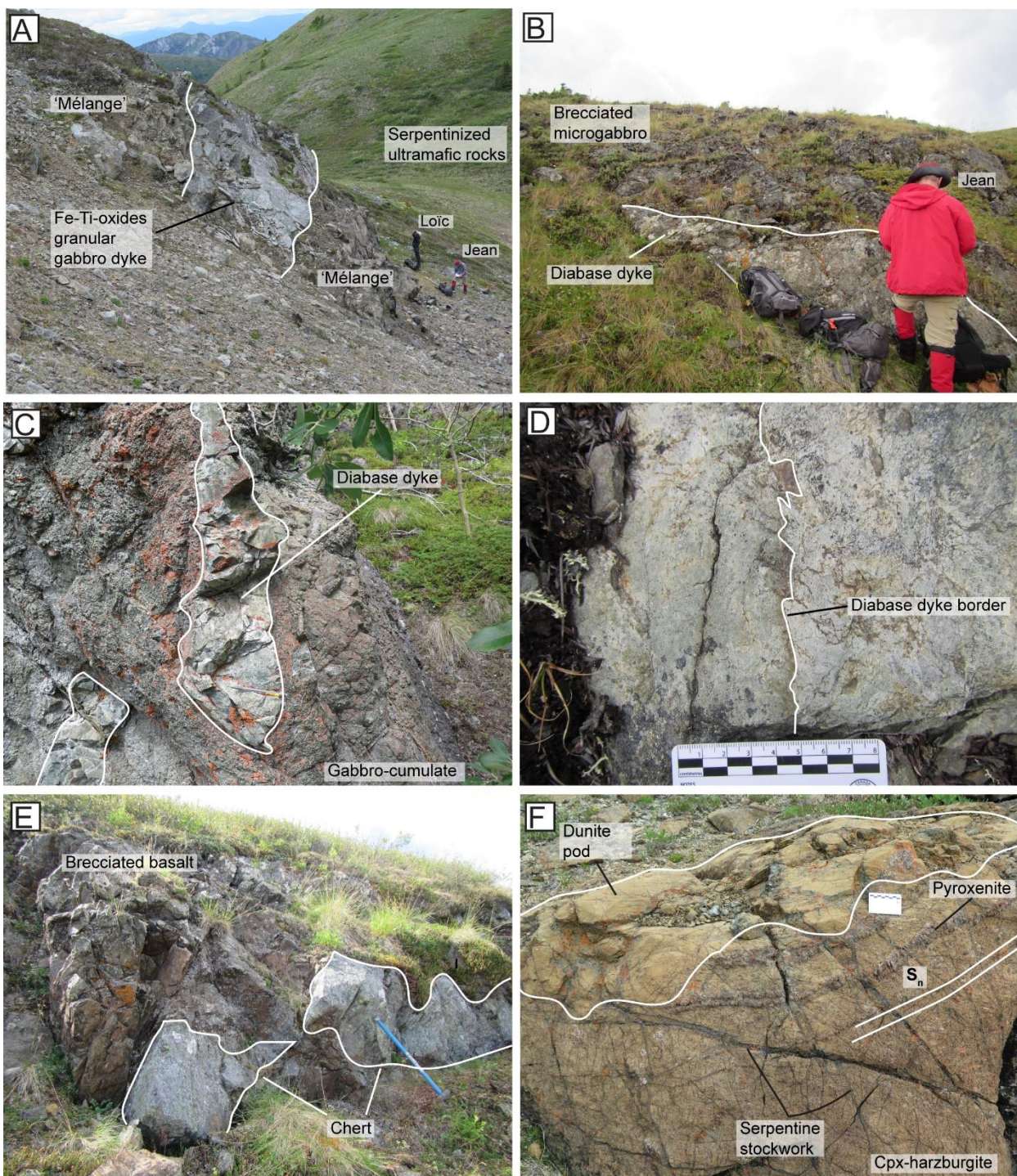


Figure 3-4. Field photos of SLO units. A) SLDZ mélange cut by a granular gabbro dyke. B) Microgabbro ± sheeted dyke, 300 m above the SLDZ. C) Gabbro cumulate cut by diabase dyke. D) Sheeted dyke border, 300 m above the SLDZ. E) Clasts of chert in brecciated basalt, 500 m above the SLDZ. F) Cpx-harzburgite with a dunite pod and layered pyroxenite, 150 m beneath the SLDZ.

Late intrusions into the SLDZ

ENE-WSW-striking granular gabbro dykes (<5 m wide; Figs. 3-4A, 3-7C, 3-8A to D) and diabase dykes with chilled margins (<1-2 m wide; Figs. 3-4D, 3-7C & 3-8C) crosscut the SLDZ-related mélange zone, extending into the crustal sequence above (Figs. 3-4B & D). Both diabase and granular gabbro dykes are cut by late quartz-calcite-prehnite-epidote veins (Figs. 3-6C, 3-7B & 8E) parallel to a series of conjugate normal faults.

Granular gabbro dykes have an equigranular and homogeneous matrix composed of euhedral to subhedral cpx (<1.5 mm; 40%), interstitial plagioclase (<1.5 mm; 60%), opx primocrysts (<3 mm; <5%) and traces of Fe-Ti-oxides. These dykes exhibit ductile shear bands, marked by alternating bands of plagioclase (0.5-1 mm width), cpx/brown hornblende (<2.5 mm width) and Fe-Ti-oxides. Clinopyroxene and magmatic amphibole are extensively overprinted by secondary magnesio-hornblende and by actinolite/tremolite in schists. Although intrusive into the SLDZ mélange, the granular gabbro dykes are also affected by ongoing SLDZ shearing and alteration, as shown by the presence of 1) texturally and geochemically similar granular gabbro clasts in the mélange (Fig. 3-3); and 2) narrow (<10 cm wide) amphibole-chlorite ± talc bearing shear bands and mylonite zones cutting across the dykes (Figs. 3-8E & F).

Diabase gabbro dykes contain tabular plagioclase (<0.5 mm; <60%), small tabular cpx (<0.2 mm; <30%) and traces of Fe-Ti-oxides (Fig. 3-7C). Clinopyroxenes are only partly replaced by actinolite, chlorite and epidote. Diabase dykes show minimal alteration and deformation related to the SLDZ as they inject the upper ophiolitic mélange, including brittle cataclasite shear bands which represent the final increments of SLDZ deformation.

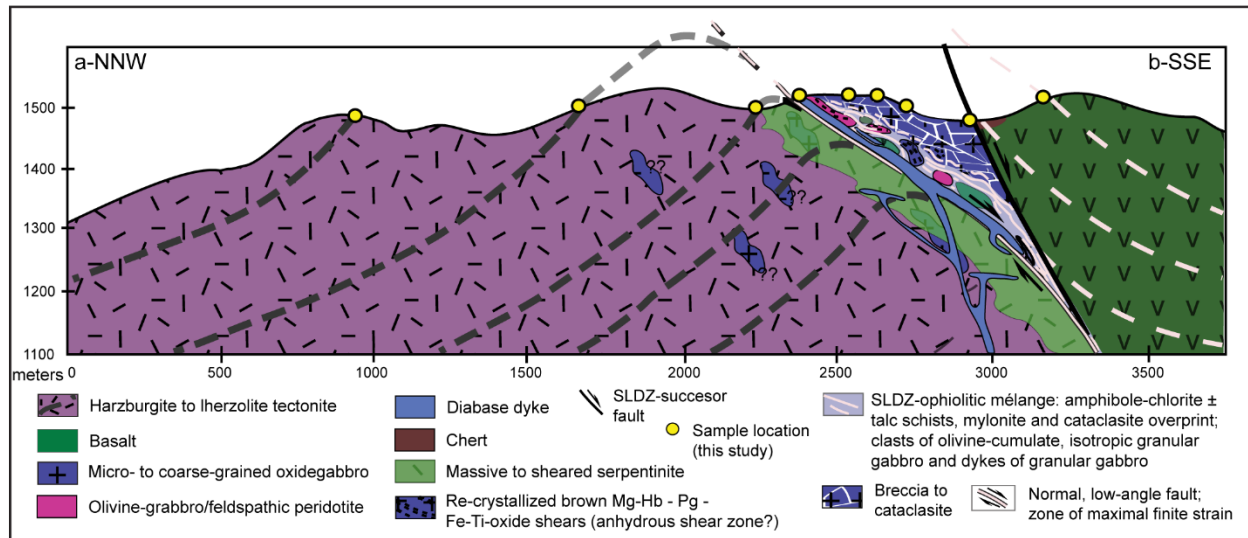


Figure 3-5. Cross-section along Little Squanga Lake massif section.

Microgabbro ± sheeted dykes

Isotropic granular gabbro transitions into microgabbro ± sheeted dykes (Figs. 3-3A, 3-4B & D; ~150 m thick), forming sets of ENE-WSW-striking (Fig. 3-6B) dykes. The dykes range from granular microgabbro to diabase with extensive brecciated aspect, and contain fine-grained plagioclase (0.4 mm; 60%) and cpx (0.7 mm; 40%) with local ophitic texture. Accessory, and trace minerals include Fe-Ti-oxides. Clinopyroxene is extensively chloritized and epidotized, and plagioclase is saussuritized. Plagioclase grains show grain boundary migration and re-crystallisation textures. Quartz-prehnite-epidote-chlorite veins (Figs. 3-6C & 3-8E) and cataclasite overprint the microgabbro ± sheeted dykes.

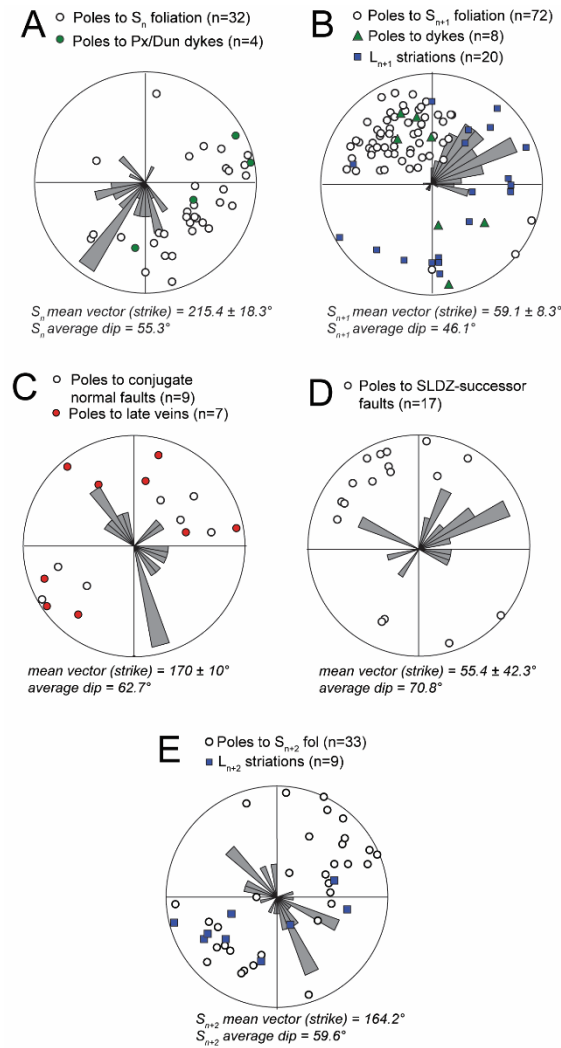


Figure 3-6. Stereonet diagrams of SLO. A) Poles to mantle rocks foliation (black dots, S_n) and dykes/layers of pyroxenite (green dots). B) Poles to SLDZ foliation (black dots, S_{n+1}), striations (blue squares) on S_{n+1} shear plane and diabase (green triangles). C) Poles to late-conjugate normal faults (black dots) and poles to fault-concordant veins (red dots). D) Poles to successor faults (black dots), cutting the SLDZ-related foliation at high angle. E) Poles to thrust related shearing and faulting (black dots, S_{n+2}) and striations (blue squares, L_{n+2}) on S_{n+2} planes.

Basalts

Basalts (~1 km thick) are exposed over ~10 km laterally in the SLO (Fig. 3-3-2). The basalts are mostly composed of a brown turbid aphanitic matrix (70%) containing phenocrysts of acicular plagioclase (7%), cpx phenocrysts (<1 mm; 10%), and cpx-plagioclase glomerocrysts (13%). Alteration minerals include epidote, chlorite, titanite, calcite and minor sulphides in vesicles and overprinting primary magmatic minerals.

Most basalts show syn-volcanic autoclastic and hyaloclastic textures. Pillowed facies are locally preserved. The contact with the underlying microgabbro and sheeted dyke unit (Fig. 3-2) is a poorly exposed, linear topographic trough, but where visible, it shows kinematic indicators (over a width of 0.5 m) compatible with normal offset of basalts to the E-SE (Figs. 3-3A, 3-5 & 3-6D).

Sedimentary rocks

Pods and discontinuous layers (up to 5 m thick and 10 m wide) of green chert, grey to black argillite and limestone are intercalated with the basalt (Fig. 3-4E). These sedimentary strata are frequently broken up into smaller blocks by NE-SW trending normal faults (Fig. 3-6D). Conodonts are locally found in less recrystallized limestone. The radiolarian chert consists of dark grey silica-rich beds and paler silty beds containing radiolarian fauna. Argillite beds contain mica flakes, plagioclase and traces of calcite, pyrite and epidote. Diagnostic conodont fauna from a limestone clast in the basalts (sample 17ZEAB200A; 60.433908°N/133.823198°W; Fig. 3-3-2B) indicate a late Carboniferous to early Permian age (294-323 Ma on 2020 IUGS timescale; M. Golding; unpub. report, 2017). Clasts of siliceous rocks, including chert and siliceous argillite, contain radiolarians associated with rare sponge spicules. Diagnostic radiolarian fauna was identified in one chert clast (sample 17ZEAB199A; 60.433539°N/133.822660°W; Fig. 3-3-2B), yielding a late Permian age (252-264 Ma on 2020 IUGS timescale; F. Cordey; unpub. report, 2018).

Sections up to 1 km thick of massive and locally fossiliferous light-grey limestone (intercalated with arenite and siltstone) crop out on ridge tops in the southwestern part of the study area (Fig. 3-2), overlying

the SLO rocks. However, where observed, their basal contacts are faults. A single sample (17ZEAB187A; 60.415817°N/133.938181°W; Fig. 3-2B) collected from this continuous limestone unit, yielded a Late Triassic (201-227 Ma on 2020 IUGS timescale; M. Golding; unpub. report, 2017) diagnostic conodont fauna (*Mockina mosheri*), and could be correlative to the Hancock member of the Aksala Formation (Stikinia), which contains mid-upper Norian (208.5-218 Ma) microfossils and ammonoids (Bickerton, 2013).

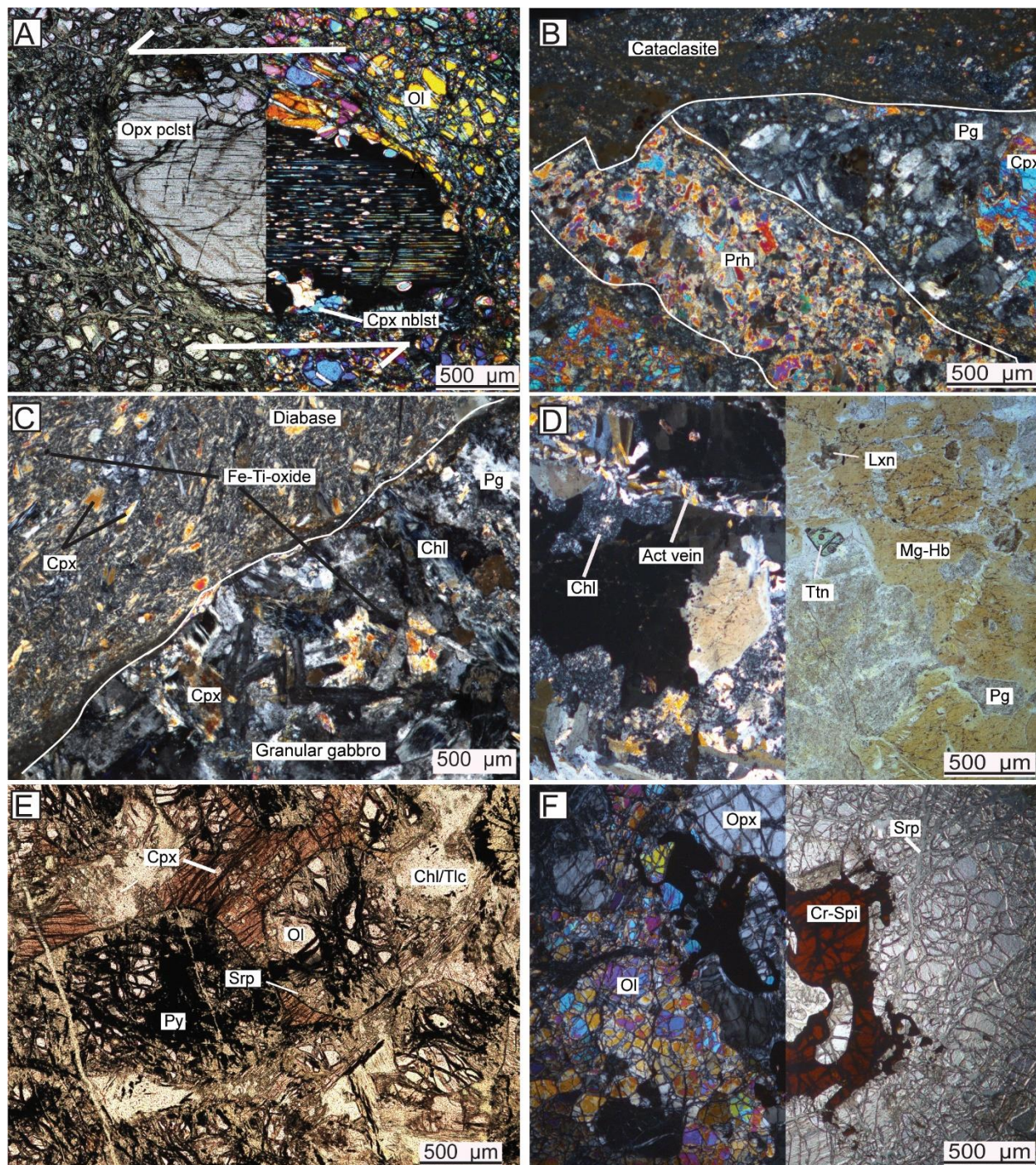


Figure 3-7. Photomicrographs of SLO units. A) Orthopyroxene porphyroclasts and bordering clinopyroxene recrystallized neoblasts in cpx-harzburgite, 200 m below the SLDZ. Left half: view in PPL; Right half: view in XPL. B) Cpx-plagioclase (Pg) with poikilitic texture cut by a prehnite-rich veinlet, both grinded by a cataclasite shear band in isotropic granular gabbro ~500 m above the SLDZ. View in XPL. C) Cpx-plagioclase in diabase cutting a granular gabbro dyke along the SLDZ. View in XPL. D) Magnesio-hornblende, plagioclase, titanite and ilmenite in an isotropic granular gabbro clast along the SLDZ. Actinolite overprints brown amphibole and occurs in cross-cutting veinlets. Left half: view in XPL; Right half: view in PPL. E) Olivine primocrysts replaced by serpentinite and pyrite, in a matrix of cpx and magnesio-hastingsite in olivine-cumulate clast along the SLDZ. View in PPL. F) Opx porphyroclast remnant and Cr-spinel (Cr-spi) with holly-leaf texture in a matrix of olivine, in a cpx-harzburgite, 40 m below the SLDZ. Left half: view in XPL; Right half: view in PPL. Act, actinolite; Chl, chlorite; Cpx, clinopyroxene; Cr-spi, Cr-spinel; Lxn, leucoxene; Mg-Hb, magnesio-hornblende; Ol, olivine; Opx, orthopyroxene; Pg, plagioclase; Prh, prehnite; Py, pyrite; Srp, serpentinite; Tlc, talc; Ttn, titanite.

3.4 The Squanga Lake Detachment Zone Lithologies

Here, we describe in detail the SLDZ-related lithologies, including the lower sheared serpentinites, the upper ophiolitic *mélange* and enclosed crustal blocks.

3.4.1 The lower SLDZ sheared serpentinites

The highest degree of serpentinization and finite strain of SLO mantle rocks occurs over 2-5 m structural thickness, constituting the lowermost part of the SLDZ (Figs. 3-3, 3-8A & B). These sheared serpentinites develop an S-C fabric where the dominant C-planes strike ENE-WSW and dip moderately ($\sim 50^\circ$) to the ESE (Fig. 3-6B). Chrysotile fibers define E- to S-plunging ($\sim 30^\circ$; Fig. 3-6B) striations on the C-planes. Dextrally rotated S-planes, defined by fibrous chrysotile and margins of sigmoidal rigid lenses, are compatible with normal-motion of a downthrown upper crustal SE-block in respect to mantle peridotites.

Sheared serpentinite show scaly to phyllonitic textures. Scaly serpentinite is characterized by a spaced foliation (Fig. 3-9A), whereas phyllonite refers to a continuous penetrative foliation defined by aligned fine-grained fibrous chrysotile (Fig. 3-9B; Cox *et al.*, 2021). Scaly and phyllonite chrysotile

preserve rigid millimeter to centimeter-scale asymmetric clasts compatible with an oblique-normal (sinistral) sense of shear along the SLDZ, with a downthrown motion of the ESE block. The rigid clasts contain pseudomorphic (*i.e.*, mesh, bastite; Fig. 3-9A), transitional (*i.e.*, ribbons, hourglass) and non-pseudomorphic (*i.e.*, gouge, banded veins) textures. Transitional serpentine textures refer to weakly to moderately deformed pseudomorphic textures, whereas non-pseudomorphic textures do not preserve any primary mesh or bastite (*e.g.*, O'Hanley, 1996).

Deformation textures in SLDZ serpentinites and the overprinting relationships between pseudomorphic, transitional and non-pseudomorphic serpentine minerals are indicative of progressive shearing and recrystallization (Figs. 3-9A & B; *e.g.*, Cox *et al.*, 2021; O'Hanley, 1996; Tarling *et al.*, 2019).

3.4.2 The upper Squanga Lake detachment zone ophiolitic *mélange* and schists

The uppermost SLDZ (~15 m thick) is a heterolithic ophiolitic *mélange* (Figs. 3-3, 3-4A, 3-8C to F), where domains of maximal shearing are characterized by anastomosed amphibole-chlorite $\pm$ talc schists (Fig. 3-8E & F, 3-9C) and mylonites (Fig. 3-9C). In the *mélange*, clasts include isotropic granular gabbro and fragments of granular gabbro dykes. Fragments of cross-cutting granular dykes attest to the syn-magmatic nature of the SLDZ, as basalt continued to ascend into the crustal section while the SLDZ was active. The *mélange* also contains a variety of coarser, more primitive olivine-cumulate rocks that are not exposed in the adjoining hanging-wall and which are rare in the Atlin terrane ophiolites overall.

Amphibole-chlorite $\pm$ talc schists, mylonite, intrusive metagabbroic rocks

The main fabric of the *mélange* zone (S_{n+1} ; Fig. 3-6B), as defined by foliation in schists and mylonite, has an ENE-WSW orientation and a moderate dip towards the ESE (Fig. 3-6B), concordant with orientation of sheared serpentinites beneath. The schists define anastomosing shear bands (<50 cm; Fig. 3-8E & F), and locally high finite strain planes show mylonite composed of tremolite/actinolite fibers (<2 mm wide bands; Fig. 3-9C). E- to S-plunging (Fig. 3-6B) fibrous amphibole striations on the schistosity plane are moderately (<50°) dipping. Shear-sense indicators in mylonitic bands (Fig. 3-9C) and schists are compatible with

horizontal stretching and downthrow of the S-SE block, consistent with S-C fabrics observed in serpentinite (Figs. 3-9A & B).

Alteration haloes (*i.e.*, calc-silicate, blackwall-alteration; sites 52C & 28B on Figs. 3-2B & 3-3B) develop at the contact between serpentinites and cross-cutting dykes of granular gabbro and diabase. ‘Blackwall’ alteration refers to massive to sheared chlorite-rich zones (<5 cm wide; Figs. 3-8A, B & 3-9D), whereas calc-silicate haloes (*i.e.*, rodingite-like rocks; <50 cm wide; Fig. 3-9E) are composed of diopside/augite, actinolite/tremolite, albite, serpentinite, talc, titanite, chlorite, epidote, prehnite, apatite and zircon. Diopside in calc-silicate-rich zones is prismatic (<20 μm) and intergrown with titanite and chlorite; zircon and titanite have a ‘patchy’ aspect. It is unclear whether zircon is inherited from the protolith or formed during alteration, but the intergrowth of titanite, diopside and chlorite implies titanite formed during alteration (Fig. 3-9E). The titanite was dated by U-Pb method (sample 17ZEAB28B; Fig. 3-2B; section 5.4).

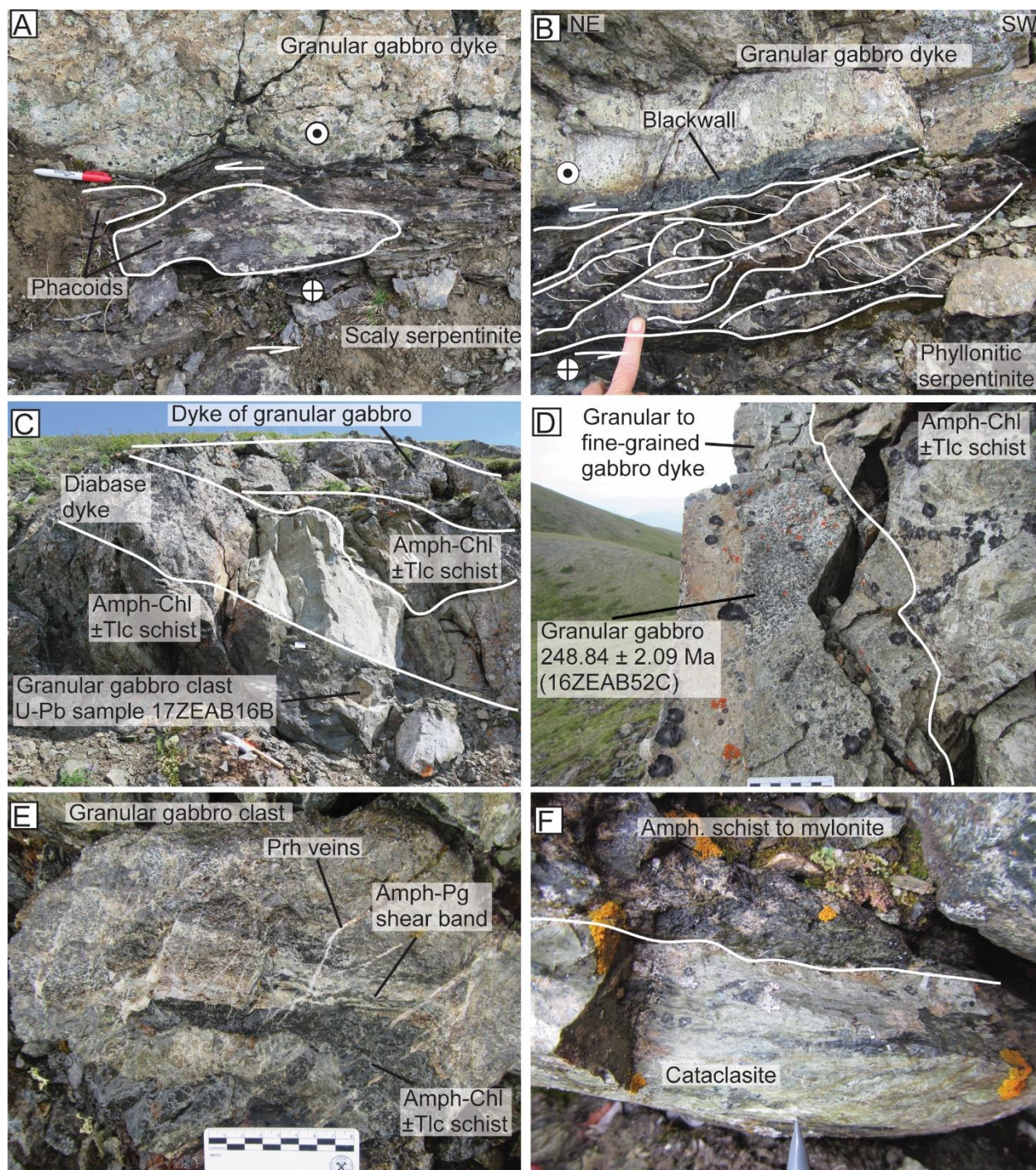


Figure 3-8. Field photos of rock relationships within the SLDZ. A) Granular gabbro dyke injected into scaly serpentinite. B) Granular gabbro dyke injecting chrysotile phyllonite, forming ‘blackwall’ alteration-halo. C) Unaltered and undeformed diabase dyke cutting across isotropic/dyke of granular gabbro and amphibole-chlorite $\pm$ talc schist. Mineral abbreviations are the same as on Figure 7. D) Granular to fine-grained gabbro dyke injecting into amphibole-chlorite $\pm$ talc schist. The pocket of granular gabbro dyke was dated by U-Pb method. E) Granular gabbro clast cut by high temperature ductile magnesio-hornblende+plagioclase+Fe-Ti-oxides shear bands, overprinted by amphibole schist and late prehnite veins. F) Amphibole-chlorite $\pm$ talc schist, mylonite and cataclasite overprinting granular gabbro.

Crustal blocks in the Squanga Lake detachment zone mélange

Gabbroic and ultramafic material is preserved as centimeter to meter-scale clasts embedded in the upper SLDZ mélange. Clasts of isotropic granular gabbro to diorite are medium- to coarse-grained (<7 mm) and have meso- to orthocumulate textures (Fig. 3-7D). They contain 50-80% equant crystals of plagioclase with interstitial diopside to augite cpx and brown magmatic amphibole. There are trace amounts of titanite (<0.5 mm), leucocene (<0.5 mm), magnetite/ilmenite (<0.5 mm) and zircon (<0.1 mm). Plagioclase is extensively saussuritized, but fresh relics remain. Secondary magnesio-hornblende, replacing magmatic amphibole and cpx, shows straight grain boundaries, coarse grains (Fig. 3-9F) and forms rims on cpx suggestive of re-crystallisation under static conditions; but also show undulatory extinction, and development of subgrains and kink bands that imply dynamic re-crystallization (Fig. 3-7D). Dynamically re-crystallized brown-amphibole occurs in magnesio-hornblende+plagioclase+Fe-Ti-oxides ductile shear bands (Fig. 3-8E), most commonly discordant with fabric in mélange. The ductile shear bands are overprinted by amphibole-chlorite $\pm$ talc schist and mylonite bands. An U-Pb age was obtained on zircon from a SLDZ gabbro clast (sample 17ZEAB16B; Fig. 3-2B; section 5.4).

Clasts of olivine-gabbro to feldspathic peridotite contain euhedral olivine (<2 mm; 60%) and diopside (10%) with an orthocumulate texture (Fig. 3-7E). Interstitial to poikilitic minerals include 20-30% cpx and brown magmatic amphibole, and 10% of plagioclase and enstatite oikocrysts. Orthopyroxene oikocrysts are intergrown with cpx. Cr-spinel occurs as tiny euhedral crystals (<0.1 mm) included in the other phases. The olivine is partly to completely replaced by serpentine minerals, chlorite and talc/fibrous tremolite. Both cpx and magmatic brown hornblende are partly replaced by secondary magnesio-hornblende

to actinolite, chlorite and prehnite. Trace minerals include Fe-Ti-oxides and pyrite filling fractures in olivine (<2%; Fig. 3-7E).

3.4.3 Cataclasites

An anastomosed network of centimeter-scale light-beige cataclasite bands (Fig. 3-8F) concordantly overprints serpentinite, schist, mylonite and metagabbroic rocks of the SLDZ. Cataclastic bands have a NE-SW orientation and have a SE-moderate to steep dip (<50°; Fig. 3-6B). Individual cataclasite bands (<20 cm wide) anastomose around lenses (2 cm to 1 m wide) that preserve textures commonly associated with ductile deformation regime including magnesio-hornblende+plagioclase+Fe-Ti-oxides shear bands (Fig. 3-8E), tremolite-chlorite ± talc schists, mylonite (Figs. 3-8E & F, 3-9C & D) and chrysotile phyllonite (Fig. 3-9B).

Cataclastic bands and breccia (Figs. 3-35- & 7B), parallel to foliation in the SLDZ, are observed up to ~500 m above the SLDZ. These foliation-concordant cataclastic bands and breccia may be related to the SLDZ as they are cut by diabase dykes cogenetic and coeval with those that cut fabrics in the SLDZ. These hanging-wall cataclasite bands and breccias wrap around meter scale clasts of limestone, chert and vesicular auto-brecciated basalt (Fig. 3-4E); and consist of fragments of undeformed rocks and isolated crystals of plagioclase and pyroxene in an aphanitic, locally foliated, brownish matrix.

3.4.4 Late normal and reverse faults

The SLDZ and hanging-wall upper crustal rocks are offset by steeply (>60°) NE- and SW-dipping (Figs. 3-3 & 3-6C), conjugate normal faults which define a host-and-graben geometry. These faults are spaced ca. 50 m apart, have off-sets of 5-15 m, and mostly show domino-style down-throws to the NE (red faults in Fig. 3-3). Late, millimeter to centimeter-scale quartz-prehnite-epidote-calcite veins/veinlets fill fractures, creating an array parallel to the conjugate normal faults (Figs. 6C & 8E). Additional normal faults that cut the SLDZ-related foliation at high-angle (Fig. 3-5) are preferentially steeply (>70°) SSE-dipping (black fault; Figs. 3-3A & 3-6D) with NNE strikes that are orthogonal to inferred motion along the SLDZ.

A few brittle, NW-SE-striking (S_{n+2} ; Fig. 3-6E), moderately to steeply (35 to 70°) NE-SW-dipping faults observed in the SLO display kinematic indicators (*i.e.*, asymmetrical fragments of rock, individual grains with sigmoidal structures, fault striations) suggestive of reverse motion. Some of these reverse faults are steeply dipping (Fig. 3-6E) implying re-activation of pre-existing normal faults.

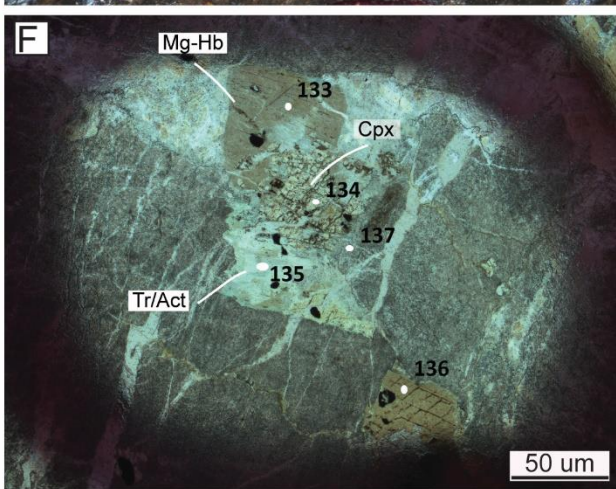
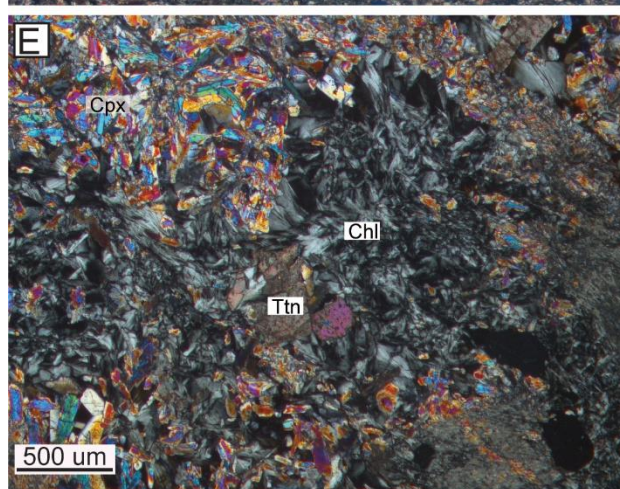
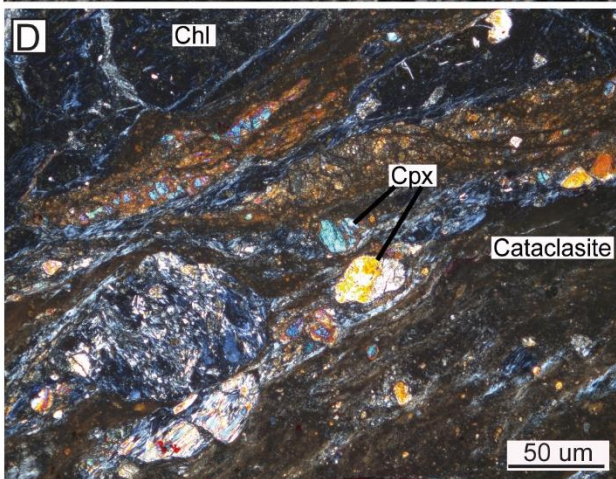
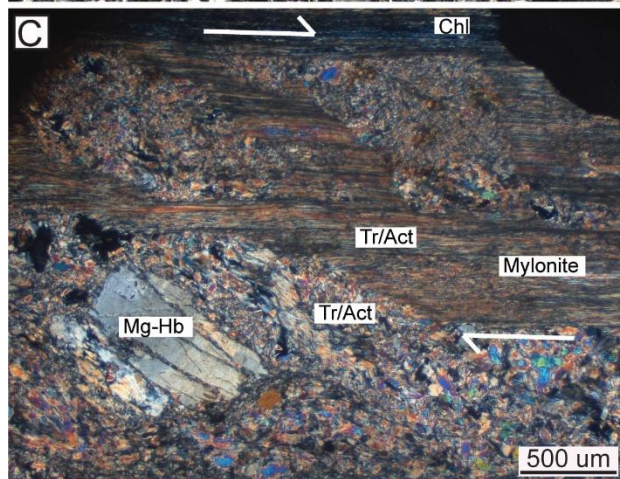
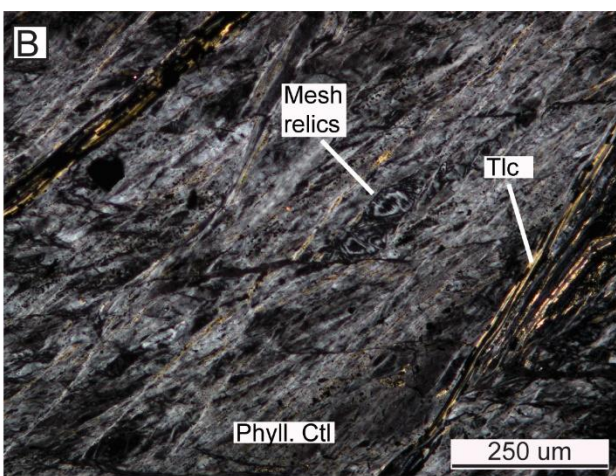
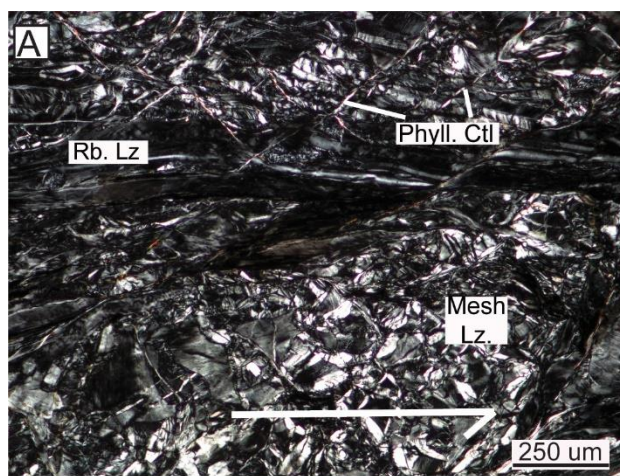


Figure 3-9. Photomicrographs of SLDZ-related textures. A) Pseudomorphic mesh lizardite after olivine, overprinted by transitional serpentine minerals. B) Chrysotile phyllonite and talc shears with lizardite mesh relic. C) Amphibole-chlorite $\pm$ talc schist and mylonite, overprinting a relic of magnesio-hornblende. D) Chlorite schist affected by fine-grained brown cataclasite. E) Calc-silicate alteration halo at the contact between olivine-cumulate and injecting granular gabbro dyke. Patchy zircon occurs along with titanite. F) Magmatic cpx overprinted by secondary magnesio-hornblende and actinolite/tremolite. Rb, Lz, ribboned lizardite; Phyll. Ctl, phyllonite chrysotile; Tr, tremolite. Other mineral abbreviations are the same as on Figure 7.

3.5 Geochemistry and geochronology

EPMA analysis, whole rock major and trace elements geochemistry and U-Pb dating were combined for a detailed investigation of SLO units and SLDZ-related lithologies, which we present below.

3.5.1 Sampling and analytical methods

EPMA analyses were conducted on key minerals from the mantle, crustal and fault rocks. Minerals were analysed using the 5 WDS CAMECA SX – 100 electron microprobe at *Université Laval* (Québec City). All analytical data are given in Tables B-4 to B-7 (*Annexe B*). Analytical conditions for all minerals were of 15 keV and 20 nA, with counting time of 10 to 30 s on peak and 0 to 10 s on background. The mineral formulas of amphiboles were determined using Probe-Amph excel sheet (Tindle and Webb, 1994). Temperatures of amphiboles ($\pm 22^{\circ}\text{C}$) were calculated using Ridolfi and Renzulli's (2012) method. Temperatures and pressures of cpx and opx in SLO peridotites were calculated using Mercier's (1980) method (± 0.03 kbar; $\pm 30^{\circ}\text{C}$).

Ninety-five samples were analyzed for major and trace elements at **Activation Laboratories Ltd. in Ancaster, Ontario**, using the FUS-ICP and FUS-MS methods on a Varian Vista 735 ICP or a Thermo ICAP 6500 ICP, and the TD-ICP method using an Agilent 735 ICP (Hoffman, 1992). All major and minor oxides as well as trace element data are reported in Table C-2 (*Annexe C*).

U-Pb dating of zircon and titanite was conducted on SLO basal gabbro and SLDZ-related lithologies. Zircon was analyzed using the chemical abrasion thermal ionization mass spectrometry (CA-TIMS) method at The Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (University of British Columbia) and by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) at the Geotop (*Université du Québec à Montréal*). Titanite was dated by LA-ICP-MS method at the Geotop (*Université du Québec à Montréal*). CA-TIMS and LA-ICP-MS procedures are described in detail in *Annexe E* and micropetrography for zircon and titanite are provided in Figs. E-1 to E-3 (*Annexe E*). Analytical results for the U-Pb samples are provided in Tables E-2 to E-4 (*Annexe E*).

3.5.2 Mineral and whole-rock geochemistry

Mantle peridotites

Olivine crystals (Figs. 3-7A & B) display undulose extinction, kink bands, tilt walls and internal misorientation (*i.e.*, rotation of individual grains in respect to mean lattice orientation), microstructures indicating crystal plastic deformation (*e.g.*, Ando *et al.*, 2001; Nicolas and Boudier, 1995). Olivine compositions in mantle peridotite (Fig. 3-3-10A; 87-92 mol % Fo - forsterite-content; 0.3-0.6 wt.% NiO) overlap with Fo-NiO values of other ophiolitic mantle rocks of the Atlin terrane (Fig. 3-10A; *e.g.*, Corriveau, 2019) and the mantle olivine domain of Takahashi (1986; Fig. 3-10A). NiO values of Squanga olivines scatter within the abyssal and fore-arc basin (FAB) peridotite fields (Fig. 3-10A).

Cr-spinel (0.1-1 mm) in SLO mantle peridotites commonly shows a holly-leaf texture (Fig. 3-7F) and is intergrown with the recrystallized margins of large opx porphyroclasts, but finer-grained euhedral to subhedral neoblastic chromite is also disseminated in the olivine-rich matrix. Holly-leaf chromite (22-61 Cr#: $100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$; 45-71 Mg#: $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) and neoblastic chromite (16-52 Cr#; 45-73 Mg#) have overlapping Mg# values, but slightly lower Cr# values are noted in neoblastic chromite (Fig. 3-10B). The SLO mantle chromites are among the most fertile (very low Cr#) mantle spinel compositions known for the Atlin ophiolites (Fig. 3-10B; *e.g.*, Corriveau, 2019). Chromites in dunite have Cr# of ~80 and are compatible with partial melting degrees >45% (Fig. 3-10B). Harzburgitic and lherzolithic holly-leaf textured

chromites define a trend following the Fo_{92} 700°C isotherm, while neoblastic chromites follow the Fo_{90} 700°C isotherm. The trend towards more aluminous chromites as textures change from holly-leaf to neoblastic can be seen within individual samples of harzburgite and lherzolite (Figs. F-1.A & F-1.B; *Annexe F*). Cr-spinel composition from the SLO mantle peridotites overlap most fertile end-members of BAB spinel (Fig. 3-10B) on the Cr# vs. Fo (mol.%) diagram (*e.g.*, Guo *et al.*, 2017). The low TiO_2 values (<0.07 wt.%) in both holly-leaf and neoblastic chromite are consistent with a SSZ environment (*e.g.*, Ohara *et al.*, 2003; Fig. F-2; *Annexe F*).

Large enstatite opx porphyroclasts (<5 mm) with common cpx exsolution lamellae or blobs (Fig. 3-7A), in some cases display herringbone textures, and are surrounded by a finer-grained (0.5 mm), olivine-dominated matrix. Compared to neoblasts (Al_2O_3 = 1.5-3.7 wt.%, CaO = 0.4-1.3 wt.%, MgO = 33-36 wt.%), opx porphyroclasts (Al_2O_3 = 1.6-4.6 wt.%, CaO = 0.4-6 wt.%, MgO = 30-35 wt.%) have slightly higher Al_2O_3 (Fig. 3-10C) and CaO and lower MgO contents. These variations are observed both at the sample scale and for the totality of the SLO opx porphyroclasts and neoblasts. Both the opx porphyroclasts and neoblasts from the SLO mantle rocks overlap compositions of other Atlin terrane ophiolite opx (Fig. 3-10C).

Diopside cpx occurs as rare porphyroclasts (<2.5 mm; <7%) and as abundant neoblasts (<0.5 mm; Fig. 3-7A) in the lherzolitic mantle. Near the contact with the crustal rocks, cpx mainly occurs as fine neoblastic trails or rare subhedral grains (~0.5 mm) in the olivine rich matrix and in the lee of opx porphyroclasts. There are no apparent systematic compositional differences between cpx porphyroclasts (Fig. 3-10D; Al_2O_3 : 1.6-6 wt.%; CaO : 21-25 wt.%; MgO : 16-20 wt.%), neoblasts (Al_2O_3 : 1.2-5 wt.%; CaO : 22-25 wt.%; MgO : 17-19 wt.%) and exsolution (Al_2O_3 : 1.8-4 wt.%; CaO : 24-25 wt.%; MgO : 17-18 wt.%).

Orthopyroxene porphyroclasts mostly overlap the slow-spreading, BAB mantle field (Fig. 3-10C; *i.e.*, Parece Vela Rift: Ohara *et al.*, 2003) while the majority of opx neoblasts have lower Al_2O_3 values (<3.7 wt.%) within the FAB field (Fig. 3-10C). Cpx porphyroclasts mostly plot within the slow-spreading, BAB mantle field, while cpx neoblasts show a wider range of Al_2O_3 values scattered within both BAB and FAB mantle fields (Fig. 3-10D). Ubiquitously low TiO_2 (<0.2 wt.%) values of Squanga mantle opx and cpx clearly imply a supra-subduction zone environment (*e.g.*, Ohara *et al.*, 2003).

Crustal rocks located above the SLDZ

The geochemical affinities and characteristics of crustal rocks composing the pseudo-stratigraphy of the SLDZ hanging wall were investigated in the SLO.

The geochemical signature of basalts and underlying microgabbro $\pm$ sheeted dykes and granular isotropic gabbro from Squanga Lake resemble those of other Atlin terrane ophiolitic lavas and dykes (Figs. 3-11, 3-3-12 & 13; *e.g.*, Bickerton *et al.*, 2020; Bordet *et al.*, 2019; Zagorevski *et al.*, 2021). SLO basalts are mostly tholeiitic (Fig. 3-11A) and contain 43-60 wt.% SiO₂, 4-12 wt.% MgO, 11-16 wt.% Al₂O₃ and 0.5-1.8 wt.% TiO₂ (Figs. 3-12A to C). Compositional trends for volcanic rocks overlap those of SLO granular and diabase dykes (n=12; 43-58 wt.% SiO₂; 6-13 wt.% MgO; 8-16 wt.% Al₂O₃; 0.3-1.3 wt.% TiO₂), and of microgabbro $\pm$ sheeted dykes and isotropic lower crustal gabbro (n=9; 42-58 wt.% SiO₂; 5-10 wt.% MgO; 13-16 wt.% Al₂O₃; 0.5-1.6 wt.% TiO₂). Cumulate gabbro-facies show similar MgO (7-12 wt.%) and TiO₂ (0.2-1.3 wt.%) values as compared to other crustal gabbros, but the higher Al₂O₃ (17-18 wt.%), suggests the presence of cumulate plagioclase (Fig. 3-12D).

Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns and N-MORB-normalized extended trace element patterns of SLO basalts and gabbroic rocks have similar forms (Fig. 3-13A to D), but the gabbros extend to lower abundances, with the inferred cumulate facies having the lowest values (Fig. 3-13C & D). The normalized patterns of basalts resemble those of island arc tholeiites (IAT, Jenner *et al.*, 1987; Fig. 3-13A & B), with Th-LREE-enrichment, flat HREE segments, and a pronounced Nb-Ta negative anomaly (Fig. 3-13B). SLO basalts mostly plot in the BAB field on the Nb_{N-MORB} vs. Th_{N-MORB} diagram (Fig. 3-11B), suggestive of subduction-related input (Saccani, 2015). Basalts have Th/Nb and La/Sm ratios scattering between N-MORB and IAT values (Fig. 3-11C; English *et al.*, 2010), also compatible with variable subduction-related input in the source.

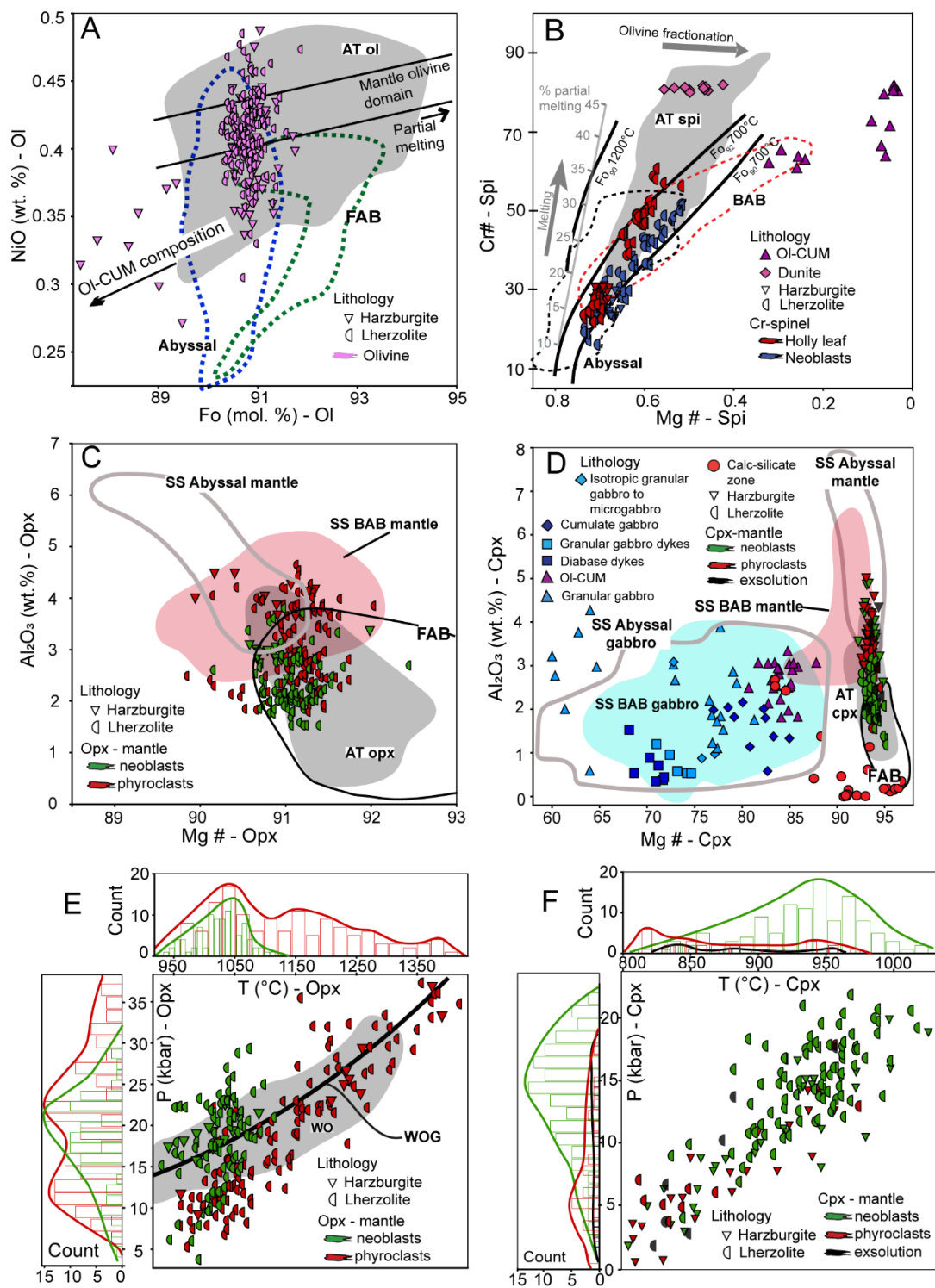


Figure 3-10. Mineral chemistry data for ol, cpx, opx and spi in SLO mafic and ultramafic units. Grey AT fields compiled from Corriveau (2019), Ash (1994), Jobin-Bevans (1995). A) NiO (wt.%) concentration of ol as a function of forsteritic content (Fo mol.% = $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$). Abyssal and FAB peridotite fields after Pagé (2006), mantle ol domain after Takahashi (1985) and the fractionation and partial melting trends after Ozawa (1994). B) Cr# ($100 \times \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) as a function of Fo (mol.%) in spi mantle peridotites and dunites and ol-cumulate clasts along the SDLZ. The abyssal compositional field from Pagé (2006), and BAB from Guo *et al.* (2017). The partial melting trend and melting degrees after Hirose and Kawamoto (1995), ol-spi isotherms at 700° for Fo₉₀ & Fo₉₂ after Bédard (1997), isotherm ol Fo₉₀-spi at 1200°C and ol fractionation trend from Bédard and Escayola (2010). C) & D) Al₂O₃ (wt.%) as a function of Fo (mol.%) for opx and cpx porphyroclasts and neoblasts from mantle peridotites. The slow-spreading abyssal fields (SS-Abyssal) for opx and cpx from Ohara *et al.* (2003) and authors therein. The slow-spreading BAB (SS-BAB) fields for opx and cpx from Ohara *et al.* (2003). FAB field from Ishii (1992), Parkinson *et al.* (1992), Parkinson and Pearce (1998) and Pearce *et al.* (2000). E) Opx neoblasts and porphyroclasts; and F) Cpx neoblasts and porphyroclasts temperature (°C) as a function of pressure (kbar) for SLO mantle peridotites. Thermobarometer after Mercier (1980). WOG = World ophiolites geotherm; Grey field = pressure and temperature data for other ophiolites: Troodos (Cyprus), Bay-of-Islands and Hare Bay (W. Newfoundland), Pinchi Lake (British Columbia) and Canyon Mountain (Oregon).

In isotropic crustal gabbros (including cumulate facies) immediately above the SDLZ, primary magmatic mineral assemblages are generally preserved. The cpx is diopside to augite (n=13; Di 94-99, Mg# 73-85, En 41-55 En, Wo 26-48), and it is replaced by secondary magnesio-hornblende to actinolite/tremolite (n=8; 0.01-0.12 apfu - atom per formula unit - Ti; 72-100 MgO#), chlorite and epidote. Plagioclase is re-crystallized to albite (n=9; An 0-4). Cpx from crustal gabbro and cumulate facies overlap the field of slow-spreading, BAB and abyssal gabbros as shown on the Al₂O₃ (wt.%) vs. Fo (mol.%) diagram of Ohara *et al.* (2003; Fig. 3-10D).

Crustal blocks in the SDLZ mélange

The SDLZ mélange contains meter-sized clasts of a variety of plutonic rocks. Isotropic granular gabbro clasts (n=6) contain 42-53 wt.% SiO₂, 5-12 wt.% MgO, 13-16 wt.% Al₂O₃ and 0.7-1.7 wt.% TiO₂ (Figs. 12A to C). Their REE patterns are flat (Fig. 3-3-13E), with only slight negative Eu anomalies. Major and trace element contents and REE patterns of gabbro clasts overlap with those of hanging-wall crustal gabbros and volcanics from the SLO and of the dykes cross-cutting the SDLZ mélange (Figs. 3-11, 3-12 & 3-13). Extended trace element patterns of gabbro clasts show slight Nb-Ta anomalies (Fig. 3-13F), suggestive of a subduction-related input. Gabbro clasts compositions fall within the BAB field (Fig. 3-11B)

and La/Sm vs. Nb/Th ratios scatter between N-MORB and IAT affinities (Fig. 3-11C), suggestive of subduction-related input.

Least altered granular isotropic gabbro clasts with meso- to orthocumulate textures contain only rare plagioclase relics (n=3; 97-99 An%), and the majority of plagioclase is re-crystallized to albite (n=13; 73-99 Ab%). Interstitial diopside to augite (n=15; 89-99 Di; 60-81 Mg#, En 39-54, Wo 26-47) and magmatic brown magnesio-hornblende (n=7; 0.13-0.26 apfu Ti; 80-93 Mg#) are re-crystallized to secondary magnesio-hornblende (n=8; 0.002-0.14 apfu Ti; 80-100 Mg#) and subsequently overprinted by actinolite/tremolite and chlorite in schists. Clinopyroxene in granular gabbro clasts overlap compositions of cpx from Squanga crustal gabbro and the fields of slow-spreading BAB and abyssal gabbro (Fig. 3-10D).

Olivine-cumulate clasts (n=11) contain 37-49 wt.% SiO₂, 19-33 wt.% MgO, 3-11 wt.% Al₂O₃ and 0.2-1.3 wt.% TiO₂ and do not overlap compositionally with the other SLO mafic units (Fig. 3-12). The olivine-rich clasts scatter along olivine tie-lines on major element plots (*e.g.*, MgO mol.% vs. FeO_{tot} mol.%; Fig. 3-11D). REE and extended trace element patterns of olivine-cumulate rocks are flat and depleted in incompatible elements compared to SLO mafic units (Figs. 3-13G & H). The similarity in pattern shapes and negative Nb-Ta anomalies (Fig. 3-13H) suggests that these cumulates may have been derived from more primitive melts with SSZ affinities that could be comagmatic with the SLO's lavas and microgabbro ± sheeted dykes.

The olivine-cumulate clasts have an orthocumulate texture with primocrystic olivine (n=10; Fo 77-78 mol%, NiO <0.3 wt.%) and diopside (n=26; 96-98 Di, Mg# 81-88, En 44-51, Wo 41-49). Olivine in the clasts is less refractory than SLO mantle olivines (Fig. 3-10A). Euhedral Cr-spinel inclusions in other phases has higher Cr# (n=14; 61-81) and lower Mg# (3-32) compared to SLO mantle spinel (Fig. 3-10B). Interstitial to poikilitic minerals include magnesio-hastingsite/pargasite (n=6; 0.36-0.47 apfu Ti; 81-98 Mg#), plagioclase (n=7; An 60-62; 12.4-12.8 CaO wt.%) and enstatite oikocrysts (n=9; 80-81 Mg#, Fe 19-20, En 78-79, Wo 2-3). Clinopyroxene from olivine-cumulate clasts overlap slow-spreading BAB and abyssal gabbro (Fig. 3-10D).

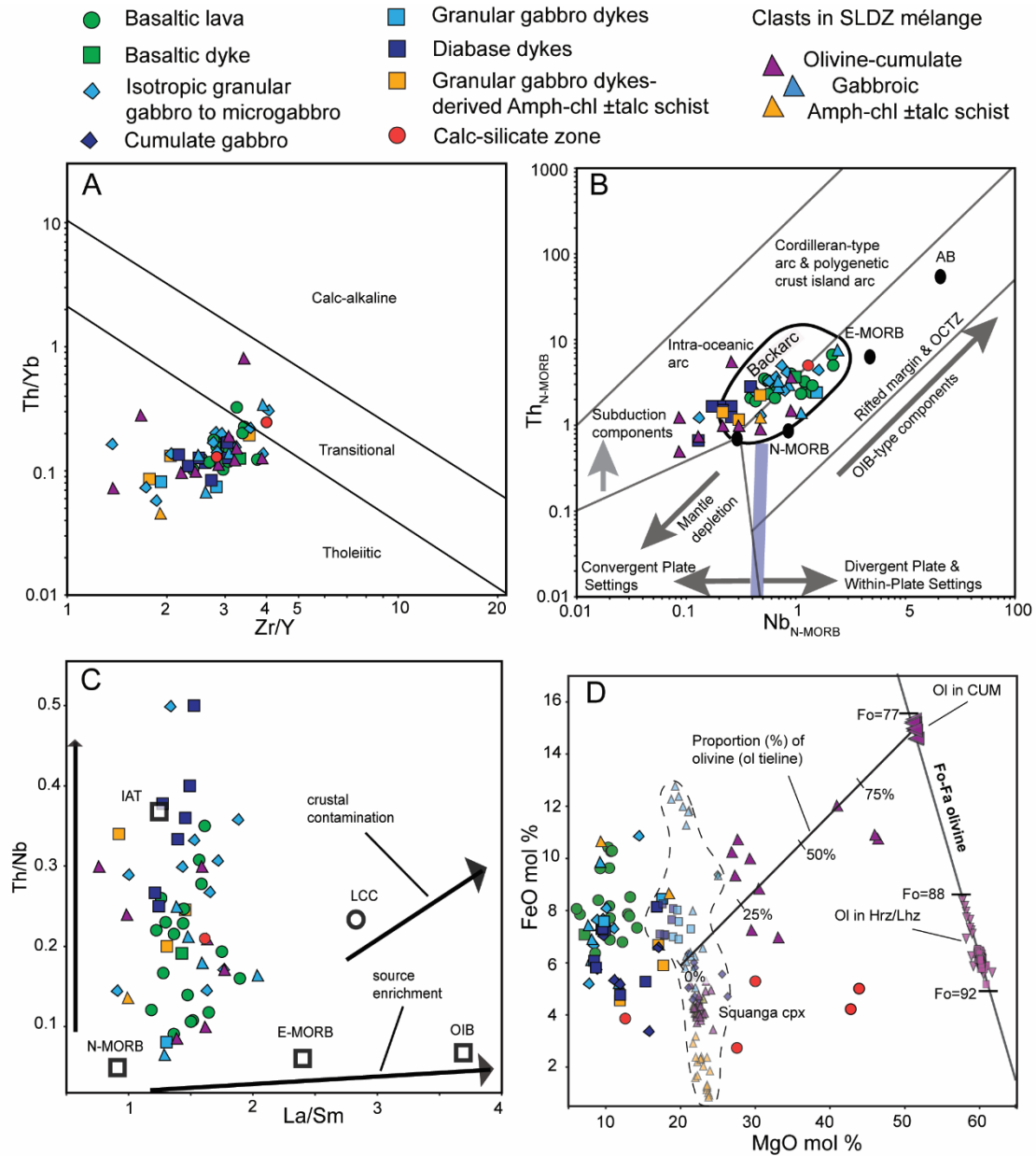


Figure 3-11. Geochemical discrimination diagrams for intrusive rocks within SLDZ and SLO crustal rocks. A) Magmatic affinity diagram showing Th/Yb ratio versus Zr/Y ratio after Ross and Bédard (2009). (B) FeO (mol.%) versus MgO (mol.%) for whole rock and ol and cpx minerals. Fo-Fa trend for SLO peridotite ol. C) Tectonic interpretation diagram based on Th_N-Nb_N , normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989, after Saccani, 2015). D) Th/Nb versus La/Sm from English *et al.* (2010), modified from Piercey *et al.* (2002). LCC – lower continental crust; IAT – island arc tholeiite; OIB – ocean island basalt; N-MORB – normal mid-oceanic ridge basalt; E-MORB – enriched mid-oceanic ridge basalt.

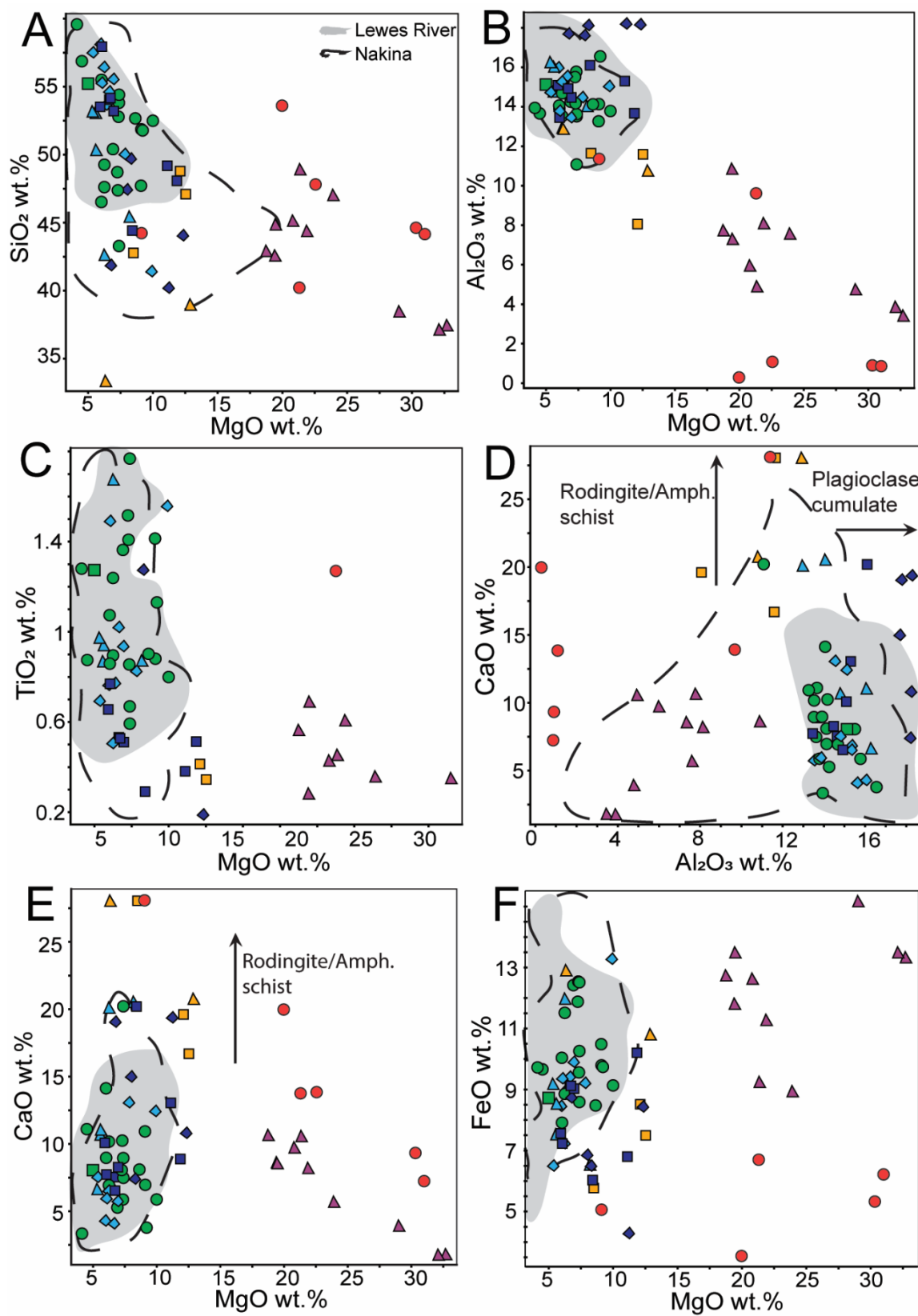


Figure 3-12. Major element (wt.%) diagrams for whole rock lithogeochemistry data versus MgO (wt.%). Legend as in Fig. 11. A) SiO₂. B) Al₂O₃. C) TiO₂. D) CaO versus Al₂O₃. E) CaO. F) Fe₂O₃. Nakina field after Jobin-Bevans (1995) and Zagorevski *et al.* (2020); Lewes River field after Bordet *et al.* (2019) and Zagorevski *et al.* (2020).

Late intrusions into the SLDZ

Granular gabbro and diabase dykes cut the SLDZ and extend into crustal sections above the SLDZ. Granular gabbro dykes and fragments of dykes (n=4) contain 43-49 wt.% SiO₂, 7-13 wt.% MgO, 8-14 wt.% Al₂O₃ and 0.3-1.3 wt.% TiO₂; diabase dykes (n=8) contain 44-58 wt.% SiO₂, 6-12 wt.% MgO, 13-16 wt.% Al₂O₃ and 0.3-0.8 wt.% TiO₂. Major element compositions in the cross-cutting dykes overlap with those of hanging-wall microgabbro and volcanic rocks from the SLO (Figs. 3-11 & 3-12); with negative Nb-Ta anomalies and slight Th-LREE enrichment (Figs. 3-13C & D). Diabase dykes have prominent Nb-Ta negative anomalies (Fig. 3-13D) and amongst the lowest concentrations of incompatible trace elements in the suite (Figs. 3-13C & D). The late diabase dykes have the highest Th/Nb (Fig. 3-11C; overlapping the IAT pole: Jenner *et al.*, 1987) and La/Nb ratios (2.2-4.4) and lowest Nb/Yb ratios (0.3-0.5) compared to the rest of the mafic rocks in the suite (Nb/Yb=0.3-2; La/Nb=1-3).

In granular gabbro dykes, diopside (n=5; 96-98 Di, 71-75 Mg#, 39-45 En, 46-47 Wo) is slightly more magnesian than diopside in the diabase dykes (n=7; 98-99 Di, 68-72 Mg#, En 35-39, Wo 45-52). Clinopyroxene in granular gabbro dykes is partly replaced by secondary magnesio-hornblende (n=6; 0.01-0.12 apfu Ti, 72-84 Mg#), with subsequent overprints by actinolite/tremolite-chlorite fibers in SLDZ schists. Most cpx in diabase dykes is fresh with only minor replacement by actinolite (n=1; 0.02 TiO₂ wt.%; Mg# 58), chlorite and epidote. Clinopyroxene in granular gabbro and diabase dykes overlap slow-spreading BAB and abyssal fields (Fig. 3-10D). Plagioclase in granular gabbro dykes is oligoclase to albite (n=6; 76-98 Ab%) while in late diabase dykes it is pure albite (n=14; 97-99 Ab).

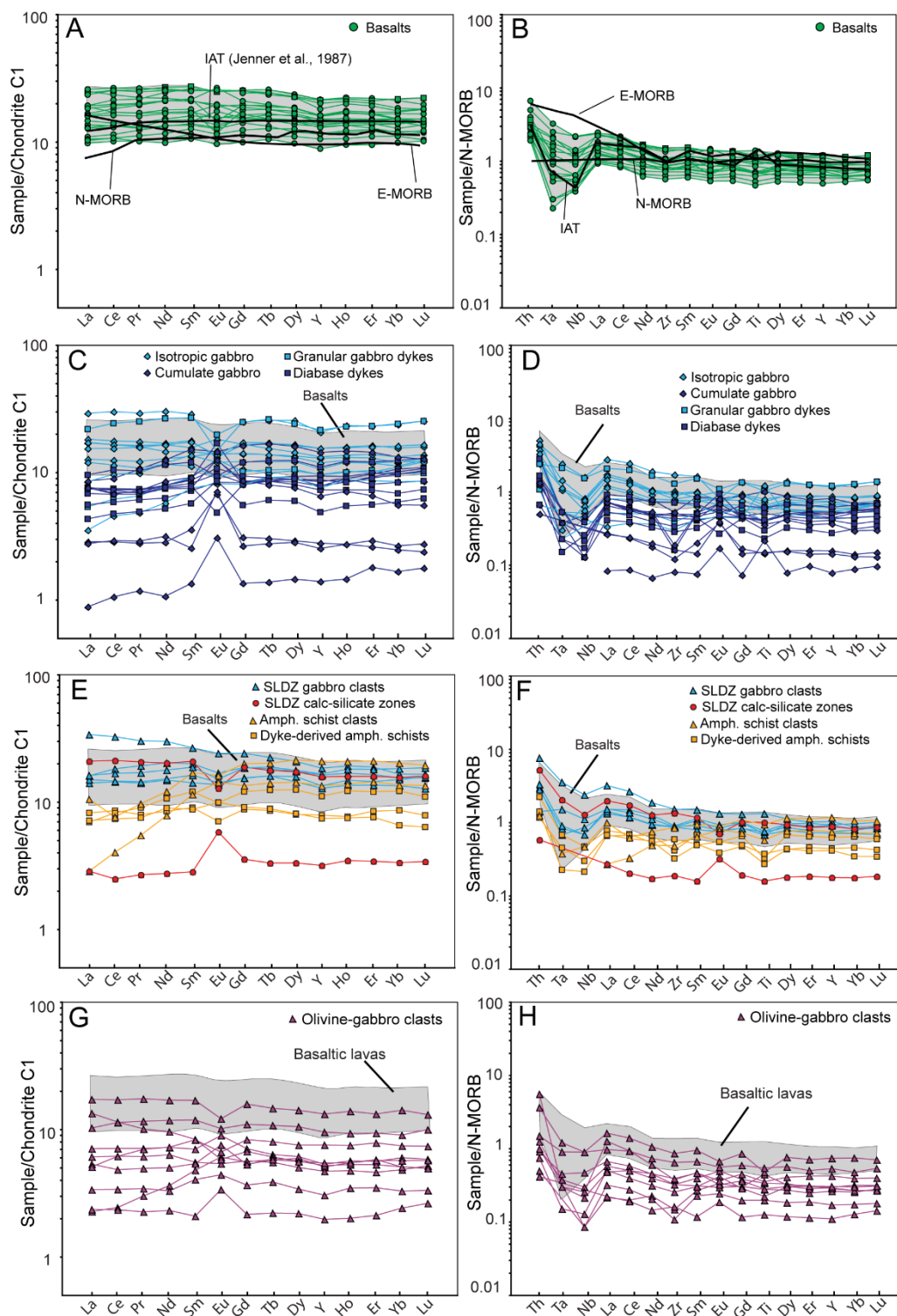


Figure 3-13. Rare earth element (REE; A, C, E, G) and extended trace element patterns (B, D, F, H). IAT – Island arc tholeiite REE pattern from Jenner *et al.* (1987); N-MORB – normal mid-oceanic ridge basalt and E-MORB – enriched mid-oceanic ridge basalt from Sun and McDonough (1989). A) & B) Basaltic lavas. C) & D) Isotropic granular and cumulate host gabbro, granular gabbro dykes and diabase. E) & F) Isotropic granular gabbro clasts, tremolite-chlorite $\pm$ talc schist clasts, dyke-derived schists and calc-silicate altered zones. G) & H) Olivine-cumulate clasts.

Calc-silicate alteration and tremolite-chlorite $\pm$ talc schists

Calc-silicate haloes (n=2), developed at the contact between serpentinized ultramafic units and injecting dykes, contain 40-44 wt.% SiO₂, 9-21 wt.% MgO, 10-11 wt.% Al₂O₃ and 0.2-1.3 wt.% TiO₂. REE and extended trace element patterns have similar shapes to those of granular gabbro clasts and dykes along the SLDZ (Figs. 3-13E & F). Secondary prismatic diopside (n=18; 97-100 Di; 88-97 Mg#), intergrown with titanite, chlorite and serpentine minerals, have a distinctive geochemistry, with higher CaO (24-26 wt.%) and SiO₂ (52-55 wt.%) and lower Al₂O₃ (<1 wt.%) values compared to magmatic cpx (Fig. 3-10D).

While diabase dykes mostly escaped deformation along the SLDZ, granular gabbro dykes are overprinted by actinolite/tremolite-chlorite $\pm$ talc schists and mylonite. The schists and mylonite (n=5) contain 33-49 wt.% SiO₂, 6-13 wt.% MgO, 8-13 wt.% Al₂O₃ and 0.3-1.2 wt.% TiO₂; and have higher CaO values (17-28 wt.%) compared to unaltered equivalents (<20 wt.%). The schists contain secondary magnesio-hornblende (n=15; 0.01-0.2 apfu Ti; 70-100 Mg#) overprinted by actinolite/tremolite (n=13; 0.006-0.05 apfu Ti; 58-92 Mg#).

3.5.3 Thermometry

Pyroxene in SLO mantle peridotites

SLO mantle pyroxene temperatures and pressure were calculate using Mercier's (1980) thermobarometer. Artifacts due to bulk-rock composition variations are limited as trends described below are seen within single samples.

Based on single-opx thermobarometry, SLO opx porphyroclasts formed between 5-37 kbar and 962-1418°C (n=134), while opx neoblasts formed at lower P-T conditions of 4-29 kbar and 933-1120°C (n=99; Fig. 3-10E). Porphyroclasts define a general trend where temperature increases with pressure and overlap the geotherm of other ophiolites (Mercier, 1980), while neoblasts yield near-constant temperature at 15-22

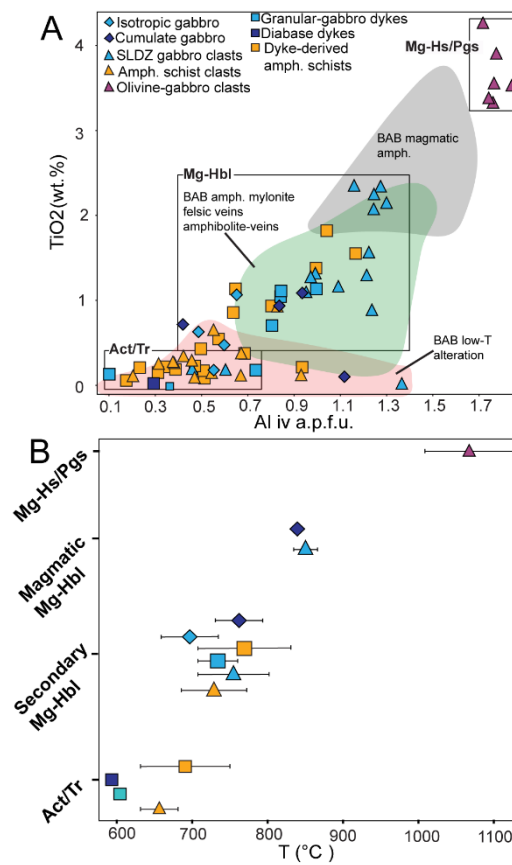


Figure 3-14. Mineral chemistry of amphibole from SLO. A) TiO_2 (wt.%) versus Al_{iv} (*i.e.*, Al in tetrahedral sites; apfu). Fields for amphiboles from Basch *et al.* (2020). B) Temperatures (°C) of SLO amphiboles were calculated using Ridolfi and Renzulli's (2012) thermometer.

kbar (Fig. 3-10E). Contrasts between porphyroclasts and neoblasts can be observed at the sample scale (Figs. F-1.C & F-1.D; *Annexe F*), with wide P-T variations in porphyroclasts and near-constant temperatures in neoblasts.

Based on single-cpx thermobarometry, the cpx porphyroclasts (n=30) formed between 0.4-23 kbar and 814-976°C (Fig. 3-10F). Similar P-T conditions were obtained for neoblasts (n=117; 2-22 kbar and 811-1026°C; Fig. 3-10F) and cpx exsolution (n=8; 2-19 kbar and 810-1088°C). The totality of cpx textures define a trend where P increases as T increases. Neoblastic cpx is dominant in SLO mantle rocks as reflected by the type of analyzed cpx texture.

SLDZ amphibole thermometry

Amphiboles in the SLDZ ophiolitic mélange vary from magnesio-hastingsite/pargasite, magnesio-hornblende to actinolite/tremolite (Fig. 3-14A). Temperatures were calculated based on Ridolfi and Renzulli's (2012) thermometer. The magmatic brown pargasite/magnesio-hastingsite in SLDZ olivine-cumulate clasts formed at high-temperatures of 1008-1124°C (n=5). Magmatic brown magnesio-hornblende is preserved in SLDZ granular gabbro clasts and yielded temperatures of 834-864°C (n=8; Fig. 3-14B).

Re-crystallized, secondary green to brown magnesio-hornblende occurs as: 1) rims on cpx; 2) complete replacement of cpx and magmatic amphiboles; and 3) Fe-Ti-oxide+plagioclase+amphibole ductile shear bands. These magnesio-hornblendes are ubiquitous in SLDZ-mélange (*i.e.*, clasts and schists) and cross-cutting granular gabbro dykes and yielded temperatures of 685-829°C (n=27; Fig. 3-14B).

Actinolite/tremolite in amphibole-chlorite $\pm$ talc schists overprint magmatic and secondary magnesio-hornblende and formed at temperatures of 602-747°C (n=13; Fig. 3-14B). Only one actinolite (592°C) was analyzed in a late diabase dyke as these dykes have escaped most of amphibole overprint and chlorite dominates.

3.5.4 U-Pb geochronology

Four samples were processed for U-Pb age determination. Sample 17ZEAB76A (60.416452°N/133.891556°W) is an isotropic granular gabbro collected within the crustal succession 2 km west of the SLDZ (Fig. 3-2B), where discontinuous outcrops of isotropic gabbro are cut by diabase dykes, transitioning up-section to massive and pillowed basalt. Two of the samples were done at the Geotop (*i.e.*, 16ZEAB52C; 17ZEAB28B), whereas the other two (*i.e.*, 17ZEAB76A; 17ZEAB16B) were done by R. Friedman at University of British Columbia.

Sample 17ZEAB76A has a modest zircon yield (22 grains; 50-100 μm ; euhedral to anhedral; Fig. B.1.A). Five clear, crack- and inclusion-free individual zircon grains were analyzed by CA-TIMS and yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates ranging between 248.76 ± 0.3 and 249.9 ± 0.29 Ma. The five grains yielded a total range of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates of ~ 2 Ma, including 2σ errors, and do not overlap within error. Two scenarios can account for this dispersion of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates for the five grains: 1) minor Pb loss, affecting the younger grains; or 2) the older grains contain inherited components and possibly may be antecrysts. The latter explanation is preferred since all grains were chemically abraded and all have low U concentrations, so any Pb-loss is likely to have been mitigated during pre-treatment. The age spread of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates is less than 2 Ma; such a small range is also consistent with them being antecrysts. Finally, the five grains yield similar physical and geochemical characteristics (*e.g.*, high Th/U ratios), consistent with older grains being antecrysts or from closely related parts of the same magmatic suite rather than unrelated xenocrystic grains. Although we favour an inheritance scenario, we cannot fully exclude a Pb-loss interpretation. A weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ date of 249.77 ± 0.21 Ma (MSWD=1.57), for the two oldest grains is compatible with a Pb-loss interpretation and a weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ date of 248.77 ± 0.22 Ma (MSWD=0.02; Fig. 3-3-15A) for the two youngest grains compatible with an inheritance interpretation. We interpret the weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 248.77 ± 0.22 Ma for two youngest grains to represent the age of magmatic crystallization of the isotropic granular gabbro, and somewhat older zircons to be antecrysts.

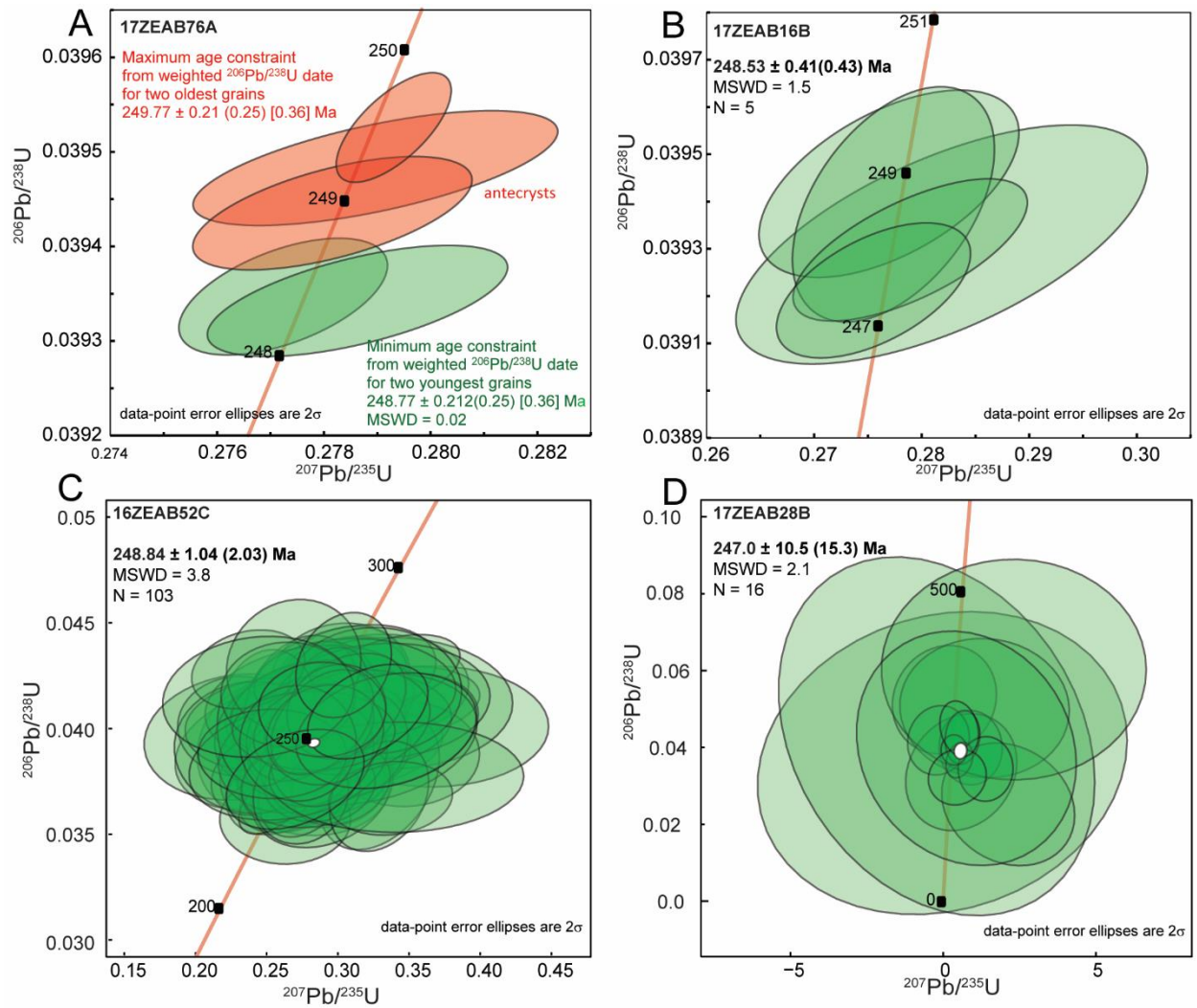


Figure 3-15. U-Pb data for SLO units. Error ellipses are 2σ . Ages given with plots are weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates. A) U-Pb Concordia plot for sample 17ZEAB76A. B) U-Pb Concordia plot for sample 17ZEAB16B. C) U-Pb Concordia plot for sample 16ZEAB52C. D) U-Pb Concordia plot for sample 17ZEAB28B.

Sample 17ZEAB16B (60.413287°N/133.851315°W) is a medium-grained granular gabbro clast from the SLDZ mélange (Figs. 3-2, 3-3 & 3-8C). Zircon grains in this sample have a good yield (>1000 grains, 50-200 μm , euhedral to subhedral; Fig. B.1.B). Five clear, crack- and inclusion-free individual zircon grains were analyzed by CA-TIMS and yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates ranging between 247.95 ± 0.72 and 249.4 ± 1 Ma, and a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 248.53 ± 0.41 Ma (MSWD=1.5; Fig. 3-15B), which we interpret as the age of crystallisation of that gabbro clast prior to its incorporation into the mélange.

Sample 16ZEAB52C (60.413260°N/133.851442°W), a granular gabbro dyke cutting the SLDZ (Figs. 3-2, 3-3 & 3-8D), yielded small (10-100 μm ; Fig. B.2) euhedral to subhedral magmatic zircon grains. One hundred and six (106) inclusion- and crack-free zircon grains were mounted on epoxy and analyzed by LA-ICP-MS; one hundred and three (103) of these zircons yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates ranging between 271 ± 15 and 226 ± 11 Ma and yielded a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 248.84 ± 2.09 Ma (MSWD=0.94; Fig. 3-15C), which we interpret as the dyke's crystallisation age.

Sample 17ZEAB28B (60.412738°N/133.843088°W) is a calc-silicate-rich zone formed at the contact between a wehrlite block in the mélange zone of the SLDZ, and a granular gabbro dyke. Titanite occurs as aggregates of euhedral to subhedral grains (50-1000 μm ; Fig. B.3) in a matrix of chlorite and preserves overprinting relationships with cpx. Titanites have a 'patchy' aspect, are commonly fractured and contain inclusions. Fifty-five titanite grains were analyzed by LA-ICP-MS directly in thin section; 16 concordant grains yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates ranging between 344.76 ± 144.16 and 150.09 ± 80.60 Ma, and a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 247.0 ± 10.5 Ma (MSWD = 2.1; Fig. 3-15D). Thirty-nine grains, over a total of 55, were excluded from age calculation due to very low Pb and U content resulting in negative $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios and ages (integrated using MKED standard; Spandler *et al.*, 2016) and negative or high U/Th ratios (>20; uncommon for titanite). The 247.0 ± 10.5 Ma date is interpreted as the age of static calc-silicate alteration since the titanite has intergrowing relationship with neoformed alteration-related diopside (Fig. 3-9E).

In summary, U-Pb zircon analyses of gabbroic rocks (n=3) from SLO, by both CA-TIMS and LA-ICP-MS methods, yield overlapping age results clustering at 248 Ma, consistent with the previously

obtained ages of 245-249 Ma for the SLO crustal rocks (Zagorevski *et al.*, 2021). A titanite age of 247 Ma (17ZEAB28B) constrains the age of late dyke injection and SLDZ-related calc-silicate alteration, and overlap, within error, with ages of gabbro units from SLDZ.

3.6 Discussion

Previous bedrock mapping of Atlin terrane ophiolites showed common structural contacts between mantle peridotites and upper crustal microgabbro $\pm$ sheeted dykes and volcanics suggesting the existence of oceanic core complexes (Zagorevski *et al.*, 2021). Our data on the Squanga Lake ophiolite of southern Yukon show that the crust-mantle boundary there is an extensional, syn-magmatic detachment which we call the Squanga Lake detachment zone (Figs. 3-2, 3-3, 3-4, 3-5, 3-6 & 3-8).

3.6.1 Timing of ophiolite evolution and coeval sedimentary record

Oceanic core complexes accommodate extension by tectonic exhumation of middle to lower crustal rocks, serpentinized peridotites and peridotitic upper mantle (as shown in this study) along extensional detachment faults (Fig. 3-16; *e.g.*, Cann *et al.*, 1997; Tucholke *et al.*, 1998). Zagorevski *et al.* (2021) proposed that tectonic excision of the oceanic lower crustal components in a slow spreading ridge environment could account for the non-Penrose pseudostratigraphy of the Atlin terrane ophiolites. Our data from the SLO crust-mantle contact is consistent with the presence of an OCC-related detachment fault (Fig. 3-16). Zircon U-Pb ages of a gabbroic clast (248.53 ± 0.41 Ma, sample 17ZEAB16B) in SLDZ-mélange and a granular gabbro dyke (248.84 ± 2.09 Ma, sample 16ZEAB52C) cutting the mélange are identical, within errors, to the age of the overlying basal gabbro (248.77 ± 0.22 Ma; sample 17ZEAB76A), indicating that the inferred OCC formed during the main pulse of IAT-type magmatism characterizing the SLO units.

The 248 Ma sheared and altered granular gabbro dykes that intruded SLDZ were cut by syn- to post-kinematic diabase dykes (Figs. 3-3 & 3-8C), which have slightly more IAT-like compositions (Fig. 3-11C). Gabbro dykes and diabase have similar geochemical affinities suggesting they are likely co-genetic (section 5.2). The youngest diabase dykes are locally affected by SLDZ-concordant cataclastic bands and

minor actinolite replacement of cpx but mostly preserve magmatic textures and mineral assemblages (*i.e.*, plagioclase-cpx-Fe-Ti-oxides; Fig. 3-7C) and intrusive relationship with the cataclastic shear bands, suggesting that these dykes escaped all but the last pulses of SLDZ deformation and alteration. The U-Pb age of 247.0 ± 10.5 Ma obtained on titanite in a calc-silicate alteration zone (sample 17ZEAB28B) formed at the contact between a serpentinized wehrlite clast cut by a granular gabbro dyke, indicates that the dykes overlap, within error, with the main gabbroic magmatism in the SLO. Similar granular gabbro dykes clearly preserve intrusive relationship with sheared serpentinite and tremolite-chlorite $\pm$ talc schists in the SLDZ *mélange* (Figs. 3, 4A, 8A & B). Consistent with the interpretation of SLDZ representing the preserved detachment fault, U-Pb ages obtained for SLO magmatism and alteration (~ 247 -248 Ma) overlap with previous dates for the Atlin terrane magmatism (264-242 Ma; Gordey *et al.*, 1998; Devine, 2002; Mihalynuk *et al.*, 2003; Schiarizza *et al.*, 2012; Bickerton, 2013; N. Joyce, unpub. data, 2020; R. Friedman, unpub. data, 2020).

We also obtained fossil ages from boudinaged, meter-scale sedimentary clasts hosted by SLO volcanic rocks with IAT-like affinities, which are geochemically indistinguishable from underlying microgabbros $\pm$ sheeted dykes (Figs. 3-11, 3-12 & 3-13). One clast of limestone yielded Bashkirian-Asselian conodont fauna (323-295 Ma), whereas a chert clast yielded Capitanian-Changxingian radiolarian fauna (265-251 Ma). These biostratigraphic ages from diagnostic fauna (this study) are older than the U-Pb ages of 248 Ma obtained for the crustal gabbro and granular gabbro dykes. Basalts hosting Permian chert may represent a structural window through the ophiolite, and belong to an older, stratigraphically lower, and geochemically similar unit that was upfaulted and juxtaposed against younger sheeted dykes and gabbros. Multiple sets of similar basalt-sediment piles characterize other Atlin ophiolites (*e.g.*, Sentinel Mt.: Sano *et al.*, 2002; Union Mt.: Zagorevski *et al.*, 2021).

Regarding the older limestone clast, its provenance is more problematic, as there is no simple explanation as to why it is occurring within the SLO. Since there is no clear thrust fault or evidence for intense strain in the vicinity of the sedimentary boudins, we do not favour the hypothesis of late thrusting and imbrication between Cache Creek strata and Squanga IAT lavas. The sedimentary clasts (5 m thick and 10 m wide) could be extensional allochthonous remnants of older carbonate-chert $\pm$ volcanics invaded by

basaltic flows during the opening of the SLO oceanic basin. Early Permian limestone were identified in the Ambition Formation of Stikinia, where they are interpreted to represent extensional allochthons formed following magmatism in Stikinia during BAB development (Gunning *et al.*, 1994). However, this is a problematic interpretation, as it would require the Cache Creek carbonates to sit and accumulate after the Stikinia volcanic arc activity, and be fragmented during Early Triassic (248 Ma; Squanga Lake gabbro) as a new oceanic basin opened.

3.6.2 Geochemical characteristics, petrogenesis, and tectonic setting of the Squanga Lake ophiolite

The basalts, underlying microgabbros $\pm$ sheeted dykes, granular isotropic gabbros, gabbroic blocks in the SLDZ mélangé, and dykes that cut across the SLDZ, all belong to a tholeiitic magmatic series (Fig. 3-3-11A) with trace element signatures (high Th/Nb, low La/Sm; Fig. 3-11C) indicating a weak but ubiquitous subduction component.

The late diabase dykes cutting the SLDZ have the most pronounced negative Nb-Ta anomalies (Fig. 3-13D) and have amongst the lowest concentrations of incompatible trace elements in the suite (Figs. 3-13C & D). Although we cannot demonstrate a genetic relationship between the diabase dykes and isotropic and cumulate gabbro from SLO, their similarity is clear. Decompression melting of upwelling mantle could have been the source of the late diabase dykes, which might then represent the final pulses of BAB magmatism. BAB magma can contain a diversity of subduction components, depending partly on how far the back-arc spreading ridge and arc front are separated (*e.g.*, Akizawa *et al.*, 2021). The late diabase dykes from SLDZ could be indicative of a BAB spreading ridge converging with the arc front in SLO, as they have the highest subduction imprints within the suite of Squanga mafic rocks ($2.2 < \text{La/Nb} < 4.4$) yet are most depleted overall in incompatible trace elements (Figs. 3-13C & D).

SLO mantle peridotites contain chrome-spinel with neoblastic and holly-leaf textures. The Cr# in spinel increases with increasing melting degree (Dick and Bullen, 1984). SLO holly-leaf textured spinels, which are generally considered as resulting from incongruent breakdown of opx, have Cr# indicating partial

melting degrees of 10-35% (Fig. 3-10B; Hirose and Kawamoto, 1995). Lherzolites show the broadest range of partial melting whereas, paradoxically, SLO harzburgites are clustered at low estimated melting degrees of 15-20%. The SLO holly-leaf textured spinels scatter along low-temperature isotherms, indicating significant subsolidus $\text{Mg}=\text{Fe}^{2+}$ exchange with olivine. Neoblastic spinels scatter to the lowest Mg#, suggesting that the $\text{Mg}=\text{Fe}^{2+}$ exchange reaction with olivine continued to lower temperatures. This could reflect the smaller grain size of neoblastic grains, leading to shorter re-equilibration paths by solid state diffusion, or could be due to dynamic recrystallization during mantle exhumation.

Dynamic recrystallization during exhumation is suggested by the opx porphyroclast/neoblast compositional differences: opx porphyroclasts formed at higher P-T (5-37 kbar & 962-1418°C) conditions as compared to neoblasts (4-29 kbar & 933-1120°C). Opx porphyroclasts P-T conditions are compatible with 50-120 km depth while opx neoblasts formed at shallower depths of 48-60 km. In addition, lower Al_2O_3 values (1.5-3.7 wt.%) in opx neoblasts as compared to opx porphyroclasts (1.6-4.6 wt.%; Fig. 3-10C), suggest lower temperature dynamic recrystallization of neoblasts, possibly related to deformation along a neoformed detachment without any new melt extraction. The preservation of the opx porphyroclast/neoblast compositional distinction implies that cooling rates must have been high, consistent with rapid exhumation to shallow depths.

The SLDZ *mélange* contains cumulate-textured gabbros and peridotites that are markedly more primitive than the basal gabbro in the immediate hanging wall. The ultramafic clasts contain primitive olivine (Fo 77-78 mol.%), and major element compositions consistent with an olivine-dominated cumulate (Fig. 3-11D). The occurrence of primitive cumulates as structural slices along the SLDZ indicates that the Atlin terrane had an earlier phase of magmatism that probably included formation of a complete, Penrose-style ophiolitic crust which was subsequently thinned and excised by a younger detachment. These cumulates contain magmatic amphiboles formed at 1008-1124°C (Fig. 3-14B), suggesting that they represent samples of the original, Penrose-style oceanic lithosphere that was caught up in the SLDZ during exhumation of the mantle. Abundant magmatic brown hornblende (>1000°C) implies that the melts were hydrous (Basch *et al.*, 2020), compatible with a BAB environment.

Although some of the higher-TiO₂, brown amphiboles in gabbro and ultramafic-cumulate clasts of the SLDZ are magmatic (830-1100°C; Fig. 3-14B), the majority of magnesio-hornblende found within gabbroic clasts and granular gabbro dykes represents a static near-solidus (660-838°C, Figs. 3-9F & 3-14B) replacement of magmatic cpx/brown amphiboles. Most of ductile deformation of the SLDZ occurred at upper- to lower-amphibolite facies conditions (actinolite/tremolite, 602-747°C; Fig. 3-14B), consistent with progressive exhumation and cooling of crustal and mantle rocks by motion along the SLDZ.

3.6.3 Structural interpretation

The SLDZ marks the boundary between upper crustal gabbro, sheeted dikes and basalts in the hanging-wall and mantle rocks in the footwall. Kinematic indicators in the field (*i.e.*, S-C structures and asymmetric fragments in cataclasite and mylonitic corridors, and dragging on brittle faults) and in oriented thin sections indicate E-SE-directed stretching along the SLDZ and related structures (Figs. 3-3, 3-5 & 3-6B), with normal dip-slip motion of hanging-wall isotropic granular gabbro with respect to upper mantle rocks. Ductile fabrics in the SLDZ (*i.e.*, amphibolite-chlorite $\pm$ talc schists, mylonite, sheared serpentinites) are overprinted by brittle structures (*i.e.*, cataclasite, breccia), consistent with progressive exhumation and cooling along the SLDZ, typical of detachment faults formed in OCCs (*e.g.*, Basch *et al.*, 2020; Bonnemains *et al.*, 2017).

Small-scale secondary discontinuities (transform or non-transform), parallel to detachment motion direction, commonly bound corrugation or mullions that formed during OCC stages (Fig. 3-16; *e.g.*, Escartin and Canales, 2011; Karson *et al.*, 2006; Seyitoglu and Isik, 2015; Tucholke and Lin, 1994). Additionally, motion-perpendicular successor-normal faults, parallel to ridge-axis, also dissect the detachment surface (Fig. 3-16). Both motion-parallel and motion-perpendicular (in respect to SLDZ) brittle faults are present in the SLO. Motion-parallel, small-scale normal faults, with a horst and graben configuration, offset the SLDZ and might represent secondary discontinuities (#11, Fig. 3-16), whereas motion-perpendicular normal-faults are mostly confined to the hanging-wall rocks and might represent successor faults that cut the SLDZ at high-angle (#12, Fig. 3-16).

The re-activation of primary structures in the SLO that can be related to Jurassic thrusting and/or Cretaceous strike-slip motion (*e.g.*, Bickerton *et al.*, 2020) produces only small-scale and localized, discrete reverse or strike-slip shear zones and brittle faults at Squanga Lake. The SLO also seems to have escaped most of the deformation and alteration related to emplacement of Atlin terrane ophiolites onto the Cache Creek carbonate platform during the Middle to Late Triassic (~240-235 Ma; Zagorevski *et al.*, 2021). Pristine obduction-related sutures below ophiolites are rare in the Atlin terrane, as these ophiolites are

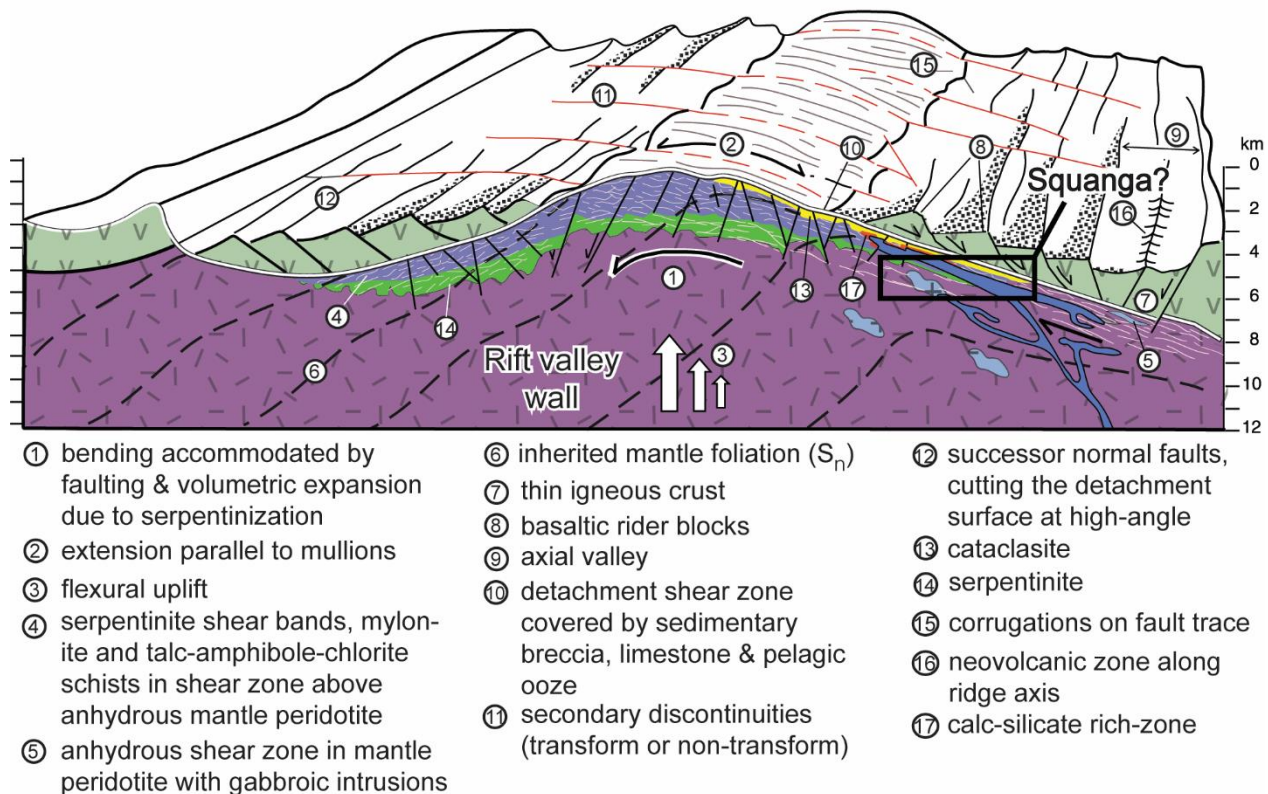


Figure 3-16. Block diagram of Squanga Lake ophiolite during its syn-oceanic oceanic core complex stages. Color scheme is the same as on cross-section from Figure 5. Modified from Escartin and Canales, 2011; Karson *et al.*, 2006; Seyitoglu and Isik, 2015; Tucholke and Lin, 1994.

imbricated by several generations of Triassic and Jurassic thrust faults that obscure the suture zone (Zagorevski *et al.*, 2021).

3.7 Conclusions

SLO is like other Atlin terrane ophiolites, with ubiquitous SSZ-zone affinity in mafic units, mafic-ultramafic clasts in the SLDZ mélange and dykes injecting the mélange. We interpret the ‘atypical’ non-Penrose pseudostratigraphy of SLO to be a preserved syn-oceanic configuration formed during slow-spreading, as suggested by extensional faults that mark the contact between mantle and upper crustal rocks and which we identified as the SLDZ: a preserved detachment formed during OCC genesis and exposure of mantle rocks near, or at, seafloor (Fig. 3-16). Similar ages (~248 Ma) of granular gabbro from the base of the SLO crustal components, a granular gabbro clast in the SLDZ and a gabbro dyke injected into the SLDZ indicate that all basically represent the same unit thinned and dissected during extensional motion along the SLDZ and suggest magmatic activity was coeval to motion along the SLDZ. Spinel, orthopyroxene and clinopyroxene composition and textures preserved in SLO mantle peridotites are compatible with dynamic recrystallization during exhumation. SLDZ equally preserves deformation and alteration facies compatible with exhumation, spanning from ductile (*i.e.*, mylonite, schists) to brittle (*i.e.*, cataclasite, breccia) and from upper- to lower-amphibolite facies (838-602°C). Late diabase dykes, injecting the SLDZ mélange, form extensive static calc-silicate alteration when in direct contact with serpentinites. Overlapping U-Pb ages of gabbro clasts in the SLDZ and cross-cutting dykes, is suggestive of short-lived motion along the SLDZ, similar to modern detachments in OCCs (0.35 to 0.7 Myr; MacLeod *et al.*, 2009). Highest subduction imprints in the late diabase dykes within the suite of SLO mafic rocks could be suggestive of back-arc spreading ridge converging with the arc front, as proposed for modern BAB settings (*e.g.*, Izu-Bonin), where variable subduction-components are possible.

3.8 Acknowledgments

We acknowledge the support of the Geo-mapping for Energy and Minerals program (contribution 20220567) and the *Fonds de Recherche – Nature et Technologie* [Grant: 207964, 2017-2018]. We thank the

external reviewers for comments and corrections on the manuscript (i.e., J. Nelson, M. Colpron), as well as A. Polat for editorial handling at *Lithos*. We thank Discovery Helicopters (BC) and Capital Helicopters (YT) for the safe service and logistical support. Special thanks to A.-S. Corriveau for field assistance and manuscript reviews. We thank M. Choquette (Université Laval) for assistance with the EPMA data, R. Friedman (University of British Columbia) for providing CA-TIMS data and J. Davies, S. De Souza and A. Poirier (*Université du Québec à Montréal-Geotop*) for assistance with LA-ICP-MS U-Pb data.

CHAPITRE IV

**BORON ISOTOPIC CHARACTERISATION OF OPHIOLITIC
SERPENTINITES FROM ATLIN TERRANE, CANADIAN
CORDILLERA**

Adina Bogatu¹
Loïc Labrousse²
Céline Martin³
Alexandre Zagorevski⁴
Jean H. Bédard⁴
Alain Tremblay¹

¹Université du Québec à Montréal-Geotop

² Faculté des Sciences et d'Ingénierie de Sorbonne Université

³American Museum of Natural History

⁴Geological Survey of Canada

Bogatu, A., Labrousse, L., Martin, C., Zagorevski, A., Bédard, J.H. and Tremblay, A., 2025. Boron Isotopic Characterisation of Ophiolitic Serpentinites from Atlin Terrane, Canadian Cordillera. *Lithos*, 494, p.107922.

Version publiée

ABSTRACT

Atlin terrane ophiolites (Canadian Cordillera) exhibit non-Penrose pseudostratigraphy, with extensive serpentinites at the interface between upper crust and mantle. Petrography, Raman spectroscopy, electron probe microanalyzer (EPMA) and *in-situ* boron ($\delta^{11}\text{B}$) isotopic analysis of serpentinites from Squanga Lake and Union Mt. ophiolites of Atlin terrane, identified four distinct phases of serpentine growth. Phase I ($\delta^{11}\text{B} = +1.6 \pm 1\text{‰}$ to $+12.9 \pm 1.3\text{‰}$) and Ia ($\delta^{11}\text{B} = -5.7 \pm 1.1\text{‰}$ to $+1.8 \pm 1.1\text{‰}$) serpentines have $\delta^{11}\text{B}$ signatures suggestive of seawater input, possibly along a detachment during oceanic core complex formation. These have up to 9 wt.% FeO_{tot} concentrations, suggestive of primary mesh and bastite after ultramafic minerals. Phase I $\delta^{11}\text{B}$ values are typical of serpentinized ophiolite (-5.7‰ to $+25\text{‰}$). Phase II antigorite ($\delta^{11}\text{B} = -13.5 \pm 0.8\text{‰}$ to $-6.3 \pm 1.9\text{‰}$; with propagated 1 S.E. error) and phase III fibrous chrysotile ($\delta^{11}\text{B} = -10.0 \pm 2.5\text{‰}$ to $-2.7 \pm 0.7\text{‰}$) have strong negative $\delta^{11}\text{B}$ values distinct from phase I/Ia values. Phase II and III serpentines formed during listvenite alteration, coeval with Jurassic thrust imbrication of ophiolitic units and post-obduction plutonism and might be resulted from sediment-derived fluids. While $\delta^{11}\text{B}$ values of phase II antigorite align perfectly with those obtained from Dalayee Lake sediment ($-14.6 \pm 0.6\text{‰}$ to $-7.7 \pm 2.1\text{‰}$), the less negative $\delta^{11}\text{B}$ values of phase III chrysotile might indicate fluid evolution during exhumation. Phase IV antigorite flakes ($\delta^{11}\text{B} = -1.9 \pm 1.4\text{‰}$ to $+1.5 \pm 0.9\text{‰}$) overprint phase II & III serpentines and might be related to post-obduction plutonism. These have lowest FeO_{tot} values (<2.3 wt.%), compatible with multiple re-crystallisation pulses of Union Mt. antigorite.

Keywords: Northern Cordillera, Atlin terrane, atypical ophiolite, serpentinites, boron isotopes

4.1 Introduction

Serpentine-group minerals (serpentine hereafter) have a wide stability field (0-720°C, <2 GPa; although antigorite is stable up to 5 GPa and ~620°C; e.g. Ulmer and Trommsdorff, 1995) and form in ophiolites during hydration of peridotite by seawater (Lemoine et al., 1986), infiltration of metamorphic fluids from devolatilization of subducting slab (Prigent et al., 2018), infiltration of a mixture of seawater-derived and metamorphic fluids (Martin et al., 2023), or infiltration by late- to post-collisional fluids (O'Hanley, 1996). Detailed investigation of Atlin terrane (AT on Fig. 4-1; detailed map of AT on Fig. 1-14) ophiolites in the northern Canadian Cordillera show that distinct serpentine species (i.e., lizardite, chrysotile and antigorite) and phases (i.e., temporal stages of serpentine species crystallisation) are preserved based on cross-cutting and recrystallization textures. Atlin terrane ophiolites represent the upper plate of a suprasubduction zone system and have escaped subduction-related deformation and alteration (Zagorevski et al., 2021; Bogatu et al., 2023). Atlin terrane ophiolites generally lack middle and lower crust consistent with syn-magmatic exhumation of mantle in an oceanic core complex (OCC; Zagorevski et al., 2021; Bogatu et al., 2023), where lower crustal and mantle rocks are exhumed along a detachment at slow spreading oceanic ridges (Tucholke and Lin, 1994). Investigation of overprinting relationships in serpentinites along the detachment allow to discriminate serpentines that formed during development of the OCC, prior to obduction, from serpentines that are related to structural imbrication and recrystallization during and following obduction.

In this contribution, we investigate serpentinites at the mantle-crust transition from two Atlin terrane ophiolite massifs (Squanga Lake and Union Mountain). We present petrography, Raman spectroscopy, and *in-situ* boron isotopic ($\delta^{11}\text{B}$) data of serpentines from the Squanga Lake and Union Mt. massifs. These data suggest that early serpentines formed during the development of an OCC are locally preserved, and are overprinted by serpentines that are related to orogenic fluid circulation during syn- and post-obduction tectonism. Thorough textural discrimination and B isotopic signatures of serpentine were used to reconstruct

the evolution of ophiolitic crust from its oceanic inception to subsequent modification during and following collision.

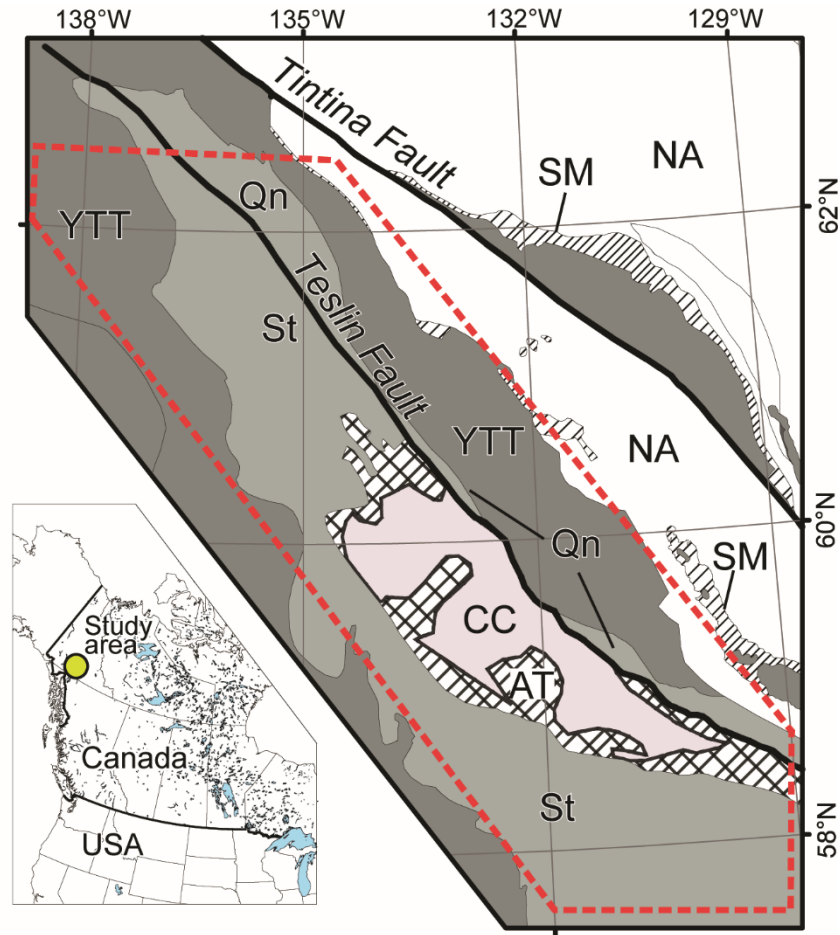


Figure 4-1. Terrane map from Zagorevski et al. (2021); AT = Atlin terrane, CC = Cache Creek terrane, NA = North American margin, Qn = Quesnellia, SM = Slide Mountain terrane, St = Stikinia, YTT = Yukon-Tanana terrane. Dashed red outline shows the area of geology map shown on Figure A.1, Appendix A.

4.2 Boron isotope signatures in serpentinites

Boron is a strongly incompatible element depleted in the mantle (Marschall et al., 2017) that can be used to study fluid-mediated processes such as serpentinization. ^{11}B mostly partitions in fluid and vapor phases, whereas ^{10}B is preferentially incorporated into solid phases and silicate melts (Peacock and Hervig,

1999). Boron fractionates as a function of temperature, pH, and mineralogy (e.g., Konrad-Schmolke and Halama, 2014), making $\delta^{11}\text{B}$ an excellent tracker of fluid-rock interaction in serpentines.

Seawater-derived, positive $\delta^{11}\text{B}$ values have been documented in seafloor serpentinites (+5.5‰ to +40.5‰; Boschi et al., 2013, 2008; Harvey et al., 2014; Spivack and Edmond, 1987; Vils et al., 2009), in modern forearcs (+5.3‰ to +25.3‰; Benton et al., 2001; Tonarini et al., 2011), and in subducted abyssal serpentinites (+7‰ to +34‰; Scambelluri and Tonarini, 2012; Harvey et al., 2014; Martin et al., 2020). Whole-rock B isotopes of modern altered upper (~500 m) oceanic crust yield an average value of +3.4‰ but values range from -4.3‰ to +24.9‰ (Smith et al., 1995).

Metasomatism by fluids released from devolatilization of oceanic crust (i.e., metabasites and metasediments) during subduction produces moderately positive to strong negative $\delta^{11}\text{B}$ signatures, like the ones observed in mantle wedge serpentinites, e.g., in the Trinity thrust system in California ($-10.4 \pm 1.2\text{‰}$; Peacock and Hervig, 1999), in mélange serpentinites (-14.4‰ to $+9.7\text{‰}$; Martin et al., 2016, 2020; Yamada et al., 2019) and dehydrated serpentinites from mélange terranes ($-12.4 \pm 0.3\text{‰}$ to $-1.6 \pm 0.8\text{‰}$; Cannaò et al., 2015; Harvey et al., 2014). Strong negative $\delta^{11}\text{B}$ signatures have also been documented in granitic rocks and derived fluids (-16‰ to -8‰ ; Marschall and Jiang, 2011), average continental crust ($-10 \pm 3\text{‰}$; Marschall and Jiang, 2011) and upper mantle (-7‰ ; Marschall, 2018). Thus, the $\delta^{11}\text{B}$ of serpentinitized ophiolites (-5.7‰ to $+25\text{‰}$; Lécuyer et al., 2002; Martin et al., 2016; Prigent et al., 2018), can be attained by a combination of several distinct sources or processes.

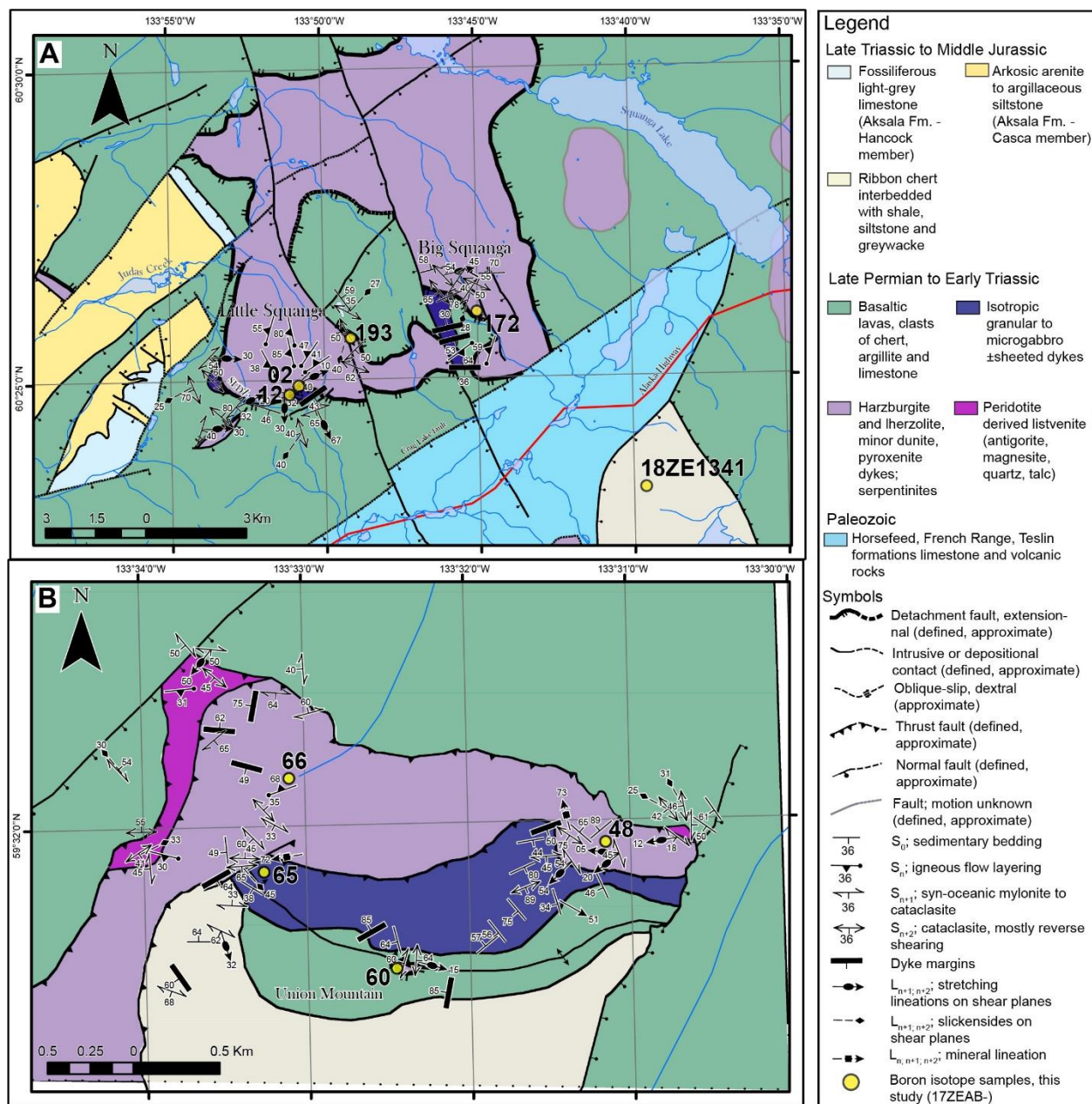


Figure 4-2. Local geological maps of A) Squanga Lake ophiolite; and B) Union Mt. ophiolite.

4.3 Geology of Atlin terrane ophiolites

The Atlin terrane ophiolites and their correlatives are discontinuous from southern Yukon to central British Columbia, with correlatives extending to southern British Columbia (Fig. 4-1). Individual ophiolite massifs often show a N-S elongation related to the structural grain of the Jurassic fold and thrust belts and Cretaceous strike slip fault systems (Fig. 4-1A). The Middle Permian to Middle Triassic Atlin terrane is characterized by non-Penrose pseudostratigraphy that includes oceanic mantle rocks, brecciated hypabyssal gabbro and basaltic dykes, submarine basalts, chert, and rare plutonic rocks. Absence of middle and lower ophiolitic crust in the majority of AT ophiolites has been attributed to exhumation of mantle rocks along OCC detachment(s) (Zagorevski *et al.*, 2021; Bogatu *et al.*, 2023; this study).

Atlin terrane ophiolites are vestiges of the Late Paleozoic to Middle Triassic intraoceanic arc/back-arc system that includes the Carboniferous to Permian Stikine Assemblage (Logan *et al.*, 2000; McGoldrick *et al.*, 2017, 2018; Zagorevski *et al.*, 2021). This arc system collided with the early Carboniferous to late Permian Cache Creek terrane by the Middle-Late Triassic (c. 235-240 Ma; McGoldrick *et al.*, 2017, 2018; Zagorevski *et al.*, 2021), resulting in the obduction of the AT ophiolites over the Cache Creek terrane carbonate platform and its intercalated ocean-island basalt and enriched mid-oceanic-ridge basalt. Rare amphibolite derived from an ocean-island basalt protolith at the inferred base of the ophiolite has been interpreted as the remnants of a metamorphic sole that is preserved along the suture between Atlin and Cache Creek terranes (Zagorevski *et al.*, 2021).

Atlin terrane ophiolites were imbricated with their Triassic to Jurassic sedimentary overlap assemblages along Jurassic thrusts and during subsequent tectonism (*e.g.*, Mihalynuk *et al.*, 1992; Bickerton *et al.*, 2020; Zagorevski *et al.*, 2021). Except for local Middle Jurassic and Late Cretaceous contact metamorphism, the area is generally characterized by low grade, prehnite-pumpellyite facies metamorphism and preservation of primary clinopyroxene and plagioclase in ophiolitic crustal rocks (Zagorevski *et al.*, 2021; Bogatu *et al.*, 2023).

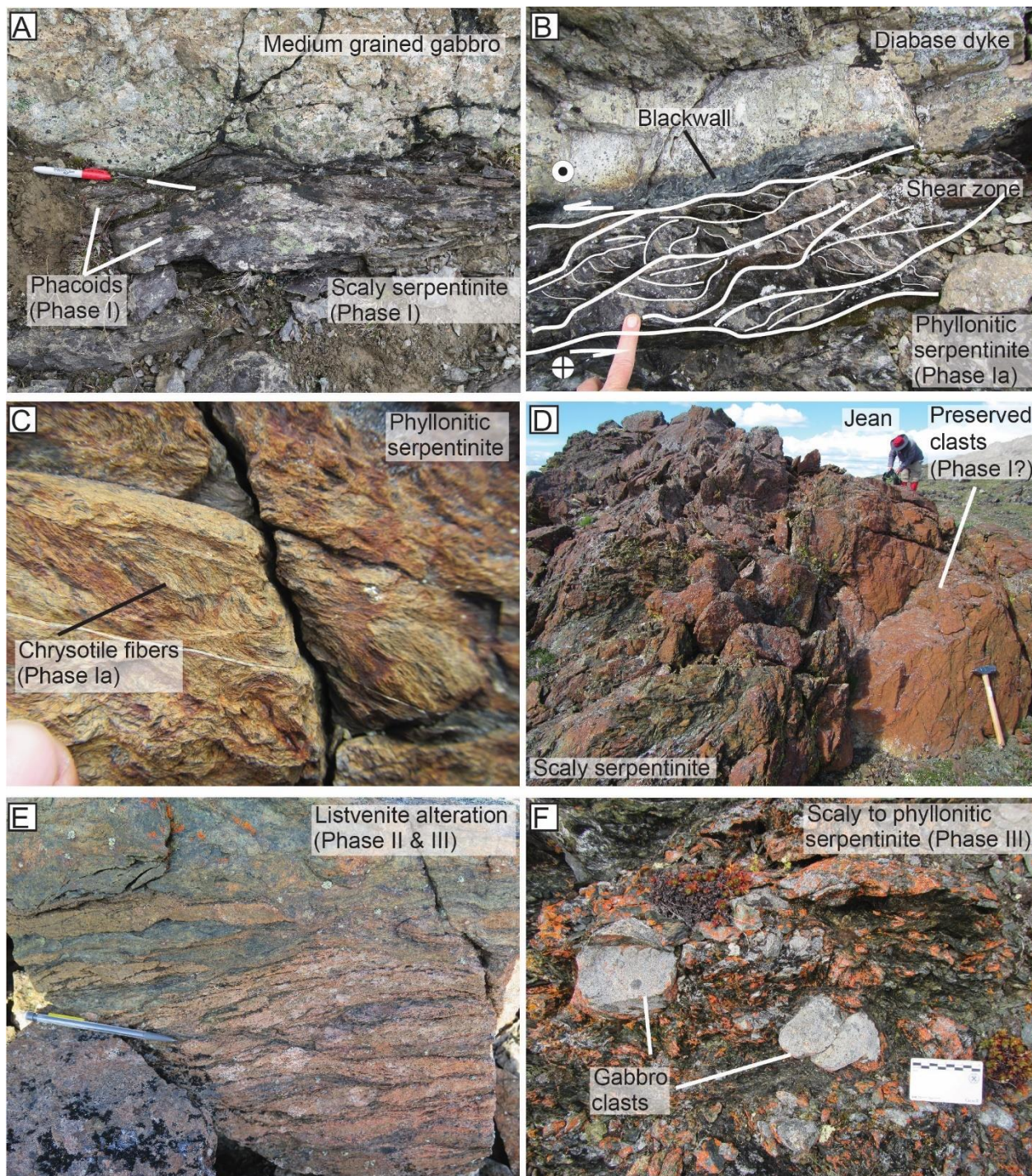


Figure 4-3. Field photos of serpentinites from Squanga Lake ophiolite (A to C) and Union Mt. ophiolite (D to F). A) Scaly serpentinites (phase I) injected by a granular gabbro dyke injected from the SLDZ. B) Chrysotile phyllonite (phase Ia), injected by granular gabbro dyke forming ‘blackwall’ alteration-halo. C) Chrysotile phyllonite (phase Ia) with fibers defining a C-S structure along the SLDZ. D) Scaly serpentinite (phase III) preserving clasts of rigid serpentinite (phase I?) with pseudomorphic serpentine textures. E) Serpentine (phase II & III) and listvenite (antigorite-magnesite-quartz-talc) alteration. F). Scaly to phyllonitic serpentinites (phase II & III) preserving clasts of mafic crustal rocks (i.e., gabbro, basalt). These serpentinites mark Jurassic thrusts responsible for late ophiolite imbrication. Chl, chlorite; Phyll Ctl, phyllonite chrysotile; Rb Lz, ribboned lizardite; Tlc, talc

This contribution focuses on serpentinites from the mantle-upper crust contact that is exposed in the Squanga Lake ophiolite (SLO; 4 samples, 70 boron isotopic analyses; Fig. 4-2A, Table 1 & Table B-8 & Table G-1) and Union Mountain ophiolite (UMO; 4 samples, 57 boron isotopic analyses; Fig. 4-2B & Table 1 & Table B-8 & Table G-1). In the SLO, the extensional Squanga Lake detachment zone (SLDZ; Bogatu et al., 2023; Fig. 4-2A) contains ultramafic cumulate blocks in a tectonic mélange and separates mantle from isotropic gabbro. In the UMO, the mantle-crust interface is a fragmental unit (+/- 100 m thick; Fig. 4-2B) that contains meter to decameter blocks of gabbro, basalt and chert in contact with brecciated and scaly serpentinite (Zagorevski et al., 2021) that transitions downward into fresh peridotite. Extensive listvenite alteration of metaperidotites near Union Mountain (168-172 Ma; Hansen et al., 2005; Hansen, 2005; Fig. 4-3A) has been linked to Middle Jurassic plutonism (166-174 Ma; Mihalynuk et al., 1992) and significantly postdates the inferred obduction (~235-240 Ma; Zagorevski et al., 2021). Listvenite alteration occurs along Jurassic thrusts, which juxtapose hangingwall ophiolite and footwall Late Triassic sediments (Zagorevski et al., 2021).

SLO and UMO preserve a long history, from seafloor serpentinitization, obduction and post-obduction related deformation and recrystallization, and alteration related to regional plutonism (Hansen et al., 2005; Hansen, 2005; Zagorevski et al., 2021; Bogatu et al., 2023; this study). We will use the $\delta^{11}\text{B}$ signatures to constrain the origin of fluids responsible for the successive serpentinitization stages.

Table 4-1. Location, mineralogy and textures of samples from SLO and UMO.

Sample	Latitude (N)	Longitude (E)	Locality	Mineralogy	Serpentine textures
16ZEAB09A3	59.526005	-133.539983	Union Mt.	Atg (60%), ctl (38%), mgs, cal (2%), py, mag	Blades, fibrous, flakes, relics of mesh and bastite
17ZEAB02A	60.41588	-133.84593	SDLZ	Lz (59%), ctl (40%), chr (1%), mag, py	Mesh, bastite, ribbon, hourglass, veins, fibrous
17ZEAB12A	60.41496	-133.84813	SLDZ	Ctl (85%), lz (10%), tlc (5%), mag, chr	Fibrous, hourglass, veins, relics of mesh, bastite, gouge, cataclasite
17ZEAB15A	60.41390	-133.85073	SLDZ	Lz (30%), ctl (5%), grinded minerals matrix (45%), cpx (10%), chl (10%)	Mesh, banded veins, ribbon, fibrous
17ZEAB35A2	60.43720	-133.75754	Big Squanga	Lz (65%), ctl (20%), atg (10%), mag (5%)	Mesh, bastite, fibrous, flakes
17ZEAB48A	59.53172	-133.51996	Union Mt.	Ctl (85%), atg (10%), cal (5%), chr, mgs	Fibrous, blades, interpenetrating
17ZEAB60	59.52606	-133.54025	Union Mt.	Atg (60%), ctl (35%), mgs (3%), cal (2%), mag	Blades, fibrous, flakes, veins, relics of bastite
17ZEAB65A1	59.53081	-133.55672	Union Mt.	Atg (60%), ctl (30%), mgs, tlc, cal, mag, chr	Blades, flakes, fibrous, bastite relics
17ZEAB66A	60.43679	-133.76641	Union Mt.	Atg (59%), ctl (20%), mgs (10%), ol (10%), mag, chr	Blades, fibrous
17ZEAB92B1	60.40185	-133.89958	Little Squanga	Ctl (80%), cpx (20%), cal, tlc, mag	Fibrous
17ZEAB164A1	60.44135	-133.76705	Big Squanga	Lz (70%), ctl (30%), mag, chr, atg, ol relics	Mesh, bastite, fibrous, veins, hourglass
17ZEAB172A	60.43833	-133.74323	Big Squanga	Lz (70%), ctl (20%), atg (2%), cal (5%), mag (3%), tlc	Mesh, bastite, fibrous, flakes
17ZEAB175A	60.42460	-133.81848	Little Squanga	Ctl (60%), atg (20%), Lz (10%), mag (10%), chr	Fibrous, hourglass, bastite, flakes
17ZEAB188A	60.41725	-133.82251	Little Squanga	Ctl (40%), tlc (40%), lz (20%), mag, chr	Fibrous, mesh and bastite relics
17ZEAB193A	60.42266	-133.81990	Little Squanga	Lz (80%), ctl (10%), atg (5%), mag (5%)	Mesh, bastite, veins, flakes

18ZE1341	60.383843	-133.665026	Dalayee Lake	Qtz, Fs, Cpx, Hbl, volcanic derived material, Chert/siltstone clasts	N/A
----------	-----------	-------------	--------------	--	-----

4.3.1 Squanga Lake ophiolite

The Squanga Lake ophiolite, informally divided into Little and Big Squanga massifs (Bogatu et al., 2023), exhibits extensive brecciated serpentinites at the boundary between the mantle and upper crustal rocks (Figs. 4-2A, 4-3B to 4-3D). The mantle-crust boundary is locally exposed as an extensional detachment fault known as the Squanga Lake detachment zone (Bogatu et al., 2023). The lowermost facies of Squanga Lake detachment zone record high degree of serpentinization and finite strain over 2 to 5 m of structural thickness (Figs. 4-3B & C). The textures observed in the SLDZ sheared serpentinite range from scaly serpentinite (Fig. 4-3B) to chrysotile phyllonite (Fig. 4-3C & D).

The scaly serpentinite facies (Fig. 4-3B) display a network of anastomosing disjunctive cleavage domains (<1mm spaced) composed of transitionally deformed pseudomorphic serpentinites (phase I; i.e., hourglass chrysotile, ribbon lizardite; Fig. 4-4A & B), and seams of magnetite. These domains surround microlithons of rigid, asymmetric lenses of massive serpentinite, which can range in size from centimeters to decimeters.

Serpentinite phyllonite (Figs. 4-3C & D) is a type of rock characterized by a continuous, penetrative cleavage defined by aligned, fine-grained, fibrous chrysotile (Cox et al., 2021). In the Squanga Lake detachment zone, narrow zones (<1m) of serpentine ($\pm$ talc) phyllonite are present (phase Ia; Figs. 4-4B & C), where chrysotile fibers (<5 μ m wide) overprint and obliterate the majority of pseudomorphic (i.e., mesh, bastite; Fig. 4-4B), transitional (i.e., ribbons, hourglass; Fig. 4-4A), and non-pseudomorphic (i.e., gouge, banded veins; Fig. 4-4C) serpentinite textures. Transitional serpentinite textures refer to weakly to moderately deformed pseudomorphic textures, while non-pseudomorphic textures do not preserve any primary mesh or bastite structures (O’Hanley, 1996).

Asymmetric clasts (<1mm) preserved within the phyllonitic chrysotile fibers contain pseudomorphic, transitional, and non-pseudomorphic textures, with their sigmoidal shape suggesting an

oblique-normal (sinistral) sense of shear along the Squanga Lake detachment zone with a downthrown motion of the ESE block (Fig. 4-2A). Chrysotile phyllonite also exhibit S-C fabrics, indicating normal-motion and downthrown SE-block. Magnetite is distributed throughout the chrysotile phyllonite fibers as euhedral grains, clusters, and seams parallel to the foliation. Talc (<5%; Fig. 4-4B) forms foliation-parallel seams (0.05 mm) and centimetric veins.

This study aimed to identify serpentine minerals and textures from 10 samples (Table 4-1) collected from Squanga Lake ophiolite. In order to investigate their $\delta^{11}\text{B}$ signature, 4 representative sample were analyzed *in situ*, and the results are presented in Table B-8 (Annexe B; data on Fig. 4-9).

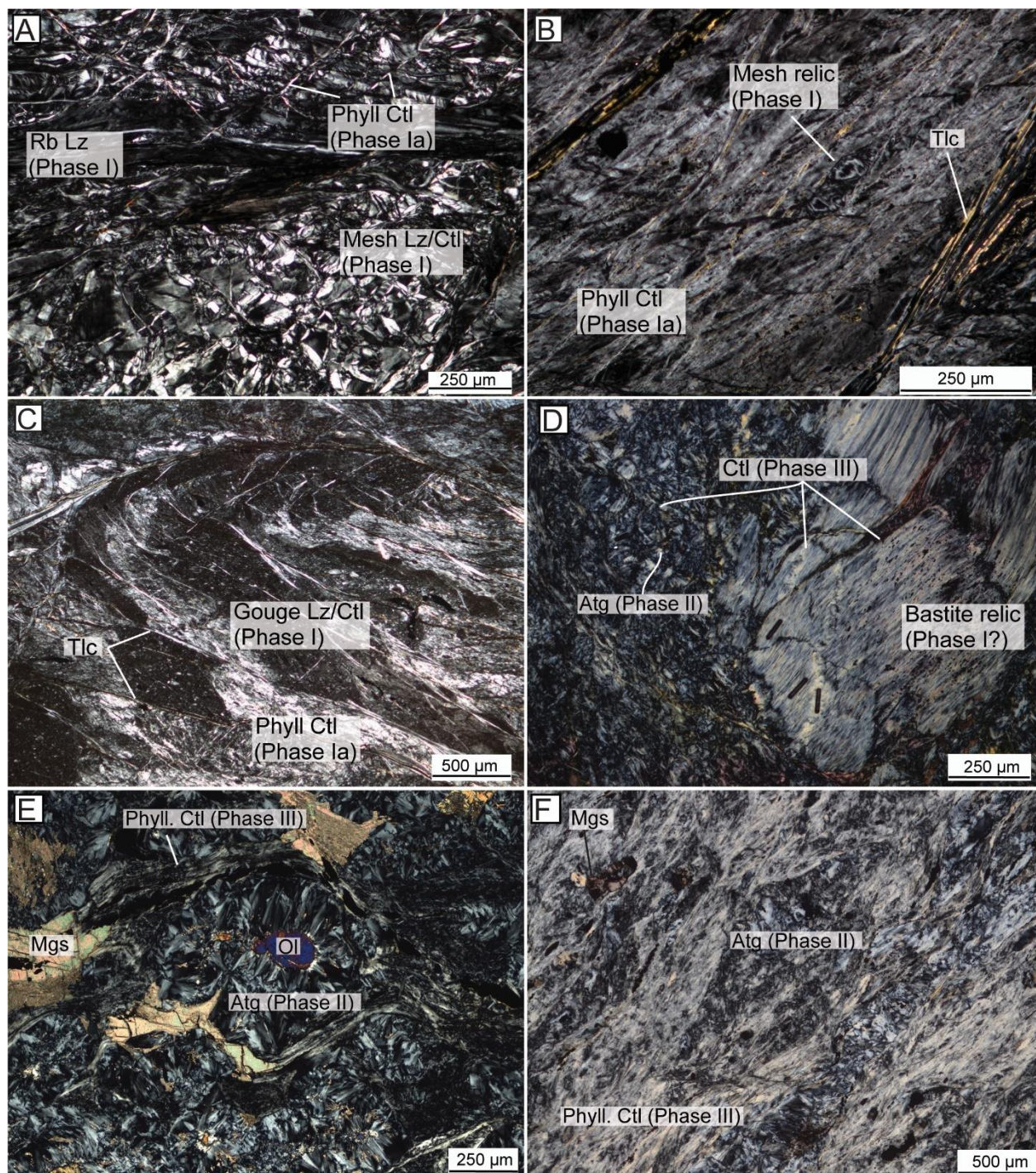


Figure 4-4. Photomicrographs of serpentine textures from Squanga Lake (A to C) and Union Mt. (D to F) ophiolites. All photomicrographs view is in XPL. A) Phase I lizardite/chrysotile in mesh texture after olivine, hourglass chrysotile and ribboned lizardite. B) Phase Ia chrysotile phyllonite and parallel seams of talc, overgrowing relics of phase I mesh texture. C) Phase I non-pseudomorphic gouge lizardite/chrysotile overprinted by phase Ia chrysotile phyllonite and talc. D) Possible phase I bastite relic overgrown by phase II antigorite and phase III chrysotile. E) Olivine relic replaced by phase II antigorite with interpenetrating texture. Phase III chrysotile and magnesite shears overgrown antigorite blades. F) Phase III chrysotile fibers along a thrust fault, overgrowing phase II antigorite and magnesite. Atg, antigorite; Chl, chlorite; Phyll Ctl, phyllonite chrysotile; Ol, olivine Rb Lz, ribboned lizardite; Tlc, talc; Mgs, magnesite.

4.3.2 Union Mountain ophiolite

Union Mt. ophiolite exhibits a distinctive brecciated and fragmental unit at the contact between mantle and upper crustal rocks (Figs. 4-3A, E & F). This unit consists of serpentinites that contain blocks of crustal gabbro, basalt, sediments, and fresh mantle rocks, ranging from meters to a few meters in size. The formation of this fragmental unit remains uncertain, but according to Zagorevski et al. (2021), it may have originated during Late Permian to Early Triassic (245-264 Ma) due to syn-oceanic faulting or detachment; or possibly as a sedimentary mélangé, following the exhumation of the mantle near the seafloor. During the Jurassic, thrusting caused imbrication of the ophiolitic units with overlapping Triassic sedimentary rocks. This relationship is observed at Union Mt., where ophiolite units are overlapped and are then imbricated chert, siliciclastic rocks and (this study; Bogatu et al., 2023; Zagorevski et al., 2021).

The majority of pseudomorphic texture in serpentines at Union Mt. are overgrown by listvenite alteration, which consists of antigorite-magnesite-quartz-talc (Figs. 4-4D to F). This alteration is temporally related to post-obduction plutonism (Hansen et al., 2005) and Jurassic thrusting (Mihalynuk et al., 1992).

Rare pseudomorphic textures in serpentinites, such as mesh and bastite (phase I; Fig. 4-4D), are locally preserved in the fragmental unit making the mantle and crust contact. However, more than 70% of these textures have been obliterated by later formed serpentines. The dominant serpentines at Union Mt. are antigorite blades (phase II; Fig. 4-4E) and fibrous chrysotile (phase III; Fig. 4-4F). Antigorite blades are related to listvenite alteration, which occurs along with magnesite, talc, and quartz, and has been linked to locally voluminous post-obduction plutonism (e.g., Hansen et al., 2005; Mihalynuk et al., 1992). Hansen

(2005) constrained the temperature of formation of listvenite alteration to be in the range of 210-280°C, based on fluid-inclusion analysis of quartz-carbonate veins.

Fibrous chrysotile (phase II) marks shear bands and shear zones (up to 10 m wide), which overprint listvenite-altered peridotites. Listvenite relics and fibrous chrysotile in shear bands and shear zones might be related to the Jurassic imbrication of the ophiolite, which was in part coeval with post-obduction plutonism (e.g., Hansen et al., 2005; Mihalynuk et al., 1992). Jurassic deformation significantly postdates the presumed age of obduction (~235-240 Ma; Zagorevski et al., 2021).

Younger antigorite flakes (phase IV) with interpenetrating texture overprint the antigorite blades (phase II) and fibrous chrysotile (phase III). The younger antigorite flakes are localized and mostly occur within or proximal to (tens of meters) small-scale fault zones.

Out of 5 samples investigated at Union Mt. ophiolite for serpentine minerals and textures (Table 1), 4 were analyzed *in-situ* for their $\delta^{11}\text{B}$ values and results are presented in Table G-1 (Annexe G; data Fig. 9).

4.3.3 Dalayee Lake Sediment

Atlin terrane ophiolites are unconformably overlain by Late Triassic to Early Jurassic sediments which form an overlap assemblage (Zagorevski et al., 2021) exposed at Dalayee Lake, located ~7 km southeast of Squanga Lake ophiolite. This overlap assemblage is characterized by Middle Triassic to Early Jurassic radiolarian chert and Late Triassic to Early Jurassic clastic rocks (e.g., Jackson, 1992; Cordey, 2020). Clastic rocks are derived from evolved volcanic and shallow metamorphic sources and include quartz, feldspar, hornblende, clinopyroxene, biotite, epidote, chert, porphyritic volcanic clasts, altered clasts, foliated chert and schist clasts, as well as previously veined clasts (e.g., Mulligan, 1963; Jackson, 1992; Monger et al., 1991; Zagorevski et al., 2021). Mesozoic overlap assemblage was imbricated with the Atlin and Cache Creek terranes during the Early to Middle Jurassic (Bickerton et al., 2020; Zagorevski et al., 2021). Sample 18ZE1341 was collected 10 km southeast of SLO and contains abundant volcanic-derived

detritus, including crystals of quartz, feldspar, clinopyroxene and hornblende. This sample was analyzed for *in-situ* boron isotopes on hornblende and undifferentiated strongly altered feldspar (Table G-1, Annexe G) as a potential source of B during the Jurassic imbrication. Alteration of feldspar is a pervasive saussaurite overprint, most likely formed: 1) during early stages as the feldspar re-equilibrated with seawater; or 2) during regional greenschist alteration, related to Jurassic collisional stages.

4.4 Raman spectroscopy and geochemistry

4.4.1 Sampling and analytical methods

Serpentine minerals from SLO and UMO were thoroughly discriminated using petrographic microscopy and Raman spectroscopy. The Raman spectroscopy analysis of individual grains and maps was conducted at UMR 8538 - *Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure*, Paris, using a Raman Renishaw InVia micro-spectrometer. This non-destructive technique allows for the identification of different serpentine species based on their molecular structure and chemical composition. The mineral is illuminated by a monochromatic laser beam, and the dispersed light is recorded to produce a Raman spectrum. In serpentine, the Raman spectra is defined by the vibration of the OH group in water molecules. The lattice and OH vibration are unique to each serpentine species (Rinaudo et al., 2003) due to the disposition of water molecules within their crystalline network. Standards used to integrate Raman spectra of Atlin serpentine are standard data for lizardite, chrysotile and antigorite after Rinaudo et al. (2003) and Petriglieri et al. (2015) and references therein. The data from Atlin serpentine was integrated using the MATLAB software.

Serpentine minerals from Squanga Lake and Union Mt. were classified based on low-frequency region of the spectrum ($1200\text{--}200\text{ cm}^{-1}$) corresponding to the lattice-vibration, and on the vibration of the OH-Mg-OH groups ($3900\text{--}3500\text{ cm}^{-1}$). Examples of typical Raman spectra for serpentine textures from Squanga Lake and Union Mt. are shown on Figs. 4-6 and 4-7, respectively. The Raman spectra maps (Figs. 4-5C & D) were processed using the MATLAB software. The maps from Squanga Lake (Fig. 4-5C) and

Union Mt. (Fig. 4-5D) are 160 x 130 μm and 90 x 60 μm , respectively, and the data for the maps was acquired with a 4 μm step.

EPMA analyses were conducted on key serpentine minerals from Squanga and Union Mt. ophiolites. Minerals were analysed using the 5 WDS CAMECA SX – 100 electron microprobe at *Université Laval* (Québec City). All analytical data are given in Table B-8 (Annexe B). Analytical conditions for all minerals were of 15 keV and 20 nA, with counting time of 10 to 30 s on peak and 0 to 10 s on background.

Boron isotopes were analyzed *in-situ* on SLO and UMO serpentines by LA-MC-ICP-MS, using an ESI New Wave UP-193-FX ArF* (193 nm) excimer laser coupled to a Neptune Plus (ThermoScientific) MC-ICP-MS at Lamont Doherty Earth Observatory, following the method developed by Martin et al. (2015). The instrument was setup with Ni/Jet X cones and a RF power of 1100W. The data were collected by electron multipliers with a repetition rate of 10 Hz, at a speed of 3 μm per second, along traverses of ~ 300 μm in length and between 10 and 85 μm in diameter. Mass-bias correction was performed with the standard-bracketing method, using NIST SRM 612 standard glass (see Martin et al., 2015 for details), and the variations in B intensity are corrected following the calibration method also described in Martin et al. (2015). The B isotopes signatures are presented using δ notation, in which $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{\text{sample}}$ is the isotopic ratio measured on the sample, and $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{\text{standard}}$ the isotopic ratio of the reference material SRM 951 (Catanzaro et al., 1970, U.S. National Institute of Standards and Technology, NIST).

$$\delta^{11}\text{B} = \left(\frac{\left(\frac{^{11}\text{B}}{^{10}\text{B}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{11}\text{B}}{^{10}\text{B}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000$$

The standard used to monitor the B isotopes measurements by LA-MC-ICP-MS is NIST SRM 612. It yields $\delta^{11}\text{B}$ of $+0.88 \pm 2.83\text{‰}$ (2 S.D., $n = 80$), in agreement with previously published *in situ* values, using the same method, ranging from $-0.51 \pm 0.52\text{‰}$ to $+0.68 \pm 3.31\text{‰}$ (Fietzke et al., 2010; Kimura et al., 2016; Martin et al., 2015), as well as in wet chemistry results ranging from $-1.07 \pm 0.85\text{‰}$ (minimum value

from Kasemann et al., 2001) to $+0.10 \pm 0.40\text{‰}$ (maximum value from Jochum et al., 2011). The serpentinite standard UB-N has been measured in a separate session and yields $\delta^{11}\text{B}$ of $+9.24 \pm 1.92\text{‰}$ (2 S.D., $n = 5$). This result agrees with the two previously published wet chemistry values of $+10.47 \pm 0.26\text{‰}$ (1 S.D., Zhu et al., 2021) and $+13.1 \pm 0.3\text{‰}$ (2 S.D., Gangjian et al., 2013). These results indicate that possible matrix effects due to the difference of chemical composition between standards (synthetic glasses) and serpentine minerals are likely negligible, as expected by Yamada et al. (2019), who estimated the matrix effect in the range of $\pm 0.5\text{‰}$. Additionally, a diopside-bearing amphibolite has been used as an internal standard for amphibole, clinopyroxene, and plagioclase B isotopic analyses, using NIST 612 for calibration, and no significant matrix effect was observed (Keller et al., 2024). Boron concentrations obtained during B isotopic analyses by LA-MC-ICP-MS are only semi-quantitative (Martin et al., 2015), and often overestimated (Martin et al., 2020). All $\delta^{11}\text{B}$ results (with propagated 1 S.E.), including B concentrations and serpentine textures, are reported in Table G-1 (Annexe G).

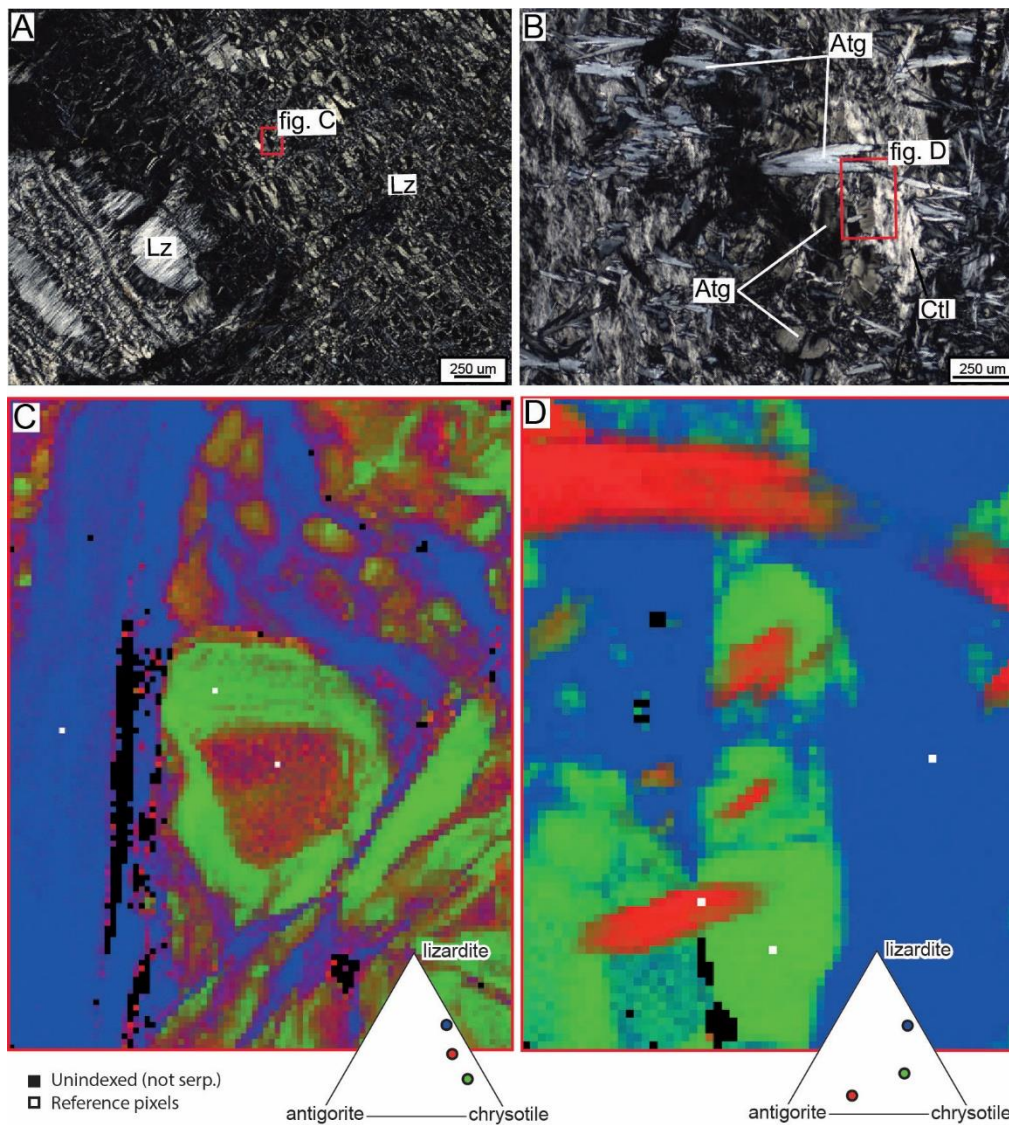


Figure 4-5. Micropetrographs of A) Pseudomorphic textures of phase I lizardite/chrysotile in mesh and bastite in SLO area; and B) Static phase II antigorite overgrown by phase III fibrous chrysotile, overprinted by phase IV antigorite flakes at UMO; view is in XPL. Raman spectroscopy maps of C) Phase I lizardite/chrysotile in mesh texture from SLO; and D) Phase II antigorite, overgrown by fibrous phase III chrysotile and by phase IV antigorite flakes.

4.4.2 Raman spectroscopy: Serpentine species in Atlin terrane ophiolites

Serpentine textures and species were identified in detail using petrographic microscopy and Raman spectroscopy and follow classification scheme of O'Hanley (1996). In this classification, pseudomorphic textures (i.e., mesh, bastite) preserves textures of the protolith; transitional textures (i.e., deformed mesh, ribbon and hourglass) preserve some textural features of the protolith; and non-pseudomorphic textures (i.e., fibrous, gouge, flakes, blades, veins) totally obliterates protolith textures.

Phase I: Pseudomorphic, Transitional And Non-Pseudomorphic Lizardite And Chrysotile.

Pseudomorphic mesh texture after olivine (Figs. 4-4A to C, 4-5A) and bastite after orthopyroxene (Fig. 4-5A) are pervasive in brecciated mantle peridotites at SLO or are preserved as rigid lenses embedded in fibrous chrysotile phyllonite (phase Ia) along the SLDZ. Lizardite and chrysotile are intergrown in mesh cell cores, while rims are chrysotile-dominated (Fig. 4-5C). Lizardite-dominated platelets replace orthopyroxene and form fibrous bastite (Figs. 4-5A). Phase I lizardite and chrysotile from SLO have Raman spectra overlapping with typical lizardite, chrysotile or a mixture of both (Figs. 4-6A to F). These are overprinted by subsequent serpentine phases Ia & IV (Figs. 4-6G & H). Transitional serpentine textures (i.e., deformed mesh, ribbon and hourglass lizardite/chrysotile; Figs. 4-4A to C) and non-pseudomorphic textures (i.e., foliated to randomly oriented lizardite/chrysotile in gouge; Fig. 4-4F) are preserved as lenses embedded in phase Ia SLDZ phyllonite (Fig. 4-4B). At UMO, mesh and bastite are rare relics in the fragmental serpentinites at the mantle and crust interface, as majority of pseudomorphic textures are completely obliterated by subsequent serpentine phases (phases II, III & IV; Figs. 4-4D to F; 4-5B & D; Figs. A.3.D to F, Annexe A). Such relics do show Raman spectra overlapping with typical lizardite (Figs. 4-7A & B).

Phase Ia: Chrysotile Phyllonite And Veins. At SLO (#2&12; Fig. 4-2A), maximal finite strain along the SLDZ is defined by phase Ia chrysotile phyllonite shear bands overprinting phase I species (Fig. 4-4B; Bogatu et al., 2023). Chrysotile fibers (<5µm wide) and seams of talc define a pervasive foliation wrapped around rigid clasts (<1mm) of mesh/bastite, ribbons and gouge (Figs. 4-4B & C). Veins of lizardite/chrysotile locally crosscut the fibrous chrysotile. Chrysotile phyllonite fibers have Raman spectra overlapping typical chrysotile (Figs. 4-6G & H).

Phase II: Static Antigorite. At UMO (#66; Fig. 4-2B), randomly oriented antigorite blades (<1mm) replace primary peridotite minerals (i.e., olivine, pyroxene) or phase I pseudomorphic serpentine (Fig. 4-5A). Antigorite shows interpenetrating texture (Figs. 4-4D & E) and the lack of a fabric suggests static crystallization (Maltman, 1978). These antigorite blades have Raman spectra mostly overlapping typical antigorite (Figs. 4-7C & D), although they show some mixture with lizardite. Phase II antigorite is intergrown with talc-magnesite-fuchsite-quartz (Figs. 4-4E & F; Figs. A.2.D to F, Appendix A) in listvenite alteration, as previously described by Hansen et al. (2005) et Hansen (2005).

Phase III: Fibrous Chrysotile. At UMO (#48; Fig. 4-2B), fibrous chrysotile phyllonite (Fig. 4-3F) developed along major shear zones responsible for late-stage, Jurassic imbrication of the ophiolite (Zagorevski et al., 2021). Chrysotile-bearing shear bands likely formed during or shortly after phase II antigorite and listvenite alteration as fibrous chrysotile surrounds and replaces antigorite (Figs. 4-4E & F); magnesite also overprints chrysotile fibers along the same network of fractures and shear bands (Fig. 4-4E; Figs. A.2.D to F, Appendix A). These chrysotile fibers overlap Raman spectra of typical chrysotile (Figs. 4-7E & F). These are found along Jurassic-related shears, that are mostly absent from Squanga Lake area (Bogatu et al., 2023).

Phase IV: Antigorite Flakes. At UMO, antigorite flakes overgrow phases II & III species and listvenite alteration, suggestive of the late nature of the flakes (Figs. 4-5B & D; Fig. A.2.F, Appendix A). Their Raman spectra overlap with typical antigorite (Figs. 4-7G & H). The flakes occur along local, small-scale SE-dipping Jurassic thrusts (#65; Fig. 4-2B). Only minor antigorite flakes were observed at SLO, where they overprint phase I serpentines (Fig. A.2.B, Appendix A).

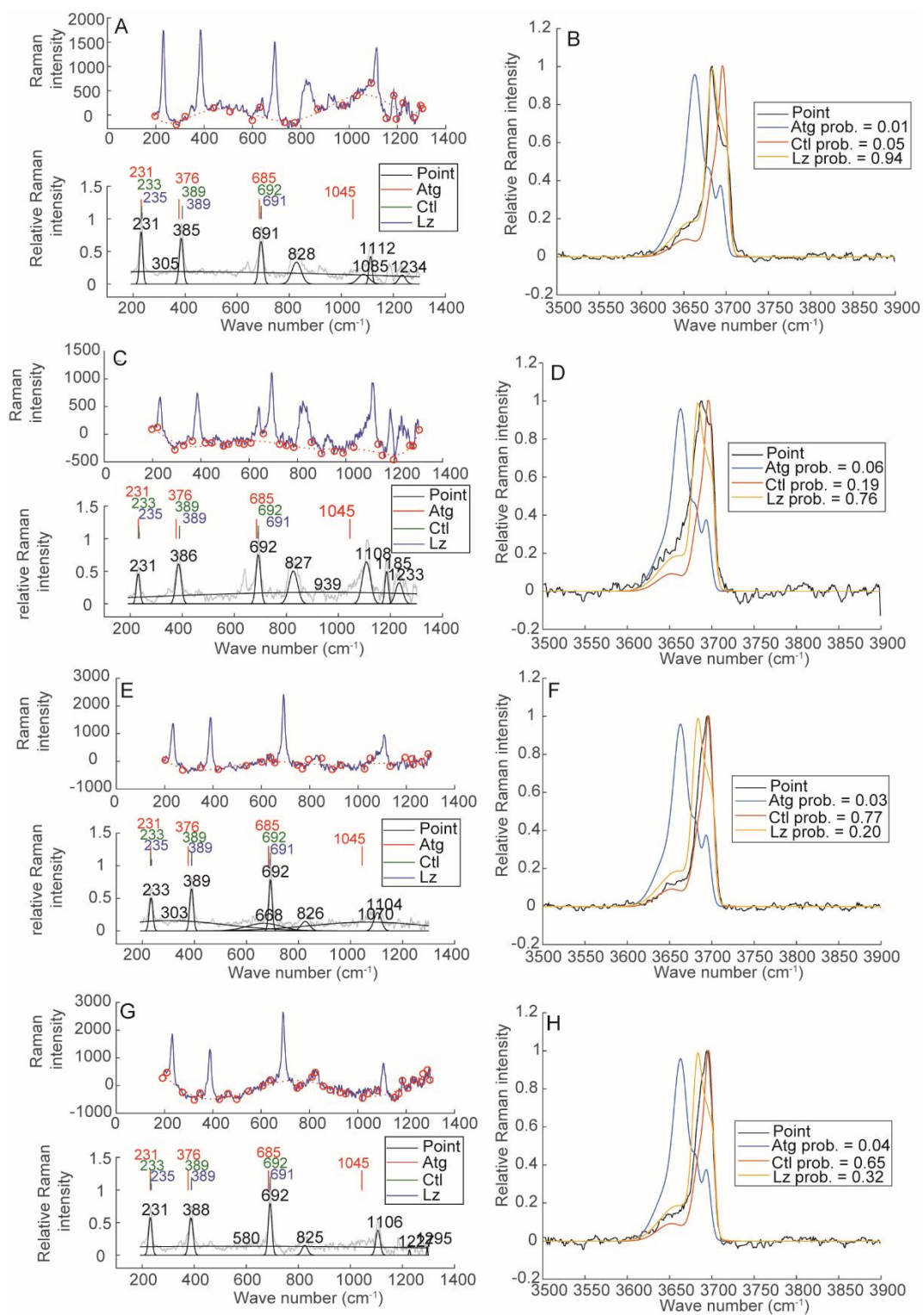


Figure 4-6. Low-frequency (A, C, E, G) and OH (B, D, F, H) Raman spectra for serpentinite from SLO. A) & B) Phase I lizardite in mesh texture, sample 17ZEAB02A. C) & D) Phase I lizardite in bastite, sample 17ZEAB02A. E) & F) Phase I hourglass chrysotile, sample 17ZEAB02A. G) & H) Phase Ia chrysotile phyllonite, sample 17ZEAB12A.

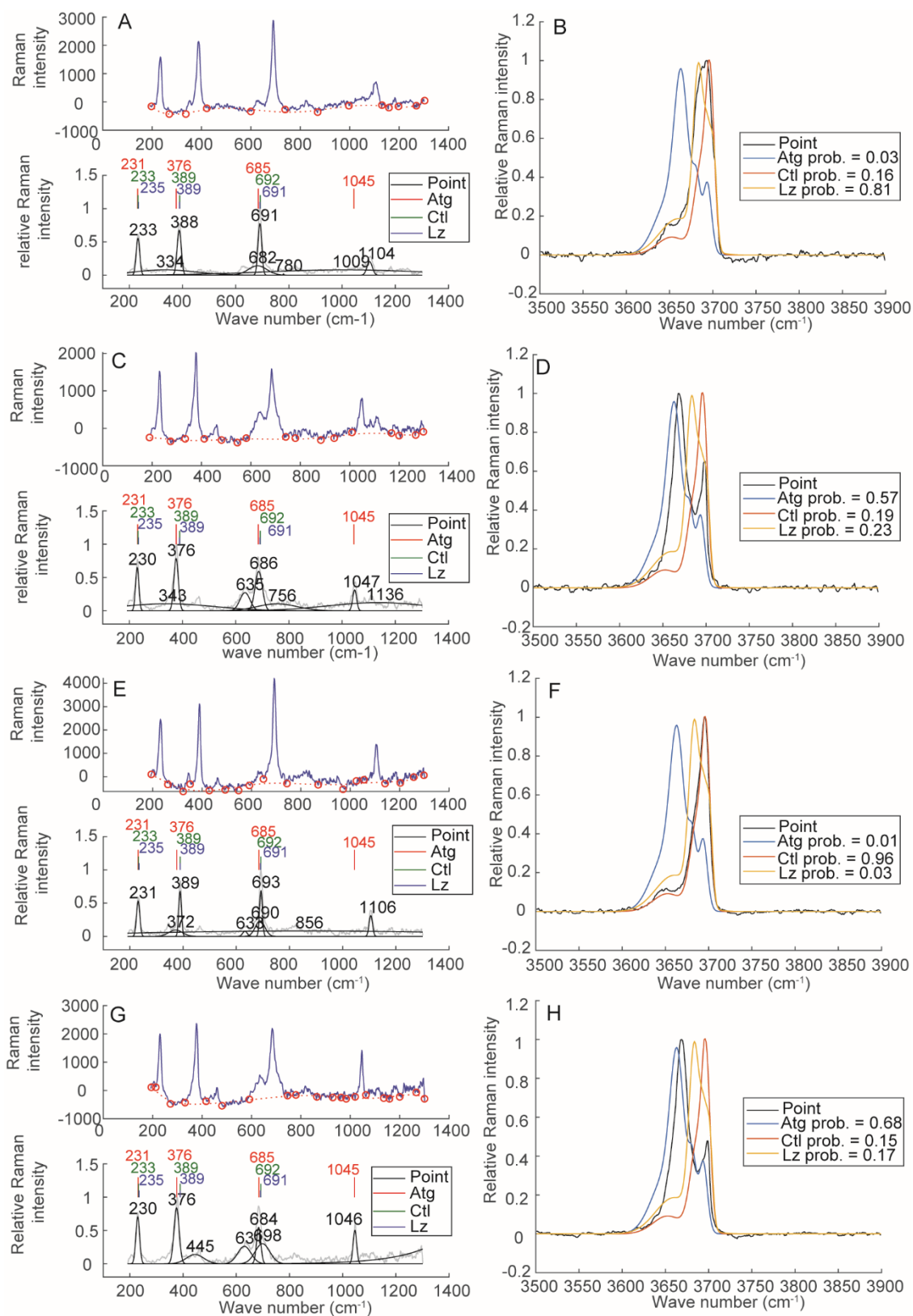


Figure 4-7. Low frequency (A, C, E, G) and OH (B, D, F, H) Raman spectra for serpentinite from UMO. A) & B) Mix of lizardite and chrysotile in possible phase I relic, sample 17ZEAB60A. C) & D) Phase II antigorite in static blades, sample 17ZEAB66A. E) & F) Phase III fibrous chrysotile, sample 17ZEAB66A. G) & H) Phase IV antigorite flakes, sample 17ZEAB65A.

4.4.3 EPMA and Boron isotope results

Phase I. At SLO, lizardite/chrysotile in pseudomorphic textures and in transitional and non-pseudomorphic serpentine contain 34 to 40 wt.% MgO, 39 to 42 wt.% SiO₂, 0.5 to 4.0 wt.% Al₂O₃, 2 to 9 wt.% FeO and 12 to 13 wt. % H₂O (Fig. 4-8). They overlap the field of oceanic mesh textures (Fig. 4-8A to C; e.g., Rouméjon et al., 2015). These all have positive $\delta^{11}\text{B}$ values (Fig. 4-9). For the pseudomorphic textures, $\delta^{11}\text{B}$ ranges from $+3.5 \pm 1.1\text{‰}$ to $+23.1 \pm 1.1\text{‰}$ (n=10; sample AB02), $+3.1 \pm 1.1$ to $+5.8 \pm 0.8 \text{‰}$ (n=2; sample AB172) and $+3.7 \pm 0.9\text{‰}$ to $+7.3 \pm 0.6\text{‰}$ (n=11; sample AB193). In transitional and non-pseudomorphic serpentine $\delta^{11}\text{B}$ ranges from $+1.2 \pm 1.1\text{‰}$ to $+22.5 \pm 1.1\text{‰}$ (n=12; sample AB02), $+3.0 \pm 1.3\text{‰}$ to $+5.8 \pm 0.8\text{‰}$ (n=3; sample AB172) and $+2.7 \pm 1.5\text{‰}$ to $+3.5 \pm 1.4\text{‰}$ (n=3; sample AB12). Phase I serpentines from SLO have boron concentrations ranging between 19 $\mu\text{g/g}$ and 120 $\mu\text{g/g}$ (Table G-1, Annexe G). At UMO, relics of pseudomorphic bastite, re-crystallized into antigorite/chrysotile, have $\delta^{11}\text{B}$ values of $-3.4 \pm 1.1\text{‰}$ to $-0.9 \pm 1.0\text{‰}$ (n=6; sample AB60). Their boron concentrations range between 34 $\mu\text{g/g}$ and 56 $\mu\text{g/g}$ (Table G-1, Annexe G). These latter B isotopic values most likely do not represent primary values and will be discussed in further detail in section 5. *Discussion: serpentization, fluid sources, and tectonic implication.*

Phase Ia. Chrysotile phyllonite contain 36 to 41 wt.% MgO, 39 to 44 wt.% SiO₂, 0.2 to 3.3 wt.% Al₂O₃, 2 to 5 wt.% FeO and 12 to 13 wt. % H₂O (Fig. 4-8). They overlap the field of oceanic recrystallized and phyllonite serpentine (Figs. 4-8A to C). These yielded $\delta^{11}\text{B}$ values of $-5.7 \pm 1.1\text{‰}$ to $+1.84 \pm 1.1\text{‰}$ (n=9; sample AB12; Fig. 4-9). Overprinting lizardite/chrysotile veins have slightly positive $\delta^{11}\text{B}$ values of $-1.1 \pm 1.0\text{‰}$ to $+4.5 \pm 0.8 \text{‰}$ (n=6; sample AB12) and a single value of $+3.9 \pm 1.3\text{‰}$ (sample AB172). Phase Ia chrysotile phyllonite and veins have boron concentrations ranging between 15 $\mu\text{g/g}$ and 103 $\mu\text{g/g}$.

Phase II. Only observed at UMO, randomly oriented antigorite blades contain 39 to 41 wt.% MgO, ~43 wt.% SiO₂, 0.4 to 1.1 wt.% Al₂O₃, 3 to 4 wt.% FeO and ~13 wt. % H₂O (Fig. 4-8). They overlap the field of oceanic antigorite (Figs. 4-8A to C). These yielded $\delta^{11}\text{B}$ values of $-12.2 \pm 0.7\text{‰}$ to $-6.7 \pm 1.6\text{‰}$ (n=9; sample AB65; Fig. 4-9), $-13.5 \pm 0.8\text{‰}$ to $-12.0 \pm 0.9\text{‰}$ (n=5; sample AB66) and -10.5 ± 0.8 to $-6.3 \pm 1.9 \text{‰}$ (n=3; sample AB48); these are the most negative $\delta^{11}\text{B}$ values of this study. Phase II antigorite have boron concentrations ranging between 51 $\mu\text{g/g}$ and 205 $\mu\text{g/g}$; these are highest concentrations values obtained from AT serpentinites.

Phase III. Fibrous chrysotile fibers from UMO samples contain 40 to 41 wt. % MgO, 43 to 44 wt.% SiO₂, 0.6 to 1.0 wt.% Al₂O₃, 2 to 3 wt.% FeO and ~13 wt. % H₂O (Fig. 4-8). They mostly overlap the field of oceanic antigorite (Figs. 4-8A & B) and have higher NiO content (Fig. 4-8C). These yielded negative $\delta^{11}\text{B}$ values of $-9.3 \pm 1.3\text{‰}$ to $-2.7 \pm 0.7\text{‰}$ (n=16; sample AB65; Fig. 4-9), $-9.7 \pm 0.2\text{‰}$ to $-4.2 \pm 1.7\text{‰}$ (n=9; sample AB66), $-10.0 \pm 2.5\text{‰}$ to $-7.6 \pm 2.4\text{‰}$ (n=3; sample AB48) and $-7.1 \pm 2.1\text{‰}$ to $-6.3 \pm 1.7\text{‰}$ (n=3; sample AB60). A single measurement performed in bastite overprinted by fibrous chrysotile in sample AB60 yielded a less negative $\delta^{11}\text{B}$ of $-2.8 \pm 0.7\text{‰}$. Phase III chrysotile have boron concentrations of 46 $\mu\text{g/g}$ to 167 $\mu\text{g/g}$.

Phase IV. At UMO, late antigorite flakes (sample AB65) contain 40 to 42 wt. % MgO, 37 to 44 wt.% SiO₂, 0.3 to 0.9 wt.% Al₂O₃, ~2 wt.% FeO and 12 to 13 wt. % H₂O (Fig. 4-8). They do not overlap the field of oceanic antigorite, and show lower Al₂O₃, FeO and NiO compositions (Figs. 4-8A to C). These yield $\delta^{11}\text{B}$ values of $-1.9 \pm 1.4\text{‰}$ to $+1.5 \pm 0.9\text{‰}$ (n=15; Fig. 4-9). These have boron concentrations of 52 $\mu\text{g/g}$ to 129 $\mu\text{g/g}$. Minor antigorite with interpenetrating texture overprints phase I serpentines at SLO; these contain 39 to 40 wt. % MgO, 43 to 44 wt.% SiO₂, 0.9 to 1.6 wt.% Al₂O₃, 3 to 4 wt.% FeO and ~13 wt. % H₂O (Fig. 4-8). They have $\delta^{11}\text{B}$ values of $-3.1 \pm 1\text{‰}$ and $-3.4 \pm 1.1\text{‰}$ (sample AB172) and boron concentrations of 10 $\mu\text{g/g}$ and 7 $\mu\text{g/g}$, respectively.

Sediments. One sample from Dalayee Lake has been analyzed. The $\delta^{11}\text{B}$ measured on hornblende crystals range from -12.9 ± 0.7 to $-7.8 \pm 2.1 \text{‰}$ (n=5) and those measured on strongly altered feldspar crystals range from $-14.6 \pm 0.6\text{‰}$ to $-12.8 \pm 0.9\text{‰}$, with one outlier at $+0.9 \pm 0.5\text{‰}$ (n=5). Their boron concentrations

range between 8 $\mu\text{g/g}$ and 49 $\mu\text{g/g}$; a positive correlation is noted between B contents and $\delta^{11}\text{B}$ signatures in amphibole and in feldspar (Fig. 4-9).

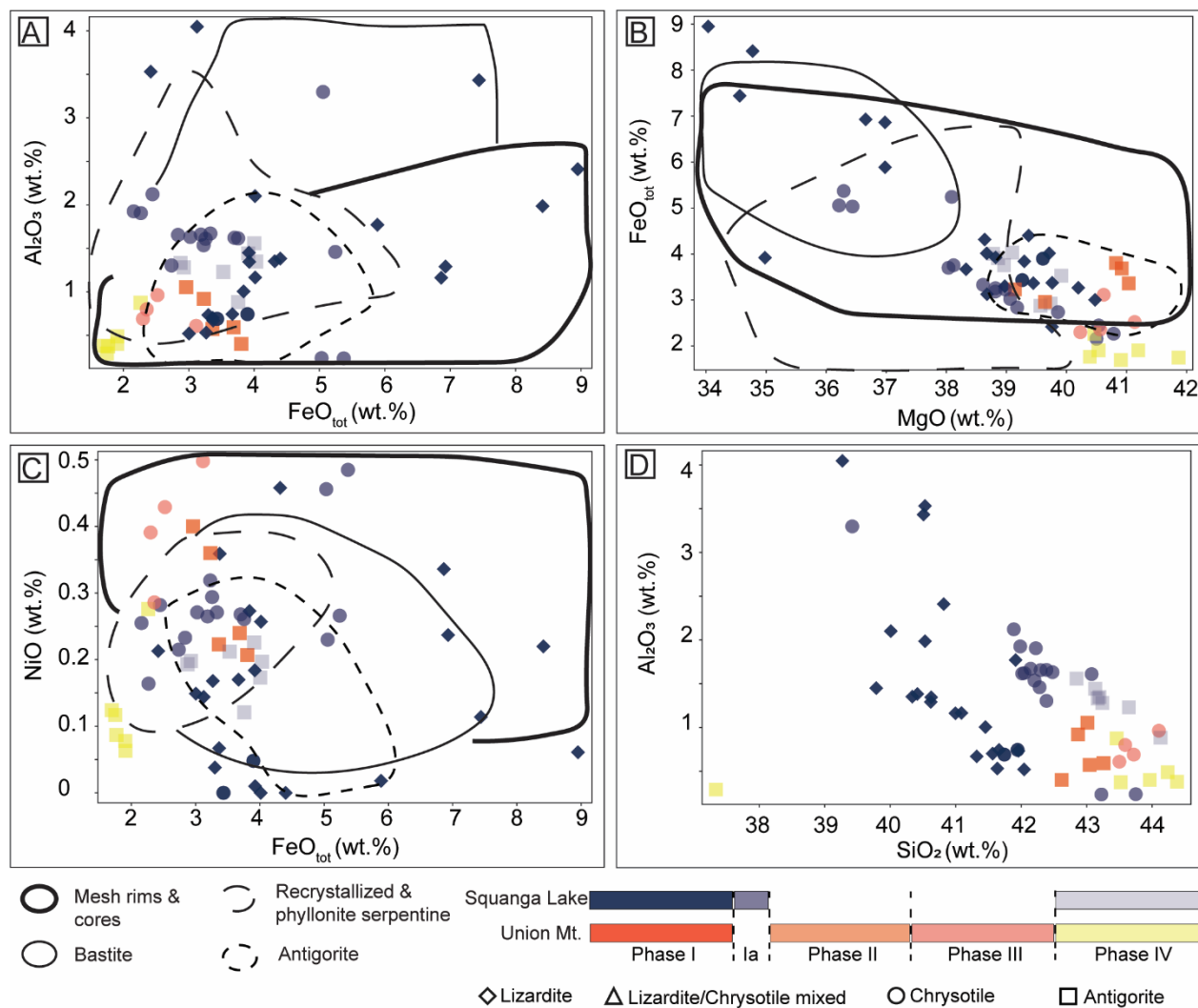


Figure 4-8. Mineral chemistry data for serpentine minerals from SLO and UMO. A) Al_2O_3 (wt.%) concentration as a function of FeO_{tot} ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; wt.%). Oceanic serpentine fields from Rouméjon *et al.* (2015) and Cox *et al.* (2021). B) FeO_{tot} (wt.%) as a function of MgO (wt.%). Oceanic serpentine fields from Rouméjon *et al.* (2015) and Cox *et al.* (2021). C) NiO (wt.%) as a function of FeO_{tot} (wt.%). Oceanic serpentine fields after Rouméjon *et al.* (2015). D) Al_2O_3 (wt.%) as function of SiO_2 (wt.%).

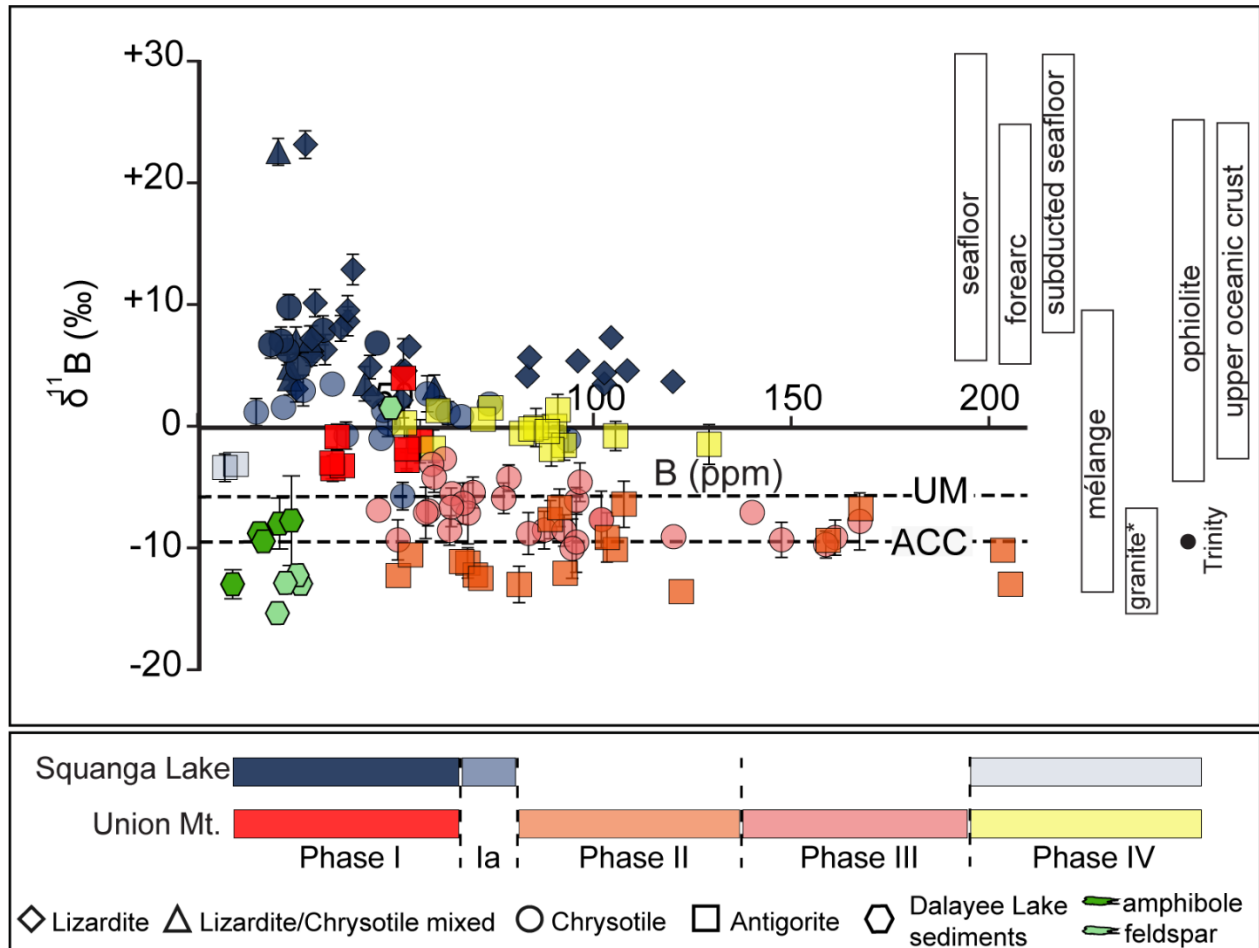


Figure 4-9. $\delta^{11}\text{B}$ versus B (ppm) for serpentinite phases from Atlin terrane are highlighted: phase I - lizardite/chrysotile; phase Ia - chrysotile phyllonite; phase II - antigorite; phase III - fibrous chrysotile; phase IV - antigorite flakes. $\delta^{11}\text{B}$ intervals for sea floor, forearc etc. from literature (see section 2. **Boron isotopic signatures in serpentinites** for references). ACC – average continental crust, UM – upper mantle. Symbol size is $\pm 1\%$ and only error bars $> 1\%$ are shown for $\delta^{11}\text{B}$ data.

4.5 Discussion: serpentinitization, fluid sources, and tectonic implication

Atlin terrane (AT) serpentines were thoroughly investigated based on petrography and Raman spectroscopy, prior to *in-situ* $\delta^{11}\text{B}$ analysis. *In-situ* $\delta^{11}\text{B}$ data on serpentinite minerals from SLO and UMO suggest that multiple fluids contributed to hydration of peridotites. Mineral chemistry data of the serpentines

from SLO and UMO shows that lizardite generally have highest $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.5 - 4 \text{ wt.}\%$ and $\text{FeO} = 2.4 - 9 \text{ wt.}\%$ and lowest $\text{SiO}_2 = 39 - 42 \text{ wt.}\%$ and $\text{MgO} = 34 - 40 \text{ wt.}\%$ concentrations, while antigorite shows lowest $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.3 - 1.6 \text{ wt.}\%$ and $\text{FeO} = 1.7 - 4 \text{ wt.}\%$ and highest $\text{SiO}_2 = 37 - 44 \text{ wt.}\%$ and $\text{MgO} = 39 - 42 \text{ wt.}\%$ (Fig. 4-8A, B & D). This is compatible with previous studies of serpentine polymorphs mineral chemistry (e.g., Lafay et al., 2013; Bahrambeygi et al., 2019), suggesting that metamorphic/re-crystallized antigorite generally show increasing SiO_2 and MgO values.

Squanga Lake ophiolite mostly recorded the fluid(s) responsible for phase I and Ia serpentinization. Phase I serpentines have highest FeO concentrations amongst SLO and UMO serpentines (Figs. 4-8A to C), suggestive of preserved primary pseudomorphic textures (i.e., mesh and bastite; e.g., Rouméjon et al., 2015). As phase I serpentines are re-crystallized to subsequent phases (phase Ia to phase IV), these will trend to have lower FeO values as iron will be incorporated into magnetite (Rouméjon et al., 2015). The B isotopic signatures acquired on phase I serpentines mostly range from +3‰ to +13‰, with two values between +20‰ and +25‰, while phase Ia chrysotile has lower $\delta^{11}\text{B}$, in the range -1 to +2‰ (Fig. 4-9). The serpentine textures associated with phase I at SLO, i.e., lizardite/chrysotile in pseudomorphic, transitional, and non-pseudomorphic textures, are common in seafloor serpentinites (e.g., Escartín et al., 2003). Present-day seafloor serpentinites have $\delta^{11}\text{B}$ ranging from +5.5‰ to +40.5‰ (Benton et al., 2001; Boschi et al., 2008, 2013; Harvey et al., 2014; Spivack and Edmond, 1987; Tonarini et al., 2011; Vils et al., 2009; Figs. 4- 7 & 4-8A). Except for the two $\delta^{11}\text{B}$ above +20‰, which might be remnants of seawater signatures (Fig. 4-10A), the other data acquired on phase I serpentinite likely indicate another origin of the fluid.

Two hypotheses can be considered:

- The fluid was indeed seawater, and these serpentinites are among the lowest $\delta^{11}\text{B}$ measured on seafloor serpentinites (Fig. 4-10A), in agreement with data from Boschi et al. (2013). However, the average $\delta^{11}\text{B}$ of seawater-derived serpentinites is +20.5‰ (n=150, based on data from Benton et al., 2001; Boschi et al., 2008, 2013; Harvey et al., 2014; Spivack and Edmond, 1987; Tonarini et al., 2011; Vils et al., 2009; and Martin et al., 2020), and only 12 of the 150 values are below +10‰ (i.e., 8%). It is therefore unlikely that signatures +3‰ to +13‰ from Little Squanga represent pristine serpentinites forming from seawater-

derived fluid, particularly as some values in the range +20‰ and +25‰ are preserved in same samples. The B isotopic signature straddling +10‰ has recently been interpreted as the mixing of seawater and sediment- or altered oceanic crust-derived fluid (Martin et al., 2023).

- Pervasive fluid(s) with a lower $\delta^{11}\text{B}$ came to the rock and almost completely overprinted and mixed with the initial seawater signature, resulting in B signatures with lower $\delta^{11}\text{B}$ compared to seawater. This hypothesis would explain the wide range of values observed in the phase I serpentinites, particularly in sample AB02, as well as the remaining of a few seawater-derived signatures. Such a fluid with mildly positive or negative $\delta^{11}\text{B}$ can be derived from nearby sediments (e.g., Martin et al., 2016; Fig. 4-10B), represents a mixing between seawater and a Si-enriched fluid in accordance with data from Boschi et al. (2008), or a re-equilibration between seawater and upper crustal oceanic rocks (-4.3‰ to +24.9‰; Smith et al., 1995). A second fluid influx from a similar source, likely pervasive, could explain homogeneous, straddling 0‰, $\delta^{11}\text{B}$ values in phase Ia serpentine, which overprinted and partially reset phase I serpentine. Phase Ia serpentine from SLO mostly overlap with re-crystallized oceanic serpentinite field (Figs. 4-8A to C), compatible with overprinting of primary oceanic pseudomorph textures. Phase Ia serpentines, however, delineate shear bands along the SLDZ—a syn-oceanic structure (Bogatu et al., 2023)—indicating their formation during the oceanic stages of the ophiolite. In this context, if sedimentary fluids contributed to their recrystallization, the sediment source would differ from that of Dalayee Lake, as these sediments formed at a later stage.

At UMO, rare bastite is observed and interpreted as phase I relics, and their $\delta^{11}\text{B}$ values (-3.5‰ to +4‰) indicate that their $\delta^{11}\text{B}$ signatures have been modified after they formed within the seafloor. Most serpentines at UMO are phase II antigorite ($\delta^{11}\text{B}$ = -13.5‰ to -6.3‰) and phase III chrysotile ($\delta^{11}\text{B}$ = -9.9‰ to -2.7‰). Strong negative $\delta^{11}\text{B}$ values have been documented in serpentinites forming from subducted crust (metabasites $\pm$ metasediments) derived fluids (down to -14.4‰; Peacock and Hervig, 1999; Martin et al., 2016; Martin et al., 2020; Yamada et al., 2019; Fig. 4-10B). Additionally, sediments and metasediments, even unmetamorphosed or at the lowest grades of metamorphism, often have negative, sometimes strongly negative boron isotopic signatures, in the range -17‰ to -3‰ (e.g., Ishikawa and Nakamura, 1993; King et al., 2007; Peacock and Hervig, 1999; Cannaò et al., 2015; this study; Figs. 4-8B & C), and may be

responsible for negative B isotopic signatures observed in serpentinites. In the present case, phase II & III serpentines from UMO crystallized during Jurassic thrusting, juxtaposing (meta)sedimentary units and ophiolite slivers. Although no sediment in close vicinity to the serpentinites at UMO have been collected, we can use the values measured on Dalayee Lake sediment — which are in agreement with low-metamorphic grade sediment B isotopic signatures (see above) — to estimate the $\delta^{11}\text{B}$ of serpentine minerals formed from a fluid released by such sediments and compare them to the values measured on phase II and III.

No data is available to the B isotopic fractionation between amphibole and/or feldspar and aqueous fluid, but a recent paper modelled diopside – aqueous fluid partitioning (Li et al., 2022) for temperature ranging from 700 to 1200°C, yielding the following equation, assuming a mixing of 50% of tetrahedral boron and 50% on trigonal boron in the fluid, as the pH of the fluid released from Dalayee Lake sediment is unknown:

$$\Delta^{11}\text{B}_{\text{pyroxene-fluid}} = 3.52 \times \left(\frac{1000}{T}\right)^2 - 12.53 \times \left(\frac{1000}{T}\right) + 7.54, \text{ with } T \text{ in Kelvin}$$

Assuming that the equation could be extrapolated at lower temperatures and that the partitioning of diopside and hornblende is similar, it appears that the fluid released at equilibrium with the hornblende is almost not fractionated (Table G-2; Annexe G). The $\delta^{11}\text{B}$ of hornblende from Dalayee Lake sediment varies from -13‰ to -8‰ (Annexe G – Table G-1), yielding a fluid varying from -13.2‰ to -8.7‰ for temperatures in the range 200 (based on listvenite crystallization) – 600 °C (upper stability of antigorite, Guillot et al., 2015).

Phase II antigorite, in which $\delta^{11}\text{B}$ vary from -13.5‰ to -6.3‰, in great agreement with fluids released from the Dalayee Lake sediments. Phase III chrysotile $\delta^{11}\text{B}$ values (-9.9‰ to -2.7‰), are mostly in good agreement with Dalayee Lake sediment, although the less negative values might represent fluid evolved during exhumation as chrysotile forms at lower temperatures than antigorite. Sediment-influenced fluid in phase II and III serpentines from UMO is equally suggested by higher boron concentrations (46

$\mu\text{g/g}$ to 205 $\mu\text{g/g}$; average of 92 $\mu\text{g/g}$), compared to phase I and Ia serpentines from SLO (7 $\mu\text{g/g}$ to 120 $\mu\text{g/g}$; average of 47 $\mu\text{g/g}$; e.g., Clarke et al. 2020).

Paucity of Jurassic magmatism in the SLO area likely resulted in the absence of serpentine with significant negative $\delta^{11}\text{B}$ values.

Phase IV antigorite flakes clearly overprint phase II & III serpentines at UMO (Figs. 4-5B & D), and are ubiquitous in UMO. The late antigorite flakes have amongst highest SiO_2 and MgO contents (Figs. 4-8B & D), and lowest Al_2O_3 and FeO values (Figs. 4-8A & C), and mostly do not overlap phase II antigorite. Boron isotopic values for such antigorite flakes straddle 0‰, and range between -1.9‰ to +1.5‰. They could represent re-crystallized phase II & III serpentine at slightly higher temperature or formed from a fluid derived from granitic dikes and/or devolatilization of continental crust. Only two points have been analyzed on phase IV antigorite flakes in SLO, as these are generally local occurrences at this location. The serpentinite species is antigorite, and overprint phase I mesh texture lizardite and bastite. Similar to UMO, SLO phase IV antigorite flakes could represent interaction of serpentinite and peridotite with fluids derived from granites, continental crust or re-crystallisation of early serpentines (Fig. 4-10D).

The majority of serpentines from SLO have boron concentrations below 50 $\mu\text{g/g}$ (Fig. 4-9). The few values straddling 100 $\mu\text{g/g}$ might represent overprint by a fluid with higher boron concentration. However, phase IV late antigorite flakes from SLO yielded low boron concentrations (<10 $\mu\text{g/g}$) suggesting a fluid with low boron content. It is possible that phase II and III serpentines are present at SLO as minor occurrences and have not been identified by microscopic petrography.

The wide range of $\delta^{11}\text{B}$ values (-13.5‰ to +23.1‰) of the phase I to IV of serpentine identified in SLO and UMO shows the complex alteration history recorded by ancient oceanic crust. SLO serpentinite samples mostly recorded the pre-obduction part (Fig. 4-10A), when the upper plate is overriding the trench, and where both seawater and subduction-related fluid can mix. In contrast, UMO serpentinites mostly recorded the post-obduction part (Fig. 4-10D), and possibly syn-obduction (Fig. 4-10C), with strongly negative B isotopic signatures, likely associated with listvenite formation. Textural and relative timing

constraints indicate that highly negative $\delta^{11}\text{B}$ values in Atlin terrane ophiolites have originated during late collisional stages, and might not be linked to subduction-related fluids.

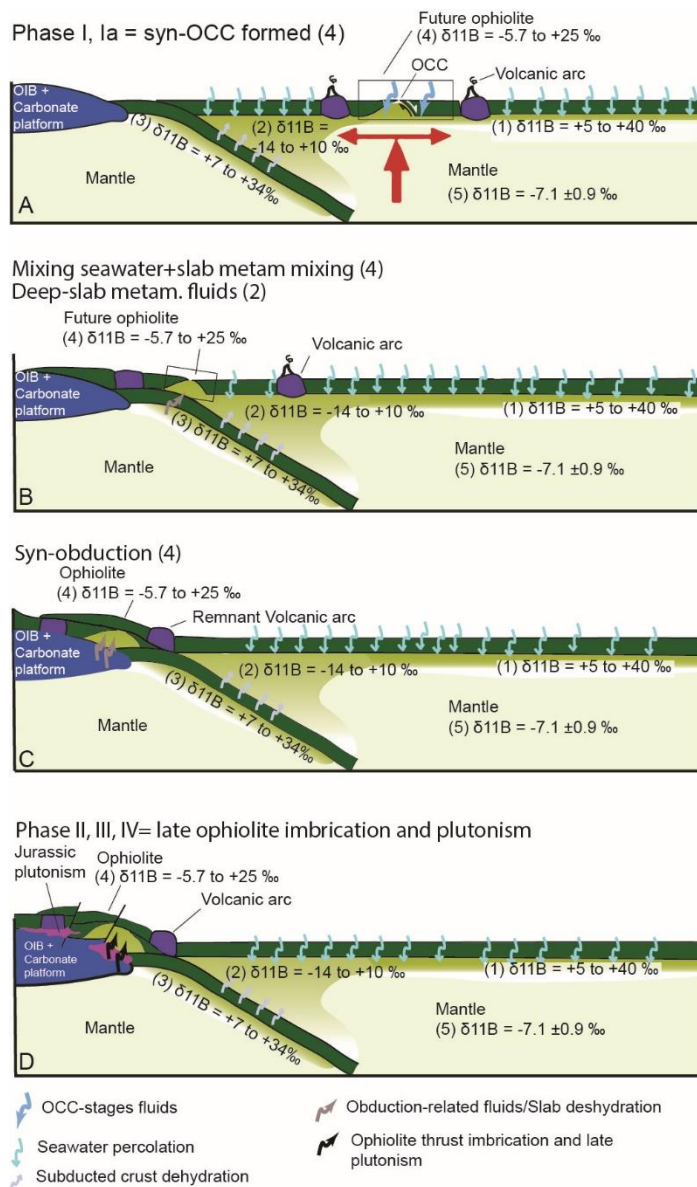


Figure 4-10. Stage diagram possibly explaining the formation of distinct serpentine phases from SL and UM ophiolites. Phase I & Ia - seafloor alteration and OCC genesis (A); or mixing of seawater and slab derived metamorphic fluids during early stages of collision. (B). Phase II & III - deep slab derived metamorphic fluids (B); or obduction and deep metamorphic fluid input (C). Phase II, III & IV - Late collisional stage and plutonism-related fluid input (D). $\delta^{11}\text{B}$ intervals represent composition of the serpentine reservoir where they are printed: (1) - sea floor; (2) - mantle wedge and forearc; (3) - subducted abyssal serpentinites; (4) - ophiolites; (5) - average mantle. See section 2. *Boron isotope signatures in serpentinites* for references.

4.6 Conclusions

Atypical ophiolites of Atlin terrane exhibit non-Penrose pseudostratigraphy and show extensive serpentinites at the contact between mantle and upper crustal rocks. Detailed petrography and Raman spectroscopy investigation of serpentine minerals from SLO and UMO of Atlin terrane highlight at least four episodes of serpentine growth (phase I to IV). Phase I and Ia serpentines mark a recently identified syn-oceanic detachment fault, and their $\delta^{11}\text{B}$ values (+12.9‰ to -5.7‰) are typical of ophiolite, indicating that the seawater signatures were overprinted by or mixed with a fluid with mildly positive or negative $\delta^{11}\text{B}$ values derived from nearby sediments (Martin et al., 2023), or that seawater has been re-equilibrated with upper crustal oceanic rocks (-4.3‰ to +24.9‰; Smith et al., 1995). Phase I serpentines show up to 9 wt.% of FeO concentrations, compatible with preserved oceanic pseudomorph textures. These are mostly overprinted by phase Ia with slightly lower FeO (up to 4 wt.%).

In UMO, phase I/Ia are scarce, and are ubiquitously overprinted by phase II chrysotile and phase III antigorite. These two latter serpentine phases have negative $\delta^{11}\text{B}$ values (-2.7‰ to -13.5‰) indicating they recorded the fluid released by dehydrated sediments or from subducted crust (metabasites $\pm$ metasediments) derived fluids (down to -14.4‰; Peacock and Hervig, 1999). Phase II and phase III serpentines are formed during Jurassic thrusting, juxtaposing (meta)sedimentary units and ophiolite slivers. Late Triassic sediments (-7.7‰ to -14.6‰) are possibly dehydrated during deformation and plutonism related to Jurassic thrusting (166-174 Ma; Fig. 4-10D), providing the source of the fluids responsible for phase II and III serpentines. While $\delta^{11}\text{B}$ values in phase II antigorite are in perfect agreement with a fluid released from late Triassic sediments, slightly less negative $\delta^{11}\text{B}$ values in phase III chrysotile may suggest evolution of the fluid during exhumation, as chrysotile forms at lower temperatures. Boron concentrations in phase II and III are amongst the highest (up to 200 $\mu\text{g/g}$) from AT serpentines, compatible with sediment-derived fluids. However, Dalayee Lake sediments display low concentrations of boron (<50 $\mu\text{g/g}$), much lower than phase II and III serpentinites. Therefore, Dalayee Lake sediments are possibly not the exact source, and we need a more exhaustive investigation of such potential sources.

In this contribution we show that ophiolites can display a complex alteration history as shown by a wide range of $\delta^{11}\text{B}$ values (-13.5‰ to +23.1‰) recorded by serpentine minerals in SLO and UMO. These serpentine minerals show multistage processes were involved in the ophiolite, including alteration and deformation during syn-oceanic, syn-subduction, syn-obduction and post-obduction phases of the oceanic crust.

4.7 Acknowledgments

We thank Louise Bolge for access to the Neptune Plus MC-ICP-MS facilities and Damien Deldicque for assistance with the Raman spectroscopy. This research has been supported by *Fonds de recherche – Nature et technologie* [Grant: 207964, 2017-2018] and Geological Survey of Canada. We thank the external reviewers for comments and corrections on the manuscript (i.e., C.-J. De Hoog and E. Cannaò), as well as A. Polat for editorial handling at *Lithos*

CHAPITRE V

CONCLUSIONS

5.1 Conclusions générales et contributions scientifiques fondamentales

Dans les années 1970, suite à une conférence Penrose, les ophiolites ont été définies comme des fragments de croûte océanique comprenant, de la base vers le sommet : des péridotites du manteau, des cumulâtes ultramafiques, des gabbros lités à isotropes, un complexe filonien, des roches extrusives, et une séquence sédimentaire (Anonymous, 1972). La stratigraphie idéale de type Penrose est préservée dans certains complexes ophiolitiques (i.e., Semail, Oman ; Troodos, Chypre ; Bay of Islands, Terre-Neuve, Canada ; Josephine, Californie et Oregon, États-Unis), cependant, cette séquence ophiolitique idéalisée est souvent incomplète, soit de type non-Penrose. De nombreuses ophiolites présentent à la fois des séquences de type Penrose et non-Penrose au sein d'un même complexe ophiolitique (e.g., Loyds River, Terre Neuve, Canada; ophiolites des Balkans en Albanie, en Bosnie-Herzégovine et en Grèce; ophiolites du terrane d'Atlin, Canada).

En outre, jusqu'au début des années 1980, la majorité des ophiolites étaient génétiquement confinées aux dorsales médio-océaniques (type MOR ; Dilek et Furnes, 2011). Cependant, une grande majorité des ophiolites ont un lien génétique ou spatial avec des zones de subduction, telles les ophiolites de zone de supra-subduction (ZSS) ou d'arc volcanique (e.g., Dilek et Furnes, 2011). Une des implications tectoniques majeures des ophiolites liées aux zones de subduction est le fait qu'elles se forment lors de la fermeture de bassins océaniques. De plus, elles sont interprétées comme représentant la plaque supérieure du système de subduction, ce qui contraste avec les ophiolites de type MOR qui se forment lors du rifting et de l'ouverture de nouveaux bassins océaniques.

Les travaux présentés dans cette thèse apportent des éléments qui visent à une meilleure compréhension des processus et mécanismes actifs dans les ophiolites dont les séquences sont incomplètes (identifiées comme non-Penrose). Plus spécifiquement, des points comme la durée et l'évolution structurale, ainsi que l'activité magmatique et hydrothermale ont été abordées afin de comprendre la formation de croûte océanique nouvelle située le long de centres d'expansion lente. Nous nous sommes également intéressés à la question de la mise en place de ces ophiolites sur la marge continentale lors des phases collisionnelles ultérieures. Finalement, les concepts abordés dans cette thèse peuvent mener vers des éclaircissements sur l'évolution des contextes paléogéographiques (i.e., MOR or ZSS) de formation de nouvelle croûte océanique de type non-Penrose, depuis sa nucléation jusqu'à sa mise en place (i.e., obduction), et la déformation post-obduction.

Dans le contexte des Dinarides albanaises, l'ophiolite de Mirdita, d'âge Jurassique Moyen à Tardif, a permis d'étudier une séquence ophiolitique de type non-Penrose préservée dans les massifs de l'Ouest. Ce travail, apporte des précisions sur les processus et les mécanismes structuraux actifs le long du détachement là où se trouve la séquence. De plus, l'étude des différentes régions de l'ophiolite de Mirdita a conduit à établir un cadre comparatif pour les séquences ophiolitiques, d'âge Permien-Triassique, du terrane d'Atlin dans la Cordillère canadienne. Ces informations ont permis d'analyser la nucléation de ces dernières, au stade périmo-triassique, ainsi que leur mise en place et leur déformation jusqu'au Jurassique. L'étude de ces deux régions offrent l'occasion de développer une perspective plus élaborée de la complexité des interactions structurales, magmatiques et hydrothermales au sein des environnements ophiolitiques de type non-Penrose. Finalement, l'ensemble des caractéristiques géologiques abordées dans cette thèse pour les ophiolites de Mirdita, de Squanga Lake et Union Mountain du terrane d'Atlin permettent de les identifier comme des « *core complex* » océaniques (CCOs) et d'expliquer leur géométrie spécifique.

Les « *core complex* » océaniques sont des structures en dôme qui se retrouvent fréquemment dans les zones de supra-subduction et qui pourraient jouer un rôle clé dans la préservation de portion de croûte océanique. Plus récemment, les OCC ont été attribués aux stades tardifs et/ou à l'arrêt de l'extension dans les bassins arrière-arc (Basch et al., 2020 ; Okino et al., 2023). L'étude des mécanismes d'obduction des ophiolites est un sujet de recherche toujours actif et en évolution. La croûte océanique, principalement

constituée de roches mafiques à ultramafiques, est plus dense que la croûte continentale, que les complexes d'arcs volcaniques insulaires tout autant que les complexes d'accrétion. Conséquemment, il est plus logique que la croûte océanique soit subduite plutôt qu'obductée. Cependant, si la croûte océanique se situe sur la plaque supérieure du système de subduction, il est fort probable qu'elle soit obductée plutôt que subductée.

La question se pose alors quant au rôle de la stratigraphie de type non-Penrose dans la préservation et l'obduction préférentielle de ces ophiolites. Le processus d'obduction implique une étape de détachement intraocéanique de la croûte océanique, suivi par une étape de chevauchement de cette écaille sur la marge continentale (Michard et al., 1991). Ces auteurs ont proposé que l'étape de détachement intra-océanique de l'écaille océanique correspond à un chevauchement initié à une ride océanique. Les failles de détachement formées au sein des CCO peuvent contribuer en partie à la préservation préférentielle des ophiolites de type non-Penrose. Les failles de détachement actives dans les premiers stades de formation de croûte océanique peuvent faciliter ultérieurement la formation de points de rupture lors des stades d'obduction. Ainsi, les détachements formés au sein des CCO peuvent évoluer en détachements intra-océaniques et être réactivés en failles de chevauchement lors de l'épisode d'obduction. Il est bien documenté qu'une faille de détachement peut 'sauter' le long d'une dorsale, pour former plusieurs CCOs à une même ride. Ainsi, si une de ces failles est réactivée en faille de chevauchement lors de l'épisode d'obduction, il est possible de préserver un CCO complet dans l'écaille ophiolitique sus-jacente. Les détachements facilitent naturellement l'activité hydrothermale qui conduit à la formation des minéraux hydratés tels les serpentines et les amphiboles. Ce sont des mécanismes présents dans le manteau exposé près du plancher océanique, tout comme dans les injections de gabbro et la croûte supérieure (par exemple, la transformation de l'olivine en clinopyroxène et la formation de minéraux hydratés comme l'amphibole). En conséquence, l'hydrothermalisme est un mécanisme primordial capable d'expliquer une diminution importante de la densité des fragments de croûte océanique afin de favoriser leur obduction plutôt que leur subduction. L'activité hydrothermale le long des failles de détachement dans les CCOs, peut également favoriser la formation de sources hydrothermales pouvant donner lieu à des gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) de type mafique ou mafique-ultramafique, riches en Ag, Au, Co, Cu, Ni et Zn. D'ailleurs, dans la croûte des massifs de l'Est de l'ophiolite de Mirdita, une série de dépôts de sulfures massifs volcanogènes

(SMVs) s'aligne selon un axe nord-sud, à environ ± 5 km de la MDS. Le lien entre la MDS et la genèse de ces gîtes reste à étudier.

5.1.1 Les core complexes de l'ophiolite de Mirdita dans les Alpes albanaises

En Albanie, l'ophiolite de Mirdita expose à la fois des séquences de type Penrose, dans les massifs de l'Est (i.e., Kukës, Lura, Bulquiza), et de type non-Penrose, dans les massifs de l'Ouest (i.e., Puka, Krabbi, Tropoja). Les séquences de l'Ouest préservent une portion du manteau océanique supérieur et des rares gabbros de la croûte inférieure-moyenne. L'ensemble des séquences sont exhumées le long d'un contact tectonique avec les roches volcaniques appartenant à la croûte océanique supérieure préservées dans le toit; ce contact est identifié comme le Système de Détachement de Mirdita (SDM). Des nombreuses injections et corps gabbroïques sont préservées dans le mur et le long du SDM, et plus rarement dans le toit. Le SDM semble avoir été actif pendant 1 à 2 millions d'années, comme le suggèrent les âges de 172 Ma et 170 Ma obtenus de l'analyse de zircons récupérés des amphibolites du détachement. Les âges sont interprétés correspondant à l'injection des protoliths gabbroïques contemporain à la formation du détachement en profondeur durant les stades primaires du CCO. La présence de gabbro flaser le long du SDM ainsi que les amphibolites de haute température (~ 650 - 850°C) dérivées de dikes de type I suggèrent que la déformation se soit développée à des niveaux profonds de la croûte et probablement proximale à la zone de transition avec le Moho. Les phases de déformation subséquentes sont liées à l'exhumation le long du SDM alors qu'elles ont pris la forme de zones de cisaillement et de failles dans un environnement ductile-fragile et fragile.

Les âges de 172 Ma et 170 Ma obtenues pour les amphibolites du SDM sont plus anciens que les âges de *ca.* 162 Ma qui sont rapportés pour les amphibolites associées à la semelle métamorphique (Vergely et al., 1998; Dirmo-Lahitte et al., 2001). Ces résultats permettent de conclure que les deux événements métamorphiques sont distincts. Cependant, les amphibolites du SDM contiennent des âges plus jeunes de $163,0 \pm 3,7$ Ma (zircon) et de $166,5 \pm 0,7$ Ma (titanite) qui sont compatibles avec la réactivation du SDM lors des stades d'obduction. Du magmatisme syn-obduction (i.e., injections de plagiogranite et de diorite) a été identifié par Dilek et al. (2007) dans la croûte des massifs de l'Est. Ces injections peuvent être la source des

zircons plus jeunes et de la chaleur nécessaire afin de former des zircons et titanites plus jeunes lors de la réactivation du SDM. En outre, les amphibolites liées au SDM diffèrent des amphibolites de la semelle métamorphique quant à leur assemblages minéralogiques, leur moment de mise en place, leur organisation structurale et leur composition chimique notamment des variations importantes de la concentration en potassium. Naturellement, une étude géochronologique plus exhaustive pourraient apporter des précisions intéressantes quant à la chronologie du développement de la SDM par rapport la chronologie de l'obduction de l'ophiolite.

Dans l'ophiolite de Mirdita, les roches volcaniques de la croûte supérieure des massifs de l'Ouest et de l'Est présentent des caractéristiques géochimiques distinctes. Les massifs de l'Ouest contiennent des basaltes et des andésites dont l'affinité magmatique est similaire aux MORB, mais avec des différences marquées qui suggèrent que les magmas ont probablement une source dérivée d'un manteau légèrement appauvri avec une influence minimale de la subduction. En revanche, les roches volcaniques ; basaltes, andésites et rhyolites, des massifs de l'Est montrent des affinités magmatiques de type IAT. On y reconnaît clairement la signature d'une composante de subduction très prononcée. Les roches volcaniques des massifs de l'Ouest sont d'affinités tholéitiques mais qui diffèrent de celle des MORB typiques. Une telle différence pourrait indiquer que les magmas ont une source mantellique ou que le contexte géodynamique de leur source est distinct du contexte attribué aux MORB typiques, soit les dorsales médio-océaniques. Finalement, la géochimie des roches volcaniques des massifs de l'Ouest présentent des anomalies en Ta-Nb faibles ce qui généralement interprété comme des magmas formés dans des environnements de bassin d'arrière-arc (BAB) plutôt que des magmas associés au développement des dorsales médio-océaniques traditionnelles, de type MOR.

Les magmas ayant des affinités semblables aux MORB sont couramment associés à l'initiation de la subduction, lors de la formation des premières unités de croûte océanique. Les fluides dérivés de la déshydratation du slab subduit ont peu d'influence sur la composition des magmas générés à ce stade précoce. Au fur et à mesure que la zone de subduction évolue, la composition des magmas est progressivement influencée par les fluides provenant des processus de déshydratation de la plaque plongeante (« slab »), du métasomatisme du manteau et/ou de la fusion des sédiments subductés. Les

magmas générés dans les zones de supra-subduction sont également influencés par de multiples épisodes de fusion du manteau metasomatisé et par le mélange des liquides enrichis provenant d'une source fertile avec des magmas réfractaires formés sous la zone de supra-subduction. La transition de magmas semblables aux MORB à des IAT ont été documentés lors de l'extension ultra-lente à intermédiaires dans des zones de supra-subduction (i.e., bassins d'arrière-arc, avant-arc ou intra-arc; e.g., Fu et al., 2023). Il s'agit de zones dans lesquelles la quantité de magma produit est faible voire nulle ce qui favorise le développement de « core complexe » océaniques (CCOs).

L'environnement géotectonique des zones de supra-subduction est particulier en ce qu'il présente à la fois un régime en extension et un régime en compression. On associe l'extension, généralement dans les bassins d'arrière-arc ou intra-arc, au fait que le taux de recul de la plaque subduite soit plus élevé que le taux de convergence des plaques. Dans cet environnement en extension développé dans la plaque supérieure, l'apport de magma est fonction de plusieurs éléments qui agissent de façon synchrone mais indépendante. Parmi ces éléments on trouve : 1) le gradient thermique; 2) l'abondance et la nature des fluides dans le coin mantellique (« mantle wedge »); 3) l'âge et la composition lithologique de la plaque subduite ; et finalement 4) l'histoire et l'ampleur de la fusion de la source mantellique (Kincaid et Hall, 2003 ; Robinson et al., 2008).

Lors de la mise en place de nouvelle croûte océanique dans une zone de supra-subduction, l'équilibre entre les taux d'extension et l'apport de magma sont difficilement maintenus. En absence d'équilibre, le complexe filonien ne se forme pas complètement, voire est complètement absent : trop de flux à extension lente résulte en l'absence d'un complexe filonien et pas assez de flux résulte en extension amagmatique et formation de CCO. Ce que l'on comprend des environnements modernes c'est qu'il s'en suit une excision de la séquence extrusive (lorsque le taux d'approvisionnement en magma dépasse le taux d'extension), ou par une atténuation tectonique sans mise en place de magma de la croûte océanique (lorsque le taux d'extension dépasse le taux d'approvisionnement en magma). Ce phénomène explique la rareté des complexes filoniens dans près de 90 % des ophiolites (Robinson et al., 2008) et la formation de CCOs avec des séquences non-Penrose.

Dans l'ophiolite de Mirdita, les roches volcaniques des massifs de l'Ouest sont recoupées par des systèmes de dikes de gabbro granulaire et de dikes de diabase dont la signature géochimique suggère une provenance d'environnement IAT ayant des signatures fortement appauvries en LREE, Th, Ta, Nb et Zr. Toutefois, ces dikes présentent des compositions géochimiques similaires à celles des roches magmatiques des massifs de l'Est. L'ensemble des informations suggèrent que les dikes de gabbro granulaire et les dikes de diabase recoupant les roches volcaniques des massifs de l'Ouest sont co-magmatiques avec les roches crustales des massifs de l'Est. En outre, les dikes recoupant les roches volcaniques des massifs de l'Ouest sont contemporains au SDM, une conclusion supportée par la composition des amphibolites associées au SDM et dont l'origine est directement reliée à celle des dikes.

Les différences et les similitudes des signatures géochimiques des roches crustales des massifs de l'Ouest et de l'Est de l'ophiolite de Mirdita amène à conclure que ces roches proviennent de sources magmatiques distinctes. Des différences qui pourraient être, à l'origine, liées à des systèmes magmatiques d'origine diverse et actifs au sein d'un même bassin dans un environnement d'arrière-arc, d'avant-arc ou intra-arc. Une interprétation qui est supportée par la composition des roches volcaniques et intrusives. En effet, l'étude des compositions géochimiques des séquences volcaniques des massifs de l'Ouest et de l'Est montrent que ces roches transitionnent d'affinités semblables aux MORB dans les massifs de l'Ouest, à des affinités IAT appauvries lors des stades syn-CCO, et finalement vers des affinités IAT-typiques dans la croûte des massifs de l'Est. Cette évolution de la composition géochimique se poursuit vers des affinités boninitiques sous la forme de dikes tardifs recoupant les roches volcaniques de type IAT dans les massifs de l'Est, compatible avec l'évolution magmatique d'Ouest en Est associé à une zone de supra-subduction. Les dikes boninitiques sont également rarement observés dans les massifs de l'Ouest (Fig. 2-9E), où ils recoupent les injections syn-CCO.

La pétrogenèse des roches du SDM indique que le système de détachement agit comme une limite extensionnelle majeure entre les massifs de l'Ouest et de l'Est. Dans les massifs de l'Ouest, le SDM sépare des roches du manteau présentes dans le mur du plan de détachement comparativement aux gabbros et aux roches volcaniques de la croûte supérieure qui se retrouvent dans le toit du détachement. Le SDM présente un continuum de déformation et d'altération progressive, typique des systèmes de détachement

extensionnels dans les CCOs. Les indicateurs cinématiques identifiables, lors de l'étude des micro-structures, montrent que, autant pour les amphiboles que les plagioclases, les textures de déformation sont asymétriques et indiquent un mouvement de rotation. Ces observations montrent que les amphibolites du SDM, présentes dans les zones de cisaillement formées à des niveaux de haute température, avaient initialement un faible pendage vers l'ESE et qu'elles ont subi une rotation vers l'ouest. Une interprétation qui permet d'expliquer le pendage actuel des zones de cisaillement faiblement incliné vers l'ONO. La rotation des zones de cisaillement profondes peut être attribué à la formation de failles, ductiles-cassantes et cassantes, contemporaines aux stades tardifs du SDM. Toutefois, on ne peut pas exclure que la rotation des zones de cisaillement soit attribuée en partie au plissement régional lors de l'orogénèse alpine, qui a accentué l'orientation de la foliation et du litage primaire.

Les détachements extensionnels qui sont observés dans les zones de haute température d'autres ophiolites d'âge Jurassique, comme celles de l'Île d'Elba et de Chenaillet, sont interprétées comme étant enracinées à proximité de la transition fragile-ductile de la lithosphère océanique (Moho). Nous proposons qu'un scénario similaire est compatible avec le SDM, tel que suggéré par un remplacement progressif des fabriques structurales qui évoluent de textures asthénosphériques vers des textures mylonitiques. Un changement qui montre que la contrainte de déformation augmente lors de l'exhumation du manteau. Dans les CCOs modernes, l'asymétrie de la croûte océanique est définie par des failles de détachement qui ont un pendage orienté vers l'axe de la dorsale. Dans l'ophiolite de Mirdita, les indicateurs cinématiques dans les zones de cisaillement et dans les failles, qu'elles soient ductiles, ductiles-cassantes ou cassantes, suggèrent que le toit du détachement a subi un affaissement vers l'est. Cette orientation exige que le détachement soit enraciné à l'est contrairement au modèle de Nicolas (2017). Ce dernier propose que l'enracinement soit situé à l'ouest et localisé le long d'une paléo-ride d'orientation N-S. Les observations de l'ophiolite de Mirdita amènent à conclure que le détachement se soit formé à l'est. Finalement, le détachement doit avoir été enraciné le long d'une dorsale associée à un bassin d'arrière-arc ou à un bassin d'intra-arc comme semble le suggérer la signature géochimique d'arc pour les gabbros contemporains au SDM.

5.1.2 Les cores complexes océaniques du terrane d'Atlin dans la Cordillère de l'Ouest du Canada

Dans la Cordillère de l'Ouest, historiquement les ophiolites ont été associées à différentes lithologies provenant d'environnements géotectoniques variés. Elles ont été interprétées autant comme des fragments de péridotites abyssales, d'îles volcaniques océaniques, de monts sous-marins (« *sea-mounts* »), et même comme des portions de croûte médio-océanique incorporées dans des mélanges de prismes accréionnaires associés à des roches métamorphiques de haut grade. Notre étude montre que les ophiolites de Squanga (OSL) et l'ophiolite Mont Union (OMU) sont similaires aux autres ophiolites présentes dans la Cordillère canadienne; notamment avec des affinités géochimiques compatibles avec leur formation dans un environnement de zone de supra-subduction. Les travaux présentés dans cette thèse permettent de comprendre l'organisation des séquences non-Penrose de l'OSL et l'OMU, compatibles avec leur formation lors des processus syn-océaniques actifs le long d'une dorsale d'extension lente. Dans l'OSL, les failles actives pendant un régime tectonique en extension séparent le manteau, dans la partie du mur, par rapport aux roches de la croûte supérieure qui occupent la partie du toit. Cette organisation structurale est tributaire du développement de la zone de détachement de Squanga Lake (ZDSL), un détachement que l'on identifie comme étant contemporain à la formation d'un « core complexe » océanique (CCO). Les unités lithologiques (i.e., basaltes, gabbro) de l'OSL et de l'OMU montrent des assemblages minéralogiques (i.e., actinolite, chlorite, épidote) associés à un métamorphisme aux faciès des schistes verts ainsi qu'à une déformation régionale peu pénétrative. Deux évidences compatibles avec l'interprétation de leur position sur la plaque supérieure du système de subduction qui renforcent l'idée qu'un grand volume des ophiolites soient associée aux zones de supra-subduction contrairement aux interprétations initiales qui plaçaient les massifs ultramafiques du terrane d'Atlin sur la plaque subduite (e.g., Mihalynuk et al., 1994).

Dans l'ophiolite de Squanga *Lake*, plusieurs observations viennent corroborer l'interprétation du développement d'un CCO à *ca.* 248 Ma (U-Pb sur zircon), l'âge obtenu pour le gabbro granulaire localisé à la base de la croûte de l'OSL. Cet âge est contemporain à l'âge d'un claste de gabbro dans la ZDSL et l'âge d'un dike de gabbro injecté dans le ZDSL. Des résultats qui suggèrent qu'ils sont contemporains à une même unité de croûte océanique. De plus, ces résultats démontrent que l'activité magmatique était

contemporaine au mouvement extensionnel le long du ZDSL. Des informations obtenues de l'étude de la microstructure montrent que la composition et les textures du spinel, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène présents dans les péridotites du manteau de l'OSL sont compatibles avec une recristallisation dynamique associée à une exhumation syn-océanique. Dans ce contexte, les roches de la ZDSL ont enregistré des textures et des roches formées pendant un épisode de déformation qui a évolué d'un environnement ductile (mylonites, schistes) à un environnement fragile (cataclasite, brèches) alors que le métamorphisme est passé du faciès des amphibolites supérieur à celui des amphibolites inférieur (838-602°C). Ces changements démontrent l'évolution du contexte tectonique lors de l'exhumation le long du détachement.

L'étude pétrographique détaillée et la spectroscopie Raman des minéraux de serpentine provenant du OSL et de l'OUM révèlent au moins quatre épisodes de croissance de la serpentine (phases I à IV), suggérant une activité hydrothermale complexe. Les minéraux de serpentines de la phase I retrouvés le long de la ZDSL de l'ophiolite de Squanga Lake préservent des textures pseudomorphiques océaniques (i.e., *mesh* après olivine, bastite après pyroxène), tandis que la phase Ia représente une phase subséquente de chrysotile phyllonitique. Les serpentinites de la phase I et Ia ont des valeurs des isotopes du bore de $\delta^{11}\text{B}$ de +12 à -6 ‰, avec deux reliques de +20 à +25‰. Ces valeurs suggèrent une serpentinitisation à partir des fluides qui ont interagi avec de l'eau de mer (serpentinites documentés dans le plancher océanique : +5.5 to +40.5‰). En outre, les valeurs de $\delta^{11}\text{B}$ obtenues des serpentinites de Squanga Lake sont typiques des ophiolites, indiquant que les signatures de l'eau de mer ont été modifiées ou mélangées avec un fluide aux valeurs $\delta^{11}\text{B}$ légèrement positives ou négatives, dérivé de sédiments proches (Martin et al., 2023), ou que l'eau de mer s'est rééquilibrée avec les roches océaniques de la croûte supérieure (-4,3 à +24,9‰; Smith et al., 1995).

Dans l'ophiolite du Mont Union, les phases I/Ia sont rares et sont généralement recristallisées par la chrysotile de la phase II et l'antigorite de la phase III. Ces serpentinites recristallisées préservent des valeurs de $\delta^{11}\text{B}$ de -2.7 à -13.5 ‰, indiquant qu'elles ont enregistré un fluide libéré par des sédiments déshydratés ou des fluides dérivés de la croûte subduite (métabasaltes $\pm$ métasédiments : -14,4 ‰; Peacock et Hervig, 1999). Les serpentines des phases II et III se sont formées pendant les chevauchements jurassiques, juxtaposant des unités (méta)sédimentaires et des fragments d'ophiolite. Les sédiments de Dalayee Lake du

Trias supérieur (-7,7 à -14,6 ‰) trouvés dans la région pourraient s'être déshydratés lors de la déformation et du plutonisme associés aux chevauchements jurassiques (166-174 Ma), fournissant ainsi la source des fluides responsables des serpentines des phases II et III. En outre, les indicateurs cinématiques (i.e., cristaux d'antigorite, des fragments mantelliques et des cristaux de pyroxène et olivine centimétriques à métriques asymétriques et ayant subi une rotation) le long du contact manteau-croûte à Mont Union sont compatibles avec un mouvement inverse, suggérant la réactivation des contact syn-océaniques. Cette réactivation est probablement liée à la re-imbrication des unités ophiolitiques lors des phases collisionnelles tardives d'âge Jurassique, responsable pour la juxtaposition des unités ophiolitiques avec des sédiments. Cependant, nous ne pouvons pas exclure que les phases II et III de serpentinites ont été gérées lors de l'obduction, lorsque des fluides de la croûte subduite peuvent interagir avec la base de la croûte obductée.

Finalement, une altération calc-silicatée pervasive et statique s'est développée au contact entre les dikes tardifs de diabase injectés dans la ZDSL et les serpentinites qu'ils recoupent. Les zones calco-silicatées contiennent des titanites qui ont également un âge (~247 Ma) qui coïncide avec les âges des unités de gabbro, suggérant que ces dikes tardifs sont contemporains aux stades tardifs du développement de la ZDSL. Ces résultats suggèrent que le mouvement extensionnel le long de la ZDSL a été de courte durée et comparable au développement des détachements dans les CCOs modernes (0,36 à 0,70 Ma). On remarque que la géochimie des dykes tardifs de diabase qui recoupent la ZDSL, fait ressortir l'influence d'une composante de subduction dans la pétrogénèse des magmas. On note, des anomalies négatives en Nb-Ta plus prononcées, des concentrations faibles en éléments en traces incompatibles et des rapports élevés en La/Nb soit entre 2.2 et 4.4. L'ensemble de ces résultats indiquent une possible convergence entre la dorsale de bassin d'arrière-arc et l'avant de l'arc, un contexte similaire à ceux des environnements modernes tels que celui d'Izu-bonin, ou des composantes de subduction variable sont présentes (e.g., Akizawa et al., 2021).

L'étude sur l'ophiolite de Squanga Lake met en évidence sa formation le long d'une dorsale d'extension lente. On y trouve un détachement bien exposé, la ZDSL préservé dans l'OSL. Les données géochimiques et géochronologiques suggèrent qu'il existe une interaction complexe entre les processus magmatiques et les processus tectoniques contemporains à la formation du « *core complex* » océanique. Les considérations sur la géochimie et géochronologie conduisent directement à interpréter que la séquence

ophiolitique de l'OSL soit reliée à un environnement de supra-subduction (i.e., arrière-arc, avant-arc ou intra-arc), possiblement liée aux derniers stades extensionnels le long d'un centre d'extension d'arrière-arc.

5.1.3 Comparaison des « core complexe » océaniques de l'ophiolite de Mirdita et des ophiolites du terrane d'Atlin

Tel qu'illustré dans cette thèse, on constate que des différences importantes existent entre le CCO des massifs de l'ouest dans l'ophiolite de Mirdita et le CCO de l'ophiolite de Squanga Lake (OSL). Une des différences majeures entre ces deux systèmes consiste dans l'activité magmatique beaucoup plus importante lors de la formation du SDM, tel qu'illustré par des sections importantes (représentant des épaisseurs de dizaines à des centaines de mètres) de gabbro injecté dans le manteau et le long du SDM. Un magmatisme important à des niveaux profonds pourrait expliquer l'abondance des amphibolites dérivées des péridotites et des gabbros le long du SDM; ces amphibolites sont attribuées à une déformation syn-magmatique en profondeur, possiblement près de la transition ductile-fragile (Moho). Une deuxième différence s'observe dans l'OSL, où les injections gabbroïques restent rares, et les dikes de gabbro granulaire et de diabase sont ponctuels. Une constatation qui pourrait expliquer l'absence des amphibolites pervasives dérivées de gabbro et de péridotites. Finalement, on constate que les boninites sont présentes dans l'ophiolite de Mirdita alors qu'elles sont absentes dans les ophiolites de Squanga Lake et de Union Mountain. Cependant, des boninites ont été signalés dans l'ophiolite de Mont King, juste à l'est de Dease Lake (Zagorevski et al., 2021).

Il existe tout de même des ressemblances entre les ophiolites de Mirdita et de Squanga Lake, principalement au niveau des détachements dans l'ophiolite de Mirdita (SDM) et dans l'ophiolite de Squanga Lake (ZDSL). Les résultats des études sur les températures de cristallisation des amphiboles magmatiques et des amphiboles recrystallisées, sont présentes dans les gabbros associés à la ZDSL et indiquent des valeurs de 1042°C à 838°C et de 886°C à 636°C, respectivement, alors que ces valeurs dans le SDM s'échelonnent entre 1100°C à 830°C et 838°C à 660°C. On peut constater que dans l'ensemble les résultats obtenus sont similaires, considérant les incertitudes. Un dernier point mérite d'être souligné, soit le fait que, les textures et les types des roches (i.e., mylonites, amphibolites, schistes, cataclasite, brèches) et les contraintes d'âges sur les systèmes de détachement de SDM et SLDZ sont compatibles avec une

exhumation sur une période géologique relativement courte et possiblement inférieure à 2 Ma, ce qui coïncident avec les stades actifs des CCOs.

5.2 Perspective et orientation des travaux futurs

Dans l'ophiolite de Mirdita, les basaltes des massifs de l'Ouest (affinité semblable aux type MORB) sont géochimiquement distincts des basaltes des massifs de l'est (affinité type IAT), tel que démontré dans cette thèse. Temporellement, ces deux séries basaltiques sont aussi distinctes, tel que suggéré par des relations de recoupement entre des dykes ou des masses de gabbro et les basaltes de l'ouest, tandis que les basaltes de l'est reposent sur ces gabbros. Des zircons dans une amphibolite dérivée de ces dykes ou masses de gabbro a livré un âge de 172 Ma, que nous interprétons comme l'âge du protolithe gabbroïque. Selon la relation de recoupement, les basaltes de l'ouest seraient plus âgés que 172 Ma, tandis que les basaltes de l'est seraient plus jeunes. Il serait intéressant de dater ces deux séries basaltiques pour avoir une contrainte temporelle précise entre les basaltes de type ouest et de type est et avoir une meilleure compréhension de la durée des épisodes magmatiques d'affinité très distincte dans un contexte de zone de supra subduction. Une question ouverte demeure sur l'origine des basaltes de l'ouest de type MORB, possiblement liés à un bassin d'arrière-arc ou une zone d'extension éloignée de la marge.

Une problématique parallèle concerne l'origine des basaltes du complexe de Rubik, situé structurellement sous l'ophiolite de Mirdita. Une comparaison géochimique avec les basaltes des massifs de l'ouest, de type MORB, pourrait éclairer les conditions de formation du bassin lié à l'ophiolite de Mirdita ainsi qu'à ce complexe.

Autant dans l'ophiolite de Mirdita que dans l'ophiolite de Squanga Lake, les OCCs préservés montrent des détachements extensionnels avec une déformation qui transitionne de ductile à cassante à des températures de 600 à 900°C, tel que suggéré par la composition des amphiboles recristallisées. Une différence majeure entre les deux détachements est la présence des amphibolites dérivées du manteau et l'imprégnation du manteau par des gabbros le long de la MDS, tandis que le long de la SLDZ, la déformation et l'altération dominantes semblent plutôt dans le régime cassant (*i.e.*, schistes à talc-tremolite-chlorite). Il serait donc intéressant de mener une étude sur d'autres possibles CCOs du terrane d'Atlin (e.g., Mont Sentinel), afin d'explorer la possibilité des amphibolites de haute température le long de ces détachements, et de comprendre le rôle du magmatisme lors du détachement. Une autre différence majeure entre les deux

CCOs du monde, réside dans la quantité de gabbro injectés dans le mur et le long du détachement lui-même. Tel qu'observé à Mirdita, des importantes injections gabbroïques sont injectés le long du SDM, tandis qu'à Squanga, les injections gabbroïques sont plutôt rares. Cela soulève la question des différences dans l'apport magmatique entre ces deux systèmes.

Une étude comparative des taux d'exhumation entre le SDM de Mirdita et la SLDZ (Squanga Lake Detachment Zone) pourrait fournir des contraintes sur la durée d'activité de ces structures. Une meilleure caractérisation pétrographique et des conditions P-T des deux régions contribuerait également à une compréhension approfondie des processus tectoniques et magmatiques actifs le long des dorsales lentes. Une analyse pétrographique des serpentinites de l'ophiolite de Mirdita (similaire à celle présentée au chapitre IV de cette thèse) pourrait également contribuer à une comparaison plus approfondie entre les deux systèmes.

Dans les deux régions du monde, il semble que les CCOs représentent les phases finales d'extension le long d'un centre d'extension de bassin d'arrière arc. Se pencher davantage sur la question du rôle des CCOs, ou si ces derniers sont une conséquence d'un magmatisme faible le long de ces dorsales, est toujours à répondre.

Finalement, on pourrait également se pencher davantage sur la question des ophiolites de type Tethys (i.e., Mirdita) et de type cordillerien (i.e., Squanga Lake, Union Mountain), tel que classifié par Moores *et al.* (1982). Est-ce que les contextes de formation de ces ophiolites sont si différents que proposé par cette classification?

ANNEXE A

**ADDITIONAL FIELD PHOTOS AND PHOTOMICROGRAPHS FROM
ATLIN TERRANE OPHIOLITES (SQUANGA LAKE AND UNION
MOUNTAIN) AND THE MIRDITA OPHIOLITE LITHOLOGICAL
UNITS**

Les légendes des figures ont été écrites en anglais car elles correspondent à des figures des annexes des Chapitres II et IV.

Les Figures A-1 et A-2 est discutée dans le Chapitre II.

La Figure A-3 est discutée dans le Chapitre IV.

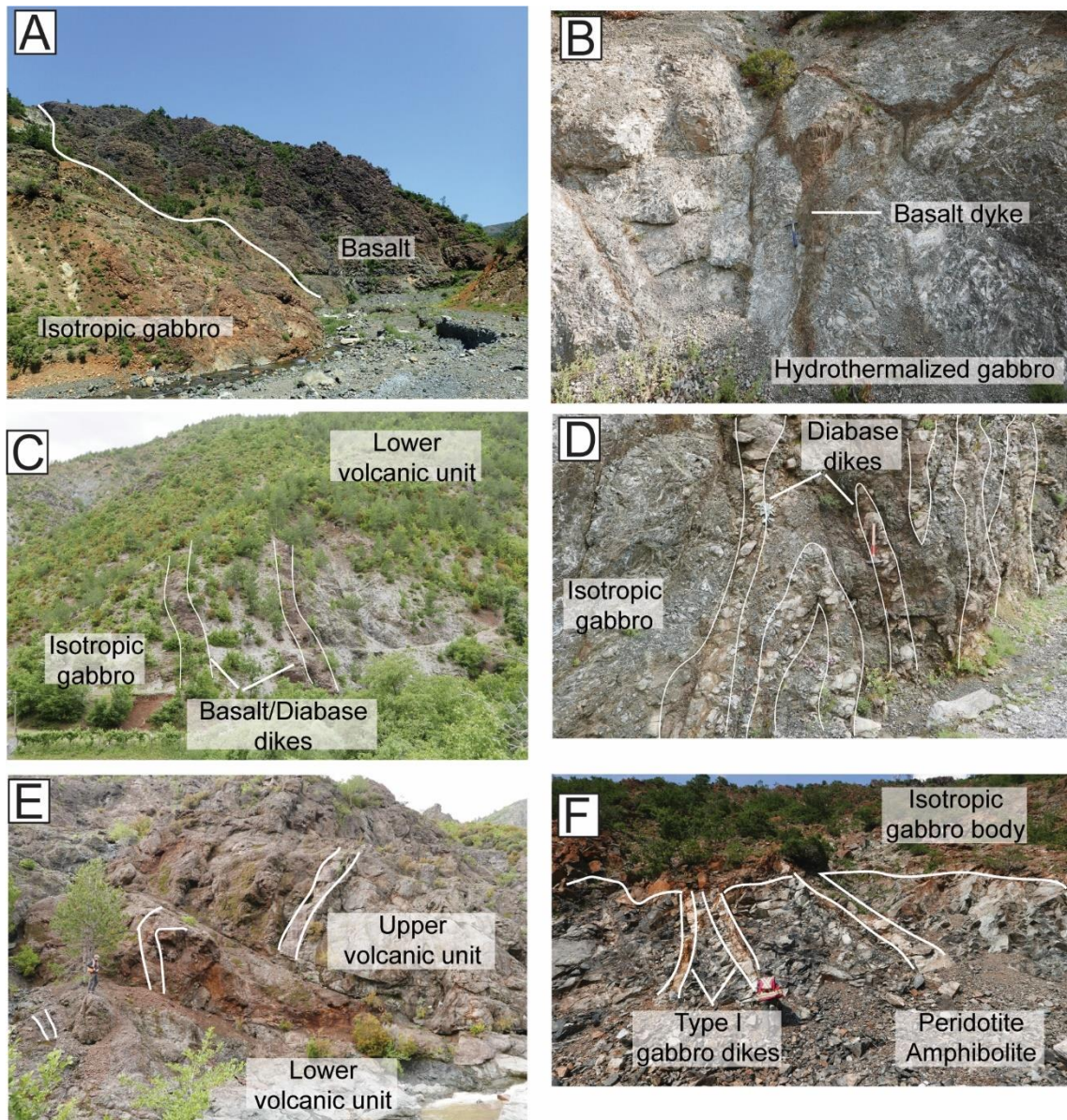


Figure A-1. Field photos of Gegjani-Munella segment of Mirdita ophiolite. A) Basalt of the lower volcanic unit in depositional contact with highly hydrothermally altered isotropic gabbro. B) Type II diabase cutting highly hydrothermally altered isotropic gabbro. C) IAT diabase dikes cutting both lower and upper volcanic rocks from Eastern massifs. D) Diabase dikes cutting highly hydrothermally altered isotropic gabbro. E) Diabase dike cutting both lower and upper volcanic rocks of the Eastern massif. F) Type I gabbro dikes cutting peridotite-derived amphibolite. Dikes are feeder to larger body of isotropic gabbro.

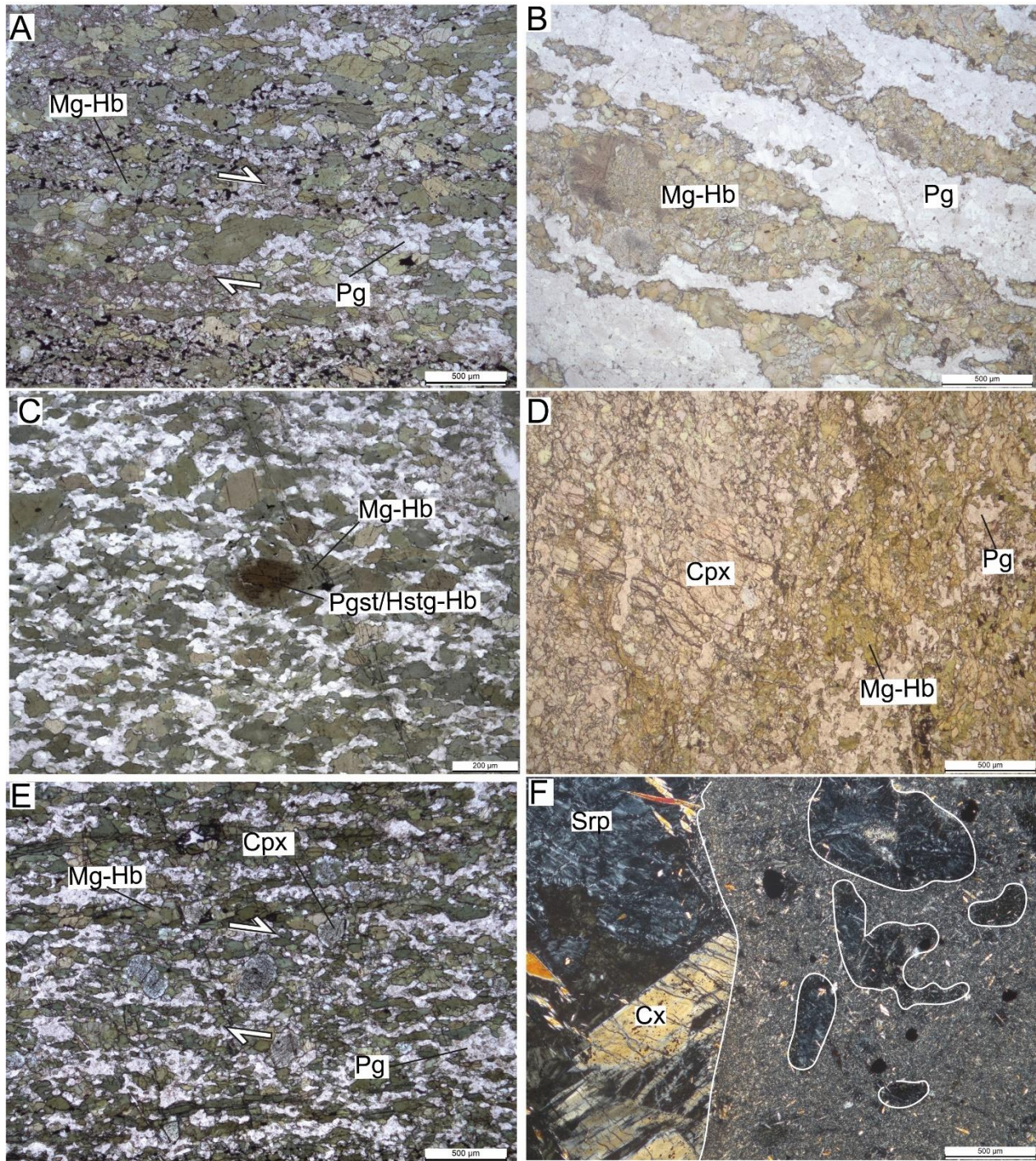


Figure A-2. Micropetrographs of MDS amphibolites. A). Gabbro-derived amphibolite showing asymmetric- and rotated-amphibole compatible with E-directed hangingwall. B) Flaser gabbro from Krabbi massif. C) Gabbro-derived amphibolite with primary pargasite-magnesio-hornblende overprinted by secondary magnesio-hornblende. D) Type I gabbro dike showing primary clinopyroxene overprinted by secondary magnesio-hornblende. E) Gabbro-derived amphibolite showing asymmetric and rotated clinopyroxene relics overprinted by magnesio-hornblende. F). Serpentine-diabase derived magmatic breccia along the MDS in Puka massif.

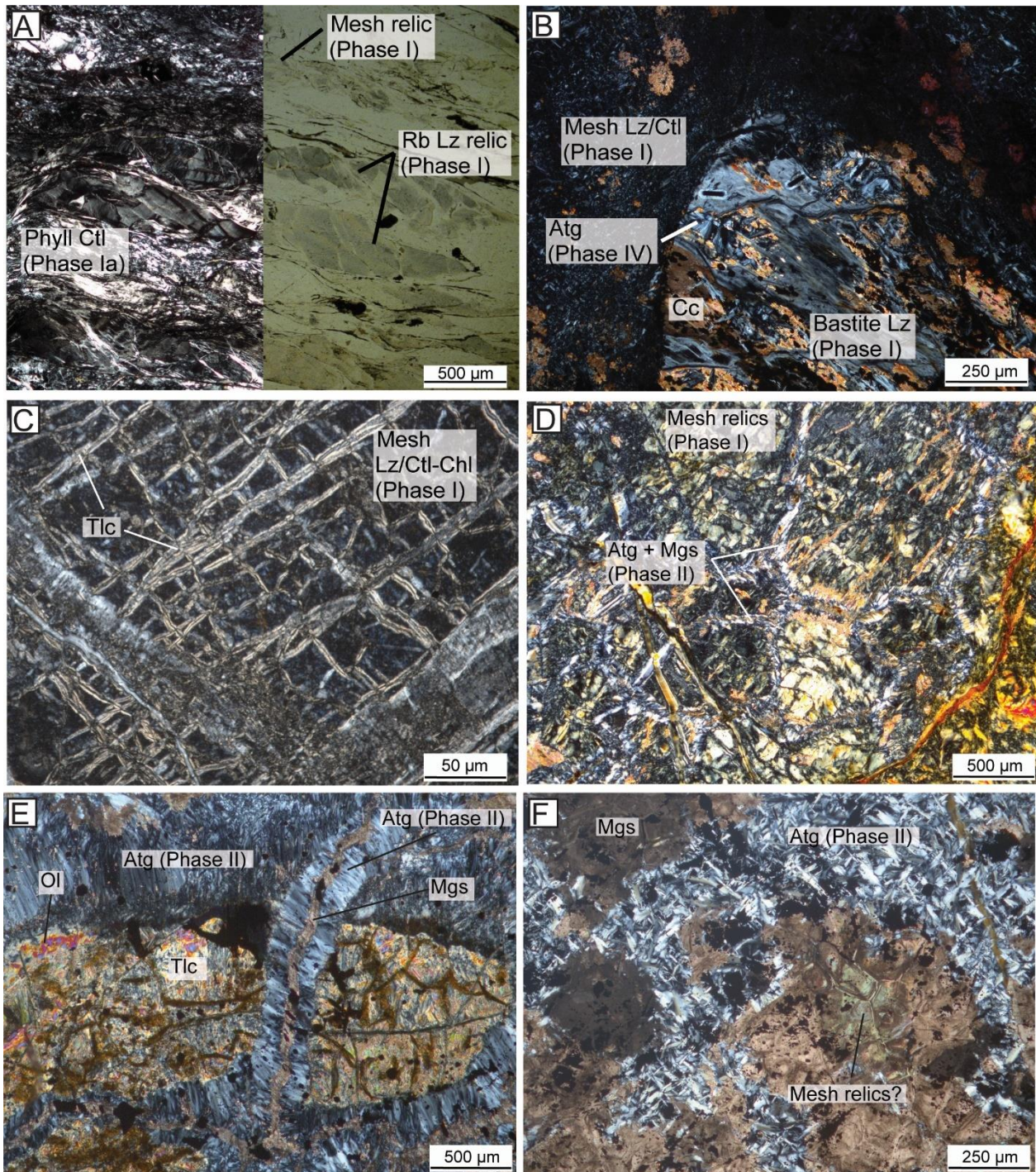


Figure A-3. Photomicrographs of serpentine textures from Squanga Lake (A to C) and Union Mt. (D to F) ophiolites. All photomicrographs view is in XPL, apart from Fig. A right half view is in PPL. A) Phase I ribboned lizardite and lizardite in mesh texture overprinted by phase Ia chrysotile phyllonite. B) Phase I lizardite in bastite after orthopyroxene and mesh, overprinted by phase IV antigorite and calcite alteration. C) Phase I mesh texture lizardite and talc. D) Possible phase I mesh texture and chrysotile veins overgrown by a network of phase II antigorite and magnesite. E) Olivine relic overprinted by talc, antigorite blades and antigorite-magnesite veins. F) Antigorite and magnesite overprinting possible mesh relics as shown by preserved mesh cell shape.

ANNEXE B

RESULTATS DES ANALYSES À LA MICROSONDE

Les méthodes analytiques ont été écrites en anglais car elles correspondent en partie à la méthodologie et aux annexes qui accompagnent les chapitre II, III et IV. Les données des Tableaux B-1 à B-3 sont présentés et discutés dans le Chapitre II, les données des Tableau B-4 à B-7 sont présentés et discutés dans le Chapitre III, et les données Tableau B-8 sont présentés et discutés dans le Chapitre IV.

1. Analytical methods

Several polished thin sections were selected for chemical analysis of minerals that form the main metamorphic assemblages in Atlin terrane ophiolites (*i.e.*, Squanga Lake and Union Mountain) and Mirdita ophiolite. The major and trace element concentrations were determined using a Cameca SX-100 electron microprobe at *the Laboratoire de Microanalyse du Département de Géologie et de Genie Géologique of the Université Laval*, Quebec City, Canada with the supervision of M. Choquette. For all the mineral phases, the acceleration voltage was set to 15 kV, the beam current at 20 nA, and the peak counting time and background at 20s and 10s, respectively. Natural and synthetic minerals and compounds were used for calibration. Results are reported in an excel spreadsheet with each mineral having its own table.

2. Analytical results

Spreadheet available in Archipel via Borealis.

Table B-1. Mirdita ophiolite feldspath mineral analysis.

Table B-2. Mirdita ophiolite pyroxene mineral analysis.

Table B-3. Mirdita ophiolite amphibole mineral analysis.

Table B-4. Squanga Lake feldspath mineral analysis.

Table B-5. Squanga Lake olivine mineral analysis.

Table B-6. Squanga Lake pyroxene mineral analysis.

Table B-7. Squanga Lake amphibole mineral analysis.

Table B-8. Squanga Lake and Union Mountain serpentine mineral analyses.

Table B-9. Analytical and standard parameters for EPMA analyses.

ANNEXE C

DONNÉES DE LITHOGÉOCHIMIE MULTIÉLÉMENTAIRES

Les méthodes analytiques ont été écrites en anglais car elles correspondent en partie à la méthodologie et aux annexes qui accompagnent les Chapitre II et III. Les données du *Table C-1* sont présentés et discutés dans le Chapitre II et les données du *Table C-2* sont présentés et discutés dans le Chapitre III. *Table C-3* présente des standards analysés lors de l'analyse des échantillons présentés dans cette thèse.

1. Analytical methods

Multielement lithogeochemical analyses were performed at Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) in Ancaster, Ontario. Data is separated in different spreadsheets based on the chapter they are discussed in.

2. Analytical results

Spreadheet available in Archipel via Borealis.

Table C-1. Mirdita ophiolite whole rock analysis.

Table C-2. Squanga Lake whole rock analysis.

Table C-3. Standard whole rock analysis.

ANNEXE D

**PARAMÈTRES DE RÉGLAGES UTILISÉS LORS DES ANALYSES DE
ZIRCON PAR SPECTROSCOPIE DE MASSE À PLASMA INDUIT
COUPLÉ À L'ABLATION LASER DE HAUTE RESOLUTION (HR-LA-
ICP-MS)**

Ces paramètres concernent des données HR-LA-ICP-MS présentées dans le Chapitre III.

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Geotop; Université du Québec à Montréal
Sample type/mineral	Magmatic zircons
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, 1 μm polish to finish
Imaging	Hitachi S3400N SEM with CL imager
Laser ablation system	
Make, Model & type	Photon-Machines G2
Ablation cell	Helix two-volume cell
Laser wavelength (nm)	193 nm
Pulse width (ns)	4 ns
Fluence ($\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$)	3.63 $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$
Repetition rate (Hz)	10 Hz
Ablation duration (secs)	30 secs background, and variable with sample
Ablation pit depth / ablation rate	<i>Not available</i>
Spot diameter ($\square\text{m}$) nominal/actual	30 $\square\text{m}$
Sampling mode / pattern	raster ablation
Carrier gas	100% He in ablation cell, Ar make-up gas combined using a Y-piece 35% along the sample transport line to the torch, with 5ml/min N_2 addition.
Cell carrier gas flow (l/min)	0.6 l/min in first volume cell 0.4 l/min in second volume cell
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Nu Instruments, Nu Attom HR-ICP-MS with ES interface
Sample introduction	Ablation aerosol
RF power (W)	1300W
Make-up gas flow (l/min)	Ar (ca. 0.5 l/min, optimized daily)
Detection system	Ion counter; full size discrete dynode type
Masses measured	202, 204, 206, 207, 208, 235, 238.
Integration time per peak/dwell times (μs)	2 sweeps per cycle (full mass spectrum)
Total time per output cycle (secs)	0.41 seconds per cycle (all measured masses)
'Sensitivity' as useful yield (% , element)	0.4%U (NIST 610 = 500 ppm, #atoms sampled: $500\text{ppm}\cdot 85\mu\text{m}\cdot 5\text{hz}\cdot 3\text{J}/\text{cm}^2$: $>20\text{Mcps}$ ^{238}U)
IC Dead time (ns)	25 ns
Data Processing	
Gas blank	15 second on-peak zero subtracted
Calibration strategy	91500 used as reference material/validation
Reference Material info	91500 (Wiedenbeck <i>et al.</i> , 1995)
Data processing package used / Correction for LIEF	Nu Instruments NuAttom TRA software and Iolite v4 (Paton <i>et al.</i> , 2011) for data normalization, uncertainty propagation. LIEF correction assumes reference material and samples behave identically.
Mass discrimination	N/A
Common-Pb correction, composition and uncertainty	N/A
Uncertainty level & propagation	Error propagation within Iolite algorithms.
Quality control / Validation	GJ-1 as secondary standard (Wiedenbeck <i>et al.</i> , 1995 and Jackson <i>et al.</i> , 2004)
Other information	
The data was acquired on the 19 th of February 2019.	

ANNEXE E

**DONNÉES DE GÉOCHRONOLOGIE U-PB SUR ZIRCON ET
TITANITES DES OPHIOLITE DU TERRANE D'ATLIN (SQUANGA
LAKE) ET DE L'OPHIOLITE DE MIRDITA**

Les méthodes analytiques ont été écrites en anglais car elles correspondent en partie à la méthodologie et aux annexes qui accompagnent les Chapitre II et III. Les données du *Table* E-1 sont présentés et discutés dans le Chapitre II, les données des *Table* E-2 à E-4 sont présentés et discutés dans le Chapitre III.

1. Methodology for HR-LA-ICP-MS and CA-ID-TIMS for zircon and titanite
2. Analytical results
3. Images de microscopie et cathodoluminescence des zircons et titanites analyses

1. Methodology for HR-LA-ICP-MS and CA-ID-TIMS for zircon and titanite

LA-ICP-MS analyses were conducted at the Geotop, following procedures briefly described here for zircon and modified after Horstwood *et al.* (2016). Zircon grains from one gabbro sample were acquired using standard separation techniques and annealed at 900°C for 48 h in a muffle furnace. They were mounted in epoxy, polished to the grain centers, and imaged using cathodoluminescence (CL; Fig. B.2) on a Hitachi S3400N SEM scanning electron microscope to characterize the internal zoning of zircon grains. The LA-ICP-MS analysis were undertaken using a Nu Attom High Resolution-ICP-Mass Spectrometer with Enhanced Speed interface. Data were collected during one analytical session conducted in March 2019 (sample 16ZEAB52C). Laser ablation spot size was 30 μm , a laser firing repetition rate of 5 Hz for fluence of 3.63 J/cm². Primary calibration standard is GJ-1 (605.24 ± 2.6 ; MSWD=0.018; n=23) and secondary standard is 91500 (1062.8 ± 3.95 ; MSWD=0.1; n= 29).

LA-ICP-MS analyses were conducted at the Geotop and procedures briefly described here for titanite are modified from Paton *et al.* (2010), Paton *et al.* (2011) and Petrus and Kamber (2012). Titanite were analyzed directly in a polished thin section (Fig. B.3). The LA-ICP-MS analysis were undertaken using a Nu Attom High Resolution-ICP-Mass Spectrometer with Enhanced Speed interface. Data were collected during one analytical session conducted in May 2021 (sample 17ZEAB28B). Laser ablation spot size was 65 μm , a laser firing repetition rate of 6 Hz for a fluence of 3.63 J/cm². Errors on the ²⁰⁶Pb/²³⁸U dates from individual LA-ICP-MS analysis are given at 2 σ , as are the errors on the weighted mean dates. Primary calibration standard is MKED (1516.64 ± 2.95 ; MSWD= 0.12; n=38), secondary standard is Bear-Lake (1061.04 ± 3.35 ; MSWD= 2.9; n=14) and third standard is TCB (1071.82 ± 4.93 ; MSWD=1.5; n=11).

CA-ID-TIMS were analyses conducted at the Geotop and PCIGR, and procedures described here are modified from Mundil *et al.*, 2004, Mattinson, 2005 and Scoates and Friedman, 2008. After rock samples have undergone standard mineral separation procedures zircons are handpicked in alcohol. The clearest, crack- and inclusion-free grains are selected, photographed and then annealed in quartz glass crucibles at 900°C for 60 hours. Annealed grains are transferred into 3.5 mL PFA screwtop beakers, ultrapure HF (up to 50% strength, 500 mL) and HNO₃ (up to 14 N, 50 mL) are added and caps are closed finger tight. The

beakers are placed in 125 mL PTFE liners (up to four per liner) and about 2 mL HF and 0.2 mL HNO₃ of the same strength as acid within beakers containing samples are added to the liners. The liners are then slid into stainless steel Parr™ high pressure dissolution devices, which are sealed and brought up to a maximum of 200°C for 8-16 hours (typically 175°C for 12 hours). Beakers are removed from liners and zircon is separated from leachate. Zircons are rinsed with >18 MΩ.cm water and subboiled acetone. Then 2 mL of subboiled 6N HCl is added, and beakers are set on a hotplate at 80°-130°C for 30 minutes and again rinsed with water and acetone. Masses are estimated from the dimensions (volumes) of grains. Single grains are transferred into clean 300 mL PFA microcapsules (crucibles), and 50 mL 50% HF and 5 mL 14 N HNO₃ are added. Each is spiked with a ²³³⁻²³⁵U-²⁰⁵Pb tracer solution (EARTHTIME ET535), capped and again placed in a Parr liner (8-15 microcapsules per liner). HF and nitric acids in a 10:1 ratio, respectively, are added to the liner, which is then placed in Parr high pressure device and dissolution is achieved at 220°C for 40 hours. The resulting solutions are dried on a hotplate at 130°C, 50 mL 6N HCl is added to microcapsules and fluorides are dissolved in high pressure Parr devices for 12 hours at 180°C. HCl solutions are transferred into clean 7 mL PFA beakers and dried with 2 mL of 0.5 N H₃PO₄. Samples are loaded onto degassed, zone refined Re filaments in 2 mL of silicic acid emitter (Gerstenberger and Haase, 1997).

Isotopic ratios are measured with a single collector VG 54R thermal ionization mass spectrometer equipped with analogue Daly photomultiplier. Analytical blanks are 0.1 pg for U and up to 0.9 pg for Pb. U fractionation was determined directly on individual runs using the EARTHTIME ET535 mixed ²³³⁻²³⁵U-²⁰⁵Pb isotopic tracer and Pb isotopic ratios were corrected for fractionation of $0.25 \pm 0.04\%$ /amu, based on replicate analyses of NBS-982 reference material and the values recommended by Thirlwall (2000). Data reduction employed the excel-based program of Schmitz and Schoene (2007). Standard concordia diagrams were constructed and regression intercepts, weighted averages calculated with Isoplot (Ludwig, 2003). Unless otherwise noted all errors are quoted at the 2 sigma or 95% level of confidence. Isotopic dates are calculated with the decay constants $\lambda_{238}=1.55125\text{E-}10$ and $\lambda_{235}=9.8485\text{E-}10$ (Jaffe et al, 1971) and a ²³⁸U/²³⁵U ratio of 137.88. EARTHTIME U-Pb synthetic solutions are analysed on an on-going basis to monitor the accuracy of results. H. Lin did the mineral separation. T. Ockerman conducted activities in the clean lab and H. assisted with mass spectrometry.

2. Analytical results

Chemical Abrasion-Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry (CA-ID-TIMS).

Spreadsheet data is available in Archipel via Borealis. Data presented in Chapter II was collected at the Geotop, at *Université du Québec à Montréal* by A. Bogatu in collaboration with J. Davies. This data is presented in Table E-1. In total, 4 samples were analyzed on zircon for a total of 18 grains. However, only two samples yielded good ages (i.e., sample AL-17AB21A with 7 grains and sample AL-19AB25A with 2 grains).

Additionally, three samples were analyzed for a total of 18 titanite grains. However, only one grain yielded a good age in sample AL-17AB21A.

CA-ID-TIMS Data presented in Chapter III was done by R. Friedman at The Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research (University of British Columbia). This data is presented in Table F-2.

High-Resolution Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (HR-LA-ICP-MS). Integrated HR-LA-ICP-MS spreadsheet data is available in Archipel via Borealis, in Tables E-3 and E-4. Data for zircon (sample 16ZEAB52A; Table E-3) was collected by A. Bogatu (February 2019). Data for titanite (sample 17ZEAB28B; Table E-4) was acquired in collaboration with by J. Davies at Geotop, Université du Québec à Montréal. This data is presented and discussed in Chapter III.

Table E-1. Zircon U–Pb isotopic chemical abrasion isotope dilution thermal ionization mass spectrometry data collected at the UQAM-Geotop.

Table E-2. Zircon U–Pb isotopic chemical abrasion isotope dilution thermal ionization mass spectrometry data for sample 17ZEAB76A and 17ZEAB16B.

Table E-3. U–Pb zircon LA-ICP-MS data for sample 16ZEAB52C.

Table E-4. U–Pb titanite LA-ICP-MS data for sample 17ZEAB28B.

4. Micropetrographs and BSE images for zircon and titanite

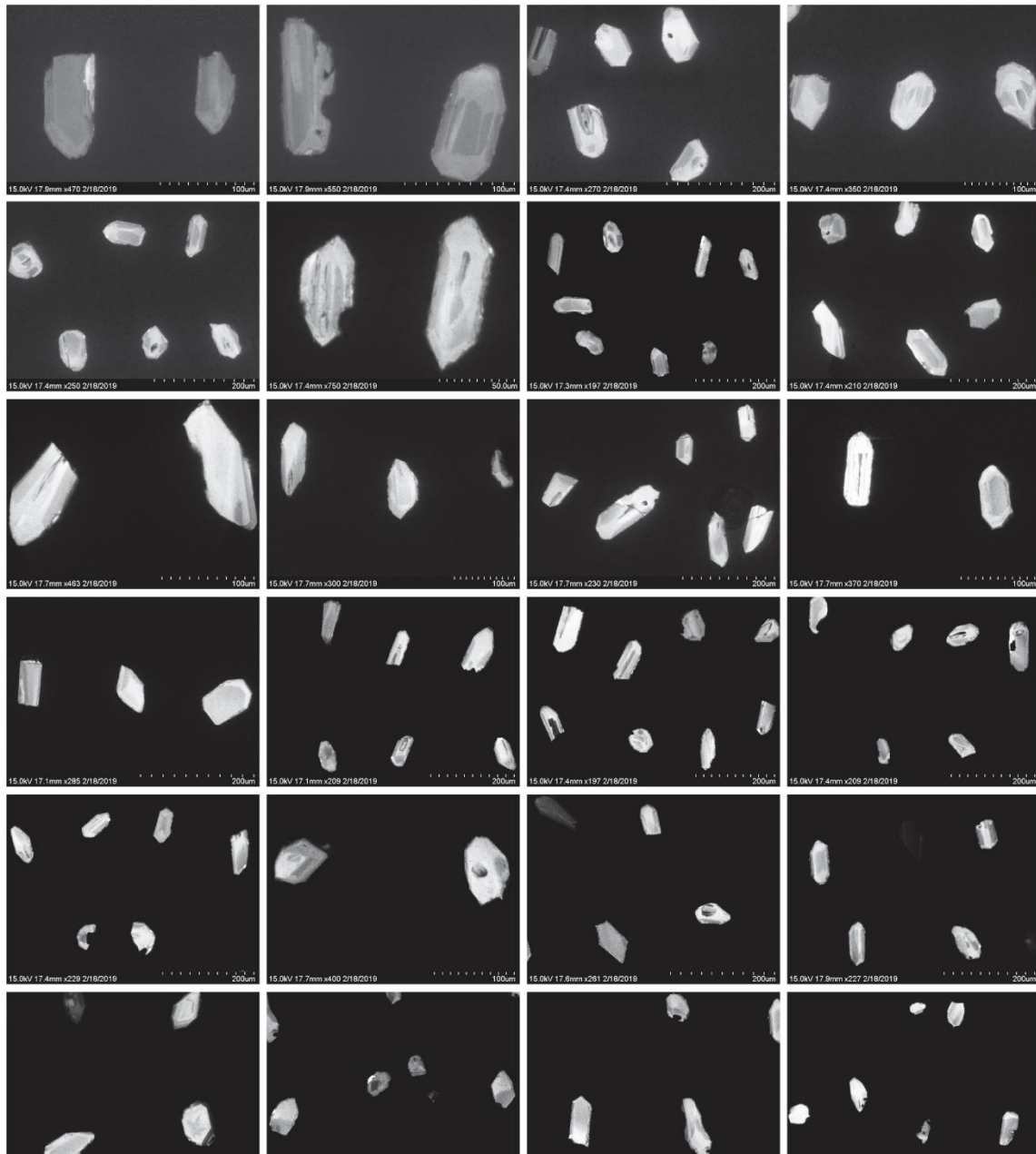


Figure E-1. BSE images of zircons from sample 16ZEAB52C.

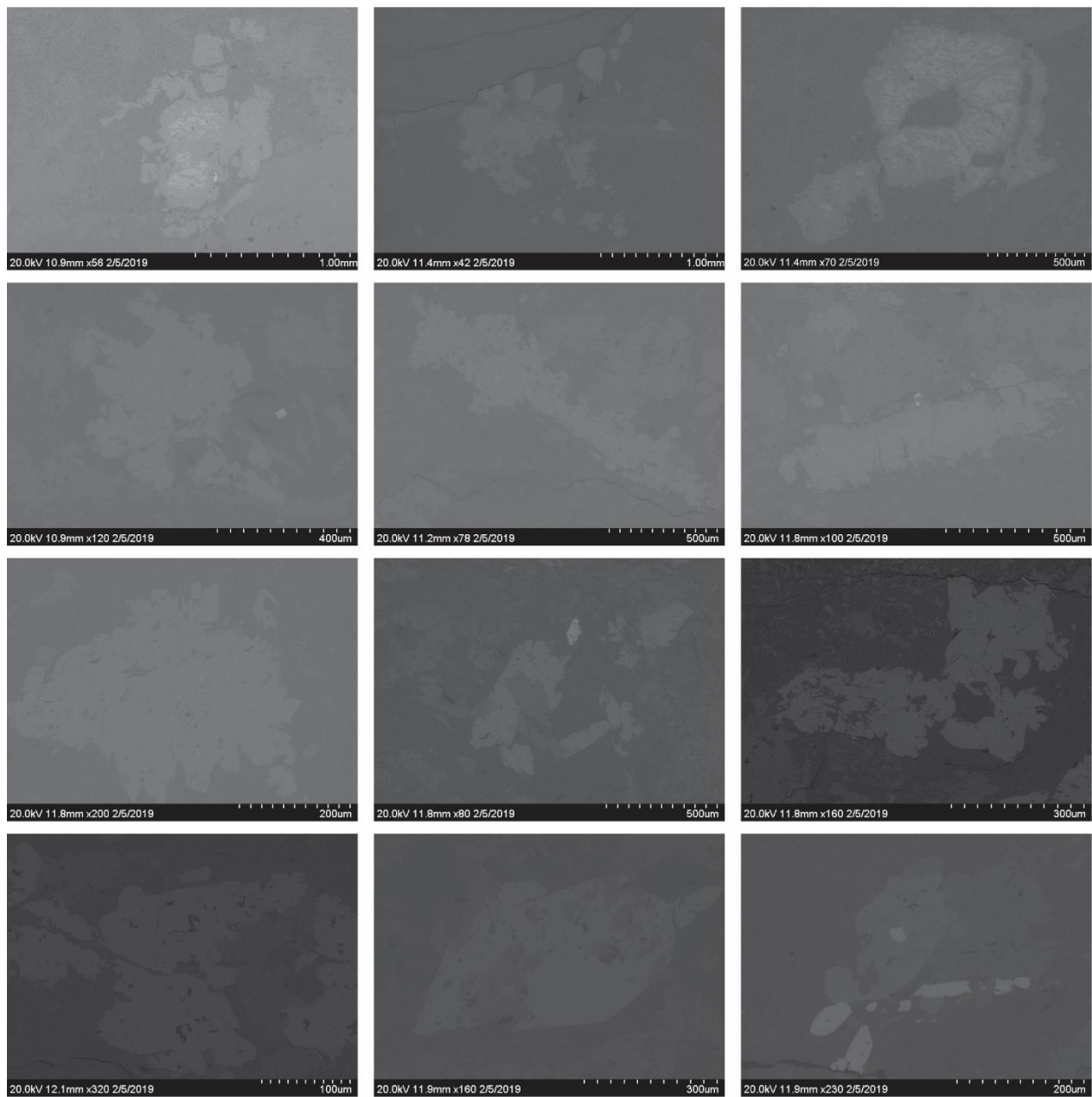


Figure E-2. BSE images of titanite from sample 17ZEAB28B

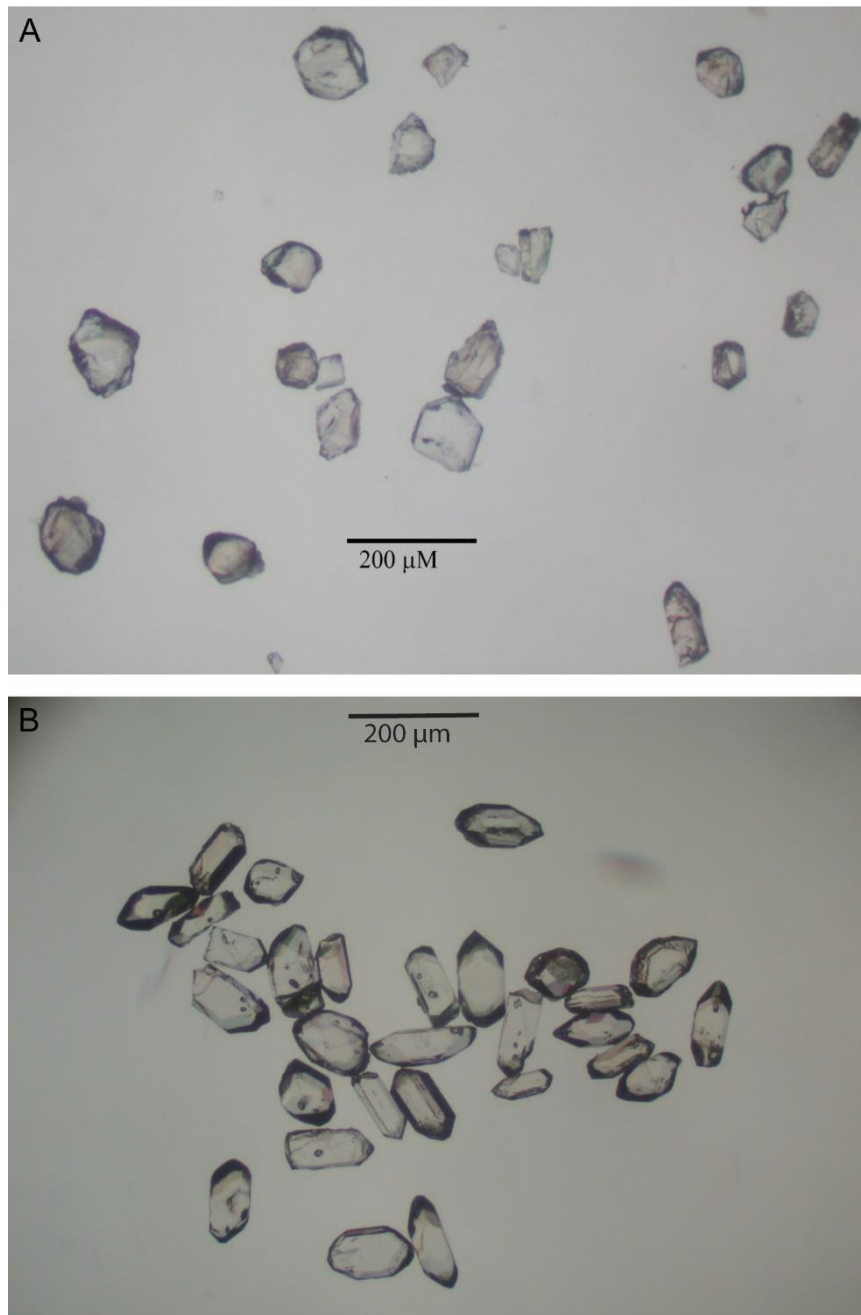


Figure E-3. A) Microphotographs of zircon grains from sample 16ZEAB76A. B) Microphotographs of zircon grains from sample 17ZEAB16B.

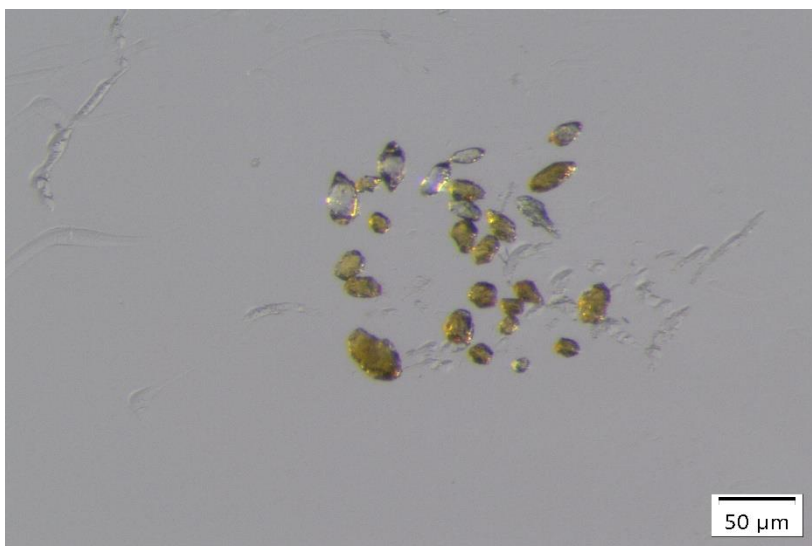


Figure E-5. Microphotographs of zircon grains from sample AL-19AB25A.

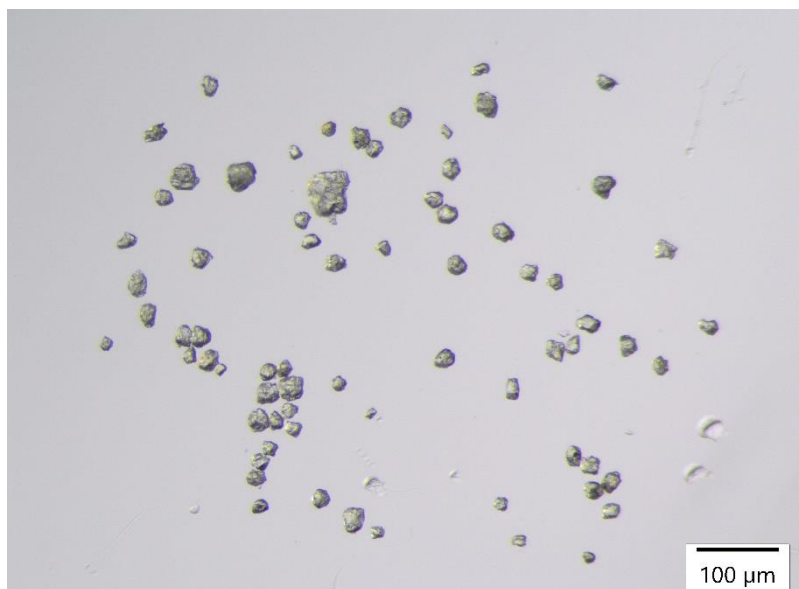


Figure E-4. Microphotographs of titanite grains from sample AL-19AB25A.

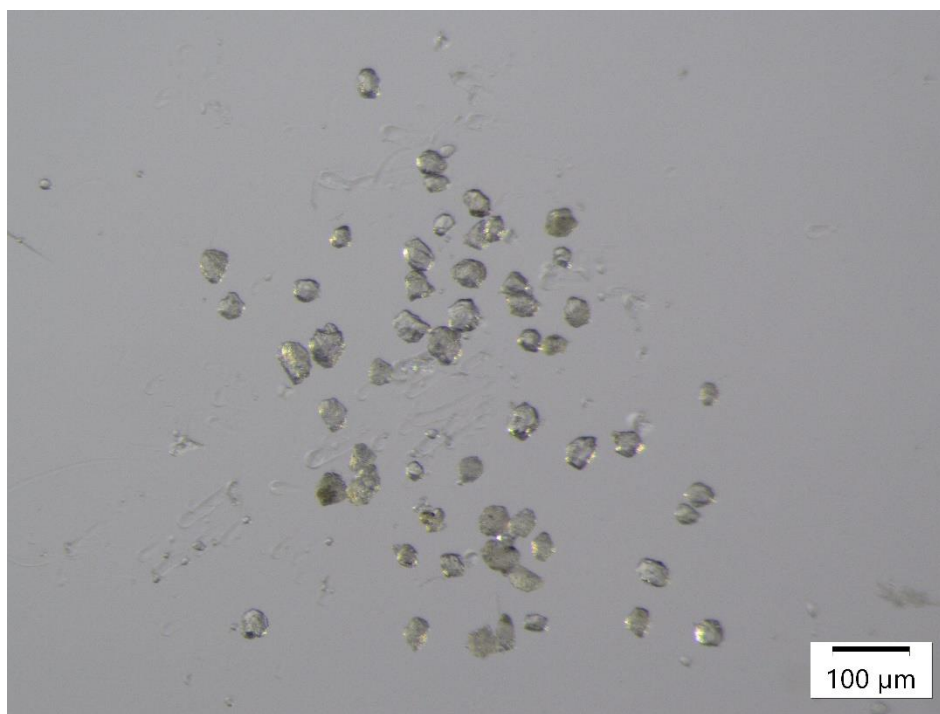


Figure E-6. Microphotographs of titanite grains from sample AL-17AB21A.

ANNEXE F
THERMOMETRY OF PYROXENE FROM SQUANGA LAKE
OPHIOLITE

1. Pyroxene in SLO mantle peridotites

The Mercier (1980) thermobarometer calculates P-T conditions for a pyroxene phase in equilibrium with another pyroxene phase and an Al-rich mineral (Cr-spinel in this study). Although Mercier's (1980) method is debated in the literature, pressure values can be used for relative comparison (*e.g.*, neoblasts vs. porphyroclasts). Artifacts due to bulk-rock composition variations are limited as trends described below are seen within single sample trends (Figs. G.1.C, D, E & F).

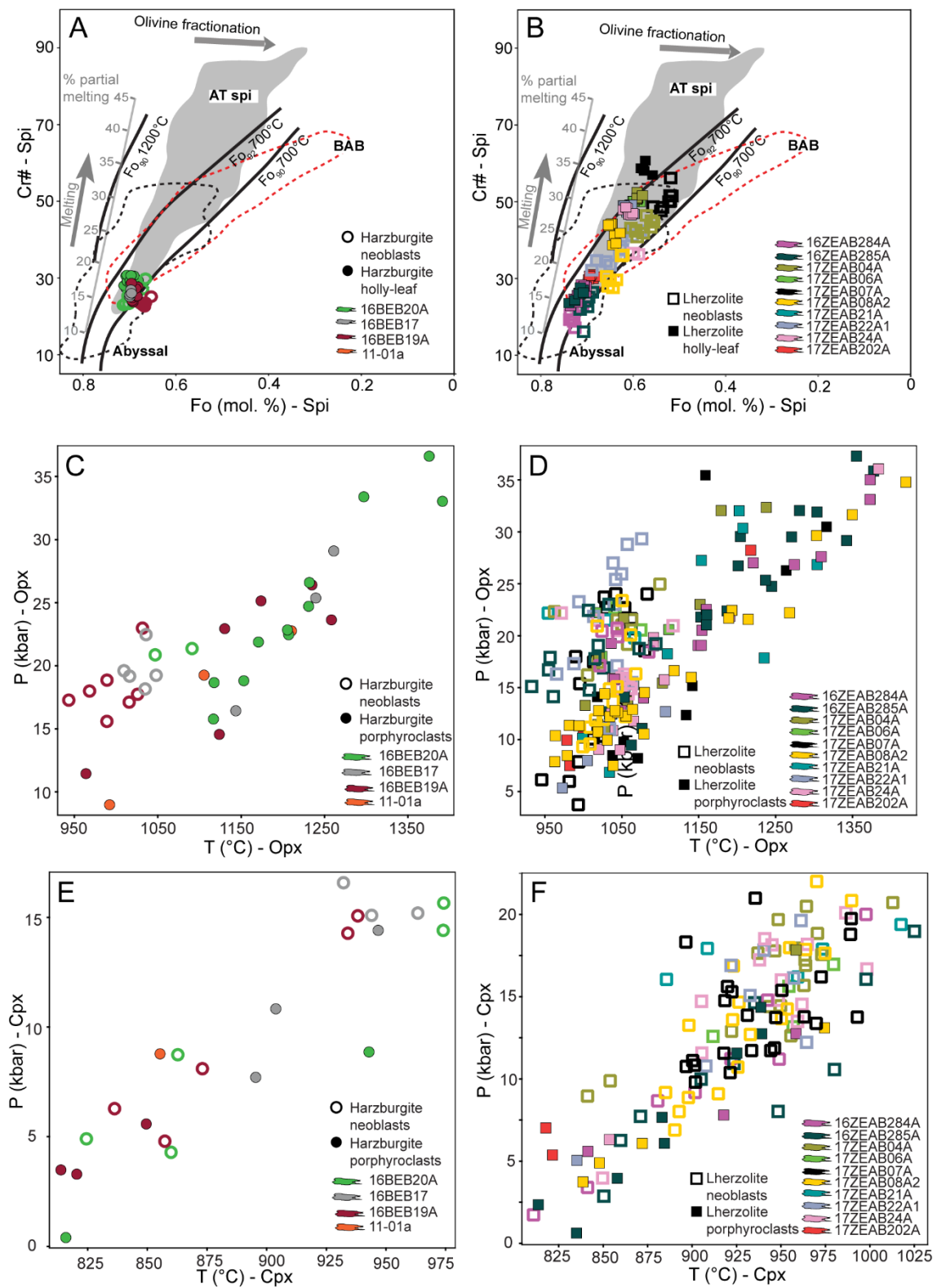


Figure F-2. A & B) Cr# ($100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) as a function of Fo (mol.%) in spi mantle peridotites, discriminated based on neoblastic and holly-leaf textures in individual samples. Grey AT fields compiled from (Corriveau 2019), (Ash et al. 1994), Jobin-Bevans (1995). The abyssal compositional field from Pagé (2006), and BAB from Guo *et al.* (2017). The partial melting trend and melting degrees after Hirose et al. (1995), ol-spi isotherms at 700° for Fo₉₀ & Fo₉₂ after Bédard (1997), isotherm ol Fo₉₀-spi at 1200°C and ol fractionation trend from Bédard and Escayola (2010). C, D, E & F) Opx and cpx temperature ($^\circ\text{C}$) as a function of pressure (kbar) for SLO mantle peridotites neoblastic and porphyroclastic textures in individual samples.

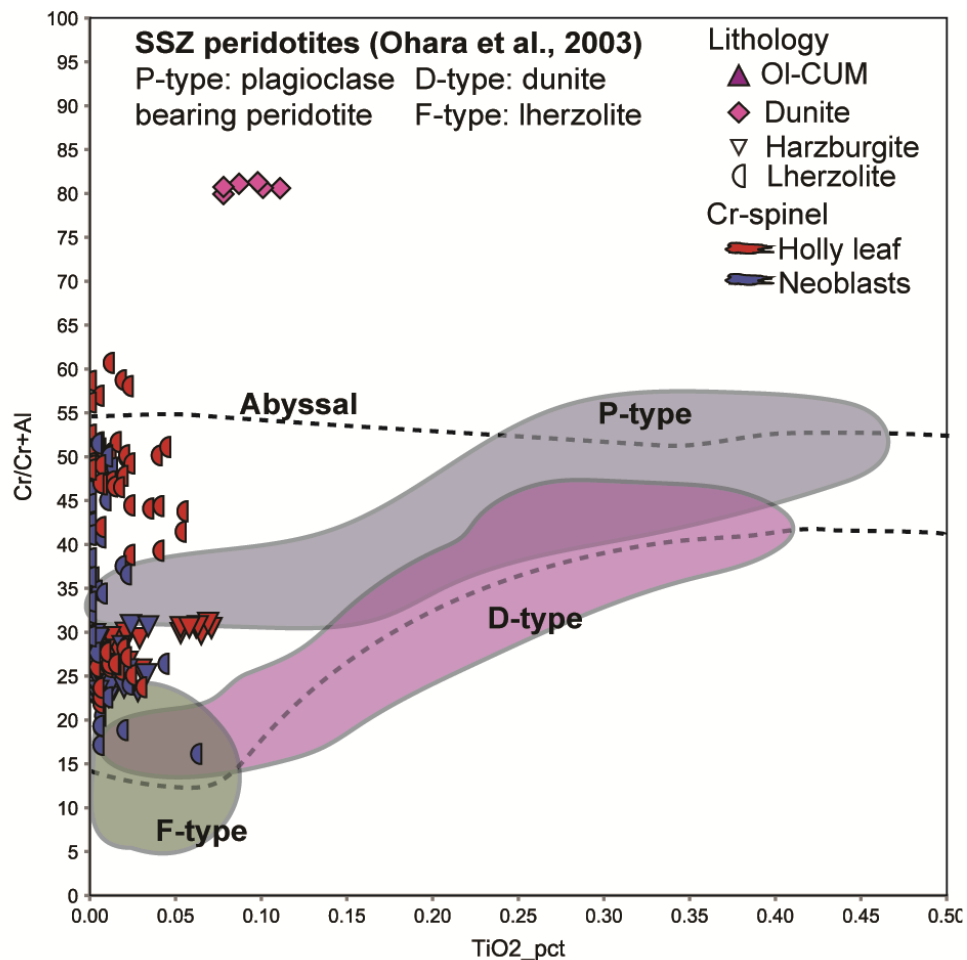


Figure F-1. Cr-spinel EPMA data for harzburgite, lherzolite and olivine-cumulates from Little Squanga area. Data overlaps field of abyssal mantle Cr-spinel field from Ohara et al. (2003).

ANNEXE G**DONNÉS DES ISOTOPES DU BORE**

1. Boron isotopes analytical results. This data will be available in the "Supplementary Data" section of the article resulting from Chapter IV.

Table G-1. Boron isotope compositions and boron concentrations of Squanga Lake and Union Mt. (Atlin terrane) serpentinites, and Dalyee Lake sediments.

Table G-2. Additional data for sediments dehydration and fluids derived boron signatures

Table G-1. Boron isotope compositions and boron concentrations of Squanga Lake and Union Mt. (Atlin terrane) serpentinites, and Dalyee Lake sediments.

Union Mt.

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB65	RC	1	-1.45	1.63	129.19	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late-stage flakes with interpenetrating texture
17ZEAB65	RC	2	-6.08	1.10	95.70	Chr	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	RC	3	-10.06	0.70	105.45	Atg	II	Blades	Static antigorite
17ZEAB65	RC	4	-4.21	1.09	78.59	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	RC	5	-2.98	1.30	33.92	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	RC	6	-5.86	1.16	77.34	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	RC	7	-11.16	1.24	68.27	Atg	II	Blades	Static antigorite
17ZEAB65	RC	8	-12.16	1.01	70.08	Atg	II	Blades	Static antigorite
17ZEAB65	RC	9	-1.76	1.48	59.51	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late stage flakes with interpenetrating texture
17ZEAB65	RC	10	-11.04	0.81	66.67	Atg	II	Blades	Static antigorite
17ZEAB65	RC	11	-5.48	1.25	64.20	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	RC	12	-2.65	0.65	62.29	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	RC	13	-6.90	0.44	58.24	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	RC	14	1.30	0.94	60.76	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late stage flakes with interpenetrating texture

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB65	TS	LM_8	-6.65	1.55	91.42	Ctl	II	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	TS	LM_9	-8.47	1.64	87.57	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	TS	LM_10	-8.49	1.55	63.64	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	TS	LM_11	-0.19	0.96	84.18	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late stage flakes with interpenetrating texture
17ZEAB65	TS	LM_12	-4.56	1.22	96.55	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	TS	LM_13	-0.76	1.19	105.60	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late stage flakes with interpenetrating texture
17ZEAB65	TS	LM_14	1.53	0.93	74.07	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late stage flakes with interpenetrating texture
17ZEAB65	TS	LM_15	-8.51	1.59	92.54	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	TS	LM_16	-0.38	0.70	88.35	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late stage flakes with interpenetrating texture
17ZEAB65	TS	LM_17	-9.31	0.58	159.22	Atg/Ctl	II	Fibrous	Possible bastite relic, overprinted by static antigorite, fibrous chrysotile and antigorite flakes
17ZEAB65	TS	LM_18	-10.13	0.49	203.31	Atg/Ctl	II	Fibrous	Possible bastite relic, overprinted by static antigorite, fibrous chrysotile and antigorite flakes
17ZEAB65	TS	LM_19	0.59	0.57	72.08	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late stage flakes with interpenetrating texture

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB65	TS	LM_20	-8.74	1.28	83.55	Ctl	III	Fibrous	Shear bands
17ZEAB65	TS	LM_21	-6.71	0.59	167.51	Atg/Ctl	II	Fibrous	Possible bastite relic, overprinted by static antigorite, fibrous chrysotile and antigorite flakes
17ZEAB66	RC	1	-12.92	1.49	81.21	Atg	II	Blades	Static antigorite
17ZEAB66	RC	2 half	-4.15	1.71	59.72	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB66	RC	2 2nd half	-12.90	0.92	205.28	Atg	II	Blades	Static antigorite
17ZEAB66	RC	3	-9.07	1.23	161.01	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB66	RC	4	-9.02	1.44	120.19	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB66	RC	5	-7.04	0.92	140.03	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB66	RC	6	-12.01	0.88	92.84	Atg	II	Blades	Static antigorite
17ZEAB66	RC	7	-9.66	0.23	158.69	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB66	RC	8	-6.85	1.10	45.69	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB66	RC	9	-9.27	0.48	147.47	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB66	RC	10	-7.10	1.43	68.32	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB66	RC	11	-7.76	2.51	167.26	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB66	RC	12	-12.43	1.01	71.47	Atg	II	Blades	Static antigorite
17ZEAB66	RC	13	-13.50	0.83	122.13	Atg	II	Blades	Static antigorite
17ZEAB48	TS	LM_1	-10.50	0.80	53.78	Atg	II	Blades	Static antigorite relic in fibrous chrysotile
17ZEAB48	TS	LM_2	-9.46	2.33	95.64	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB48	TS	LM_3	-9.07	2.02	103.40	Atg	II	Blades	Static antigorite relic in fibrous chrysotile
17ZEAB48	TS	LM_4	-9.98	2.47	94.62	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB48	TS	LM_5	-6.34	1.89	107.69	Atg	II	Blades	Static antigorite relic in fibrous chrysotile
17ZEAB48	TS	LM_6	-7.61	2.44	101.98	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding antigorite blades
17ZEAB60	TS	LM_1	-2.77	0.68	52.85	Lz/Ctl	I/III	Mixture of fibrous lizardite/chrysotile	Bastite relic (phase I?) overgrown by fibrous chrysotile and antigorite flakes
17ZEAB60	TS	LM_2	-6.29	1.68	67.08	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding bastite relic

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB60	TS	LM_3	-3.43	1.06	34.15	Lz/Atg	I/II	Mixture of fibrous lizardite/chrysotile	Bastite (phase I?) relic, overgrown by fibrous antigorite (phase II)
17ZEAB60	TS	LM_4	-6.60	1.57	64.09	Ctl	III	Fibrous	Shear bands surrounding bastite relic
17ZEAB60	TS	LM_5	3.96	3.24	51.95	Atg	I/II	Mixture of fibrous antigorite/lizardite	Late stage flakes with interpenetrating texture overprinting possible phase I relics
17ZEAB60	TS	LM_6	-1.21	1.78	56.26	Lz/Atg	I/II	Mixture of fibrous antigorite/lizardite	Bastite relics (phase I?) overgrown by fibrous antigorite
17ZEAB60	TS	LM_7	-7.06	2.10	57.60	Ctl	III	Fibrous	Fibrous chrysotile fracturing bastite relic
17ZEAB60	TS	LM_8	-0.85	1.04	35.22	Atg	I/II	Mixture of fibrous antigorite/lizardite	Bastite (phase I?) relic, overgrown by fibrous antigorite (phase II)
17ZEAB60	TS	LM_9	-1.82	1.85	52.82	Lz/Atg	I/II	Mixture of fibrous antigorite/lizardite	Bastite (phase I?) relic, overgrown by fibrous antigorite (phase II)
17ZEAB60	TS	LM_10	-3.21	0.24	36.52	Atg	I/II	Mixture of fibrous antigorite/lizardite	Possible phase I relics overgrown by phase II antigorite
Squanga Lake									
Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB193	RC	1	3.69	0.88	120.03	Lz	I	Mesh	Matrix of mesh texture lizardite and chrysotile

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB193	RC	2	6.54	0.79	53.43	Lz	I	Bastite	Opx replaced by fibrous lizardite
17ZEAB193	RC	3	4.13	0.35	83.25	Lz/Ctl	I	Mesh	Matrix of mesh texture lizardite and chrysotile
17ZEAB193	RC	4	7.28	0.63	104.43	Lz/Ctl	I	Mesh	Matrix of mesh texture lizardite and chrysotile
17ZEAB193	RC	5	4.41	0.71	102.73	Lz/Ctl	I	Mesh	Matrix of mesh texture lizardite and chrysotile
17ZEAB193	RC	6	4.60	0.43	108.50	Lz/Ctl	I	Mesh	Matrix of mesh texture lizardite and chrysotile
17ZEAB193	RC	7	6.85	0.48	45.34	Lz/Ctl	I	Mesh	Mesh texture with possible antigorite overprint
17ZEAB193	RC	8	4.57	0.49	52.38	Lz/Ctl	I	Mesh	Mesh texture with possible antigorite overprint
17ZEAB193	RC	9	4.88	0.97	43.56	Lz/Ctl	I	Mesh	Mesh texture with possible antigorite overprint
17ZEAB193	RC	10	5.68	0.93	83.81	Lz/Ctl	I	Mesh	Matrix of mesh texture lizardite and chrysotile
17ZEAB193	RC	11	5.39	0.61	96.04	Lz/Ctl	I	Mesh	Matrix of mesh texture lizardite and chrysotile
17ZEAB002	RC	1	4.82	1.18	25.39	Ctl	I	Hourglass	Hourglass chrysotile overgrowing pseudomorph mesh lizardite
17ZEAB002	RC	2	7.02	1.13	24.88	Lz	I	Ribboned	Ribboned lizardite resulted from deformed mesh texture

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB002	RC	3	1.58	0.97	21.71	Ctl	I	Hourglass to fibrous	Fibers replacing pseudomorphic textures
17ZEAB002	RC	4	7.11	1.14	28.40	Lz	I	Ribboned	Ribboned lizardite resulted from deformed mesh texture
17ZEAB002	RC	5	4.87	1.06	23.17	Lz	I	Ribboned	Ribboned lizardite resulted from deformed mesh texture
17ZEAB002	RC	6	7.88	1.19	31.69	Ctl	I	Hourglass	Hourglass chrysotile overgrowing pseudomorphic mesh lizardite
17ZEAB002	RC	7	6.26	1.22	22.69	Ctl	I	Hourglass	Hourglass chrysotile overgrowing pseudomorphic mesh lizardite
17ZEAB002	RC	8	3.47	0.98	34.02	Lz/Ctl	I	Mesh	Mesh lizardite in rigid lens
17ZEAB002	RC	9	10.12	1.14	29.65	Lz	I	Mesh	Mesh lizardite in rigid lens
17ZEAB002	RC	10	8.04	1.06	36.18	Lz	I	Mesh	Mesh lizardite in rigid lens
17ZEAB002	RC	11	9.51	1.21	37.90	Lz	I	Mesh	Mesh lizardite in rigid lens
17ZEAB002	RC	12	12.86	1.25	39.25	Lz	I	Bastite	Opx replaced by fibrous lizardite
17ZEAB002	RC	13	7.20	1.08	28.85	Lz	I	Mesh	Mesh lizardite in rigid lens
17ZEAB002	RC	14	8.63	1.17	37.92	Lz	I	Bastite	Opx replaced by fibrous lizardite
17ZEAB002	RC	15	6.30	1.23	32.21	Lz	I	Bastite	Opx replaced by fibrous lizardite
17ZEAB002	RC	16	1.18	1.12	14.80	Lz/Ctl	I	Hourglass to fibrous	Hourglass to fibrous chrysotile overgrowing ribboned lizardite
17ZEAB002	RC	17	22.51	1.09	20.40	Lz	I	Ribboned	Ribboned lizardite resulted from deformed mesh texture

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB002	RC	18	7.00	1.15	21.10	Lz/Ctl	I	Hourglass to fibrous	Hourglass to fibrous chrysotile overgrowing ribboned lizardite
17ZEAB002	RC	19	6.72	1.11	18.53	Lz/Ctl	I	Hourglass to fibrous	Hourglass to fibrous chrysotile overgrowing ribboned lizardite
17ZEAB002	RC	20	9.79	1.04	23.05	Lz/Ctl	I	Hourglass to fibrous	Hourglass to fibrous chrysotile overgrowing ribboned lizardite
17ZEAB002	RC	21	6.18	0.93	28.78	Lz	I	Bastite	Opx replaced by fibrous lizardite
17ZEAB002	RC	22	23.11	1.13	27.21	Lz	I	Mesh to ribboned texture	Mesh lizardite to ribboned
17ZEAB12	RC	1	1.51	0.74	61.21	Ctl	Ia	Fibrous	Fibers marking C-plane shears
17ZEAB12	RC	2	-5.70	1.13	51.82	Ctl	Ia	Fibrous	Fibers marking C-plane shears
17ZEAB12	RC	3	4.53	0.77	51.41	Lz	Ia	Vein	Late vein cutting fibrous chrysotile
17ZEAB12	RC	4	0.28	1.07	48.15	Ctl	Ia	Fibrous	Fibers marking C-plane shears
17ZEAB12	RC	5	1.12	0.94	63.25	Ctl	Ia	Fibrous	Fibers marking S-plane shears
17ZEAB12	RC	6	1.84	0.88	73.74	Ctl	Ia	Fibrous	Fibers marking C-plane shears
17ZEAB12	RC	7	2.69	1.47	58.02	Lz/Ctl	I	Hourglass in gouge/cataclasite	lizardite/chrysotile matrix-supported breccia with <0.1 mm rounded clasts of hourglass lizardite-dominated serpentinite
17ZEAB12	RC	8	2.15	0.78	51.41	Ctl	Ia	Vein	Late vein cutting fibrous chrysotile
17ZEAB12	RC	9	3.50	0.94	102.71	Ctl	Ia	Vein	Late vein cutting fibrous chrysotile

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB12	RC	10	3.52	1.41	42.27	Lz	I	Hourglass in gouge/cataclasite	Hourglass in gouge/cataclasite overgrown by chrysotile fibers
17ZEAB12	RC	11	3.19	1.04	59.79	Lz	I	Hourglass in gouge/cataclasite	Hourglass in gouge/cataclasite overgrown by chrysotile fibers
17ZEAB12	RC	12	1.33	0.91	46.96	Ctl	la	Fibrous	Mixture of chrysotile and minor antigorite replacing pseudomorphic textures
17ZEAB12	RC	13	-1.07	1.03	93.65	Ctl	la	Vein	Late vein cutting fibrous chrysotile
17ZEAB12	RC	14 half	-0.98	0.42	46.35	Ctl	la	Fibrous	Chrysotile fibers replacing pseudomorphic textures
17ZEAB12	RC	14 2nd half	0.83	0.44	66.63	Ctl	la	Fibrous	Chrysotile fibers replacing pseudomorphic textures
17ZEAB12	RC	15	0.85	1.06	83.21	Ctl	la	Vein	Late vein cutting fibrous chrysotile
17ZEAB12	RC	16	-0.72	1.11	37.50	Ctl	la	Fibrous	Chrysotile fibers replacing pseudomorphic textures
17ZEAB12	RC	17	2.43	1.49	44.27	Lz	la	Vein	Late vein cutting fibrous chrysotile
17ZEAB172	TS	LM_1	5.83	0.84	28.80	Lz	I	Bastite	Opx replaced by fibrous lizardite
17ZEAB172	TS	LM_2	-3.08	0.98	9.66	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late stage flakes with interpenetrating texture overprinting bastite

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
17ZEAB172	TS	LM_3	3.92	1.32	23.27	Lz	Ia	Vein	Late lizardite vein cutting bastite, overgrown by antigorite flakes
17ZEAB172	TS	LM_4	2.96	1.25	26.69	Lz/Ctl	I	Hourglass mixture of lizardite/chrysotile	Hourglass matrix
17ZEAB172	TS	LM_5	3.10	1.08	24.90	Lz	I	Bastite	Opx replaced by fibrous lizardite
17ZEAB172	TS	LM_6	-3.36	1.14	6.93	Atg	IV	Interpenetrating flakes	Late stage flakes with interpenetrating texture overprinting bastite

Dalayee Lake

Sample	Type	Analysis #	$\delta^{11}\text{B}$	1 S.E.	[B]	Serpentine mineral	Phase	Texture	Comments
18ZE1341	TS	32	-7.72	2.10	23.57	Hbl			
18ZE1341	TS	33	-9.18	0.47	16.37	Hbl			
18ZE1341	TS	34	-7.92	1.21	20.48	Hbl			
18ZE1341	TS	35	-12.89	0.68	8.28	Hbl			
18ZE1341	TS	36	-8.62	0.53	15.29	Hbl			
18ZE1341	TS	38	-13.20	0.42	22.42	Fsp/Qtz			
18ZE1341	TS	39	-14.60	0.60	20.96	Fsp/Qtz			
18ZE1341	TS	40	-12.82	0.86	24.22	Fsp/Qtz			
18ZE1341	TS	41	-13.22	0.89	25.00	Fsp/Qtz			

Table G-2. Boron isotope signatures of fluids released from dehydrated sediments at different temperatures.

delta 11B										
amph.										
max.	-13.00									
T in celsius		0.00	50.00	100.00	150.00	200.00	250.00	300.00	350.00	400.00
T in Kelvin		273.00	323.00	373.00	423.00	473.00	523.00	573.00	623.00	673.00
capital Delta px - fluid (Li et al., 2022)		0.05	0.08	0.11	0.15	0.20	0.25	0.30	0.36	0.43
delta 11B fluid		-13.05	-13.08	-13.11	-13.15	-13.20	-13.25	-13.30	-13.36	-13.43
delta 11B										
amph.										
min.	-8.00									
T in celsius		0.00	50.00	100.00	150.00	200.00	250.00	300.00	350.00	400.00
T in Kelvin		273.00	323.00	373.00	423.00	473.00	523.00	573.00	623.00	673.00
capital Delta px - fluid (Li et al., 2022)		0.05	0.08	0.11	0.15	0.20	0.25	3.00	0.36	0.43

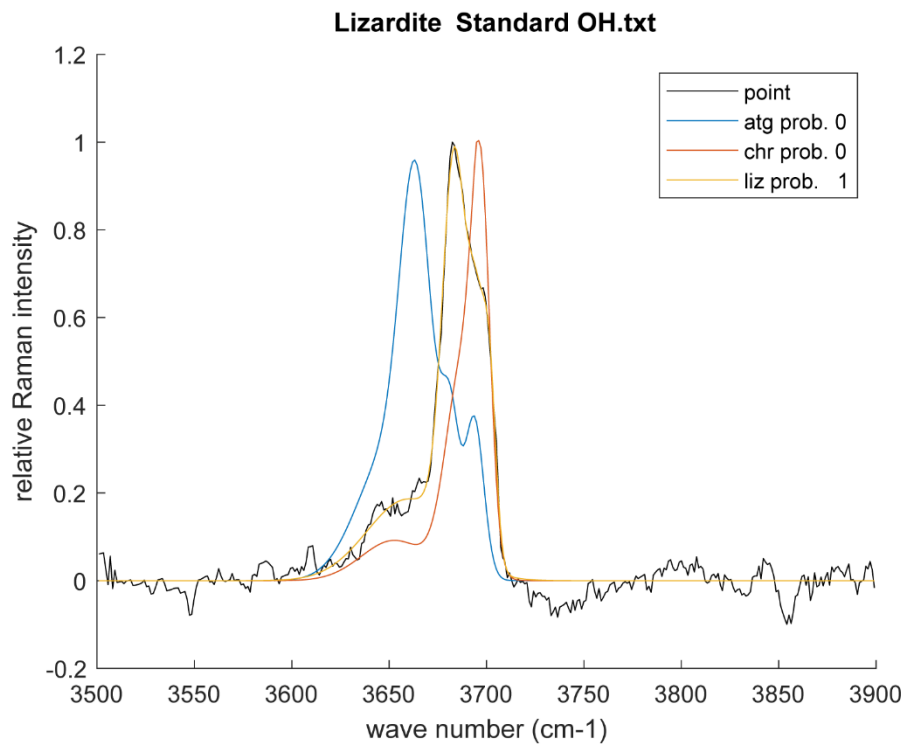
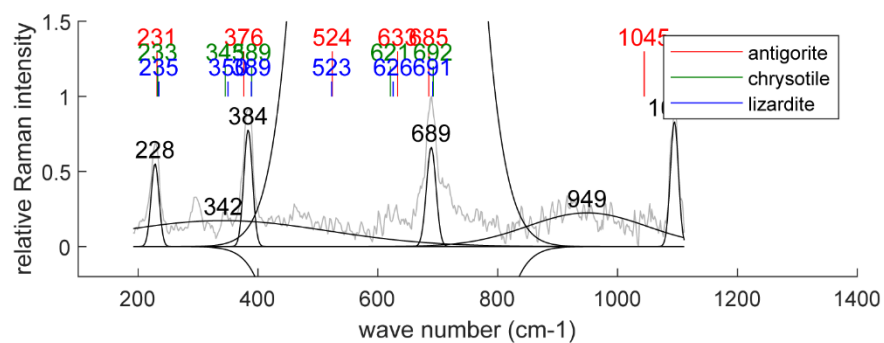
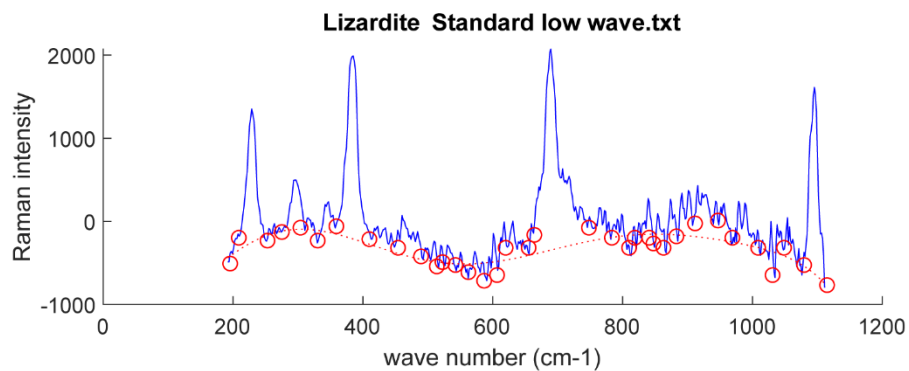
delta 11B	
amph.	
min.	-8.00

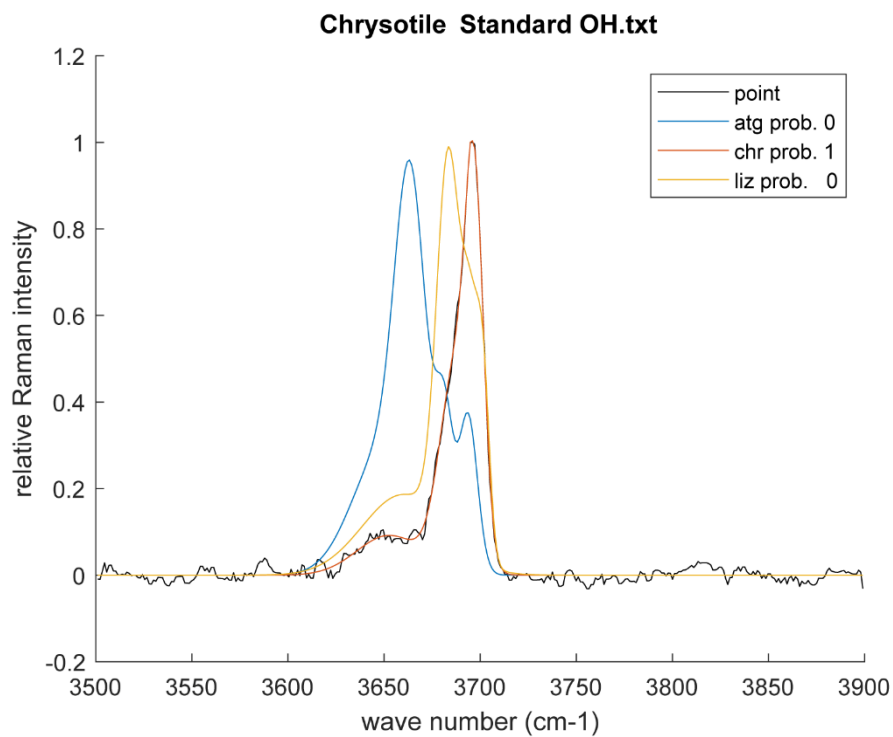
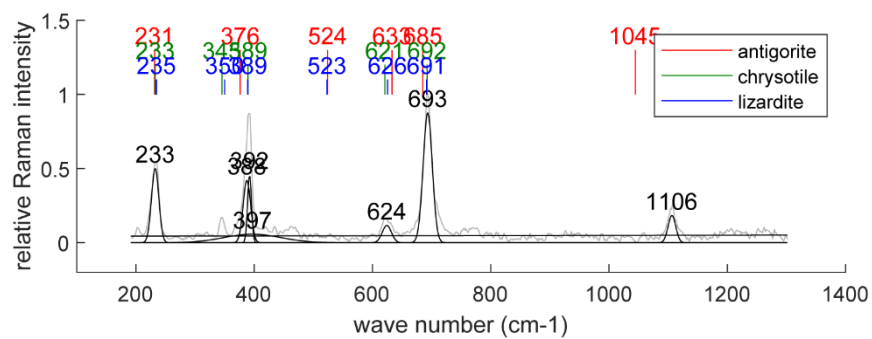
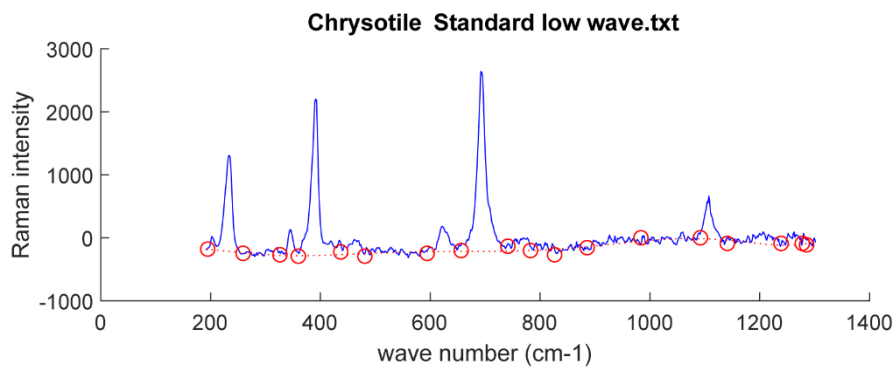
T in celsius	450.00	500.00	550.00	600.00	650.00	700.00	750.00	800.00
T in Kelvin	723.00	773.00	823.00	873.00	923.00	973.00	1023.00	1073.00
capital Delta px - fluid (Li et al., 2022)	0.50	0.57	0.65	0.74	0.83	0.92	1.02	1.13
delta 11B fluid	-8.50	-8.57	-8.65	-8.74	-8.83	-8.92	-9.02	-9.13

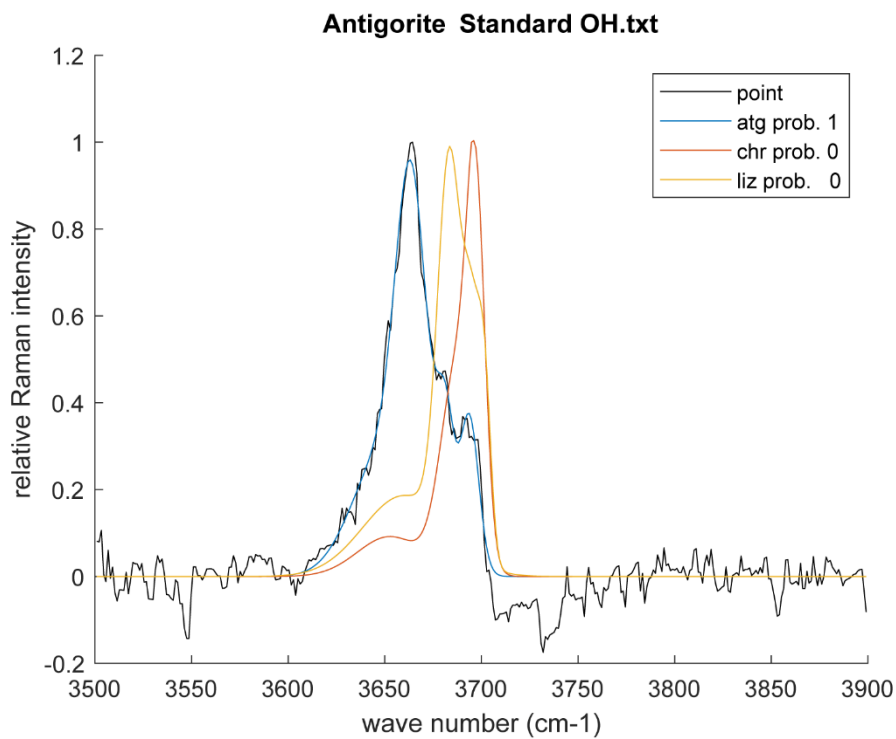
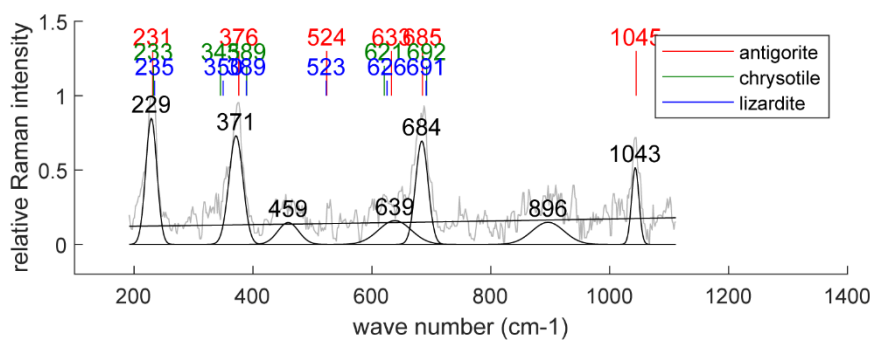
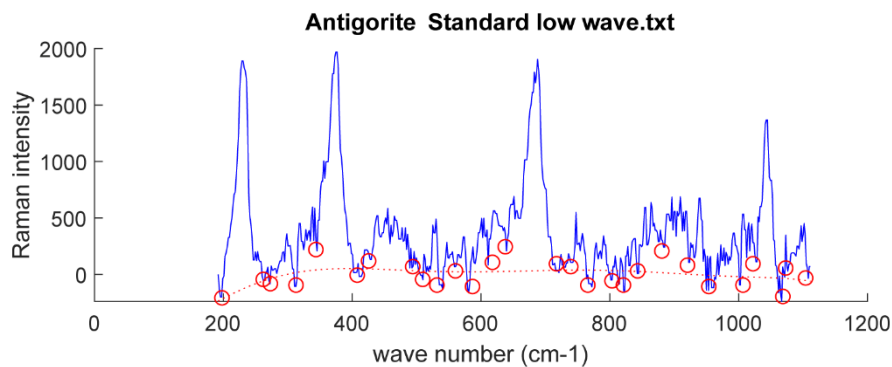
ANNEXE I

FIGURES DES SPECTRES DES STANDARDS DE SPECTROSCOPIE RAMAN

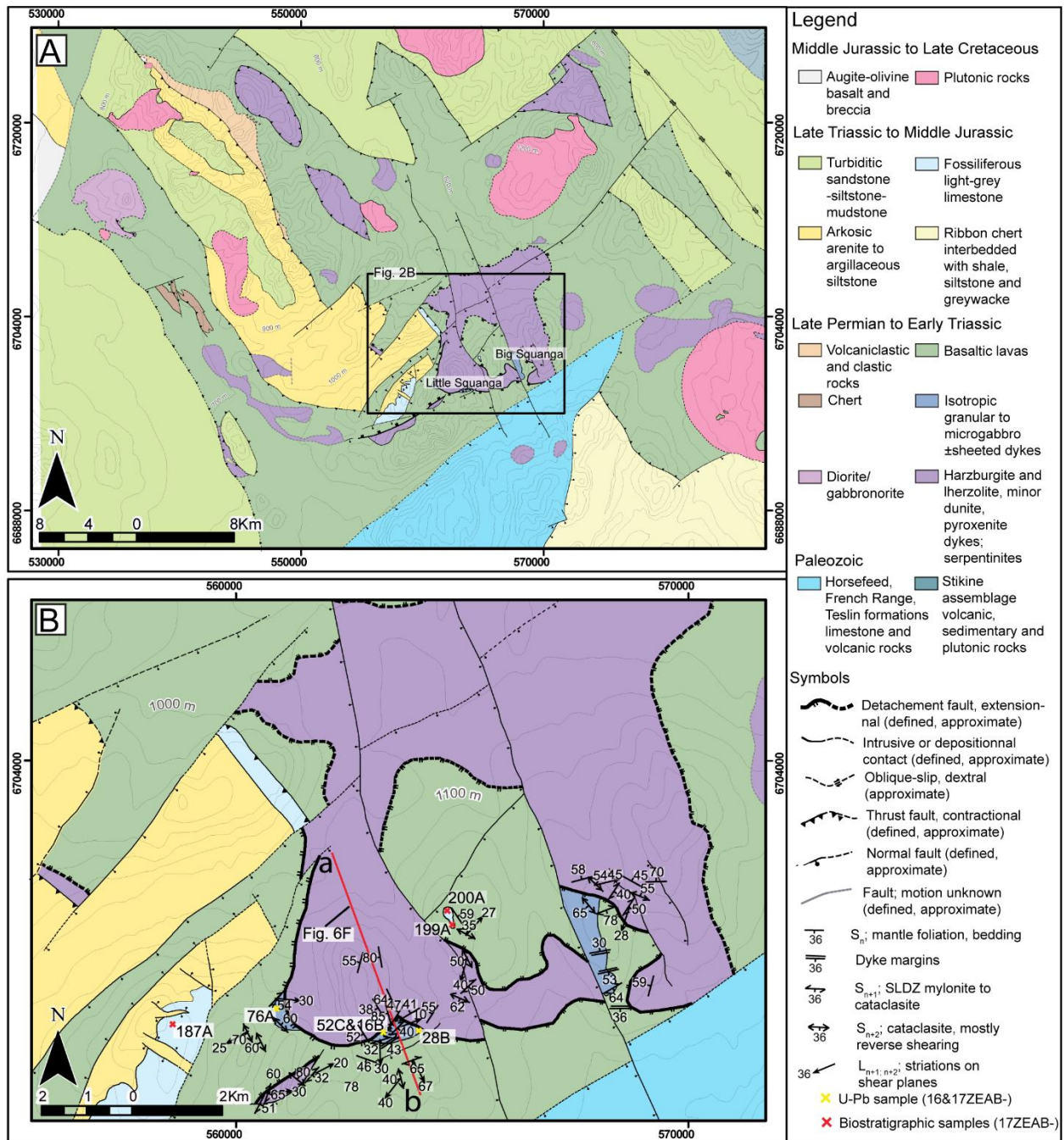
Cette Annexe présente les figures des spectres des standards de lizardite, de chrysotile et d'antigorite utilisés pour intégrer les données de spectroscopie Raman des serpentinites de l'ophiolite de Squanga *Lake* et de Union *Mountain*.



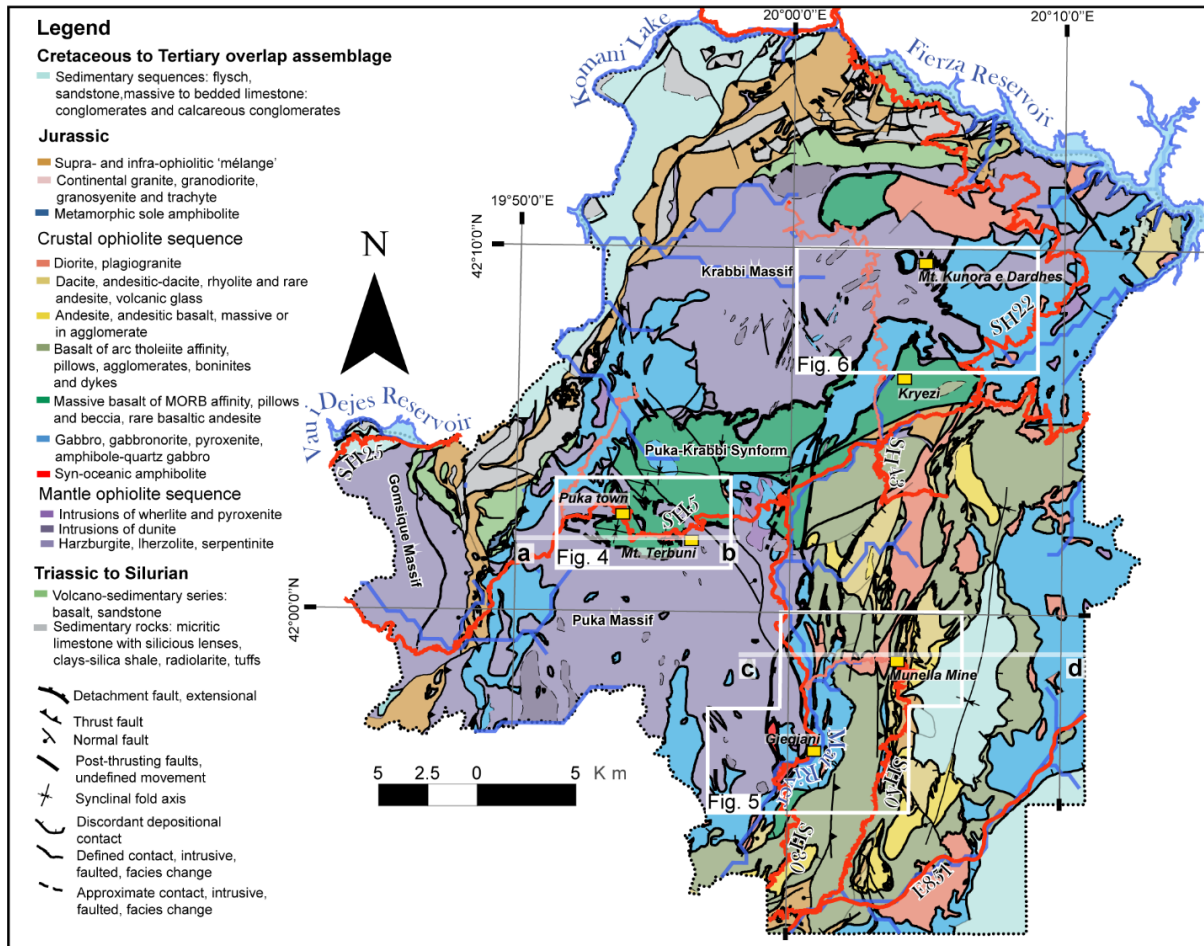




**CARTE GÉOLOGIQUE DE L'OPHIOLITE DE SQUANGA LAKE (SUD
DU YUKON)**



APPENDICE B**CARTE GÉOLOGIQUE DE L'OPHIOLITE DE MIRDITA (AVEC
ROUTES ET RIVIÈRES MAJEURS)**



Cette carte géologique accompagne le Chapitre II, et représente une version plus complète de la Figure 2-2. Les routes importantes (rouge vif) et les routes secondaires (rouge-rosé), ainsi que les cours d'eau majeurs y sont illustrées. La légende est aussi plus complète que celle présentée dans le chapitre II, qui est une version simplifiée afin d'alléger la lecture.

APPENDICE C

DONNÉES DE CHRONOLOGIE RÉLATIVE DES UNITÉS SÉDIMENTAIRES DE LA RÉGION DE SQUANGA LAKE

Data was collected by A. Bogatu during summer field work of 2017. The samples were analyzed and fossil taxa identified by M. Golding, researcher at Geological Survey of Canada. Table C-1 shows productive samples only. However, details to all submitted samples can be found in Paleontological report 5-MG-2023 and Report on Radiolarians No. FC_NRCAN2018-1. Data is discussed in Chapter III.

Table C-1. Relative chronology of sedimentary units from Squanga Lake area.

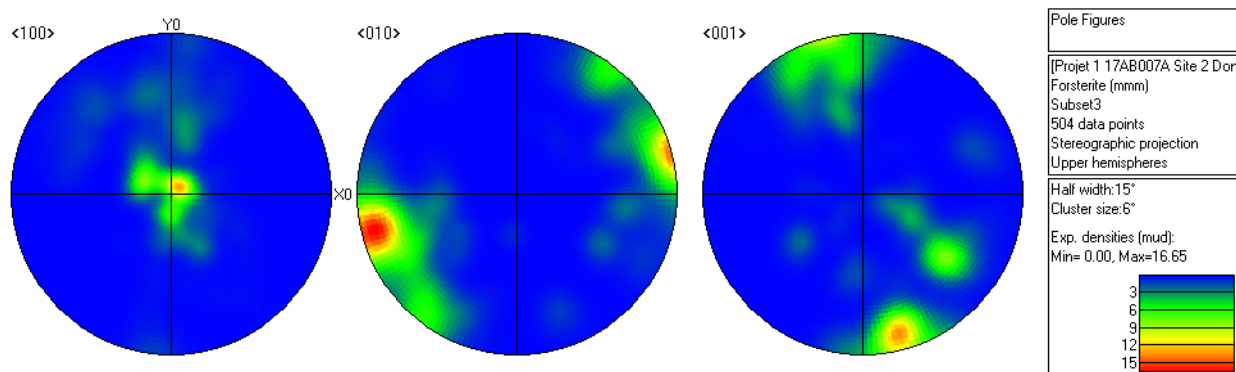
Sample	Lithology	Location (lat/long)	Composition	Conodont/ Radiolarian taxa	Age
17ZEAB200A	limestone	Squanga Lake (60.433908; -133.823198)		Adetognathus sp; Merrillina so.	Bashkirian-Asselian (295-323 Ma)
17ZEAB187A	limestone	Squanga Lake (60.415817; -133.938181)		Mockina mosheri (Kozur and Mostler 1971)	Rhaetian (201-209 Ma)
17ZEAB199A	Green chert	Squanga Lake (60.433539; -133.822660)	Radiolarians, silica fragments, rare sponge spicules	Hegleria sp. Cf. mammiifera; Latentibifistula sp; Ishigaconus scholasticus	Late Permian, Capitanian- Changxingian (251 to 265 Ma); Age based on the occurrence of Ishigaconus scholasticus

APPENDICE D

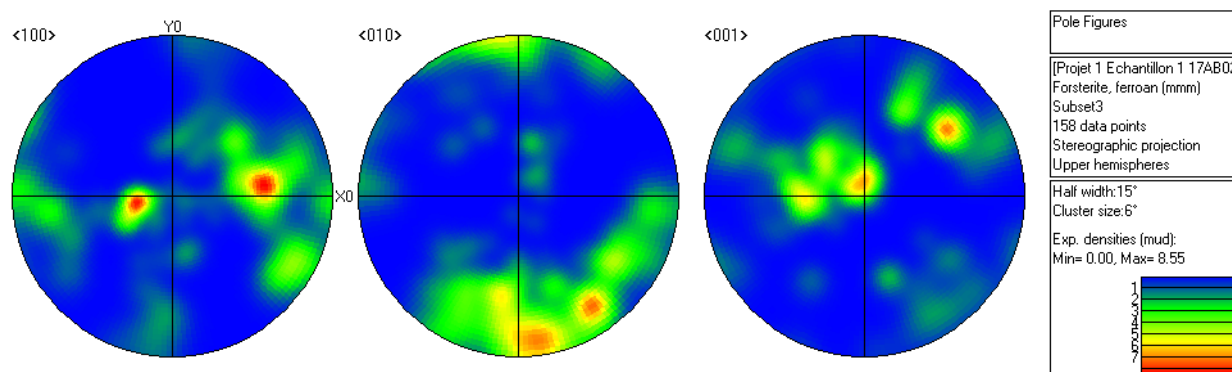
FIGURES DE DIFFRACTION D'ÉLECTRONS RÉTRODIFUSÉS

Ci-bas, on présente les figures CPO (« *pole figures* ») pour les grains d'olivine de échantillons mentionnés. Des données ont été recueils sur des régions cartographiées des lames minces, mais pour simplifier, les données ne sont pas mises dans cette thèse.

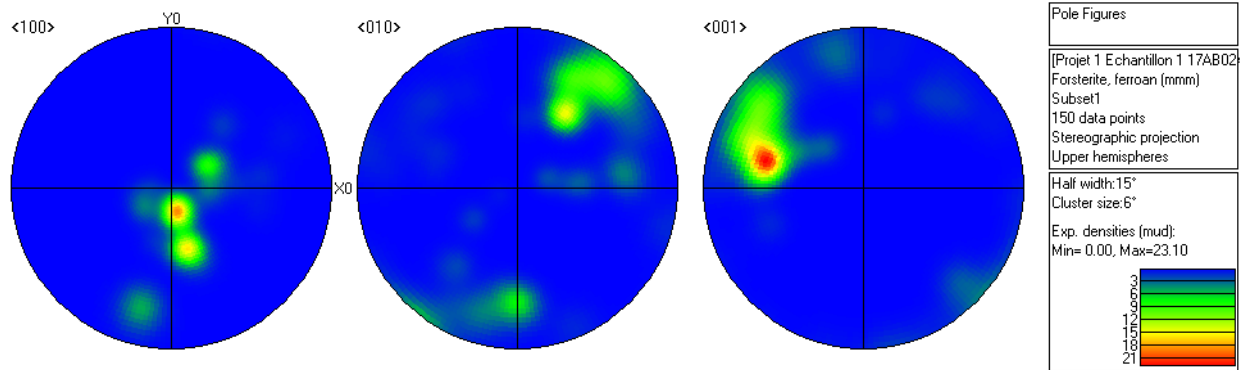
Sample 17AB007A : Squanga Lake



Sample 17AB021A : Squanga Lake



Sample 17AB024A : Squanga Lake



RÉFÉRENCES

- Actlabs, 2025. <https://actlabs.com/geochemistry/lithogeochemistry-and-whole-rock-analysis/>. 05th of May, 2025.
- Ando, M. (2001). Geological and geophysical studies of the Nojima Fault from drilling: An outline of the Nojima Fault Zone Probe. *Island Arc*, 10(3-4), 206–214. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2001.00321.x>
- Andréani, M., Mével, C., Boullier, A. M. et Escartin, J. (2007). Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(2). <https://doi.org/10.1029/2006GC001373>
- Anonymous. (1972). Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, 17(12), 24–25.
- Akizawa, N., Ohara, Y., Okino, K., Ishizuka, O., Yamashita, H., Machida, S., Sanfilippo, A., Basch, V., Snow, J. E., Sen, A. et Hirauchi, K. I. (2021). Geochemical characteristics of back-arc basin lower crust and upper mantle at final spreading stage of Shikoku Basin: An example of Mado Megamullion. *Progress in Earth and Planetary Science*, 8(1), 1–24. <https://doi.org/10.1186/s40645-020-00407-7>
- Ash, C. H. et Arksey, R. L. (1989). The Atlin ultramafic allochthon: ophiolitic basement within the Cache Creek terrane; tectonic and metallogenic significance, 104N/12. *Geological Fieldwork, 1990-1*.
- Ash, C. H. (1994). Origin and tectonic setting of ophiolitic ultramafic and related rocks in the Atlin area, British Columbia (NTS 104N). *Province of British Columbia, Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources*.
- Aubouin, J. et Ndojaj, I. (1964). Regard sur la géologie de l’Albanie et sa place dans la géologie des Dinarides. *Bulletin de la Société Géologique de France, série 7*(6), 593–625.
- Aubouin, J. et Dercourt, J. (1965). Sur la géologie de l’Égée ; regard sur la Crète (Grèce). *Bulletin de la Société Géologique de France, série 7*(5), 787–821.
- Baines, A. G., Cheadle, M. J., Dick, H. J., Scheirer, A. H., John, B. E., Kusznir, N. J. et Matsumoto, T. (2003). Mechanism for generating the anomalous uplift of oceanic core complexes: Atlantis Bank, southwest Indian Ridge. *Geology*, 31(12), 1105–1108. <https://doi.org/10.1130/G19829.1>

Baines, A. G., Cheadle, M. J., John, B. E. et Schwartz, J. J. (2008). The rate of oceanic detachment faulting at Atlantis Bank, SW Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 105–114. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.013>

Bahrambeygi, B., Moeinzadeh, H. et Alavipanah, S. (2019). Mineralogy, geochemistry and Raman spectroscopy of multi-genesis serpentine polymorphs of Darepahn Ophiolites. *Journal of Science of the Islamic Republic of Iran*, 30, 251–269.

Basch, V., Sanfilippo, A., Sani, C., Ohara, Y., Snow, J., Ishizuka, O., Harigane, Y., Michibayashi, K., Sen, A., Akizawa, N. et Okino, K. (2020). Crustal accretion in a slow-spreading back-arc basin: Insights from the Mado Megamullion oceanic core complex in the Shikoku Basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(11), e2020GC009199. <https://doi.org/10.1029/2020GC009199>

Bébien, J. (1998). The Shebenik Massif (Albania): A link between MOR- and SSZ-type ophiolites? *Ophioliti*, 23, 7–15.

Bébien, J., Dimo-Lahitte, A., Vergély, P., Insergueix-Filippi, D. et Dupeyrat, L. (2000). Albanian ophiolites. I - Magmatic and metamorphic processes associated with the initiation of a subduction. *Ophioliti*, 25(1), 39-45.

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D. et Ohnenstetter, M. (1979). Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites—Application to some ophiolites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(9), 1874–1882. <https://doi.org/10.1139/e79-173>

Beccaluva, L., Bigioggero, B., Chiesa, S., Colombo, A., Fanti, G., Gatto, G. O., Gregnanin, A., Montrasio, A., Piccirillo, E. M. et Tunesi, A. (1983). Post-collisional orogenic dyke magmatism in the Alps. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 26(1), 341–359.

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. et Paupy, A. (1984). Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85(3), 253–271. <https://doi.org/10.1007/BF01150229>

Beccaluva, L. et Serri, G. (1988). Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: A reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonophysics*, 146(1-4), 291–315. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90098-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90098-3)

Beccaluva, L., Coltorti, M., Premti, I., Saccani, E., Siena, F. et Zeda, O. (1994). Mid-ocean ridge and suprasubduction affinities in the ophiolitic belts from Albania. *Ophioliti*, 19, 77–96.

Beccaluva, L. (1998). Petrological modelling of Albanian ophiolites with particular regard to the Bulqiza chromite ore deposits. *Periodico di Mineralogia*, 67, 7–23.

Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G. et Siena, F. (2004). Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: A reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode. *Tectonophysics*, 393(1-4), 163–174. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.028>

Beccaluva, L., Coltorti, M., Saccani, E. et Siena, F. (2005). Magma generation and crustal accretion as evidenced by supra-subduction ophiolites of the Albanide–Hellenide Subpelagonian zone. *Island Arc*, 14(4), 551–563. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00492.x>

Beck, M. E. (1976). Discordant paleomagnetic pole position as evidence of regional shear in the western Cordillera of North America. *American Journal of Science*, 276, 694–712. <https://doi.org/10.2475/ajs.276.6.694>

Bédard, J. H. (1997). A new projection scheme and differentiation index for Cr-spinels. *Lithos*, 42(1-2), 37–45. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00040-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00040-8)

Bédard, J. H., Lauzière, K., Tremblay, A. et Sangster, A. (1998). Evidence for forearc seafloor-spreading from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: Oceanic crust of boninitic affinity. *Tectonophysics*, 284(3-4), 233–245. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00186-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00186-2)

Bédard, J. H. et Escayola, M. (2010). The Advocate ophiolite mantle, Baie Verte, Newfoundland: Regional correlations and evidence for metasomatism. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(3), 237–253. <https://doi.org/10.1139/E09-064>

Bédard, J. H., Zagorevski, A. et Corriveau, A.-S. (2016). Fractional crystallization, impregnation and sulphide saturation recorded in Mesozoic arc-related cumulates at King Mountain, Cache Creek Ophiolite, Northern British Columbia. *AGU Abstract*.

Benton, L. D., Ryan, J. G. et Tera, F. (2001). Boron isotope systematics of slab fluids as inferred from a serpentine seamount, Mariana forearc. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 273–282. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00289-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00289-1)

Bernoulli, D., Manatschal, G., Desmurs, L. et Müntener, O. (2003). Where did Gustav Steinmann see the trinity? Back to the roots of an Alpine ophiolite concept. *Special Papers - Geological Society of America*, 93–110. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2373-6.93>

Bickerton, L., Colpron, M., Gibson, H. D., Thorkelson, D. et Crowley, J. L. (2020). The northern termination of the Cache Creek terrane in Yukon: Middle Triassic arc activity and Jurassic–Cretaceous structural imbrication. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 57(2), 227–248. <https://doi.org/10.1139/cjes-2019-0081>

Bickerton, L. (2013). The northern Cache Creek terrane: Record of Middle Triassic arc activity and Jurassic-Cretaceous terrane imbrication. Mémoire de maîtrise, Simon Fraser University, Vancouver, Colombie-Britannique, 89 p.

Blackman, D. K., Cann, J. R., Janssen, B. et Smith, D. K. (1998). Origin of extensional core complexes: Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis fracture zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B9), 21315–21333. <https://doi.org/10.1029/98JB01756>

Blackman, D. K., Canales, J. P. et Harding, A. (2009). Geophysical signatures of oceanic core complexes. *Geophysical Journal International*, 178(2), 593–613. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04184.x>

Bloomer, S.H. et Hawkins, J.W. (1987). Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(3), 361-377. <https://doi.org/10.1007/BF00371240>

Bonnemains, D., Escartín, J., Mével, C., Andreani, M. et Verlaquet, A. (2017). Pervasive silicification and hanging wall overplating along the 13° 20' N oceanic detachment fault (Mid-Atlantic Ridge). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(6), 2028–2053. <https://doi.org/10.1002/2016GC006771>

Boschi, C., Früh-Green, G. L., Delacour, A., Karson, J. A. et Kelley, D. S. (2006). Mass transfer and fluid flow during detachment faulting and development of an oceanic core complex, Atlantis Massif (MAR 30° N). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(1), Q01004. <https://doi.org/10.1029/2005GC001074>

Boschi, C., Dini, A., Früh-Green, G. L. et Kelley, D. S. (2008). Isotopic and element exchange during serpentinization and metasomatism at the Atlantis Massif (MAR 30° N): Insights from B and Sr isotope data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 1801-1823.

Boschi, C., Bonatti, E., Ligi, M., Brunelli, D., Cipriani, A., Dallai, L., D'Orazio, M., Früh-Green, G. L., Tonarini, S., Barnes, J. D. et Bedini, R. M. (2013). Serpentinization of mantle peridotites along an uplifted lithospheric section, Mid Atlantic Ridge at 11° N. *Lithos*, 178, 3–23. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.017>

Bordet, E., Crowley, J. L. et Piercey, S. J. (2019). Geology of the Eastern Lake Laberge Area (105E), South-Central Yukon. *Yukon Geological Survey Open-File*, Yukon Geological Survey, 201911, 120 p.

Bortolotti, V., Kodra, A., Marroni, M., Mustafa, F., Pandolfi, L., Principi, G. et Saccani, E. (1995, novembre). Geology and petrology of ophiolitic sequences in the Mirdita region (Northern Albania). *Présenté à la réunion scientifique du GLOM*, Florence, Italie.

Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G. et Saccani, E. (2002a). Interaction between mid-ocean ridge and subduction magmatism in Albanian ophiolites. *The Journal of Geology*, 110(5), 561-576. <https://doi.org/10.1086/341762>

Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G. et Saccani, E. (2002b). Geodynamic implications of Jurassic ophiolites associated with island-arc volcanics, South Apuseni Mountains, western Romania. *International Geology Review*, 44(10), 938–955. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.10.938>

Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L. et Principi, G. (2005). Mesozoic to Tertiary tectonic history of the Mirdita ophiolites, northern Albania. *Island Arc*, 14(4), 471–493. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00481.x>

Bortolotti, V., Chiari, M., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G. et Saccani, E. (2013). Geodynamic evolution of ophiolites from Albania and Greece (Dinaric-Hellenic belt): One, two, or more oceanic basins? *International Journal of Earth Sciences*, 102(3), 783–811. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0825-1>

Boudier, F. et Nicolas, A. (1985). Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters*, 76(1-2), 84–92. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90153-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90153-1)

Bowring, S.A., Grotzinger, J.P., Isachsen, C.E., Knoll, A.H., Pelechaty, S.M. et Kolosov, P., 1993. Calibrating rates of Early Cambrian evolution. *Science*, 261(5126), pp.1293-1298.

Brongniart, A. (1821). Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins. *De l'Imprimerie de Madame Huzard*.

Brongniart, A. (1827). *Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes*. FG Levrault.

Brovarone, A. V., Picatto, M., Beyssac, O., Lagabriele, Y. et Castelli, D. (2014). The blueschist–eclogite transition in the Alpine chain: P–T paths and the role of slow-spreading extensional structures in the evolution of HP–LT mountain belts. *Tectonophysics*, 615, 96–121. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>

Buck, W. R., Lavier, L. L. et Poliakov, A. N. (2005). Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, 434(7034), 719. <https://doi.org/10.1038/nature03391>

Canales, J. P., Collins, J. A., Escartín, J. et Detrick, R. S. (2000). Seismic structure across the rift valley of the Mid-Atlantic Ridge at 23° 20' (MARK area): Implications for crustal accretion processes at slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28411–28425. <https://doi.org/10.1029/2000JB900301>

Canales, J. P., Tucholke, B. E. et Collins, J. A. (2004). Seismic reflection imaging of an oceanic detachment fault: Atlantis megamullion (Mid-Atlantic Ridge, 30° 10' N). *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2), 543–560. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.013>

Cann, J. R., Blackman, D. K., Smith, D. K., McAllister, E., Janssen, B., Mello, S., Avgerinos, E., Pascoe, A. R. et Escartín, J. (1997). Corrugated slip surfaces formed at ridge–transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 385(6614), 329–332. <https://doi.org/10.1038/385329a0>

Cannaò, E., Agostini, S., Scambelluri, M., Tonarini, S. et Godard, M. (2015). B, Sr and Pb isotope geochemistry of high-pressure Alpine metaperidotites monitors fluid-mediated element recycling during serpentinite dehydration in subduction mélange (Cima di Gagnone, Swiss Central Alps). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 163, 80–100. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.04.024>

Catanzaro, E. J., Champion, C. E., Garner, E. L., Marinenko, G., Sappenfield, K. M. et Shields, W. R. (1970). Boric Acid: Isotopic and Assay Standard Reference Materials. *National Bureau of Standards (US) Special Publication*, 260(17).

Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D. et Windley, B. F. (2009). Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society, London, Special Publications*, 318(1), 1–36. <https://doi.org/10.1144/SP318.1>

Cina, A., Casli, H. et Goci, L. (1986). Chromites in the ophiolites of Albanides. *Chromites, UNESCO-IGCP-197 Project Metallogeny of Ophiolites*, 107–128.

Clarke, E., de Hoog, J. C. M., Kirstein, L. A., Harvey, J. et Debret, B. (2020). Metamorphic olivine records external fluid infiltration during serpentinite dehydration. *Geochemistry Perspectives Letters*, 16, 25–29. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.2022>

Clift, P. D. et Dixon, J. E. (1998). Jurassic ridge collapse, subduction initiation and ophiolite obduction in the southern Greek Tethys. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 91(1), 128.

Cloos, M. (1993). Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin*, 105(6), 715–737. <https://doi.org/10.1130/0016-7606>

Collaku, A., Cadet, J. D., Melo, V., Vranai, A. et Bonneau, M. (1990). Sur l'allochtonie des zones internes albanaises : mise en évidence de fenêtres à l'arrière de la nappe ophiolitique de la Mirdita (Albanie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 311(10), 1251–1258.

Colpron, M., Sack, P. J., Crowley, J. L., Beranek, L. P. et Allan, M. M. (2022). Late Triassic to Jurassic magmatic and tectonic evolution of the Intermontane Terranes in Yukon, northern Canadian Cordillera: Transition from arc to syn-collisional magmatism and post-collisional lithospheric delamination. *Tectonics*, 40. <https://doi.org/10.1029/2022TC006465>

Colpron, M. et Nelson, J. L. (2011). A digital atlas of terranes for the northern Cordillera. *BC GeoFile*, 11.

Coleman, R. G. (1984). The Tihama Asir igneous complex, a passive margin ophiolite. *Proceedings of the 27th International Geological Congress, Moscow*, 23, 221–239.

Coleman, R. G. (2000). Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program. *Geological Society of America*.

Condie, K. C. (2007). Accretionary orogens in space and time. *Geological Society of America Memoirs*, 200, 145–158. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(09\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(09))

Coney, P. J., Jones, D. L. et Monger, J. W. (1980). Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288(5789), 329–333. <https://doi.org/10.1038/288329a0>

Conference Outline. (2010). AGU Chapman Conference "Detachments in Oceanic Lithosphere: Deformation, Magmatism, Fluid Flow, and Ecosystems," Agros, Cyprus, 8–15 May 2010. *Conference Report*, 20–21. Cyclic Development of Axial Parts of Slow-Spreading Ridges: Evidence from Sierra Leone Area, the Mid-Atlantic Ridge, 5–7°N. (n.d.).

Cordey, F. (2018). *Report of Radiolarians No. FC_NRCAN2018-1*. Rapport non publié.

Cordey, F. (2020). Timing of Cache Creek Ocean closure: Insights from new Jurassic radiolarian ages in British Columbia and Yukon and their significance for Canadian Cordillera tectonics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 57, 1167–1179. <https://doi.org/10.1139/cjes-2019-0211>

Corriveau, A.-S. (2019). Caractérisation pétrologique et géochimique des roches mantelliques du terrane de Cache Creek Nord, Cordillère nord-américaine. *Mémoire de maîtrise*, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 211 p.

Cortesogno, L., Gaggero, L., Jaho, E., Marroni, M., Pandolfi, L. et Shtjefanaku, D. (1998). The gabbroic complex of the western ophiolitic belt, northern Albania: An example of multilayered sequence in an intermediate-spreading oceanic ridge. *Ophioliti*, 23(2), 49–64.

Cox, S., Fagereng, Å. et MacLeod, C. J. (2021). Shear zone development in serpentinized mantle: Implications for the strength of oceanic transform faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(5), e2020JB020763. <https://doi.org/10.1029/2020JB020763>

Crawford, A. J., Falloon, T. J. et Green, D. H. (1989). Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. Dans A. J. Crawford (dir.), *Boninites and related rocks* (p. 1-49). Londres, Royaume-Uni : Unwin Hyman.

Cui, Y., Hickin, A. S., Schiarizza, P., Diakow, L. J., Miller, D., Nixon, G. T., Nelson, J. L. et Ferri, F. (2017). Methods to update the digital geology of British Columbia and synopses of recently integrated mapping programs. *Geological Fieldwork*, 2018-1.

Davies, J. H. F. L., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Ernesto, M., Greber, N. D., Ackerson, M., Simpson, G., Bouvier, A. S., Baumgartner, L. et Pettke, T. (2021). Zircon petrochronology in large igneous provinces reveals upper crustal contamination processes: New U–Pb ages, Hf and O isotopes, and trace elements from the Central Atlantic magmatic province (CAMP). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176, 1–24. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01821-7>

Devine, F. A. M. (2002). U-Pb geochronology, geochemistry, and tectonic implications of oceanic rocks in the northern Cache Creek Terrane, Nakina area, northwestern British Columbia. *Mémoire de baccalauréat*, The University of British Columbia, Vancouver, B.C.

Dewey, J. F. et Bird, J. M. (1971). Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76(14), 3179–3206.

Dewey, J. F. (1987). Suture. Dans *The Encyclopedia of Structural Geology and Plate Tectonics*, édité par K. Seyfert, 775–784. Van Nostrand Reinhold, New York.

Dick, H. J. et Bullen, T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(1), 54–76.

Dick, H. J. B., Schouten, H., Meyer, P. S., Gallo, D. G., Bergh, H., Tyce, R., Patriat, P., Johnson, K. T. M., Snow, J. et Fischer, A. (1991). Tectonic evolution of the Atlantis II Fracture Zone. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 118, 359–398.

Dick, H. J., Natland, J. H., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., Haggas, S., Hertogen, J. G., Hirth, G., Holm, P. M. et Ildefonse, B. (2000). A long in situ section of the lower ocean crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(1), 31–51.

Dick, H. J., Tivey, M. A. et Tucholke, B. E. (2008). Plutonic foundation of a slow-spreading ridge segment: Oceanic core complex at Kane Megamullion, 23°30'N, 45°20'W. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5). <https://doi.org/10.1029/2007GC001645>

Dickinson, W. R., Swift, P. N., Coney, P. J., Nelson, T. H., Nuckolls, H. et Brokaw, R. S. (1986). Tectonic strip maps of Alpine-Himalayan and Circum-Pacific orogenic belts: (great circle projections). *Geological Society of America*.

Dickinson, W. R. (2004). Evolution of the North American Cordillera. *Earth and Planetary Sciences Annual Review*, 32(1), 13–45. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120257>

Dilek, Y., Moores, E. M. et Furnes, H. (1998). Structure of modern oceanic crust and ophiolites and implications for faulting and magmatism at oceanic spreading centers. *Geophysical Monograph - American Geophysical Union*, 106, 219–266.

Dilek, Y. (éd.). (2000). Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program. *Geological Society of America*, 349.

Dilek, Y. et Flower, M. F. J. (2003). Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, 218(1), 43–68. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.218.01.03>

Dilek, Y., Shallo, M. et Furnes, H. (2005). Rift-drift, seafloor spreading, and subduction tectonics of Albanian ophiolites. *International Geology Review*, 47(2), 147–176. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.2.147>

Dilek, Y., Furnes, H. et Shallo, M. (2007). Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, 11(4), 453–475. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.006>

Dilek, Y., Furnes, H. et Shallo, M. (2008). Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4), 174–209. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.026>

Dilek, Y. et Morishita, T. (2009). Melt migration and upper mantle evolution during incipient arc construction: Jurassic Eastern Mirdita ophiolite, Albania. *Island Arc*, 18, 551–554. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00704.x>

Dilek, Y. et Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Bulletin*, 123(3–4), 387–411. <https://doi.org/10.1130/B30446.1>

Dilek, Y. et Furnes, H. (2014). Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2), 93–100. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.93>

Dimo-Lahitte, A., Monié, P. et Vergély, P. (2001). Metamorphic soles from the Albanian ophiolites: Petrology, ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, and geodynamic evolution. *Tectonics*, 20(1), 78–96. <https://doi.org/10.1029/2000TC900023>

English, J. M., Mihalynuk, M. G. et Johnston, S. T. (2010). Geochemistry of the northern Cache Creek terrane and implications for accretionary processes in the Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(1), 13–34. <https://doi.org/10.1139/E09-055>

Escartín, J., Mével, C., MacLeod, C. J. et McCaig, A. M. (2003). Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15°45'N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8). <https://doi.org/10.1029/2002GC000472>

Escartín, J. et Canales, J. P. (2011). Detachments in oceanic lithosphere: Deformation, magmatism, fluid flow, and ecosystems. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92, 31–31.

Escartín, J., Mével, C., Petersen, S., Bonnemains, D., Cannat, M., Andreani, M., Augustin, N., Bezos, A., Chavagnac, V., Choi, Y. et Godard, M. (2017). Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20'N and 13°30'N, Mid Atlantic Ridge). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(4), 1451–1482. <https://doi.org/10.1002/2016GC006775>

Fietzke, J., Heinemann, A., Taubner, I., Böhm, F., Erez, J. et Eisenhauer, A. (2010). Boron isotope ratio determination in carbonates via LA-MC-ICP-MS using soda-lime glass standards as reference material. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 25, 1953–1957. <https://doi.org/10.1039/C0JA00036B>

Flower, M. F. J. et Dilek, Y. (2003). Arc-trench rollback and forearc accretion: 1. A collision-induced mantle flow model for Tethyan ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*, 218(1), 21–41. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.218.01.02>

Fraseri, A., Bushati, S. et Bare, V. (2002). Geophysical outlook on structure of the Albanides. *GSA Northeastern Section Meeting, Springfield*.

Fraseri, A. et Bushati, S. (2009). Albanides, a typical part of the Alpine Mediterranean Folded Belt, in the light of the geophysical studies. *5th Congress of Balkan Geophysical Society, cp-126*.

Frassi, C., Musumeci, G., Zucali, M., Mazzarini, F., Rebay, G. et Langone, A. (2017). The Cotoncello Shear Zone (Elba Island, Italy): The deep root of a fossil oceanic detachment fault in the Ligurian ophiolites. *Lithos*, 278, 445–463. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.01.025>

Gabrielse, H. (1994). Geology of Dease Lake (104J/E) and Cry Lake (104I) map areas, north-central British Columbia. *Geological Survey of Canada, Open File*, 2779.

Gangjian, W., Jingxian, W., Ying, L., Ting, K., Zhongyuan, R., Jinlong, M. et Yigang, X. (2013). Measurement on high-precision boron isotope of silicate materials by a single column purification method and MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 28(4), 606-612. <https://doi.org/10.1039/C3JA30002G>

Garcés, M. et Gee, J. S. (2007). Paleomagnetic evidence of large footwall rotations associated with low-angle faults at the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 35(3), 279-282.

Gass, I. G. (1968). Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature*, 220(5162), 39.

Gawlick, H. J., Frisch, W., Hoxha, L., Dumitrica, P., Krystyn, L., Lein, R., Missoni, S. et Schlagintweit, F. (2008). Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 865-881.

Gehrels, G. E., McClelland, W. C., Samson, S. D. et Patchett, P. J. (1991). U-Pb geochronology of detrital zircons from a continental margin assemblage in the northern Coast Mountains, southeastern Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 1285-1300.

Geist, E. L. et Scholl, D. W. (1994). Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka. *Tectonics*, 13(3), 538-560.

Golding, M. (2017). Paleontological Report 5-MG-2023. Rapport non publié.

Gordey, S. P., McNicoll, V. J. et Mortensen, J. K. (1998). New U-Pb ages from the Teslin area, southern Yukon, and their bearing on terrane evolution in the northern Cordillera. Dans: *Radiogenic age and isotopic studies, Geological Survey of Canada*, 129-148.

Grimes, C. B., Cheadle, M. J., John, B. E., Reiners, P. W. et Wooden, J. L. (2011). Cooling rates and the depth of detachment faulting at oceanic core complexes: Evidence from zircon Pb/U and (U-Th)/He ages. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(3).

Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P. et Prigent, C. (2015). Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophysics*, 646, 1-19.

Gunning, M. H., Bamber, E. W., Brown, D. A., Rui, L., Mamet, B. L. et Orchard, M. J. (1994). The Permian Ambition Formation of northwestern Stikinia, British Columbia. Dans: A. F. Embry, B. Beauchamp, et D. J. Glass (Éds.), *Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 17, 589-619.

Guo, G., Xiaodong, L., Jingsui, Y., Jiayong, P., XiuJun, F., Wenting, Z. et Gehong, D. (2017). Tectonic discrimination of chromian spinels, olivines and pyroxenes in the Northeastern Jiangxi Province ophiolite, South China. *Mineralogy and Petrology*, 111(3), 325-336.

Hansen, L. D., Dipple, G. M., Gordon, T. M. et Kellett, D. A. (2005). Carbonated serpentinite (listwanite) at Atlin, British Columbia: A geological analogue to carbon dioxide sequestration. *Canadian Mineralogist*, 43, 225-239.

Hansen, L. D. (2005). Geologic setting of listwanite, Atlin, BC: Implications for carbon dioxide sequestration and lode-gold mineralization. *Doctoral dissertation, University of British Columbia*.

Harlow, G. E., Hemming, S. R., Lallemand, H. G. A., Sisson, V. B. et Sorensen, S. S. (2004). Deux ceintures de mélanges à matrice de serpentinite à haute pression et basse température, zone de faille de Motagua, Guatemala : un enregistrement des collisions aptiennes et maastrichtiennes. *Geology*, 32(1), 17-20.

Hart, C. J. R. (1997). A transect across northern Stikine: Geology of the northern Whitehorse map area, southern Yukon Territory (105D/13-16). *Exploration and Geological Services Division, Yukon Region, Indian and Northern Affairs Canada*, Bulletin 8, 112 p.

Harvey, J., Savov, I. P., Agostini, S., Cliff, R. A. et Walshaw, R. (2014). Si-metasomatism in serpentinized peridotite: The effects of talc-alteration on strontium and boron isotopes in abyssal serpentinites from Hole 1268a, ODP Leg 209. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 126, 30-48. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.032>

Hawkins Jr, J. W. (1977). Petrologic and geochemical characteristics of marginal basin basalts. *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 1, 355-365. <https://doi.org/10.1029/GM001p0355>

Hawkins, J. W. (2003). Geology of supra-subduction zones: Implications for the origin of ophiolites. *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geological Society of America Special Paper*, 373, 227-268. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2373-6.227>

Hayman, N. W., Grindlay, N. R., Perfit, M. R., Mann, P., Leroy, S. et de Lépinay, B. M. (2011). Oceanic core complex development at the ultraslow spreading Mid-Cayman Spreading Center. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(3). <https://doi.org/10.1029/2010GC003240>

Hickey, R. L. et Frey, F. A. (1982). Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(11), 2099-2115.

Hirose, K. et Kawamoto, T. (1995). Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3-4), 463-473. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00091-J](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00091-J)

Hoeck, V., Koller, F., Meisel, T., Onuzi, K. et Kneringer, E. (2002). The Jurassic South Albanian ophiolites: MOR-vs. SSZ-type ophiolites. *Lithos*, 65(1-2), 143-164. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00162-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00162-4)

Hoffman, K. A. (1992). Dipolar reversal states of the geomagnetic field and core-mantle dynamics. *Nature*, 359(6398), 789-794. <https://doi.org/10.1038/359789a0>

Hoxha, M. et Boullier, A. M. (1995). The peridotites of the Kukës ophiolite (Albania): Structure and kinematics. *Tectonophysics*, 249(3-4), 217-231. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00010-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00010-A)

Ishii, T. (1992). Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. Dans *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, 401-414. Ocean Drilling Program.

Ishikawa, T. et Nakamura, E. (1993). Boron isotope systematics of marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 567-580. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90161-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90161-T)

Ishizuka, O., Yuasa, M., Taylor, R. N. et Sakamoto, I. (2009). Two contrasting magmatic types coexist after the cessation of back-arc spreading. *Chemical Geology*, 266(3-4), 274-296. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.019>

Jackson, J. L. (1992). Tectonic analysis of the Nisling, northern Stikine and northern Cache Creek terranes, Yukon and British Columbia Thèse de doctorat, Université d'Arizona, 200 p.

Jenner, G. A., Cawood, P. A., Rautenschlein, M. et White, W. M. (1987). Composition of back-arc basin volcanics, Valu Fa Ridge, Lau Basin: Evidence for a slab-derived component in their mantle source. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1-3), 209-222. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90003-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90003-1)

Johnston, S. T. et Borel, G. D. (2007). The odyssey of the Cache Creek terrane, Canadian Cordillera: Implications for accretionary orogens, tectonic setting of Panthalassa, the Pacific superwell, and break-up of Pangea. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(3-4), 415-428. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.031>

Jobin-Bevans, S. L. (1995). Petrology, geochemistry and origin of ultramafic bodies within the Cache Creek terrane, Southern Yukon (Thèse de baccalauréat, Université du Manitoba, Winnipeg, Manitoba), 231 p.

Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D. E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D. A. et Günther, D. (2011). Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(4), 397-429. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00121.x>

Jones, G., Robertson, A. H. F. et Cann, J. R. (1991). Genesis and emplacement of the supra-subduction zone Pindos ophiolite, northwestern Greece. Dans *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere: Proceedings of the Ophiolite Conference, held in Muscat, Oman, 7–18 January 1990* (pp. 771-799).

Kaplanis, A., Koukouvelas, I., Xypolias, P. et Kokkalas, S. (2013). Kinematics and ophiolite obduction in the Gerania and Helicon Mountains, central Greece. *Tectonophysics*, 595, 215-234. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.019>

Karamata, S. (2006). The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwanan and Eurasian units. *Geological Society, London, Special Publications*, 260(1), 155-178. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.260.01.10>

Karson, J. (1990). Seafloor spreading on the Mid-Atlantic Ridge: Implications for the structure of ophiolites and oceanic lithosphere produced in slow-spreading environments. Dans *Oceanic Crustal*

Analogues, Proceedings of the Symposium TROODOS 1987, Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus.

Karson, J. A., Früh-Green, G. L., Kelley, D. S., Williams, E. A., Yoerger, D. R. et Jakuba, M. (2006). Detachment shear zone of the Atlantis Massif core complex, Mid-Atlantic Ridge, 30°N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(6). <https://doi.org/10.1029/2006GC001260>

Kasemann, S., Meixner, A., Rocholl, A., Vennemann, T., Rosner, M., Schmitt, A. K. et Wiedenbeck, M. (2001). Boron and oxygen isotope composition of certified reference materials NIST SRM 610/612 and reference materials JB-2 and JR-2. *Geostandards Newsletter*, 25(2-3), 405-416. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2001.tb00219.x>

Keller, D.S., Lee, C.T.A., Peck, W.H., Monteleone, B.D., Martin, C., Vervoort, J.D. et Bolge, L. (2024). Mafic slab melt contributions to Proterozoic massif-type anorthosites. *Science Advances*, 10(33), eadn3976. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adn3976>

Kelley, K. A., Plank, T., Grove, T. L., Stolper, E. M., Newman, S. et Hauri, E. (2006). Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9). <https://doi.org/10.1029/2005JB004228>

Kellici, I., De Wever, P. et Kodra, A. (1994). Radiolaires mésozoïques du massif ophiolitique de Mirdita, Albanie. Paléontologie et stratigraphie. *Revue de Micropaléontologie*, 37(3), 209-222.

Kilias, A., Frisch, W., Avgerinas, A., Dunkl, I., Falalakis, G. et Gawlick, H. J. (2010). Alpine architecture and kinematics of deformation of the northern Pelagonian nappe pile in the Hellenides. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 103(1), 4-28.

Kimura, G. et Ludden, J. (1995). Peeling oceanic crust in subduction zones. *Geology*, 23(3), 217-220. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023)

Kimura, J.I., Chang, Q., Ishikawa, T. et Tsujimori, T. (2016). Influence of laser parameters on isotope fractionation and optimisation of lithium and boron isotope ratio measurements using laser ablation-multiple Faraday collector-inductively coupled plasma mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 31(11), 2305-2320. <https://doi.org/10.1039/C6JA00208J>

Kincaid, C. et Hall, P.S. (2003). Role of back arc spreading in circulation and melting at subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5). <https://doi.org/10.1029/2001JB001174>

King, R. L., Bebout, G. E., Grove, M., Moriguti, T. et Nakamura, E. (2007). Boron and lead isotope signatures of subduction-zone mélange formation: Hybridization and fractionation along the slab–mantle interface beneath volcanic arcs. *Chemical Geology*, 239, 305-322. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.12.004>

Klapanis, A., Koukouvelas, I., Xypolias, P. et Kokkalas, S. (2013). Kinematics and ophiolite obduction in the Gerania and Helicon Mountains, central Greece. *Tectonophysics*, 595-596, 215-234. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.019>

Klepacki, D. W. et Wheeler, J. O. (1985). Stratigraphic and structural relations of the Milford, Kaslo and Slocan Groups, Goat Range, Lardeau and Nelson map areas, British Columbia. *Geological Survey of Canada, Paper 85-1A*, 277-286.

Konrad-Schmolke, M. et Halama, R. (2014). Combined thermodynamic–geochemical modeling in metamorphic geology: Boron as tracer of fluid–rock interaction. *Lithos*, 208, 393-414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.014>

Lafay, R., Deschamps, F., Schwartz, S., Guillot, S., Godard, M., Debret, B. et Nicollet, C. (2013). High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps. *Chemical Geology*, 343, 38-54. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.02.019>

Lagabrielle, Y., Brovarone, A. V. et Ildefonse, B. (2015). Fossil oceanic core complexes recognized in the blueschist metaophiolites of Western Alps and Corsica. *Earth-Science Reviews*, 141, 1-26. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005>

Lavier, L. L. et Manatschal, G. (2006). A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, 440(7082), 324. <https://doi.org/10.1038/nature04593>

Lécuyer, C., Grandjean, P., Reynard, B., Albarède, F. et Telouk, P. (2002). 11B/10B analysis of geological materials by ICP–MS Plasma 54: Application to the boron fractionation between brachiopod calcite and seawater. *Chemical Geology*, 186, 45-55. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00410-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00410-3)

Leitch, E. C. (1984). Island arc elements and arc-related ophiolites. *Tectonophysics*, 106(3-4), 177-203. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90187-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90187-9)

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P. C., Rudkiewicz, J. L., Megard-Galli, J. et Tricart, P. (1986). The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3, 179-199. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(86\)90004-4](https://doi.org/10.1016/0264-8172(86)90004-4)

Li, Y.C., Wei, H.Z., Palmer, M.R., Ma, J., Jiang, S.Y., Chen, Y.X., Lu, J.J. et Liu, X. (2022). Equilibrium boron isotope fractionation during serpentinization and applications in understanding subduction zone processes. *Chemical Geology*, 609, 121047. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121047>

Liang, Y., Sun, C. et Yao, L. (2013). A REE-in-two-pyroxene thermometer for mafic and ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 102, 246-260. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.022>

Liao, Y., Wei, C. et Rehman, H. U. (2021). Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *American Mineralogist*, 106(2), 180-191. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7589>

Lin, J., Purdy, G. M., Schouten, H., Sempere, J. C. et Zervas, C. (1990). Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 344(6267), 627. <https://doi.org/10.1038/344627a0>

Logan, J. M., Drobe, J. R. et McClelland, W. C. (2000). Geology of the Forrest Kerr–Mess Creek Area. Northwestern British Columbia (NTS 104B/10, 15 & 104G/2 & 7W). *British Columbia Ministry of Energy and Mines, Energy and Minerals Division, Geological Survey Branch Bulletin*, 104, 164.

Ludwig, K. R. (2003). Mathematical–statistical treatment of data and errors for $^{230}\text{Th}/\text{U}$ geochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 631-656. <https://doi.org/10.2113/0520631>

MacLeod, C. J., Searle, R. C., Murton, B. J., Casey, J. F., Mallows, C., Unsworth, S. C., Achenbach, K. L. et Harris, M. (2009). Life cycle of oceanic core complexes. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(3-4), 333-344. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.018>

Maffione, M., Morris, A. et Anderson, M. W. (2013). Recognizing detachment-mode seafloor spreading in the deep geological past. *Scientific Reports*, 3(1), 2336. <https://doi.org/10.1038/srep02336>

Maffione, M., Thieulot, C., van Hinsbergen, D. J., Morris, A., Plümper, O. et Spakman, W. (2015). Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 1. Oceanic detachment fault inversion and the formation of supra-subduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6), 1753-1770. <https://doi.org/10.1002/2015GC005841>

Maltman, A. J. (1978). Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 972-980. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<972:STIANG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<972:STIANG>2.0.CO;2)

Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A. M., Masini, E., Mohn, G. et Lagabriele, Y. (2011). The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an oceanic core complex? *Lithos*, 124(3-4), 169-184. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.009>

Marcucci, M. (1994). Radiolarian assemblages in the Triassic and Jurassic cherts of Albania. *Ophioliti*, 19, 105-115.

Marschall, H.R., Wanless, V.D., Shimizu, N., Von Strandmann, P.A.P., Elliott, T. et Monteleone, B.D. (2017). The boron and lithium isotopic composition of mid-ocean ridge basalts and the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 207, 102-138. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.02.017>

Marschall, H. R. (2018). Boron isotopes in the ocean floor realm and the mantle. In *Boron isotopes: The fifth element* (pp. 189-215). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93351-2_9

Marschall, H. R. et Jiang, S. Y. (2011). Tourmaline isotopes: No element left behind. *Elements*, 7, 313-319. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.5.313>

Martin, C., Ponzevera, E. et Harlow, G. (2015). In situ lithium and boron isotope determinations in mica, pyroxene, and serpentine by LA-MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, 412, 107-116. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.07.003>

Martin, C., Flores, K. E. et Harlow, G. E. (2016). Boron isotopic discrimination for subduction-related serpentinites. *Geology*, 44, 899-902. <https://doi.org/10.1130/G38037.1>

Martin, C., Flores, K. E., Vitale-Brovarone, A., Angiboust, S. et Harlow, G. E. (2020). Deep mantle serpentinization in subduction zones: Insight from in situ B isotopes in slab and mantle wedge serpentinites. *Chemical Geology*, 545, 119637. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119637>

Martin, C., Flores, K. E., Harlow, G. E., Angiboust, S., Hodel, F. et Guice, G. L. (2023). The B isotopic signature of serpentine from obducted ophiolites: Mixing of fluids and tectonic implications. *Lithos*, 456, 107275. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107275>

Mattinson, J. M. (2005). Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220(1-2), 47-66. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.03.011>

McGoldrick, S., Zagorevski, A. et Canil, D. (2017). Geochemistry of volcanic and plutonic rocks from the Nahlin ophiolite with implications for a Permo–Triassic arc in the Cache Creek terrane,

northwestern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 54(12), 1214-1227. <https://doi.org/10.1139/cjes-2017-0029>

McGoldrick, S., Canil, D. et Zagorevski, A. (2018). Contrasting thermal and melting histories for segments of mantle lithosphere in the Nahlin ophiolite, British Columbia, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(3), 1-17. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1431-9>

Mercier, J. C. C. (1980). Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 70(1-2), 1-37. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90152-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90152-X)

Meshi, A. (1996). Structure and deformation of the Bulqiza ultramafic massif. Models of asthenospheric and lithospheric flow. *Thèse de doctorat, Polytechnic University of Tirana*, 163 p.

Meshi, A., Boudier, F., Nicolas, A. et Milushi, I. (2010). Structure and tectonics of lower crustal and upper mantle rocks in the Jurassic Mirdita ophiolites, Albania. *International Geology Review*, 52(2-3), 117-141. <https://doi.org/10.1080/00206811003787289>

Mével, C. (2003). Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(10-11), 825-852. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.07.007>

Michard, A., Boudier, F. et Goffé, B. (1991). Obduction versus subduction and collision in the Oman case and other Tethyan settings. Dans *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere: Proceedings of the Ophiolite Conference, held in Muscat, Oman*, 7-18 of January 1990, 447-467. Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3782-5_25

Mihalynuk, M. G., Smith, M. T., Gabites, J. E., Runkle, D. et Lefebure, D. (1992). Âge d'emplacement et caractère du socle du terrane de Cache Creek, déterminés par de nouvelles données isotopiques et géochimiques. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 2463-2477. <https://doi.org/10.1139/e92-184>

Mihalynuk, M. G., Erdmer, P., Ghent, E. D., Cordey, F., Archibald, D. A., Friedman, R. M. et Johansson, G. G. (2004a). Coherent French Range blueschist: Subduction to exhumation in <2.5 My? *GSA Bulletin*, 116(7-8), 910-922. <https://doi.org/10.1130/B25371.1>

Mihalynuk, M. G., Fiererra, L., Robertson, S., Devine, F. A. M. et Cordey, F. (2004b). Geology and new mineralization in the Joss'alun belt, Atlin area. *Geological Fieldwork 2003*, 61-82.

Miranda, E. A. et Dilek, Y. (2010). Oceanic core complex development in modern and ancient oceanic lithosphere: Gabbro-localized versus peridotite-localized detachment models. *The Journal of Geology*, 118(1), 95-109. <https://doi.org/10.1086/648514>

Miyashiro, A. (1973). The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 218-224. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90074-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90074-4)

Miyashiro, A. (1975). Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *The Journal of Geology*, 83(2), 249-281. <https://doi.org/10.1086/627873>

Monger, J. W. H. et Ross, C. A. (1971). Distribution of fusulinaceans in the western Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(2), 259-278. <https://doi.org/10.1139/e71-023>

Monger, J. W. H. (1975). Upper Paleozoic rocks of the Atlin Terrane, Northwestern British Columbia and South-Central Yukon. *Department of Energy, Mines and Resources of Canada, Geological Survey of Canada*, Article 74-47, 73 p. <https://doi.org/10.4095/102554>

Monger, J. W. H. (1977a). Upper Paleozoic rocks of the western Canadian Cordillera and their bearing on Cordilleran evolution. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14(8), 1832-1859. <https://doi.org/10.1139/e77-169>

Monger, J. W. H. (1977b). Upper Paleozoic rocks of northwestern British Columbia. *Geological Survey of Canada*, Paper, 77, 255-262.

Monger, J. W. H. et Price, R. A. (1979). Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera: Progress and problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(3), 770-791. <https://doi.org/10.1139/e79-069>

Monger, J. W. H., Price, R. A. et Tempelman-Kluit, D. J. (1982). Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera. *Geology*, 10(2), 70-75. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<70:TAATOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<70:TAATOO>2.0.CO;2)

Monger, J.W.H., Wheeler, J.O., Tipper, H.W., Gabrielse, H., Harms, T., Struik, L.C., Campbell, R.B., Dodds, C.J., Gehrels, G.E. and O'Brien, J. (1991). Cordilleran terranes. Dans: *Geology of the Cordilleran Orogen in Canada*, H. Gabrielse and C.J. Yorath (eds.), *Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, no. 4, chapitre 8, 281-327.

Monger, J. W. H. et Price, R. A. (2002). The Canadian Cordillera: Geology and tectonic evolution. *Canadian Society of Exploration Geophysicists, CSEG Recorder*, 27(2), 17-36.

Moore, E. M. et Vine, F. J. (1971). The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 268(1192), 443-467. <https://doi.org/10.1098/rsta.1971.0022>

Moore, E. M. (1982). Origin and emplacement of ophiolites. *Reviews of Geophysics*, 20(4), 735-760. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00735>

Morishita, T., Dilek, Y., Shallo, M., Tamura, A. et Arai, S. (2011). Insight into the uppermost mantle section of a maturing arc: The Eastern Mirdita ophiolite, Albania. *Lithos*, 124(3-4), 215-226. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.003>

Morris, A., Gee, J. S., Pressling, N., John, B. E., MacLeod, C. J., Grimes, C. B. et Searle, R. C. (2009). Footwall rotation in an oceanic core complex quantified using reoriented Integrated Ocean Drilling Program core samples. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(1), 217-228. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.013>

Mort, K. et Woodcock, N. H. (2008). Quantifying fault breccia geometry: Dent fault, NW England. *Journal of Structural Geology*, 30(6), 701-709. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.02.004>

Mulligan, R. (1963). *Géologie de la région cartographique de Teslin, Territoire du Yukon (105C)*. Roger Duhamel, FRSC, Imprimeur de la Reine et contrôleur des documents officiels.

Mundil, R., Ludwig, K. R., Metcalfe, I. et Renne, P. R. (2004). Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons. *Science*, 305(5691), 1760-1763. <https://doi.org/10.1126/science.1101020>

Murphy, D. C., Mortensen, J. K., Piercey, S. J., Orchard, M. J., Gehrels, G. E., Colpron, M. et Nelson, J. L. (2006). Mid-Paleozoic to early Mesozoic tectonostratigraphic evolution of Yukon-Tanana and Slide Mountain terranes and affiliated overlap assemblages, Finlayson Lake massive sulphide district, southeastern Yukon. In *Paleozoic evolution and metallogeny of pericratonic terranes at the ancient Pacific margin of North America, Canadian and Alaskan Cordillera: Geological Association of Canada Special Paper 45*, 75-105.

Nelson, J., Colpron, M. et Israel, S. (2013). The Cordillera of British Columbia, Yukon, and Alaska: Tectonics and Metallogeny, Tectonics, Metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and Similar Accretionary Settings. *Society of Economic Geologists*, 17, 53-109.

Nicolas, A. (1989). *Structural studies of ophiolites and dynamics of ocean lithosphere*.

Nicolas, A. et Boudier, F. (1995). Mapping oceanic ridge segments in Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4), 6179-6197. <https://doi.org/10.1029/94JB02204>

Nicolas, A., Boudier, F. et Meshi, A. (1999). Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7), 15155-15167. <https://doi.org/10.1029/1999JB900148>

Nicolas, A., Boudier, F., Dilek, Y. et Newcomb, S. (2003). Where ophiolites come from and what they tell us. Dans: *Special Papers of the Geological Society of America*, 137-152.

Nicolas, A. (2012). Ophiolites and oceanic lithosphere. In *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis*, 820-835.

Nicolas, A., Meshi, A., Boudier, F., Jousset, D. et Muceku, B. (2017). Mylonites in ophiolite of Mirdita (Albania): Oceanic detachment shear zone. *Geosphere*, 13(1), 136-154. <https://doi.org/10.1130/GES01364.1>

O'Hanley, D. S. (1996). Serpentinites, records of tectonic and petrological history. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, no. 34.

Ohara, Y., Fujioka, K., Ishii, T. et Yurimoto, H. (2003). Peridotites and gabbros from the Parece Vela backarc basin: Unique tectonic window in an extinct backarc spreading ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(7). <https://doi.org/10.1029/2002GC000495>

Okino, K., Tani, K., Fujii, M., Zhou, F., Ishizuka, O., Ohara, Y., Hanyu, T. et Matamura, Y. (2023). Geophysical investigation of the Mado Megamullion oceanic core complex: Implications for the end of back-arc spreading. *Progress in Earth and Planetary Science*, 10(1), 37. <https://doi.org/10.1186/s40645-023-00566-8>

Olive, J. A., Behn, M. D. et Tucholke, B. E. (2010). The structure of oceanic core complexes controlled by the depth distribution of magma emplacement. *Nature Geoscience*, 3(7), 491-495. <https://doi.org/10.1038/ngeo893>

Orchard, M. J., Cordey, F., Rui, L., Bamber, E. W., Mamet, B., Struik, L. C., Sano, H. et Taylor, H. J. (2001). Biostratigraphic and biogeographic constraints on the Carboniferous to Jurassic Cache Creek Terrane in central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(4), 551-578. <https://doi.org/10.1139/e01-014>

Otten, M. T. (1984). The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(2), 189-199. <https://doi.org/10.1007/BF00374256>

Ozawa, K. (1994). Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: Evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori ophiolite complex, northeastern Japan. *Journal of Petrology*, 35(3), 647-678. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.3.647>

Packer, D. R. et Stone, D. B. (1974). Paleomagnetism of Jurassic rocks from southern Alaska and their tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11, 976-997. <https://doi.org/10.1139/e74-101>

Pagé, P. (2006). Pétrogenèse de l'ophiolite de Thetford Mines, Québec, Canada, avec un accent particulier sur les roches du manteau et les chromitites. *Thèse de doctorat, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique*, 299 p.

Pamić, J., Tomljenović, B. et Balen, D. (2002). Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides. Un aperçu: *Lithos*, 65(1-2), 113-142. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00065-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00065-9)

Parkinson, I. J. et Pearce, J. A. (1998). Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39(9), 1577-1618. <https://doi.org/10.1093/petrology/39.9.1577>

Parson, L. M., Hawkins, J. W. et Hunter, P. M. (1992). Morphotectonics of the Lau Basin Seafloor—Implications for the opening history of back-arc basins. In *Proceedings, ODP, Initial Reports*, 135, 81-82.

Peacock, S. M. et Hervig, R. L. (1999). Composition isotopique du bore des roches métamorphiques des zones de subduction. *Chemical Geology*, 160, 281-290. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00036-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00036-7)

Pearce, J. A., Lippard, S. J. et Roberts, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*, 16(1), 77-94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>

Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12, 79-113.

Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. et Leat, P. T. (2000). Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1), 36. <https://doi.org/10.1007/s004100050028>

Pearce, J. A. (2003). Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. *Special Papers-Geological Society of America*, 269-294.

Pearce, J. A. (2014). Geochemical fingerprinting of the Earth's oldest rocks. *Geology*, 42(2), 175-176. <https://doi.org/10.1130/G35330.1>

Pe-Piper, G. et Piper, D. J. W. (2002). The Igneous Rocks of Greece. The Anatomy of an Orogen. *Beitrage zur " Regionalen Geologie der Erde (Series). XVI + 573 pp. Stuttgart: Gebruder Borntraeger* 10.1017/S0016756803218021

Petriglieri, J.R., Salvioli-Mariani, E., Mantovani, L., Tribaudino, M., Lottici, P.P., Laporte-Magoni, C. et Bersani, D. (2015). Micro-Raman mapping of the polymorphs of serpentine. *Journal of Raman Spectroscopy*, 46(10), 953-958. <https://doi.org/10.1002/jrs.4736>

Piercey, S. J., Paradis, S., Peter, J. M. et Tucker, T. L. (2002). Geochemistry of basalt from the Wolverine volcanic-hosted massive-sulphide deposit, Finlayson Lake district, Yukon Territory. *Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada*, 11.

Piercey, S. J., Mortensen, J. K., Murphy, D. C., Paradis, S. et Creaser, R. A. (2002). Geochemistry and tectonic significance of alkalic mafic magmatism in the Yukon–Tanana terrane, Finlayson Lake region, Yukon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(12), 1729-1744. <https://doi.org/10.1139/e02-077>

Prigent, C., Guillot, S., Agard, P., Lemarchand, D., Soret, M. et Ulrich, M. (2018). Transfert des fluides de subduction dans le coin mantellique en déformation pendant la subduction nascent : Preuves par les éléments traces et les isotopes du bore (ophiolite de Semail, Oman). *Earth and Planetary Science Letters*, 484, 213-228. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.031>

Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>

Ranero, C. R. et Reston, T. J. (1999). Detachment faulting at ocean core complexes. *Geology*, 27(11), 983-986. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0983:DFATOC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0983:DFATOC>2.3.CO;2)

Ricou, L. E., Burg, J. P., Godfriaux, I. et Ivanov, Z. (1998). Rhodope and Vardar: The metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodinamica Acta*, 11(6), 285-309. <https://doi.org/10.1080/09853111.1998.11105309>

Ridolfi, F. et Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0695-5>

Rinaudo, C., Gastaldi, D. et Belluso, E. (2003). Characterization of chrysotile, antigorite and lizardite by FT-Raman spectroscopy. *The Canadian Mineralogist*, 41(4), 883-890. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.4.883>

Robertson, A. H. F. et Karamata, S. (1994). The role of subduction-accretion processes in the tectonic evolution of the Mesozoic Tethys in Serbia. *Tectonophysics*, 234(1-2), 73-94. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90005-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90005-5)

Robertson, A. et Shallo, M. (2000). Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. *Tectonophysics*, 316(3-4), 197-254. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00281-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00281-1)

Robertson, A. H. (2002). Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65(1-2), 1-67. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00051-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00051-7)

Robertson, A. H. F. (2012). Late Palaeozoic–Cenozoic tectonic development of Greece and Albania in the context of alternative reconstructions of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *International Geology Review*, 54(4), 373-454. <https://doi.org/10.1080/00206814.2011.596543>

Robertson, A. H., Trivić, B., Đerić, N. et Bucur, I. I. (2013). Tectonic development of the Vardar ocean and its margins: Evidence from the Republic of Macedonia and Greek Macedonia. *Tectonophysics*, 595, 25-54. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.016>

Robinson, P.T., Malpas, J., Dilek, Y. et Zhou, M.F. (2008). The significance of sheeted dike complexes in ophiolites. *GSA Today*, 18(11), 4-10. <https://doi.org/10.1130/GSATG12A.1>

Roddick, J. C. (1994). U-Pb dating: A comparison of ion microprobe and single grain conventional analyses. *Radiogenic Age and Isotope Studies: Report 8*, 1-9.

Roumejon, S., Cannat, M., Agrinier, P., Godard, M. et Andreani, M. (2015). Serpentinisation et voies fluides dans les péridotites exhumées tectoniquement de la dorsale sud-indienne (62–65°E). *Journal of Petrology*, 56, 703-734. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu097>

Ryerson, F. J. et Watson, E. B. (1987). Rutile saturation in magmas: Implications for TiNbTa depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(2-4), 225-239. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90153-9)

Saccani, E. et Photiades, A. (2005). Petrogenesis and tectonomagmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks in the Albanide–Hellenide ophiolitic mélanges. *Island Arc*, 14(4), 494-516. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00485.x>

Saccani, E., Photiades, A. et Beccaluva, L. (2008). Petrogenesis and tectonic significance of Jurassic IAT magma types in the Hellenide ophiolites as deduced from the Rhodiani ophiolites (Pelagonian zone, Greece). *Lithos*, 104(1-4), 71-84. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.003>

Saccani, E. (2015). A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6(4), 481-501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.07.009>

Saleeby, J. B. (1983). Accretionary tectonics of the North American cordillera. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11(1), 45-73. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.11.050183.000401>

Samson, S. D., Patchett, P. J., McClelland, W. C. et Gehrels, G. E. (1991). Nd isotopic characterization of metamorphic rocks in the Coast Mountains, Alaskan and Canadian Cordillera: Ancient crust bounded by juvenile terranes. *Tectonics*, 10, 770-780. <https://doi.org/10.1029/91TC00481>

Sano, H., Igawa, T. et Onoue, T. (2002). Atlin TGI, Part V: Carbonate and Siliceous Rocks of the Cache Creek Terrane, Southern Sentinel Mountain, NTS 104N/5E and 6W. *Geological Fieldwork: A Summary of Field Activities and Current Research*, 57.

Sauvé, G. (2020). Caractérisation structurale, magmatique et hydrothermale de la section crustale de la mine Munella, ophiolite de Mirdita (Albanie): implications tectoniques et métallogéniques. *Thèse de doctorat*, Université du Québec.

Scambelluri, M. et Tonarini, S. (2012). Preuves isotopiques du bore pour le transfert de fluides en surface à travers les zones de subduction par un manteau serpentinisé. *Geology*, 40, 907-910. <https://doi.org/10.1130/G33187.1>

Schmitz, M. D. et Schoene, B. (2007). Derivation of isotope ratios, errors, and error correlations for U-Pb geochronology using ²⁰⁵Pb-²³⁵U-(²³³U)-spiked isotope dilution thermal ionization mass spectrometric data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(8). <https://doi.org/10.1029/2007GC001616>

Schoene, B., Crowley, J. L., Condon, D. J., Schmitz, M. D. et Bowring, S. A. (2006). Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U–Pb data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(2), 426-445. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.10.021>

Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. et Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139-183. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1283-6>

Scoates, J. S. et Friedman, R. M. (2008). Precise age of the platiniferous Merensky Reef, Bushveld Complex, South Africa, by the U-Pb zircon chemical abrasion ID-TIMS technique. *Economic Geology*, 103(3), 465-471. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.3.465>

Searle, M. P., Cherry, A. G., Ali, M. Y. et Cooper, D. J. (2014). Tectonics of the Musandam Peninsula and northern Oman Mountains: From ophiolite obduction to continental collision. *GeoArabia*, 19(2), 135-174.

Shallo, M. (1965). Les relations entre les roches ultrabasiques du massif de Kukesi et les formations volcano-sédimentaires du Trias inférieur et moyen dans la région de Surroj. *Bul. Shkenc. Gjeol., Albanie*, 1, 23-42.

Shallo, M., Kote, Dh., Vranai, A. et Premti, I. (1985). *Magmatitmi ofiolitik i Shqiperisc*. Tirana, Albania. Internal Report, 362 pp.

Shallo, M. (1990). Ophiolitic mélange and flyschoidal sediments of the Tithonian–Lower Cretaceous in Albania. *Terra Nova*, 2(5), 476-483. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1990.tb00388.x>

Shallo, M. (1992). Geological evolution of the Albanian ophiolites and their platform periphery. *Geologische Rundschau*, 81, 681-694. <https://doi.org/10.1007/BF01829715>

Shallo, M. (1995). Volcanics and sheeted dykes of the Albanian SSZ ophiolite. *Buletini I Shkencave Gjeologjike*, 1, 99-118.

Shallo, M., Dilek, Y., Newcomb, S. (2003). Development of the ideas on the origin of Albanian ophiolites. *Special Papers-Geological Society of America*, 371, 351-364.

Sinojmeri, A. (1990). Minéralogie et Paragenèse Du Gisement Volcanogène à Cu, Zn, Pb, Au de Munella, Mirdita Central, Albanie. Thèse de doctorat, Université d'Orléans.

Smith, A.G. (1993). Tectonic significance of the Hellenic-Dinaric ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), 213-243. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.17>

Smith, H.J., Spivack, A.J., Staudigel, H. et Hart, S.R. (1995). La composition isotopique du bore de la croûte océanique altérée. *Chemical Geology*, 126, 119-135. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00039-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00039-V)

Smith, D. K., Escartín, J., Schouten, H. et Cann, J. R. (2008). Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13–15°N). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3). <https://doi.org/10.1029/2007GC001699>

Spandler, C., Hammerli, J., Sha, P., Hilbert-Wolf, H., Hu, Y., Roberts, E. et Schmitz, M. (2016). MKED1: a new titanite standard for in situ analysis of Sm–Nd isotopes and U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 425, 110-126. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.01.017>

Spivack, A.J. et Edmond, J.M. (1987). Échange des isotopes du bore entre l'eau de mer et la croûte océanique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 1033-1043. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90023-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90023-2)

Stampfli, G.M. et Borel, G.D. (2004). The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: Cavazza, W., Roure, F.M., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean region from crust to mantle: Geological and geophysical framework of the Mediterranean and the surrounding areas*, Springer, Berlin, Heidelberg, 53-80. https://doi.org/10.1007/978-3-540-24701-9_3

Steinmann, G. (1927). Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *Rept. Int. Geol. Congr.*, 14th, Madrid, 2, 638-667.

Stern, R.J., Reagan, M., Ishizuka, O., Ohara, Y. et Whattam, S. (2012). To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, 4(6), 469-483. <https://doi.org/10.1130/L225.1>

Sun, S.S. et McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.20>

Takahashi, E. (1986). Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9), 9367-9382. <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09367>

Tarling, M.S., Smith, S.A. et Scott, J.M. (2019). Fluid overpressure from chemical reactions in serpentinite within the source region of deep episodic tremor. *Nature Geoscience*, 12(12), 1034-1042. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0501-9>

Tashko, A. (1976). Some geochemical distinctions in ultrabasic rocks (in Albanian with French abstract). *Përmbledhje Studimesh*, 4, 101-118.

Taylor, B. et Martinez, F. (2003). Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(3-4), 481-497. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00173-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00173-6)

Tempelman-Kluit, D.J. (1979). Transported cataclasite, ophiolite, and granodiorite in Yukon: Evidence of arc-continent collision. *Geological Survey of Canada*.

Teng, L.S., Lee, C.T., Tsai, Y.B. et Hsiao, L.Y. (2000). Slab breakoff as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan. *Geology*, 28(2), 155-158. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28)

Terry, J. (1977). Geology of the Nahlin ultramafic body, Atlin and Tulsequah. *Geological Survey of Canada*, pp.263-266.

Tindle, A.G. et Webb, P.C. (1994). PROBE-AMPH—a spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. *Computers & Geosciences*, 20(7-8), 1201-1228. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(94\)90019-X](https://doi.org/10.1016/0098-3004(94)90019-X)

Tonarini, S., Leeman, W.P. et Leat, P.T. (2011). L'érosion de la croûte mantellique du coin de la fosse, impliquée dans la genèse de l'arc des îles Sandwich du Sud (SSI) : preuves des systèmes isotopiques du bore. *Earth and Planetary Science Letters*, 301, 275-284. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.027>

Tremblay, A., Meshi, A. et Bédard, J.H. (2009). Oceanic core complexes and ancient oceanic lithosphere: Insights from Iapetan and Tethyan ophiolites (Canada and Albania). *Tectonophysics*, 473(1-2), 36-52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.026>

Tremblay, A., Meshi, A., Deschamps, T., Goulet, F. et Goulet, N. (2015). The Vardar zone as a suture for the Mirdita ophiolites, Albania: Constraints from the structural analysis of the Korabi-Pelagonia zone. *Tectonics*, 34(2), 352-375. <https://doi.org/10.1002/2014TC003688>

Tucholke, B.E. et Lin, J. (1994). A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B6), 11937-11958. <https://doi.org/10.1029/94JB00488>

Tucholke, B.E., Lin, J. et Kleinrock, M.C. (1998). Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B5), 9857-9866. <https://doi.org/10.1029/98JB00185>

Tucholke, B.E., Fujioka, K., Ishihara, T., Hirth, G. et Kinoshita, M. (2001). Submersible study of an oceanic megamullion in the central North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B8), 16145-16161. <https://doi.org/10.1029/2001JB000353>

Tucholke, B.E., Behn, M.D., Buck, W.R. et Lin, J. (2008). Role of melt supply in oceanic detachment faulting and formation of megamullions. *Geology*, 36(6), 455-458. <https://doi.org/10.1130/G24522A.1>

Ulmer, P. et Trommsdorff, V. (1995). Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268(5212), 858-861. <https://doi.org/10.1126/science.268.5212.858>

Vergely, P., Dima, A. et Monié, P. (1998). Datation des semelles métamorphiques ophiolitiques d'Albanie par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Conséquences sur le mécanisme de leur mise en place. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 326(10), 717-722. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(98\)80061-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80061-9)

Vils, F., Tonarini, S., Kalt, A. et Seitz, H.M. (2009). Les isotopes du bore, du lithium et du strontium comme traceurs de l'interaction entre l'eau de mer et la serpentinite à la dorsale médio-atlantique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 4339-4349. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.04.020>

Wakabayashi, J., Ghatak, A. et Basu, A.R. (2010). Suprasubduction-zone ophiolite generation, emplacement, and initiation of subduction: A perspective from geochemistry, metamorphism, geochronology, and regional geology. *Bulletin*, 122(9-10), 1548-1568. <https://doi.org/10.1130/B30076.1>

Whitney, D.L., Teyssier, C., Rey, P. et Buck, W.R. (2013). Continental and oceanic core complexes. *Bulletin*, 125(3-4), 273-298. <https://doi.org/10.1130/B30638.1>

Wunder, B., Meixner, A., Romer, R.L., Wirth, R. et Heinrich, W. (2005). Le cycle géochimique du bore : contraintes provenant des expériences de partitionnement des isotopes du bore entre le mica et le fluide. *Lithos*, 84, 206-216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.05.006>

Yamada, C., Tsujimori, T., Chang, Q. et Kimura, J.I. (2019). Boron isotope variations of Franciscan serpentinites, northern California. *Lithos*, 334, 180-189. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.04.004>

Zagorevski, A., Rogers, N., Van Staal, C.R., McNicoll, V., Lissenberg, C.J. et Valverde-Vaquero, P. (2006). Lower to Middle Ordovician evolution of peri-Laurentian arc and backarc complexes in Iapetus: Constraints from the Annieopsquotch accretionary tract, central Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, 118(3-4), 324-342. <https://doi.org/10.1130/B25755.1>

Zagorevski, A. (2013). A possible ancient core complex in the northern Cache Creek Terrane, British Columbia. T23F-2655 Automne, *AGU*.

Zagorevski, A., Bédard, J.H. et Corriveau, A-S. (2014). Geological framework of ancient oceanic crust in northwestern British Columbia and southwestern Yukon. *GEM 2 Cordillera, Commission Géologique du Canada, Fichier Publique 7696*, 9 p.

Zagorevski, A., Corriveau, A.-S., McGoldrick, S., Bédard, J.H., Canil, D., Golding, M.L., Joyce, N. et Mihalynuk, M.G. (2015). Geological framework of ancient oceanic crust in northwestern British Columbia and southwestern Yukon. *GEM 2 Cordillera, Commission Géologique du Canada, Fichier Publique 7957*, 12 p.

Zagorevski, A. (2016). Geochemical data of the northern Cache Creek terranes and their overlap assemblages, British Columbia and Yukon. *Commission Géologique du Canada, Fichier Publique 8039*, 13 p.

Zagorevski, A. (2020). Whole-rock geochemical data compilation supporting Geo-mapping for Energy and Minerals Cordillera syntheses, British Columbia and Yukon; Geological Survey of Canada. *Open File 8674*, 1 .zip file. <https://doi.org/10.4095/323678>

Zagorevski, A., van Staal, C.R., Bédard, J.H., Bogatu, A., Canil, D., Coleman, M., Golding, M.L., Joyce, N.L., Lawley, C., McGoldrick, S. et Mihalynuk, M.G. (2021a). Overview of Cordilleran oceanic terranes and their significance for the tectonic evolution of the northern Cordillera; in *Northern Cordillera geology: a synthesis of research from the Geo-mapping for Energy and Minerals program, British Columbia and Yukon*. Geological Survey of Canada, *Bulletin*, 610, 21-65. <https://doi.org/10.4095/327151>

Zagorevski, A. et van Staal, C.R. (2021b). Cordilleran magmatism in Yukon and northern British Columbia: characteristics, temporal variations, and significance for the tectonic evolution of the northern Cordillera; in *Northern Cordillera geology: a synthesis of research from the Geo-mapping for Energy and Minerals program, British Columbia and Yukon*. Geological Survey of Canada, *Bulletin*, 610, 95-122. <https://doi.org/10.4095/327152>

Zhu, G., Ma, J., Wei, G. et Zhang, L. (2021). Boron mass fractions and $\delta^{11}\text{B}$ values of eighteen international geological reference materials. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 45(3), 583-598. <https://doi.org/10.1111/ggr.12339>