



HAL
open science

Comportement mécanique des lithosphères continentales chaudes Evolution des cratons Néoarchéens et Paléoprotérozoïques de Terre Adélie (Antarctique Est) et du Gawler (South Australia)

Guillaume Duclaux

► **To cite this version:**

Guillaume Duclaux. Comportement mécanique des lithosphères continentales chaudes Evolution des cratons Néoarchéens et Paléoprotérozoïques de Terre Adélie (Antarctique Est) et du Gawler (South Australia). Géologie appliquée. Université Jean Monnet - Saint-Etienne, 2007. Français. NNT : . tel-00206311

HAL Id: tel-00206311

<https://theses.hal.science/tel-00206311>

Submitted on 17 Jan 2008

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

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

Comportement mécanique des lithosphères continentales chaudes

Évolution des cratons Néoarchéens et Paléoprotérozoïques de Terre Adélie (Antarctique Est) et du Gawler (South Australia)

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 28 Novembre 2007

pour l'obtention du

titre de Docteur de l'université Jean Monnet – Saint Étienne
(spécialité Sciences de la Terre)

par

Guillaume Duclaux

Composition du jury

Rapporteurs : C. Teyssier
P. Ledru

Examineurs : N. Arndt
H. Martin
J-M. Montel
O. Vanderhaeghe
S. Guillot (*invité*)
M-C. Gerbe (*invité*)

Directeurs de thèse : R-P. Ménot
P. Rey



Le socle Néoarchéen et ses gardiens dans la Baie de Watt (S 66° 56.76' - E 143° 53.85')

Avant-propos

Je tiens avant tout à remercier mes deux directeurs officiels de thèse, René-Pierre Ménot et Patrice Rey sans qui ce travail n'aurait jamais vu le jour. Merci à tous les deux de m'avoir permis de découvrir l'hémisphère Sud, que ce soit au milieu des icebergs ou au bord d'un lac de sel! Merci pour votre disponibilité, pour l'accueil que vous m'avez toujours réservé dans vos bureaux, parfois pour de longues discussions.

Je remercie les rapporteurs de ce mémoire Patrick Ledru et Christian Teyssier pour avoir pris le temps de juger mon travail. Merci également aux membres du jury.

Merci à Stéphane pour son aide, son soutien et pour m'avoir permis, il y a plus de 8 ans de découvrir ce qu'était le travail d'un géologue de terrain. Merci à Marie-Christine qui a passé de nombreuses heures, que dis-je, journées! avec moi derrière la ligne d'iso stables... On ne voit pas dans ce mémoire le résultat direct de tout ce temps passé à broyer, trier, attaquer, mais ça va venir ensuite! Merci à Yann pour avoir filmé ma chute sur Moyes Island... et pour avoir essayé de gérer au mieux les échantillons pour la géochro... On n'a pas pu contrôler tous les paramètres! Aussi pour m'avoir si bien accueilli sur Nice. Merci à tous ceux qui ont collaboré scientifiquement, que ce soit de près ou de loin à ce travail. Je pense plus particulièrement à Jérôme Bascou, Jean-Jacques Peucat, Gilles Ruffet, mais j'en oublie!

Un grand bravo au personnel de l'IPEV et tout particulièrement à Alain Pierre pour avoir coordonné les missions GEOLETA. Je lève aussi mon verre de Rhum à tout l'équipage de l'Astrolabe – le plus beau bateau du monde – tant les officiers que les marins! Un second verre pour la team hélico sans qui les heures entre la glace et le ciel n'auraient pas eu la même odeur... Merci aux hivernants et campagnards d'été de la TA54 et TA56 pour tous ces moments uniques. Des salutations spéciales à : Fred qui a failli me sauver la vie (aurait-il fallu que je sois vraiment malade...), GB (c'est moi que tu devrais remercier de t'avoir écouté jouer de la guitare les jours de blizzard...), à Charles pour son assistance sur le terrain et enfin à Ilka pour tous ces bons moments partagés entre Hobart et DDU.

Un merci à tous les personnels des labos où j'ai traîné plus ou moins longtemps durant cette thèse : d'abord Saint Étienne (Christophe, Bertrand, Jean-Yves, Fred, Sylvie, Steph, Marie-Paule, Colette, ...) et plus particulièrement à Chantal pour les lames minces splendides et les heures de salle blanche pour la chimie! Ensuite Lyon, mon berceau en quelque sorte (MP, Philou, Pierre, JP, Gilles et les autres...). Maintenant j'abuse de la bonté des Grenoblois, alors merci à tous (un petit salut particulier pour François quand même). Colleagues from Sydney Univeristy : cheers to Christian, Jo, Maria and all the fellows from the EarthByte team! I had a

bloody great time mates! Enfin un merci également aux chercheurs et étudiants de Minneapolis où j'ai séjourné un petit mois dans la fraîcheur.

J'en arrive aux amis...Merci à Pierrot qui a été proche, très loin puis encore plus proche, c'est toujours un plaisir de parler de pétro le soir autour d'une bière! Un merci tout spécial aux amis lyonnais qui m'ont supporté toutes ces années (désolé si je ne fais pas dans le détail) David, Isa, Marjo, Séb, Cocotte, Nico, Ema, Céline, Vincent, Séb, Jé, Kathy, Kris, Malek, Bidou, Mouillette... Je termine la série lyonnaise par Claire. Un petit coucou aux Ardéchois, amis de longue date (Guillaume, Val, Jade, Nad, Mel, Dijé, Sonia...) ou plus récents rencontrés une pagaie à la main. Salutations aux Clermontois (M. & B.)! Merci aux grenoblois : Zab (la bise!) et un peu plus à Juliette. Merci encore à Patrice (deuxième couche), Sylvie, Elona et Salome de m'avoir si chaleureusement accueilli à Helensburgh.

Merci à mes parents de m'avoir toujours soutenu tout au long de ces looooongues années d'études. Je n'ai pas les mots pour vous exprimer toute ma gratitude... Merci à mes deux frères et leurs (grandes?) familles pour les sourires et les moments partagés. Vive l'Ardèche!

Merci aussi à la SNCF de m'avoir fait préférer le train durant toutes ces années..

Enfin, à ceux que j'ai pu oublier, et je suis certain qu'il y en a plein : Merci ...

Résumé

Comportement mécanique des lithosphères continentales chaudes Évolution des cratons Néoarchéens et Paléoprotérozoïques de Terre Adélie (Antarctique Est) et du Gawler (South Australia)

MOTS CLÉS : *Néoarchéen, Paléoprotérozoïque, craton, tectonique polyphasée, lithosphère chaude, transpression, rhéologie, Terre Adélie, Antarctique, Gawler, Australie.*

Le bouclier Est Antarctique est constitué de nombreux domaines géologiques accrés autour de 530 Ma. Tous ces domaines enregistrent la trace des événements Grenvillien et Pan-Africain à l'exception d'un seul : le Craton de Terre Adélie.

Le Craton de Terre Adélie et son prolongement septentrional, le Craton du Gawler (en South Australia), font partie d'un même bloc : le *Mawson Continent*. Ils présentent donc une histoire géologique commune avant l'ouverture du domaine océanique Austral il y a environ 90 Ma. Ces cratons sont constitués d'un socle métamorphique polyphasé formé et structuré lors de deux événements géologiques majeurs datés au Néoarchéen (~ 2.5 Ga) et au Paléoprotérozoïque (~ 1.7 Ga).

Cette étude présente les mécanismes tectoniques à l'origine de la structuration de ce paléo-continent. Les campagnes de terrain et les travaux en laboratoire (pétrologie, géochronologie Ar–Ar et U–Th–Pb) réalisés sur des roches provenant des deux cratons ont permis (1) de préciser l'âge et l'origine de la déformation néoarchéenne ainsi que le comportement de la lithosphère continentale à cette époque et (2) de quantifier l'importance de la déformation paléoprotérozoïque au sein du noyau archéen et dans les domaines paléoprotérozoïques adjacents.

Ces travaux apportent de nouvelles contraintes sur la tectonique précambrienne. Nos travaux ont permis de mettre en évidence et de modéliser numériquement en 3D l'évolution à l'échelle lithosphérique de la déformation lors de l'affaiblissement des contraintes tectoniques convergentes appliquées à une lithosphère archéenne chaude. Sous l'influence de la gravité, la lithosphère chaude va fluer dans une direction perpendiculaire à celle de convergence, principalement par des mécanismes de constriction horizontale. De plus, nous mettons en évidence une dualité rhéologique entre un noyau cratonique stable et sa couverture autochtone lors de processus tardifs de réactivation tectonique.

Abstract

Mechanical behaviour of warm continental lithospheres

Evolution of the Neoproterozoic and Paleoproterozoic cratons of Terre Adélie (East Antarctica) and Gawler (South Australia)

KEYWORDS : *Neoproterozoic, Paleoproterozoic, craton, polyphased tectonic, warm lithosphere, transpression, rheology, Terre Adélie, Antarctica, Gawler, Australia.*

The East Antarctic Shield is made of several geological domains amalgamated at about 530 Ma, during the Ross orogeny. All these domains but one recorded Grenvillian and Pan-African events : the Terre Adélie Craton.

The Terre Adélie Craton and its northern extension, the Gawler Craton (in South Australia), are both parts of a same block : the *Mawson continent*. Also, they display identical geological histories prior the opening of the Southern Ocean basin at around 90 Ma. These cratons are made of a polymetamorphic basement structured during two main orogenesis dated to Neoproterozoic (~ 2.5 Ga) and Paleoproterozoic (~ 1.7 Ga) times.

The present work deals with the study of the tectonic mechanisms responsible for the structuration of the Mawson Paleo-continent. Field investigations and laboratory work (petrology, Ar–Ar and U–Th–Pb geochronology) on samples from both cratons allowed (1) to precise the age and the origin of the Neoproterozoic deformation and the mechanical behaviour of the continental lithosphere at that time, and (2) to quantify the magnitude of the Paleoproterozoic deformation within the Archaean crust and in adjacent Paleoproterozoic domains.

This work provides new constraints regarding Precambrian tectonics. Our results allowed us to evidence and to numerically model in 3D at the lithospheric-scale, the strain evolution during waning of convergence force into a warm Archaean lithosphere. We show that tectonic and gravitational forces compete in order to drive horizontal constrictive flow of the continental lithosphere, in a direction perpendicular to the convergence. Furthermore, we illustrate rheological duality between a stabilized cratonic domain and its autochthonous sedimentary cover during later tectonic reactivation.

Table des matières

Avant-propos	ii
Résumé	iii
Abstract	iv
Table des matières	v
Table des figures	x
Problématiques, Objectifs et Organisation du mémoire	1
Problématiques	1
Objectifs	3
Organisation du mémoire	3
La lithosphère continentale de l'Archéen au Paléoproterozoïque	10
1 La lithosphère continentale	11
1.1 Définition	11
1.2 La déformation de la lithosphère	14
1.2.1 Caractéristiques structurales des orogènes phanérozoïques et précambriens	15
1.3 Les paramètres physiques influant sur la rhéologie de la lithosphère conti- nentale	23
1.4 L'état thermique de la lithosphère continentale	25
1.4.1 Production de chaleur et refroidissement séculaire de la Terre	25

1.4.2	Estimation des géothermes continentaux	28
1.5	Les modèles de croissance crustale et l'émergence des continents	32
 Le Craton de Terre Adélie		42
2	Introduction : Le continent Antarctique et le Craton de Terre Adélie	43
2.1	Le continent antarctique – Généralités	43
2.2	Le Craton de Terre Adélie, un peu d'histoire...	47
2.3	The Terre Adélie Craton Geology	52
	<i>R.P Ménot, G. Duclaux, J.J. Peucat, Y. Rolland, S. Guillot, M. Fan- ning, J. Bascou, D. Gapais, A. Pêcher, 2007. The Terre Adélie Craton Geology – 10th ISAES symposium</i>	<i>52</i>
3	Caractérisation pétrologique et structurale du domaine néoarchéen	58
3.1	Les lithologies	59
3.1.1	La croûte amphibolitique : de Port Martin à Cape Denison et sur Correll Nunatak	59
3.1.2	La croûte granulitique : du Cape Gray au Glacier du Mertz	62
3.2	Les structures	65
3.2.1	Les structures précoces de haute température	65
3.2.2	Les structures tardives à la limite ductile/fragile	68
	<i>R.P Ménot, A. Pêcher, Y. Rolland, J.J. Peucat, A. Pelletier, G. Du- claux, S. Guillot, 2005. Structural Setting of the Neoproterozoic Terrains in the Commonwealth Bay Area (143–145 ° E), Terre Adélie Craton, East Antarctica – Gondwana Research, V8, 1, pp.1-9</i>	<i>71</i>
	ERRATUM	80
4	L'état thermique de la croûte continentale granulitique néoproterozoïque du Craton de Terre Adélie	81
4.1	Les conditions du métamorphisme	81
4.2	Le pic de température dans le domaine granulitique	82
4.3	Modélisation de l'évolution thermique d'une lithosphère néoproterozoïque épaissie	84

4.4	Les roches basiques comme source de chaleur	85
Évolution thermo-mécanique du socle néoarchéen - Le <i>Mawson</i> continent		90
5	Expérimentation numérique de l'évolution thermo-mécanique d'une lithosphère chaude lors du relâchement de la force tectonique	91
5.1	Présentation du modèle de la plaque mince visqueuse : hypothèses et simplifications	92
5.1.1	Les densités	93
5.1.2	Le géotherme continental	94
5.1.3	Les équations constitutives du modèle et le profil rhéologique . . .	95
5.1.4	Les conditions aux limites	97
6	Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archaean field examples	101
	<i>Duclaux G., P. Rey, S. Guillot, R.-P. Ménot, 2007. Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archaean field examples – Geology, V35, 8, 715–718.</i>	101
Réactivation d'un domaine cratonique néoarchéen stable et localisation de la déformation au Paléoproterozoïque		108
7	Géochronologie Th-U-Pb sur monazite et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et mica	110
7.1	La méthode de datation chimique Th-U-Pb sur monazite à la microsonde électronique	110
7.1.1	La monazite	111
7.1.2	Principe de la méthode de datation chimique Th-U-Pb	111
7.1.3	Procédure analytique	113
7.2	La méthode de datation isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et mica . . .	119
7.2.1	Schéma de désintégration du ^{40}K	119
7.2.2	Principe de la technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	120
7.2.3	Sélection des échantillons et irradiation	122

7.2.4	Procédure analytique	122
7.2.5	Détails des problèmes survenus post-irradiation	123
7.2.6	Présentation et discussion d'âges préliminaires obtenus sur amphibole au sein du domaine Néoarchéen	123
8	Mise en évidence de la structuration polyphasée du <i>Mawson continent</i>	126
8.1	Discussion sur l'âge de structuration de la croûte néoarchéenne du Mawson continent	126
	<i>G. Duclaux, P.Rey, S. Guillot, R.P. Ménot Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archean field examples ; Reply to Comment – accepted to Geology, November 2007</i>	127
8.2	Superimposed Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica) : evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages	130
	<i>G. Duclaux, Y. Rolland, G. Ruffet, R.P. Ménot, S. Guillot, J.J. Peucat, M. Fanning, P. Rey and A. Pécher Superimposed Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica) : evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages – submitted to Precambrian Research, August 2007.</i>	130
	Discussion et conclusion	154
9	Apport de l'étude du socle polymétamorphique du Craton de Terre Adélie	155
9.1	Le travail de synthèse	155
9.2	Précision sur les corrélations Antarctique–Australie	156
10	La déformation des lithosphères chaudes	160
10.1	Durant la convergence	161
10.2	En fin de convergence	162
	10.2.1 Préservation des fabriques constrictives horizontales	163
10.3	Le fluage de la croûte et l'effondrement gravitaire des orogènes archéens	163

11 La dualité rhéologique au sein du Craton de Terre Adélie	165
11.1 Localisation de la déformation tardive sur des discontinuités rhéologiques majeures	165
11.2 L'inertie et le rôle de "butoir" de la lithosphère néoarchéenne au Paléoprotérozoïque	166
12 Perspectives	169
Bibliographie	173
Annexes	192

Table des figures

1	Carte simplifiée représentant les corrélations entre le Craton du Gawler (GC) en South Australia et le Craton de Terre Adélie (TAC) en Antarctique Est. En fond, la carte gravimétrique des fonds océaniques (source : NOAA).	7
1.1	Carte des plaques lithosphériques terrestres. Les flèches indiquent les mouvements relatifs de chaque plaque (source <i>wikipedia</i>)	12
1.2	Modèle illustrant les forces principales de "ridge-push" et de "slab pull" associées avec les mouvements des plaques lithosphériques. Schéma inspiré du modèle dynamique proposé par Hess (1962).	13
1.3	Schéma synthétique d'une colonne de lithosphère continentale.	13
1.4	Schéma général des différents types de volcanisme associés aux mouvements des plaques lithosphériques	14
1.5	Coupes schématiques de deux zones de convergence modernes	16
1.6	Coupe sismique interprétée soulignant la structure de la croûte continentale Canadienne depuis la Opatoca Plutonic Belt, située au sud de la Province du Supérieur, à la Grenville province au nord de Montréal. Projet Lithoprobe (d'après Ludden and Hynes, 2000).	18
1.7	Carte schématique des structures à grande échelle au sein du craton Paléo à Mésoarchéen des Pilbara (Western Australia)	20

1.8	A. Coupe interprétative à travers un domaine néoarchéen présentant des structures du type "dômes et bassins" au sein du craton du Dharwar en Inde (Chardon et al., 1998). B. Coupes schématiques interprétatives au sein du Dharwar illustrant la tectonique verticale et le diapirisme associé des TTG au sein des ceintures de Roches vertes (Choukroune et al., 1997).	22
1.9	Schéma soulignant l'importance de la température sur la résistance de la lithosphère continentale en fonction de la température au Moho (d'après Rey and Houseman, 2006)	24
1.10	Diminution de la productivité de chaleur par désintégration des principaux éléments radiogéniques (U, K et Th) au cours du temps	26
1.11	Évolution de la température potentielle du manteau terrestre au cours du temps et de son refroidissement	28
1.12	Schéma représentant l'évolution de la température en fonction de la profondeur (cas d'un géotherme continental à l'équilibre) au sein de lithosphères continentales anciennes et stables. D'après McKenzie et al. (2005)	29
1.13	Effet thermique dû à de l'accrétion magmatique par placage de magmas basiques en base de croûte continentale	31
1.14	Proportion de croûte continentale formée par rapport à l'actuel, en fonction du temps, selon différents auteurs. Tous les modèles se caractérisent par une croissance rapide à l'Archéen, plus lente depuis, de sorte qu'à la fin de l'Archéen (2.5 Ga) la plus grande partie de la croûte continentale était déjà formée.	33
1.15	Planisphère représentant la répartition actuelle des segments crustaux archéens (<i>en rouge</i>) et protérozoïques (<i>en vert</i>). D'après Kusky and Polat (1999) et Bleeker (2003).	34
1.16	Variation séculaire de la teneur en forstérite du manteau lithosphérique sous-continental marquant une augmentation de sa densité au cours du temps (d'après Griffin et al., 2003)	35
1.17	Diagramme pression-température et coupe schématique de zones de subduction au Protoarchéen, à la transition Archéen/Paléoproterozoïque et à l'actuel (Martin and Moyen, 2002)	36

1.18	Variation temporelle de la chimie de la croûte supérieure continentale (roches présentes en surface) mise en évidence à travers la variation de composition des sédiments détritiques au cours du temps (d'après Taylor and McLennan, 1985).	37
1.19	A. Histogramme de fréquence des âges U–Pb sur zircons mesurés pour la croûte continentale (Condie, 1998). B. Modèle de croissance crustal proposé par Taylor et McLennan. C. L'émergence de matériel crustal différencié est mis en évidence par l'évolution du rapport isotopique du Sr des carbonates marins (Veizer et al., 1989)	39
2.1	Carte générale simplifiée représentant les types de marges bordant la plaque Antarctique.	44
2.2	Coupe topographique simplifiée du bloc Antarctique Est indiquant l'épaisseur de glace de l'inlandsis recouvrant le socle rocheux.	45
2.3	Carte géologique simplifiée du socle Précambrien du bouclier Antarctique Est faisant ressortir les principaux domaines géologiques reconnus. Modifié d'après Tingey (1991)	45
2.4	A. Coupes tomographiques sériées du manteau supérieur Antarctique (Model DM01). B. Carte de variations de la vitesse des ondes S. Les coupes horizontales ont été réalisées pour 80, 140, 180 et 220 km de profondeur. Les échelles de couleur pour A et B sont basées sur la variation de la vitesse des ondes v_{SV} par rapport au modèle PREM (Morelli and Danesi, 2004)	46
2.5	Photo prise face à Correll Nunatak lors de la reconnaissance du site par les hommes de l'AAE en 1913. Photographie de Franck Hurley.	47
2.6	L'auteur précise dans la légende de la carte : "Les noms géographiques [...] sur cette carte sont provisoires. La direction des couches et leur nature ont été extrapolées vers l'intérieur."	49
2.7	Carte des âges des terrains du Craton de Terre Adélie.	51
3.1	Lithologies du domaine néoarchéen amphibolitique (croûte supérieure) . . .	61
3.2	Lithologies du domaine néoarchéen granulitique (croûte inférieure)	64
3.3	Les structures précoces ductiles	67
3.4	Les structures tardives à la limite ductile/fragile	69

4.1	Schéma d'évolution pression-température des roches du socle granulitique néoarchéen.	83
4.2	Modèle triaxial d'évolution de la température au Moho après un épaissement crustal instantané d'1.5 fois.	84
4.3	Granulites acides et intermédiaires foliées recoupées par des filons basiques également en faciès granulite (assemblages à grenat) (<i>C Island</i>).	86
4.4	Figure de mélange entre un filon basique granulitisé (bordure de filon lobée) et des granulites intermédiaires (<i>Stilwell Island</i>).	87
4.5	Modèle thermique de l'influence de la cristallisation et du refroidissement d'intrusions de basaltes dans la croûte.	88
5.1	Principe de l'approximation de la plaque mince (England and McKenzie, 1982, 1983) appliquée à une lithosphère continentale dont les paramètres thermomécaniques sont relatifs au Néoarchéen.	93
5.2	Définition thermo-mécanique de la lithosphère néoarchéenne de 120 km d'épaisseur.	100
7.1	Exemple d'histogramme cumulé correspondant à la somme de toutes les gaussiennes des analyses réalisées pour le domaine néoarchéen du Craton de Terre Adélie	115
7.2	Relation entre PbO , ThO_2^* et l'âge calculé des monazites et mise en évidence de pertes en Pb lors d'une réouverture partielle du système chimique.	118
7.3	Spectres Ar/Ar obtenus pour deux échantillons pour lesquels ont été séparés des couples amphibole et biotite.	125
9.1	Reconstructions palinspastiques illustrant la dérive des plaques Antarctique et Australienne entre 48 et 83 Ma. La géologie du socle du Craton de Terre Adélie et du Craton du Gawler est extraite de Duclaux et al. (2007a); Ménot et al. (2007) (d'après Whittaker et al., 2007).	157
9.2	Essai de corrélation entre les cratons de Terre Adélie et du Gawler	159
10.1	Modèle triaxial illustrant la différence d'épaissement entre une lithosphère archéenne (Arch120) et phanérozoïque (Phan120) lorsque la convergence est maintenue (d'après Rey and Houseman, 2006).	162

11.1 Schéma illustrant la dualité de comportement rhéologique lors de l'événement tectonique transpressif Paléoprotérozoïque entre la croûte néoarchéenne froide et stabilisée et le domaine chaud et ductile paléoprotérozoïque de DDU	168
---	-----

Problématiques, Objectifs et Organisation du mémoire

« Cette montagne ruinée effraye le regard et la pensée. Je ne sais, et nul ne peut dire comment se déplaça le centre où reposait l'équilibre de ce grand corps. Quelle cause mina la base sur laquelle reposaient ces immenses plateaux, ces terrasses, ces dômes, ces pentes, ces aiguilles ? Est-ce une convulsion du globe ? Est-ce une goutte d'eau lentement distillée depuis des siècles ?... Felix qui potuit rerum cognoscere causas ! »

Victor Hugo, Voyage aux Alpes, 1831

Problématiques

Depuis sa formation, la Terre subi un refroidissement lent et irréversible modifiant au cours du temps sa dynamique globale. La croûte terrestre, et plus largement la lithosphère, représente l'enveloppe solide la plus externe du globe et elle enregistre au cours de son histoire les transformations de la Terre. Deux types de lithosphères sont présents à la surface de la Terre, (i) la lithosphère océanique et (ii) la lithosphère continentale. Sur de longues périodes géologiques, la première, formée à l'aplomb des dorsales océaniques, n'est pas préservée du fait de sa subductabilité ($t \leq 200$ Ma). Elle est alors enfouie au sein du manteau dans les zones de subduction à des vitesses de l'ordre de quelques cm.an^{-1} . La lithosphère continentale et plus particulièrement la croûte se sont formé par des mécanismes qui semblent avoir évolué de manière séculaire. La croûte continentale est en grande partie ancienne (> 2.5 Ga) et a été partiellement préservée du recyclage dans le manteau terrestre du fait de sa faible densité et de sa flottabilité. Elle représente donc un témoin privilégié de l'histoire ancienne de la Terre et sa position en surface lui confère une accessibilité aisée. Cependant cette facilité d'accès ne rend pas son étude, et encore moins sa compréhension, plus triviale que celle des enveloppes les plus internes car la grande diversité des matériaux rencontrés lui confère des caractéristiques rhéologiques et géochimiques complexes. Cette complexité est intimement liée aux processus magmatiques, métamorphiques et tectoniques qui l'ont affectée au cours du temps. En d'autres termes, les principes d'actualisme ne sont pas toujours applicables aux objets anciens.

Au premier ordre, deux niveaux très différents sont distingués dans la croûte continentale. La croûte supérieure présente un comportement fragile à ductile. Elle est constituée de l'assemblage de niveaux sédimentaires et ignés équilibrés dans les faciès

schiste vert à amphibolite. La croûte profonde (entre 20 et 40 km de profondeur), ductile, représente la partie la moins bien connue de la croûte continentale. Elle englobe la croûte intermédiaire et la croûte inférieure, formées de roches magmatiques et métamorphiques équilibrées dans les faciès amphibolite et granulite.

Ces niveaux infracrustaux n'affleurent que dans de rares segments continentaux et sont principalement présents dans les domaines cratoniques. La croûte profonde, zone de transition entre la surface terrestre et le manteau sous-jacent, enregistre les transferts de matière et d'énergie, moteurs de la dynamique lithosphérique. La reconnaissance et l'interprétation des structures que l'on y observe sont rendues très complexes par la forte empreinte métamorphique et les processus de fusion partielle fréquents qu'ils ont subi. Cependant, de telles études sont indispensables pour définir les modalités de processus tectoniques dans des conditions thermodynamiques sévères. Par ailleurs, une meilleure connaissance des mécanismes de structuration des cratons présentera une importance économique capitale puisque ces mécanismes sont étroitement associés aux transferts de fluides et aux minéralisations.

Bien que la croûte continentale ne représente que ~ 0.6 % de la masse de la Terre silicatée, elle contient une large proportion des éléments incompatibles (entre 20 et 70% selon le modèle considéré, Rudnick and Fountain (1995)) incluant les radioéléments producteurs de chaleur et une partie des éléments constitutifs des systèmes isotopiques radiogéniques (Rb–Sr, U–Pb, Sm–Nd, Lu–Hf). Ainsi, la croûte continentale joue un rôle prédominant dans toute estimation de composition de la Terre globale et de sa structure thermique (Sclater et al., 1980). De plus, la connaissance de la composition moyenne actuelle de la croûte et de son évolution au cours du temps est essentielle pour : (i) comprendre les modalités d'accrétion de la croûte et de son évolution au cours du temps ; (ii) déterminer s'il existe ou non une évolution séculaire des processus de génération et de modification crustale. Ce dernier point aura d'importantes implications pour appréhender l'évolution chimique de la Terre globale.

Grâce à l'érosion, les études des socles anciens, fragments de lithosphère continentale depuis longtemps stabilisée, donnent accès à des niveaux structuraux variés de la croûte continentale et permettent donc d'étudier la dynamique des différents niveaux crustaux et leurs couplages éventuels. Nous avons choisi de focaliser notre attention sur le **Mawson continent** (Fanning et al., 1999), qui représente un des rares témoins de croûte ancienne préservé des épisodes orogéniques Grenvillien (~ 1 Ga) et Pan-Africain

(~ 550 Ma). Le secteur d'étude est réparti sur deux cratons séparés par l'Océan Austral (Fig. 1) : (i) le **Craton de Terre Adélie**, en Antarctique Est qui s'étend le long de la côte Antarctique sur environ 300 km d'est en ouest. Son étude représente un défi car la connaissance géologique de cette partie du globe reste minime et l'accès à ces zones géographiques sous hautes latitudes demande une logistique importante. (ii) Le **Craton du Gawler** représente l'équivalent septentrional du craton précédent et affleure en Australie Méridionale principalement sur la Eyre Peninsula. Ces différentes pièces sont des reliques fragmentées du Supercontinent Rodinia (Meert and Torsvik, 2003).

Objectifs

Ce travail a nécessité plus de 7 mois de terrain et une importante logistique, particulièrement en ce qui concerne les travaux en zone polaire du fait de la difficulté d'accès aux sites. Le thème principal que j'aborde au cours de ce mémoire concerne **l'évolution des modes de déformation et du comportement thermomécanique de la lithosphère entre la fin de l'Archéen et la Paléoproterozoïque**.

Par ailleurs, ce travail a également pour objectif d'apporter une contribution à la connaissance géologique du continent Antarctique. Un point clé du projet consiste à établir la carte géologique du Craton de Terre Adélie et valider les relations de celui-ci avec le craton du Gawler en Australie Méridionale. Il s'agira de préciser la nature, l'âge et l'extension des épisodes successifs de structuration – magmatiques et/ou tectono-métamorphiques – de la lithosphère continentale. Les observations de terrain, les nouvelles données thermobarométriques, géochronologiques, et les résultats des modélisations numériques permettent ensuite de discuter et de proposer des hypothèses sur l'évolution dynamique des lithosphères primitives chaudes et sur leurs réactivations tardives.

Organisation du mémoire

La première partie du mémoire introduit les questions abordées au cours de cette étude et les objectifs que nous nous sommes fixés. Elle présente brièvement la démarche suivie afin d'apporter des éléments de réponse aux problèmes rencontrés à l'échelle

régionale, puis de discuter de leurs implications sur des processus d'ordre plus général.

Dans la **seconde partie** sont exposées les caractéristiques générales de la lithosphère continentale. Les caractéristiques pétrographiques, thermiques et rhéologiques des différents niveaux structuraux sont développées ainsi que leurs caractéristiques géochimiques majeures. Ensuite, les processus de croissance crustale amenant à la stabilisation et l'émergence des continents sont détaillés, ainsi que l'évolution des caractéristiques de la dynamique des lithosphères anormalement chaudes depuis l'Archéen vers l'actuel.

La **troisième partie** synthétise la connaissance géologique actuelle du Craton de Terre Adélie. Une brève introduction sur le bouclier Est Antarctique est suivie d'un **premier article, intitulé "Geology of the Terre Adélie Craton (139–146 ° E)", publié en 2007 dans le cadre du 10^e International Symposium on Antarctic Earth Sciences (ISAES)**. Il fait l'état des connaissances sur le Craton de Terre Adélie, définissant les différents domaines rencontrés sur le terrain, le long de la côte de Terre Adélie et George Vth Land. Nous avons ensuite porté notre attention sur le domaine néoarchéen du Craton de Terre Adélie. Après une description des lithologies et des structures observées dans les unités amphibolitiques et granulitiques, **la géologie du domaine granulitique est résumée dans un article intitulé "Structural Setting of the Neoproterozoic Terrains in the Commonwealth Bay area (143–145 ° E), Terre Adélie Craton, East Antarctica" publié en 2005 dans la revue Gondwana Research**. Enfin, une estimation du pic de température enregistré dans les roches de l'unité granulitique est présentée dans le but de contraindre l'histoire thermique du domaine néoarchéen. Ces résultats nous amènent à réfléchir sur les mécanismes géodynamiques en jeu et l'origine des sources de chaleur nécessaire aux conditions de haute, voire ultra-haute température établies dans la croûte continentale.

La **quatrième partie** du mémoire développe la méthodologie et les équations employées pour modéliser numériquement en 3D l'évolution thermomécanique d'une lithosphère anormalement chaude. Nous avons focalisé notre étude sur les phénomènes observés lors de l'affaiblissement des forces tectoniques aux limites d'un orogène. Ce modèle nous permet de fournir une explication cohérente avec les structures observées

dans les domaines néoarchéens du Gawler et de Terre Adélie. **Ces travaux sont résumés dans un article intitulé “Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archean Field examples” paru dans la revue *Geology* en 2007.**

La cinquième partie du mémoire présente les méthodes d’analyses géochronologiques que nous avons utilisées afin de contraindre l’histoire tectonique du *Mawson continent* depuis le Néoarchéen jusqu’au Mésoproterozoïque. Les résultats sont présentés sous la forme de deux articles. Nous avons ainsi pu mettre en évidence (i) un épisode de structuration Néorochéen, (ii) la localisation de la déformation Paléoproterozoïque le long de zones de cisaillement métriques au sein du bloc néoarchéen ; (iii) une concentration de la déformation d’âge paléoproterozoïque au sein de bassins avec un gradient d’exhumation depuis la bordure vers le coeur du bassin de Dumont D’Urville et (iv) contraindre plus précisément l’âge de la zone de cisaillement du glacier Mertz qui représente la limite orientale du bouclier Antarctique Est. **Une discussion sur l’âge des structures au sein du Craton du Gawler est présentée sous forme d’un *reply* suite au *Comment* rédigé par Dutch et al. (2007), mettant en cause les données géochronologiques sur lesquelles s’appuient les observations de terrain et leurs interprétations discutées dans l’article publié dans *Geology* (Duclaux et al., 2007a).** Enfin, les résultats obtenus par les méthodes Th-U-Pb sur monazite et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et mica et leurs interprétations sont présentés sous forme d’un manuscrit soumis à la revue *Precambrian Research* en août 2007.

Enfin **la sixième partie** intègre les résultats présentés dans les parties précédentes au sein d’une discussion permettant de proposer un schéma global d’évolution du Mawson continent durant plus d’un milliard d’années. Cette synthèse nous amène aussi à réfléchir de manière plus globale sur la transition Archéen/Paléoproterozoïque et sur sa signification dans l’histoire de la Terre.

Le travail scientifique présenté dans ce mémoire de thèse de doctorat s’intègre dans un programme de recherche international, le programme GEOLETA, dirigé par René-Pierre Ménot et soutenu financièrement par l’Institut Polaire Français Paul Émile Victor

(IPEV) et l'INSU-CNRS. La cotutelle mise en place par Patrice Rey et René-Pierre Ménot entre les universités de Sydney et de Saint-Etienne a été appuyée financièrement par la région Rhône-Alpes via le programme EURODOC, par l'Ambassade de France en Australie par le biais d'un programme d'aide à la mobilité internationale et par le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche avec une allocation de recherche.

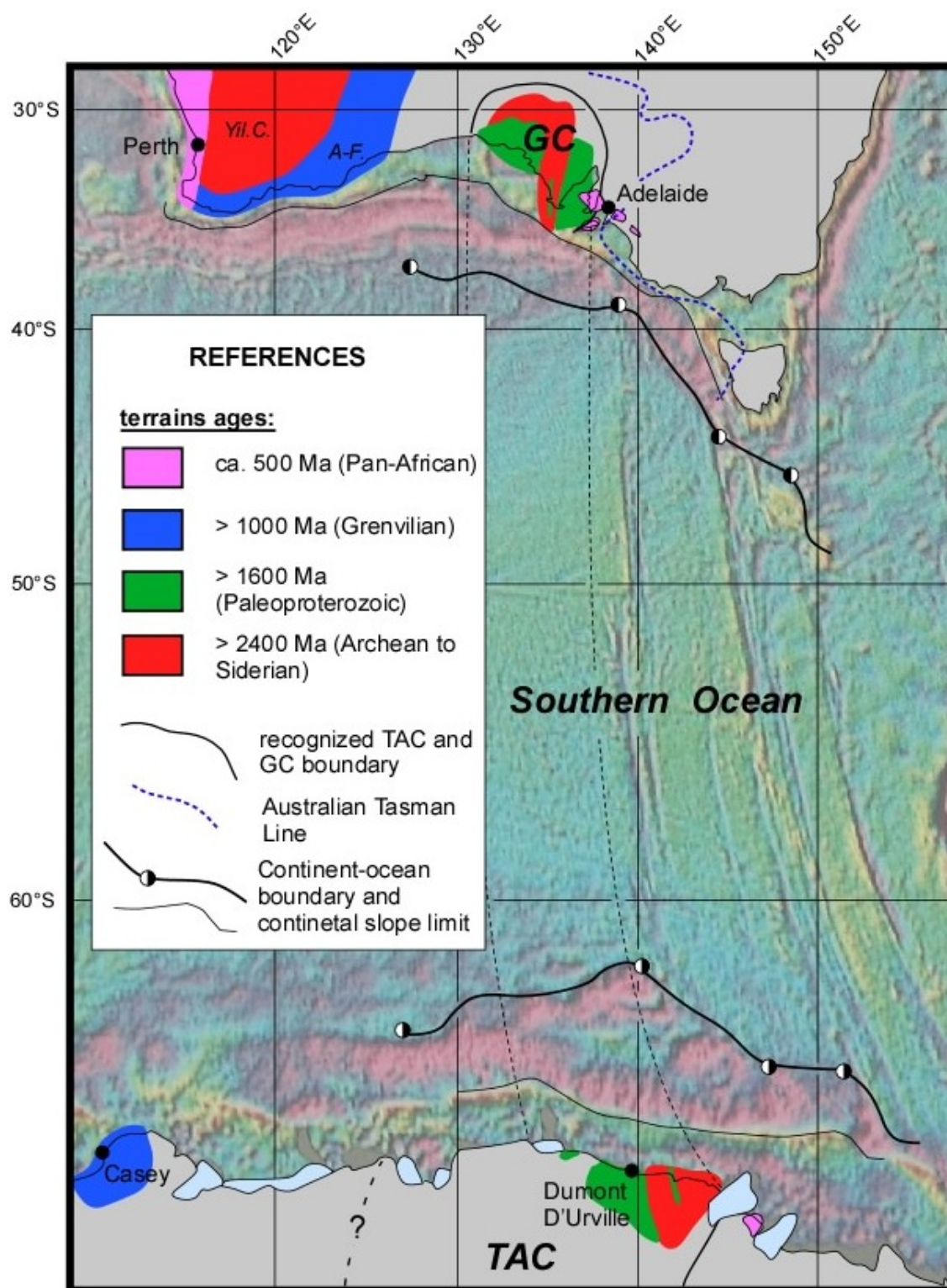


Fig. 1 – Carte simplifiée représentant les corrélations entre le Craton du Gawler (GC) en South Australia et le Craton de Terre Adélie (TAC) en Antarctique Est. En fond, la carte gravimétrique des fonds océaniques (source : NOAA).

La lithosphère continentale de l'Archéen au Paléoprotérozoïque

La lithosphère continentale

1.1 Définition

La lithosphère continentale correspond à l'enveloppe solide la plus externe du globe terrestre. Elle est constituée de la croûte continentale, d'épaisseur variant entre 15 et 70 km et du manteau lithosphérique sous-jacent. Sa base est définie par l'isotherme 1300 ° C situé à des profondeurs allant de 150 à plus de 300 km, suivant le gradient géothermique de la zone en question et le flux de chaleur qui s'applique à sa base (McKenzie et al., 2005; Michaut, 2006). La lithosphère continentale représente environ 40% de la surface totale du globe. Ces plaques rigides sont soumises à la tectonique des plaques (Fig. 1.1), modèle développé par Morgan (1968) s'inspirant des travaux précurseurs sur la dérive des continents de Wegener (1915, 1922) et l'expansion des fonds océaniques (Dietz, 1961).

Le modèle communément admis propose que les plaques lithosphériques sont portées par les mouvements convectifs du manteau asthénosphérique sous-jacent (Holmes, 1931) et subissent entre elles des interactions dont les trois types principaux sont (1) la divergence, (2) la convergence et (3) la transcurrence. Un consensus semble aujourd'hui se créer afin d'expliquer l'origine des forces qui rendent les plaques mobiles à la surface du globe. Elle semble être liée en grande partie au poids de la croûte océanique subductée (*slab pull*) qui entraîne toute la plaque lors de sa chute et joue le rôle de moteur du tapis roulant océanique. D'autres hypothèses ont été proposées mettant en cause la contrainte cisailante entre la lithosphère et l'asthénosphère (liée à l'importance du couplage entre les deux) ou encore la poussée à la ride (*ridge push*, le poids de la jeune croûte en haut de la ride "pousserait" toute la plaque (Hess, 1962)) (Fig. 1.2).

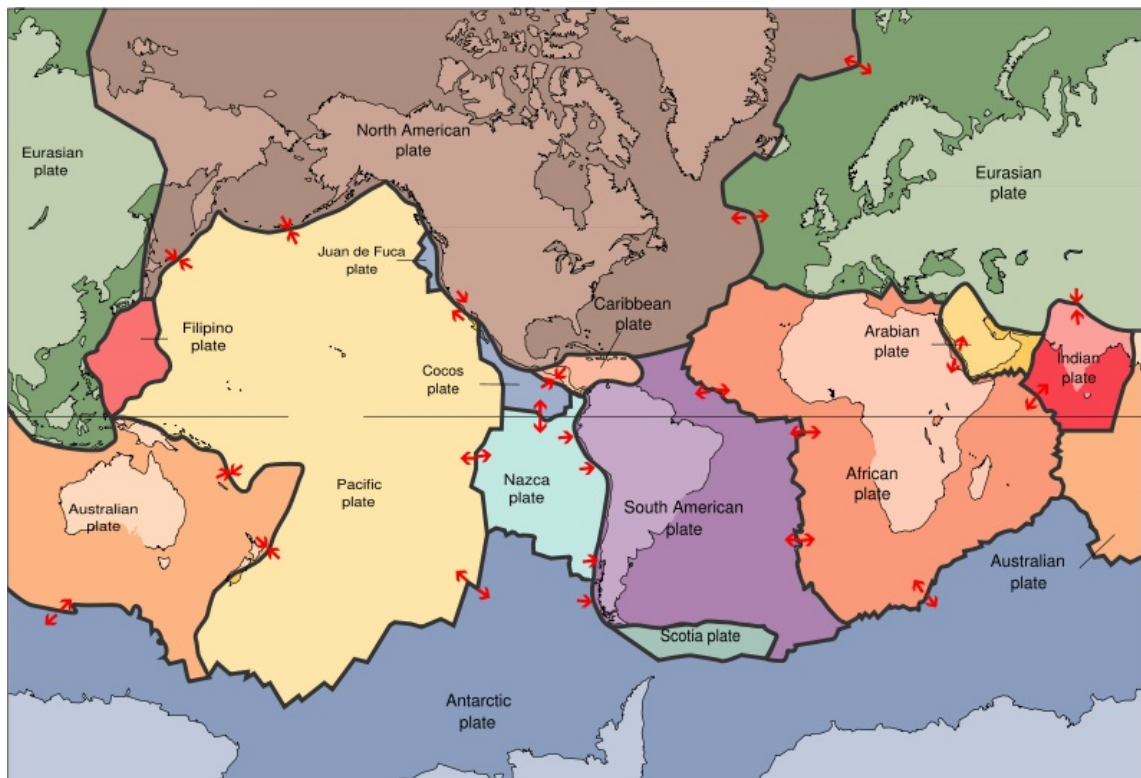


Fig. 1.1 – Carte des plaques lithosphériques terrestres. Les flèches indiquent les mouvements relatifs de chaque plaque (source wikipedia)

D'un point de vue pétrographique et géochimique, la croûte continentale présente une incroyable complexité de par la diversité des roches qui la constituent (Fountain and Salisbury, 1981). Elle est constituée de sédiments, de roches métamorphiques et de roches magmatiques issues de la fusion mantellique ou de processus d'anatexie. On distingue habituellement une croûte supérieure et une croûte inférieure. Cette dernière présentant une forte proportion de matériaux mafiques (Bohlen and Mezger, 1989). D'une manière très globale, la croûte continentale tend vers une composition andésitique (Taylor and McLennan, 1995; Rudnick and Fountain, 1995; Rudnick et al., 2003). Le manteau lithosphérique est un manteau peu fertile, appauvri avec le temps par les processus de fusion ayant conduit à l'extraction de la croûte.

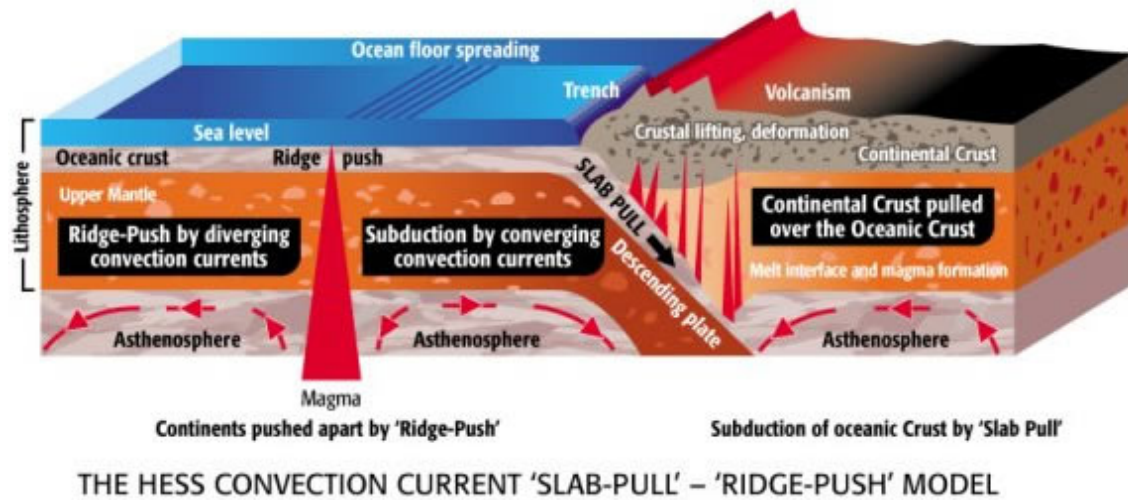


Fig. 1.2 – Modèle illustrant les forces principales de "ridge-push" et de "slab pull" associées avec les mouvements des plaques lithosphériques. Schéma inspiré du modèle dynamique proposé par Hess (1962).

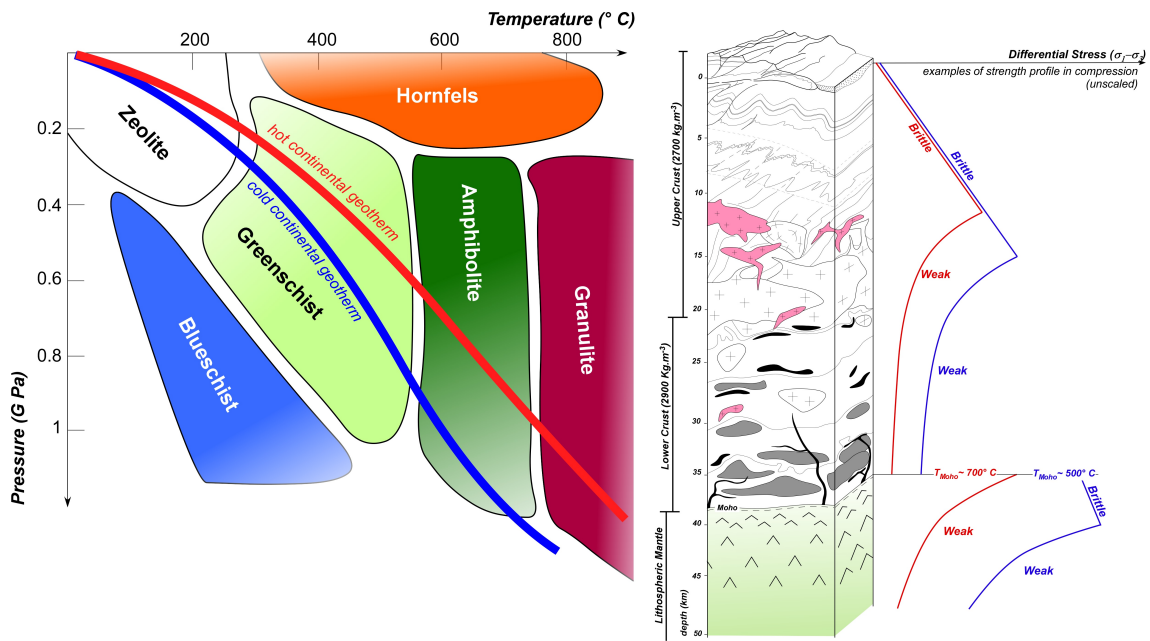


Fig. 1.3 – Schéma synthétique d'une colonne de lithosphère continentale – modifié d'après Mat-tauer (1980) et Fountain and Salisbury (1981). À gauche de la colonne, apparaissent deux exemples de profils rhéologiques en compression (voir section 1.3) pour un géotherme continental actuel normal (bleu) et anormalement chaud (rouge). À droite de la colonne un diagramme P-T présente les champs des principaux faciès métamorphiques rencontrés pour les roches crustales. Les deux géothermes théoriques (normal en bleu et chaud en rouge) représentent l'évolution des conditions de pression et température ainsi que les faciès métamorphiques au sein de la croûte continentale.

Thermiquement, la lithosphère continentale présente aussi une grande variabilité. Elle est la source principale de la chaleur émise en surface (cf. 1.4). De ce fait, les faciès métamorphiques que l'on y rencontre sont également très variés et leurs caractéristiques permettent de définir des schémas d'évolution crustale associés à des contextes géodynamiques particuliers.

1.2 La déformation de la lithosphère

Les trois types principaux de mécanismes de déformation sont présentés succinctement ci-dessous :

- i. **La divergence** correspond à un mouvement éloignant deux plaques l'une de l'autre, laissant le manteau remonter entre elles. Leurs frontières divergentes correspondent à une ride océanique ou dorsale, lieu de création de lithosphère océanique et théâtre d'un intense volcanisme (généralement basaltique et de chimisme tholéiitique). C'est à travers ce mouvement que se crée la croûte lithosphérique océanique (couche rigide située au-dessus du manteau supérieur) (Fig. 1.4).

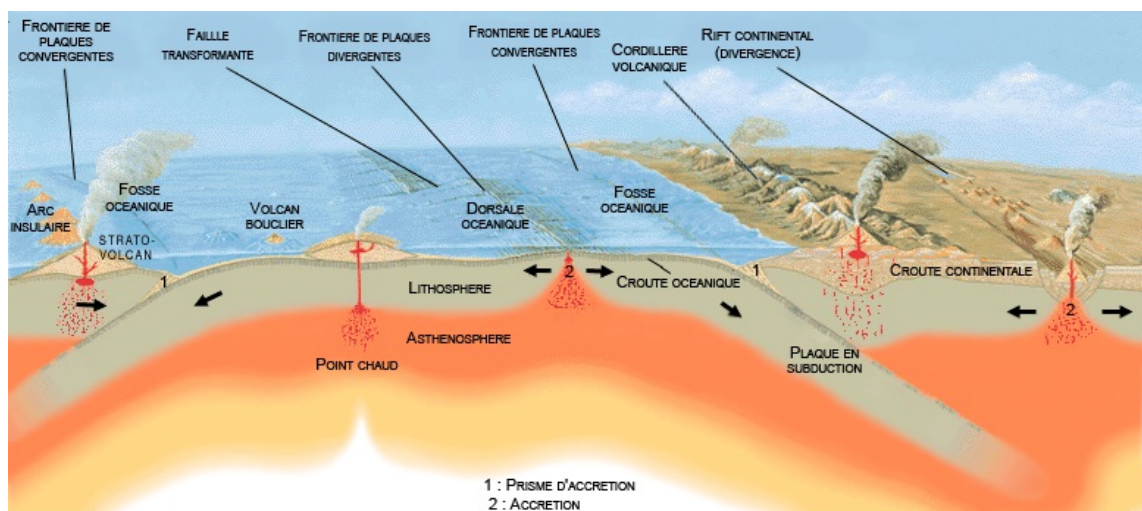


Fig. 1.4 – Schéma général des différents types de volcanisme associés aux mouvements des plaques lithosphériques

- ii. **La convergence** correspond à un mouvement rapprochant deux plaques l'une de l'autre, compensant ainsi l'expansion océanique en d'autres zones du globe.

Quatre types de frontière de plaques convergentes accommodent le rapprochement :

- Une zone de subduction là où une plaque (en général la plus dense, de nature océanique) plonge sous une autre, moins dense ; le volcanisme au-dessus des zones de subduction est généralement andésitique, avec une chimie calco-alcaline. La côte ouest du continent américain en est un exemple caractéristique.
- Une zone de collision, là où deux plaques se confrontent. C'est le cas notamment de la chaîne de l'Himalaya, à la frontière entre la plaque indienne et la plaque eurasiennne.
- Une zone d'obduction, là où une lithosphère océanique est transportée sur un continent. On ne connaît pas d'obduction actuellement active à la surface du globe terrestre. Il s'agit du mécanisme permettant la formation d'ophiolites. L'ophiolite d'Oman est un remarquable exemple de lithosphère océanique obductée.
- Une zone d'accrétion de blocs, aussi appelé "terrane". Les blocs allochtones sont ainsi accolés les uns aux autres. La bordure Nord-Ouest du Canada est un bel exemple de ce type de mécanisme. Il semble que de tels phénomènes étaient très fréquents au sein des orogènes précambriens (Zhao et al., 2004).

iii. **La transcurrence** correspond au glissement horizontal de deux plaques, l'une à côté et le long de l'autre. Les mouvements tangentiels sont importants et se concentrent le long de zones de glissement verticalisées. Les grandes failles transformantes océaniques en sont le parfait exemple, comme la faille de la Romanche dans l'Atlantique équatorial. Les grands décrochements continentaux présents en Anatolie ou en Californie en sont également de remarquables exemples.

1.2.1 Caractéristiques structurales des orogènes phanérozoïques et précambriens

Les orogènes phanérozoïques

Les orogènes phanérozoïques, au niveau des zones de convergence, sont caractérisés par la présence de structures tangentiels juxtaposant des unités d'âges, d'histoires et de caractéristiques métamorphiques différentes (Tapponnier and Molnar, 1976). L'épaississement est accommodé par l'activation de chevauchements à différentes échelles, qui permettent un empilement progressif de matériel et l'apparition de plis. La tectonique actuelle dans les domaines en convergence est ainsi principalement

horizontale.

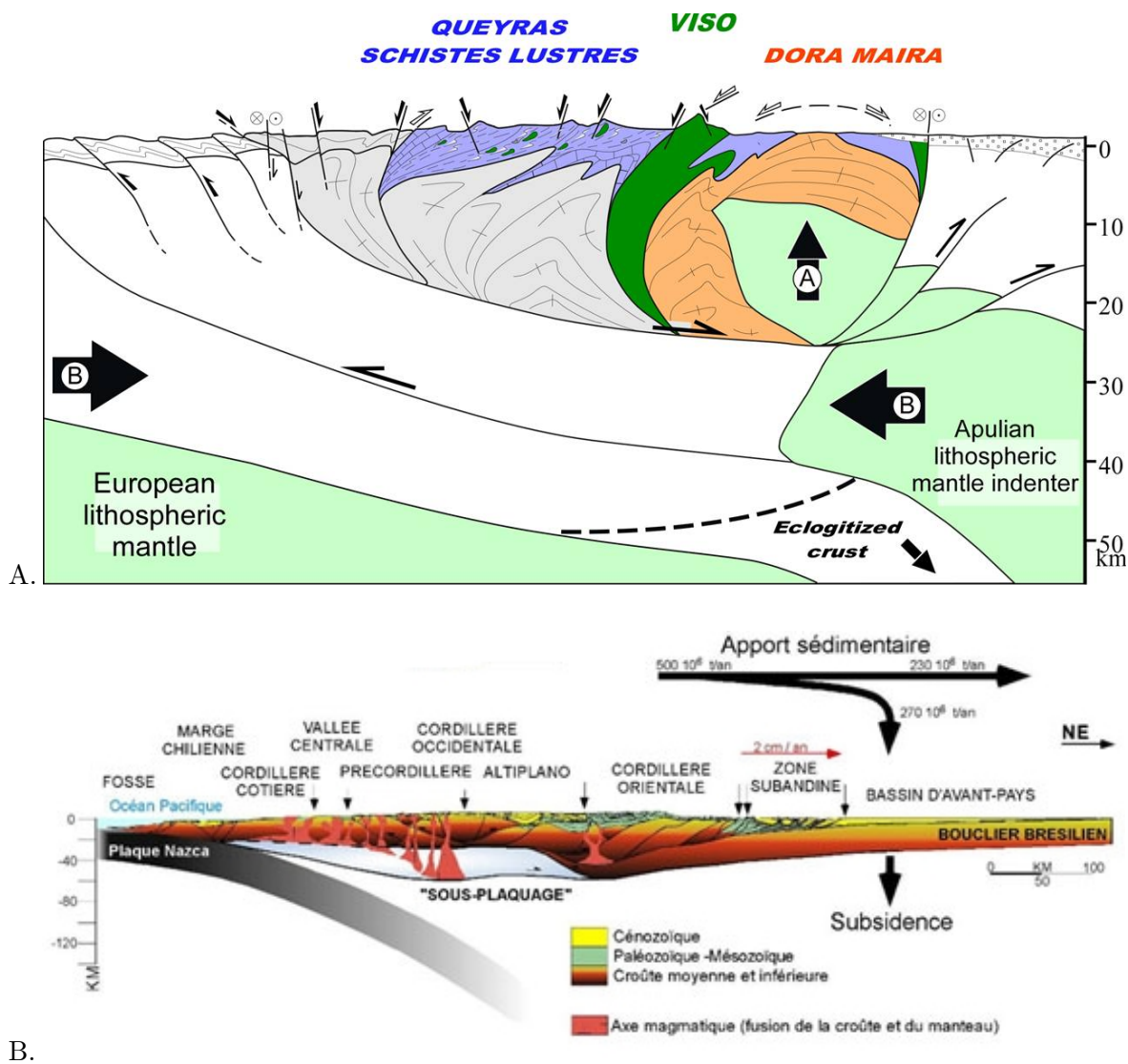


Fig. 1.5 – Coupes schématiques de deux zones de convergence modernes. A. Chaîne de collision : coupe synthétique des Alpes Occidentales montrant l'association de plis et de failles reliées à un niveau de décollement intracrustal, associés à de l'épaississement (d'après Lardeaux et al., 2006). B. Chaîne de subduction : coupe synthétique des Andes illustrant les chevauchements antithétiques et le sous plaquage magmatique entraînant l'épaississement (d'après Baby et al., 1999).

Dans les orogènes liés à la collision continentale comme les Alpes (Fig. 1.5A) ou l'Himalaya, l'épaississement est accommodé par des chevauchements d'échelle crustale

qui rejoignent un niveau de décollement intracrustal et par un empilement de nappes en direction de l'avant pays (Lardeaux et al., 2006). Dans ces zones de collision, la plaque sous-charriée se déforme en donnant une structure dissymétrique se propageant au cours du temps du front de chevauchement actif vers l'avant pays (Escher and Beaumont, 1997). De plus il peut y avoir échappement latéral de blocs d'échelle lithosphérique dans une direction perpendiculaire à celle de la convergence (Tapponnier et al., 1982).

Dans le cas des orogènes liés à une subduction, comme les Andes, l'épaississement est favorisé par le sous plaquage de larges volumes de matériaux basiques en base de croûte et le développement de nombreux chevauchements crustaux. Dans ce type d'orogène, la plaque chevauchante se déforme et la compression induit un épaississement associé à des chevauchements antithétiques par rapport à la géométrie de la subduction (Suarez et al., 1983) (Fig. 1.5B). Dans ce type de chaîne, l'épaississement n'est en outre pas uniquement lié à la tectonique car la croûte est épaissie par addition de volumes importants de matériel magmatique par sous-placage (Thorpe et al., 1980; Hawkesworth and Kemp, 2006).

Les orogènes protérozoïques

Le Protérozoïque s'étend sur une période de près de 2 milliards d'années. Il est évident, compte tenu du lent refroidissement de la Terre, que les processus dynamiques affectants la croûte continentale ont largement évolué entre le début (2.5 Ga) et la fin de cette ère (540 Ma). D'une manière générale, ces orogènes sont décrits dans la littérature comme présentant des caractères « modernes » et leur interprétation est le plus souvent faite de façon uniforme avec les mécanismes tectoniques actuels (Windley, 1984). La majorité des terrains protérozoïques sont considérés comme résultant d'une collision ou d'une accréation, l'épaississement étant essentiellement accommodé par des structures chevauchantes (exemples : Birrimien : Ledru et al. (1994, 1989) ; Svecofennien : Van Staal and Williams (1983) ; Pan-Africain : Kröner (1985); Caby (1987) ; Grenvillien : Krogh (1994); Culshaw et al. (1994); Ludden and Hynes (2000)). Quelques auteurs proposent également que certains de ces domaines ont subi une extension post-orogénique illustrée par l'existence de grandes failles normales (e.g Culshaw et al. (1994); Kröner et al. (2005)). Cependant, les évidences de telles structures sont parfois faiblement argumentées (Bleeker, 1990). Les données de géophysique profonde acquises lors de grands programmes comme LITHOPROBE au Canada (Fig. 1.6), SVEKALAPKO en Baltique

ont autorisé ces interprétations mais restent souvent mal étayées par les observations de surface.

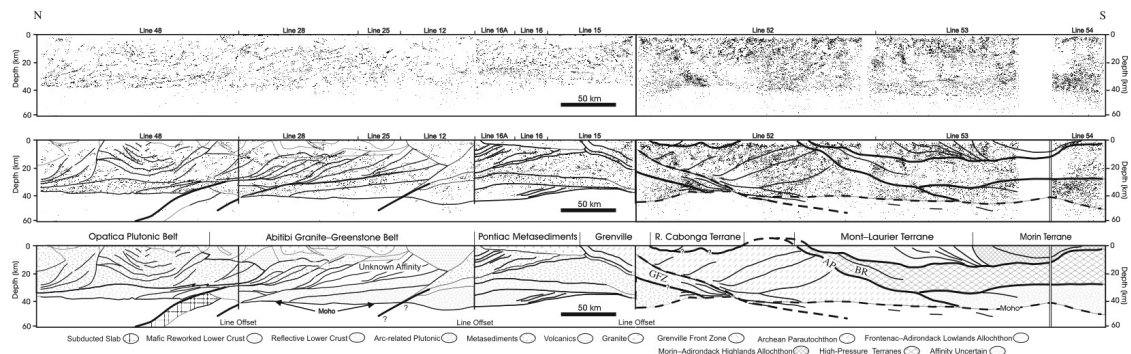


Fig. 1.6 – Coupe sismique interprétée soulignant la structure de la croûte continentale Canadienne depuis la Opatika Plutonic Belt, située au sud de la Province du Supérieur, à la Grenville province au nord de Montréal. Projet Lithoprobe (d'après Ludden and Hynes, 2000).

Cependant, de nombreux domaines orogéniques protérozoïques, particulièrement Paléoproterozoïque, présentent une prédominance de caractéristiques structurales et métamorphiques difficilement interprétables en terme de tectonique « moderne ». Ces domaines impliquent souvent des portions de lithosphères juvéniles accrétées. Ils sont caractérisés par la prédominance de fabriques verticales associées à des zones de cisaillement fortement pentées. Elles présentent une forte composante d'étirement vertical marquée par des linéations minérales parfois associées à des plis en fourreau d'axes fortement plongeants (Bleeker, 1990; Pelletier et al., 2002; Gapais et al., 2005). Ces fabriques s'interprètent plus simplement en termes de tectonique transpressive Teyssier and Tikoff (1999) qu'en termes de tectonique chevauchante (Bleeker, 1990; Pelletier et al., 2002; Vassallo and Wilson, 2002; McCaffrey et al., 2004; Gapais et al., 2005; Culshaw et al., 2006). Ces structures verticales plissent et transposent des foliations faiblement pentées montrant parfois une composante d'étirement à fort angle de la direction de convergence (Bleeker, 1990; Pelletier et al., 2002; Gapais et al., 2005; Cagnard et al., 2006). Ces domaines sont également caractérisés par un métamorphisme homogène de HT-BP à MP sur de larges surfaces ainsi que par un magmatisme important (Pelletier et al., 2002). Toutes ces caractéristiques démontrent des modes de déformations peu cohérents avec une tectonique de type "moderne" dominée par des mouvements tangentiels.

Les structures ainsi que le métamorphisme de type HT-B/MP et le magmatisme

associé, semblent indiquer que ces lithosphères étaient plus chaudes et donc certainement moins résistantes que les lithosphères stables actuelles. Différents auteurs ont proposé que la transition entre une tectonique « archaïque » et une tectonique « moderne » se soit faite à la limite Archéen – Paléoproterozoïque (voir Pelletier et al., 2002 et Rey et al., 2003 et les références incluses). Ce modèle s'appuie sur la raréfaction des ceintures de roches vertes au Paléoproterozoïque indiquant des changements thermiques importants qui entraînent la diminution progressive du rôle des processus gravitaires, responsables de la structuration en dômes et bassins (Choukroune et al., 1997; Chardon et al., 1996). La transition Archéen – Paléoproterozoïque correspondrait alors à une transition tectonique, pétrologique et thermique majeure sur laquelle nous basons les travaux présentés dans ce mémoire.

Les orogènes archéens

Alors que les plaques lithosphériques actuelles, froides et rigides, concentrent la déformation au niveau de leurs limites, les lithosphères archéennes, chaudes, sembleraient avoir accommodé la convergence par un épaissement homogène à grande échelle et des processus ductiles de fluage latéral (Rey and Houseman, 2006; Cruden et al., 2006; Cagnard et al., 2006). Ce dernier mode de déformation est particulièrement bien représenté durant l'Archéen (Choukroune et al., 1995; Davis and Maidens, 2003) alors que le géotherme continental était plus élevé et que le manteau lithosphérique sous-continental présentait une plus faible densité (cf partie 1.5 Fig. 1.16). Ces deux phénomènes conjugués rendaient la lithosphère plus ductile et lui conféraient une plus grande flottabilité (Jordan, 1978; Griffin et al., 1998).

Les structures développées au sein de ces domaines sont variées et les études structurales ont permis l'élaboration de plusieurs modèles pour expliquer leur formation. Certains domaines archéens ont été interprétés en terme de tectonique de nappes. La juxtaposition d'unités métasédimentaires et métavolcaniques serait accommodée par le fonctionnement de chevauchements peu pentés, impliquant un épaissement par empilement tectonique d'écailles (Coward and Lintern, 1976; Myers, 1979; Bickle et al., 1980; De Wit, 1982; Myers and Kröner, 1994). Des données géophysiques ont supporté ce modèle mais les arguments de terrain relatifs sont généralement peu convaincants.

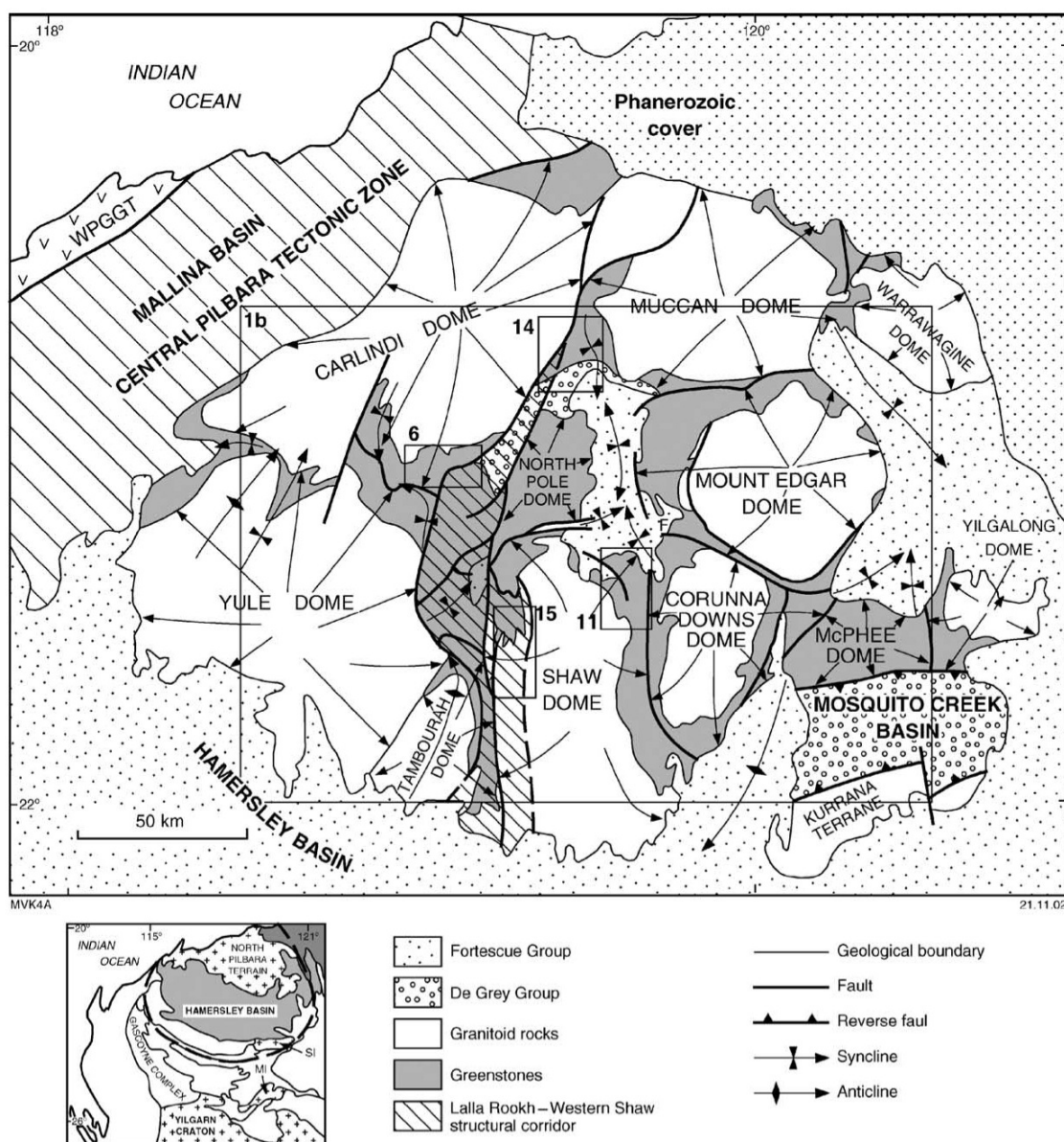


Fig. 1.7 – Carte schématique des structures à grande échelle au sein du craton Paléo- à Mésoarchéen des Pilbara (Western Australia). Les flèches soulignent l'extension radiale et les limites des dômes de TTG et indiquent également la vergence des structures au sein des bassins de greenstone (d'après Van Kranendonk et al., 2004).

Cependant, le style tectonique affectant la croûte supérieure à intermédiaire archéenne pourrait être définie comme semi-flottant. Les terrains archéens sont en

grande partie composés de *Granitoïdes* (TTG) et de *ceintures de Roches Vertes* (Greenstone Belt) qui sont caractérisés par des structures en « dômes et bassins » dans lesquelles les roches supracrustales sont présentes sous forme de synformes tandis que les granitoïdes représentent des « dômes » (Mc Gregor, 1951; Gorman et al., 1978; Bouhallier et al., 1995; Chardon et al., 1996, 1998; Choukroune et al., 1997; Van Kranendonk et al., 2001; Van Kranendonk and Collins, 1998). Les structures régionales soulignent une convergence centrifuge au coeur de bassins volcano-sédimentaires associée à des mouvements de diapirisme centripète orientés de manière radiale par rapport à l'extension des larges batholites de granitoïdes. La juxtaposition des dômes et des bassins est accommodée par des zones de cisaillement verticales et des points triples (Fig. 1.7). Le long de ces accidents, la foliation majeure est subverticale et souvent associée à des linéations d'étirement fortement plongeantes montrant ainsi l'importance des mouvements verticaux le long de ces zones de cisaillement. Au sein des ceintures de roches vertes, des plis droits parallèles aux limites des dômes sont visibles. Dans les dômes de gneiss et granitoïdes, les structures sont souvent moins bien marquées et la foliation qui est horizontale au toit du dôme, se verticalise progressivement vers les bordures (Bouhallier et al., 1995; Chardon et al., 1996; Chardon, 1997; Chardon et al., 1998). De grandes zones de cisaillement décrochantes peuvent également souvent être observées au sein de ces domaines (Fig. 1.8A).

Une interprétation souvent invoquée pour expliquer cette structure en « dômes et bassins » consiste en la création d'instabilités gravitaires au sein de la croûte et au développement de mouvements diapiriques liés à l'enfoncement de roches supracrustales denses par rapport à une remontée de granitoïdes de densité moindre (phénomène de *sagduction*) (Fig. 1.8B). Ce modèle insiste sur la prédominance de mouvements verticaux (accommodés le long de zones de cisaillement fortement pentées) dans la structuration des domaines archéens. Il est appuyé par de nombreux travaux de modélisation ainsi que par des études de terrain (e.g. Anhaeusser et al., 1969; Schwerdtner et al., 1979; Bouhallier et al. (1995); Chardon et al. (1996, 1998); Collins et al. (1998); Bédard et al. (2003); Rey et al. (2003); Van Kranendonk et al. (2004); Bédard (2006)). Il existe une très bonne compatibilité entre les résultats des modélisations et les données structurales. Le caractère structural le plus frappant dans les orogènes archéens est la prédominance de la tectonique verticale bien marquée par les structures en dôme et bassin dans les niveaux supracrustaux.

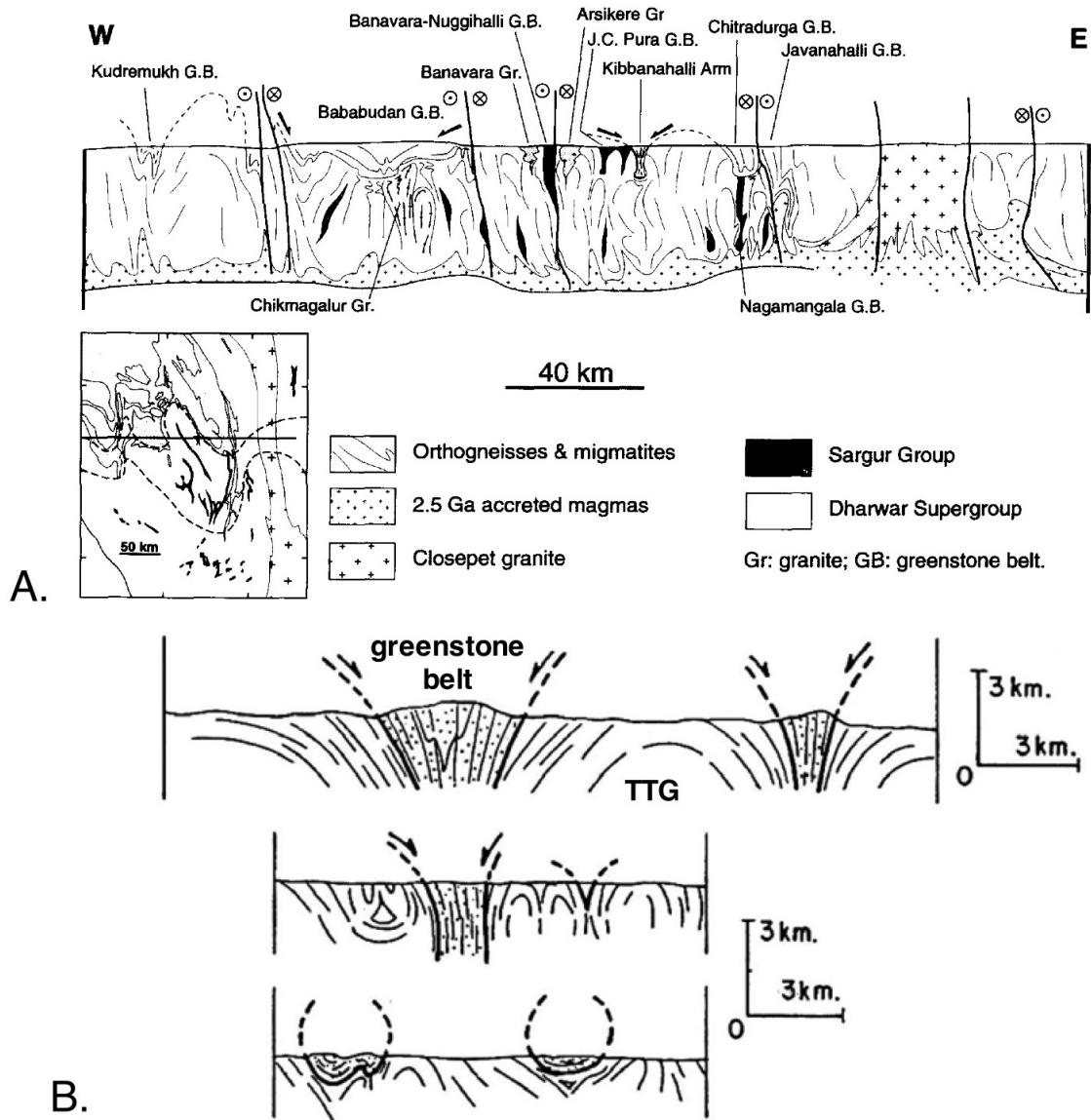


Fig. 1.8 – A. Coupe interprétative à travers un domaine néoarchéen présentant des structures du type "dômes et bassins" au sein du craton du Dharwar en Inde (Chardon et al., 1998). B. Coupes schématiques interprétatives au sein du Dharwar illustrant la tectonique verticale et le diapirisme associé des TTG au sein des ceintures de Roches vertes (Choukroune et al., 1997).

La croûte profonde archéenne est faiblement exposée et peu d'études directes sont disponibles. Elle est principalement constituée d'ortho et paragneiss migmatitiques (*Gneiss*

Gris) associés à une importante quantité de roches basiques. Ces assemblages sont structurés par un fort aplatissement vertical, une direction d'étirement horizontale parallèle à celle des *TTG* et *Greenstones* lorsque ceux-ci sont présents dans les niveaux supérieurs (Windley, 1984). Enfin les structures que l'on y observe sont ductiles et peuvent présenter au sein des panneaux de migmatites, une fabrique magmatique préservée (Cagnard et al., 2006).

Deux autres interprétations ont été proposées pour expliquer l'existence de cette géométrie en « dômes et bassins ».

La première famille de modèles explique cette géométrie particulière en terme d'interférence de plis (Snowden, 1984; Drury et al., 1984; Myers et Watkins, 1985; Blewett, 2002) impliquant plusieurs phases compressives successives avec des directions de raccourcissement fortement obliques les unes par rapport aux autres. Le manque d'arguments structuraux observables sur le terrain afin de supporter ce type de modèle l'a désormais rendu obsolète.

La seconde famille de modèles explique les structures en « dômes et bassins » en terme d'extension post-orogénique associée au développement de Metamorphic Core Complexes (Williams and Currie, 1993; Sawyer and Barnes, 1994; Kloppenburg et al., 2001). Cependant, aucune évidence de juxtaposition de domaines métamorphiques de haut et de bas degrés n'a été observée au sein des domaines archéens et les évidences d'un épaissement précoce permettant le développement ultérieur de Metamorphic Core Complexes ne sont pas convaincantes.

1.3 Les paramètres physiques influant sur la rhéologie de la lithosphère continentale

En toute rigueur, la lithosphère continentale présente un comportement mécanique complexe, du type élasto-visco-plastique suivant le taux de déformation et les conditions physiques du milieu. La résistance de la lithosphère dépend de : (1) la nature de la déformation (un matériau est de plus en plus résistant en compression alors qu'il s'affaiblit en extension), (2) la composition minéralogique des roches déformées (roche anhydre ou hydratée), (3) du géotherme et (4) du taux de déformation.

La croûte continentale actuelle est constituée d'un domaine supérieur fragile et

résistant et d'un domaine profond, ductile. La croûte supérieure est caractérisée sur les profils rhéologiques par une relation linéaire entre la résistance (en MPa) et la profondeur (z) indiquant un mode de déformation fragile (suivant la loi rhéologique de Byerlee). La croûte inférieure est caractérisée par une relation non-linéaire entre la résistance et la profondeur indiquant un mode de déformation ductile avec une diminution de la résistance avec la profondeur (lois de fluage spécifiques au type de matériau utilisé). Le manteau supérieur sous-jacent reste résistant tant que la température au Moho n'excède pas $650\text{ }^{\circ}\text{C}$. Il devient ductile lorsque celle-ci atteint $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ et au-delà. Le manteau lithosphérique inférieur est extrêmement ductile, permettant aux parties les plus profondes du manteau lithosphérique de se déformer sous les contraintes exercées par les cellules de convection asthénosphériques.

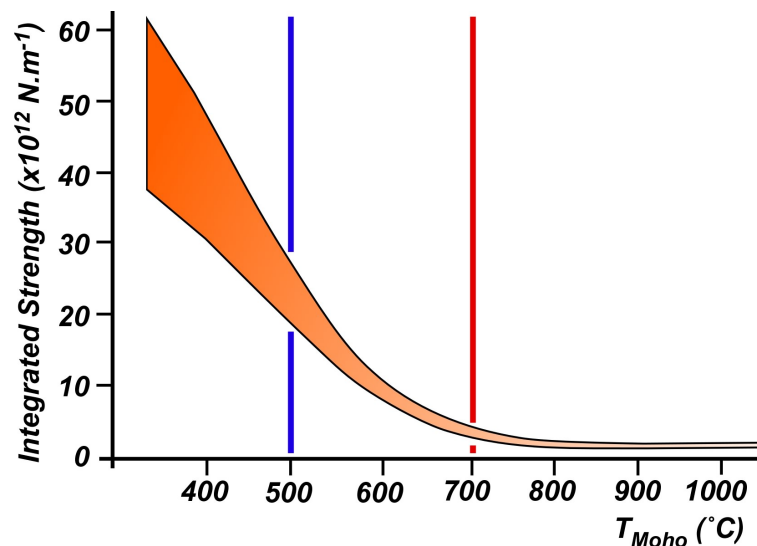


Fig. 1.9 – Schéma soulignant l'importance de la température sur la résistance de la lithosphère continentale en fonction de la température au Moho (d'après Rey and Houseman, 2006)

Durant l'Archéen, cette dualité de comportements mécanique (fragile/ductile) au sein de la croûte continentale semble moins marquée. En effet, les structures observées dans les unités supracrustales présentent des marqueurs de déformation ductiles (e.g. *mécanismes de sagduction*). Ceci implique un comportement mécanique différent de la croûte continentale Archéenne par rapport à la croûte continentale moderne.

La majorité des propriétés physiques des roches constituant la lithosphère dépend de

la température. Ainsi l'état thermique de la lithosphère continentale va être le facteur principal affectant le comportement mécanique des roches (Fig. 1.9).

1.4 L'état thermique de la lithosphère continentale

1.4.1 Production de chaleur et refroidissement séculaire de la Terre

La Terre refroidit progressivement depuis son accréation par dissipation de chaleur en surface. Quatre principales sources de chaleur existent dans la lithosphère (e.g. Michaut, 2006). Cette chaleur est produite par des réactions physico-chimiques.

- i. Les réactions de désintégration des éléments radioactifs produisent une importante quantité de chaleur, non négligeable à l'échelle de la lithosphère du fait de leurs concentrations en particulier dans sa partie supérieure. Les isotopes radiogéniques ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{40}K sont les quatre isotopes principaux pris en compte dans les bilans thermiques. D'une part leur désintégration produit une quantité de chaleur relativement importante, et d'autre part leur période de désintégration est assez longue par rapport à l'âge de la Terre pour que leur abondance reste déterminante. Le Tableau 1.1 récapitule les propriétés de ces éléments, en particulier leur abondance et leur taux de production de chaleur (Jaupart et al., 2003).

Tab. 1.1 – Constantes de production de chaleur par désintégration radioactive, d'après Jaupart et al. (2003)

Isotope	Abondance (%)	Demi-vie (Ga)	Energie / atome ($\times 10^{-12} J$)	Production de chaleur massique d'un isotope ($W.kg^{-1}$)
^{238}U	99.27	4.46	7.41	9.17×10^{-5}
^{235}U	0.72	7.04	7.24	5.75×10^{-4}
^{232}Th	100	14.0	6.24	2.56×10^{-5}
^{40}K	0.0117	1.25	0.114	2.97×10^{-5}

La décroissance exponentielle de chaleur produite par désintégration de K-Th-U montre que cette production de chaleur était 2.5 à 3 fois plus forte à l'Archéen qu'à l'actuel (Lambert, 1976) (Fig. 1.10).

- ii. Les réactions de fusion / cristallisation sont également des réactions importantes dans les bilans thermiques. Les réactions de cristallisation se produisant à des profondeurs crustales sont pour la plupart fortement exothermiques. La cristallisation

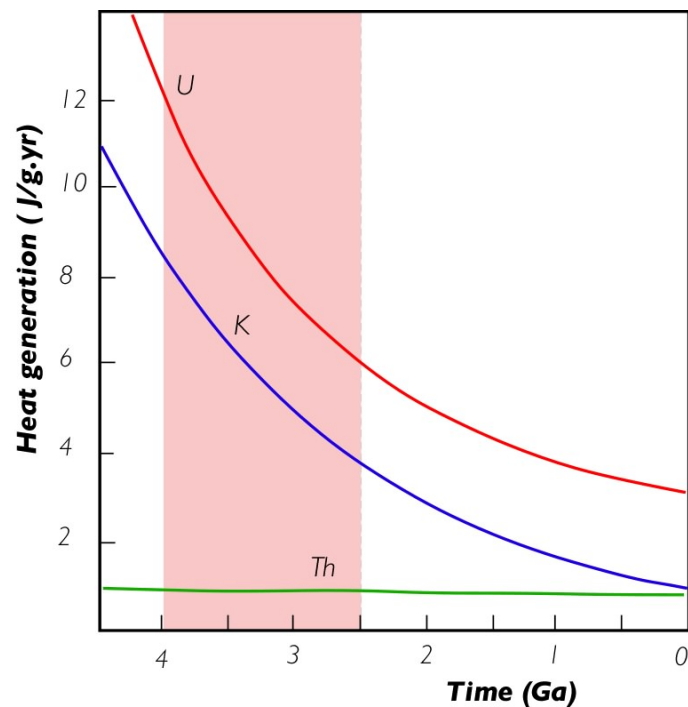


Fig. 1.10 – Diminution de la productivité de chaleur par désintégration des principaux éléments radiogéniques (U, K et Th) au cours du temps

de l'olivine, lors du refroidissement d'un magma basaltique, libère ainsi une grande quantité de chaleur, environ 106 J.kg^{-1} (Michaut, 2006). Le Tableau 1.2 donne les valeurs de chaleur latente de fusion pour les minéraux communs des systèmes magmatiques.

- iii. Les réactions métamorphiques présentent des cinétiques plus lentes que pour les réactions de fusion. Elles amènent à la transformation isochimique de minéraux ou assemblages minéralogiques, sous l'effet de variations des conditions de pression et de température, en d'autres minéraux ou assemblages plus stables. Elles sont de basse énergie et peuvent être exothermiques ou endothermiques. Par exemple, la réaction de transformation de l'Albite en Jadéite + Quartz, qui se produit à 400°C , 10 kbar, ou 600°C , 15 kbar, est exothermique et libère une quantité de chaleur égale à $5.7 \times 10^3 \text{ J.kg}^{-1}$ (Michaut, 2006).
- iv. Les mécanismes d'exsolution des volatils des liquides silicatés se produisent principalement lors de la décompression d'un magma. Cette volatilisation consomme de la chaleur et tend à refroidir le système. La chaleur d'exsolution de l'eau des magmas

Tab. 1.2 – *Chaleur latente de fusion pour différents minéraux d'après Richet and Bottinga (1986)*

Minéral	Formule chimique (%)	Chaleur Latente ($J.Kg^{-1}$)
Albite	$NaAlSi_3O_8$	2.5×10^5
Anorthite	$CaAl_2Si_2O_8$	4.8×10^5
Orthose	$KAlSi_3O_8$	2.0×10^5
Diopside	$CaMgSi_2O_6$	6.4×10^5
Fayalite	Fe_2SiO_4	1.21×10^6
Forstérite	Mg_2SiO_4	4.5×10^5

silicatés peut être estimée entre 0.6 et $2.0 \times 10^6 J.kg^{-1}$. Malgré cette valeur élevée, cet effet est souvent négligé (Michaut, 2006).

Des modèles concernant l'évolution temporelle de la température du manteau supérieur tendent à montrer que celui-ci était plus chaud à l'Archéen qu'actuellement (Grove and Parman (2004) et références incluses). Le débat reste ouvert quant à la température exacte du manteau Archéen et les estimations sont fortement dépendantes de la méthode d'estimation employée. Des travaux basés sur la pétrogénèse des komatiites au cours du temps indiquent que les températures de genèse de magmas komatiitiques ont pu être supérieures à $1600^\circ C$ et peut-être même proches de $2200^\circ C$ (Bickle et al., 1975; Arndt and Nisbet, 1982; Nisbet et al., 1993). La nature hydratée ou anhydre du manteau et ainsi le contexte géodynamique de genèse des magmas komatiitiques (subduction ou point chaud) ont une grande importance pour les estimations des températures de fusion du manteau, donc sur la température du manteau à un temps donné (Grove and Parman, 2004).

Il est nécessaire de regarder ces estimations avec un certain recul. En effet, il existe des pics de formations de komatiites archéennes lors de super évènements. Dans ce cas, les méthodes employées par exemple par Nisbet et al. (1993) ne correspondraient pas à des températures mantelliques à l'état stationnaire mais plus certainement à un état thermique transitoire induit par une anomalie (Michaut, 2006). Ainsi, les travaux de Coltice et al. (2007) tendent à montrer que lorsque les masses continentales sont réunies en un seul bloc (type supercontinent), une modification profonde du mode de convection a lieu amenant la température moyenne du manteau à s'élever de plus de $100^\circ C$. Cette

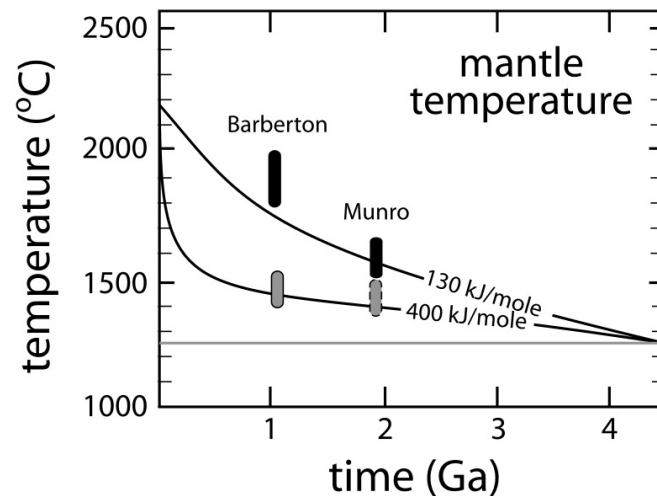


Fig. 1.11 – Évolution de la température potentielle du manteau terrestre au cours du temps et de son refroidissement. Les courbes montrent l'évolution thermique d'un manteau dont la viscosité est fortement dépendante de la température (énergie d'activation = 400 kJ/mol) et dont la viscosité est peu dépendante de la température (130 kJ/mol) (Davies, 1995). Sont également reportées, les températures estimées de fusion du manteau source des komatiïtes de Barberton dans le cas d'un manteau anhydre (champs noirs) et hydraté (champs grisés) à 3.5 et 2.7 Ga, d'après Grove and Parman (2004).

hausse de température pourrait ensuite engendrer la fusion de matériaux mantelliques et permettre la formation de larges volumes de magma.

1.4.2 Estimation des géothermes continentaux

Le géotherme actuel, au sein d'une lithosphère continentale stable, est estimé entre 15 et 30°C/km pour le domaine crustal puis le gradient diminue rapidement dans la partie plus mantellique de la lithosphère. Les températures au Moho suggérées par ce gradient géothermique seraient proches de 550°C pour une lithosphère continentale « actuelle » stable (Fig. 1.12). Au sein des domaines orogéniques phanérozoïques, des températures importantes peuvent être atteintes en base de croûte (de l'ordre de 800–850°C), lorsque celle-ci a été épaissie (lors d'un épisode compressif) puis thermiquement rééquilibrée.

Les estimations de paléo-géothermes continentaux dans les terrains archéens et paléoprotérozoïques sont relativement rares dans la littérature. Elles ont été réalisées

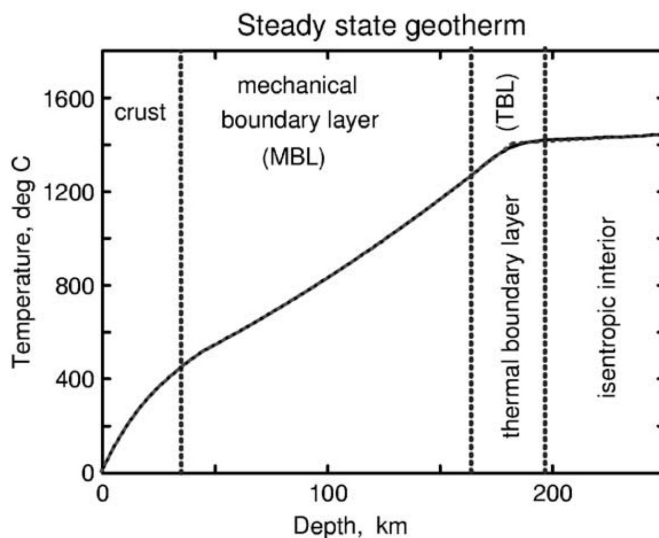


Fig. 1.12 – Schéma représentant l'évolution de la température en fonction de la profondeur (cas d'un géotherme continental à l'équilibre) au sein de lithosphères continentales anciennes et stables. D'après McKenzie et al. (2005)

à partir de données pétrologiques, thermobarométriques et de simulations numériques. L'existence d'un manteau plus chaud ainsi que d'un flux de chaleur plus important à l'Archéen et la prédominance d'assemblages métamorphiques de type HT-BP auraient pu suggérer des températures importantes au sein des masses continentales. Certains auteurs ont proposé des gradients géothermiques très forts (de l'ordre de $50\text{--}70\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, Fyfe (1973); Condie (1984)). Cependant, des études détaillées concernant les conditions P-T enregistrées au sein de ces roches ont montré que les géothermes archéens pouvaient ne pas être aussi extrêmes mais possiblement être légèrement plus élevés (Delor et al., 1991; Gibson and Jones, 2002). Marshak (1999) considère que le gradient géothermique archéen permettait une température à 35 km de profondeur de 100°C plus chaude qu'à l'actuel. Cheng et al. (2002) calculent des paléo-géothermes dans les orogènes paléoprotérozoïques comparables à l'actuel (Lynn Lake et Eastern Abitibi) ainsi que localement anormalement élevés (Thompson Belt, Western Abitibi). Une estimation du gradient subductif autour de 2.7 Ga est proposée par Valli et al. (2004) à partir de l'étude thermobarométrique de roches provenant d'un prisme d'accrétion Archéen (Quetico belt, province du Supérieur). Ces estimations concluent sur un gradient subductif élevé, de l'ordre de $30\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, donc bien supérieur à actuellement. En revanche, des calculs thermobarométriques sur des diamants contenus dans des

pipes de kimberlites ont révélé des températures de 900-1200°C pour des profondeurs de 150-200 km, compatibles avec un gradient géothermique actuel (Boyd et al., 1985). Enfin, England and Bickle (1984) proposent que le géotherme continental archéen ait été proche de l'actuel et que la formation de chaînes de montagnes de type Himalaya ait pu être possible. La majorité des travaux tendent tout de même à démontrer l'existence de gradients géothermiques plus élevés à l'Archéen qu'actuellement. De plus, l'absence de roches éclogitiques avant 2 Ga Collins et al. (2004) est un argument fort pour défendre l'existence d'une lithosphère primitive chaude. L'existence de gradients géothermiques anormalement élevés a de nombreuses implications sur la rhéologie de la croûte continentale. Entre autre, il pourrait empêcher une forte élévation des orogènes (Marshak, 1999; Rey et al., 2001). Si un fort gradient thermique n'est pas localisé dans l'espace (anomalie locale), mais généralisé, la déformation d'une lithosphère chaude aura lieu à grande échelle.

Il faut garder en mémoire que l'estimation des géothermes continentaux sur la base de données pétrologiques et thermobarométriques peut être sujet à caution. En effet, ils sont considérés comme traduisant des conditions "à l'équilibre". De plus, les calculs de géothermes sont faits en ne prenant en compte que le flux de chaleur d'accrétion et le flux de chaleur dû à la désintégration radioactive (Chardon, 1997), mais en négligeant l'apport de chaleur lié au magmatisme. Or, la période précambrienne est une période majeure d'accrétion crustale (section 1.5) associée à un apport important de matériel magmatique; ceci doit avoir des conséquences directes sur le géotherme continental comme je le discuterai plus loin (section 4.4).

Le rôle de l'accrétion crustale sur les géothermes continentaux

Les terrains archéens sont composés de granites et de ceintures de roches vertes. Le plutonisme et le volcanisme à l'origine des deux types de lithologies sont contemporains et reflètent un apport majeur de magmas d'origine mantellique dans la croûte (Chardon, 1997). Ce magmatisme est synchrone de la déformation principale de nombreux domaines protérozoïques (Pan-Africain : Duclaux et al. (2006), Birrimien : Caby et al. (2000), Trans-Hudson : Zwanzig (1999)). L'apport de chaleur induit par l'accrétion de larges volumes de magmas (par sous-placage ou par intrusions de magmas basiques) provoque alors des perturbations du géotherme continental en base de croûte, enregistrées lors d'épisodes tectono-métamorphiques (Wells, 1980; Bohlen, 1987, 1991; Chardon,

1997). Un exemple (Ashwal et al., 1992) de l'influence du sous-placage sur un géotherme continental est représenté sur la Figure 1.13. Cette modélisation montre qu'un apport de magmas basiques sous forme d'un corps de 8 km d'épaisseur à une température proche de 1000°C en base de croûte provoque un réchauffement important du géotherme en moins de 10 Ma (Fig. 1.13). Cependant, la quantification de cette perturbation reste difficile à faire et est directement dépendante du volume et de la nature des magmas additionnés à la croûte (volume difficile à estimer au sein des lithosphères précambriennes) (Wells, 1980; Duclaux et al., 2006).

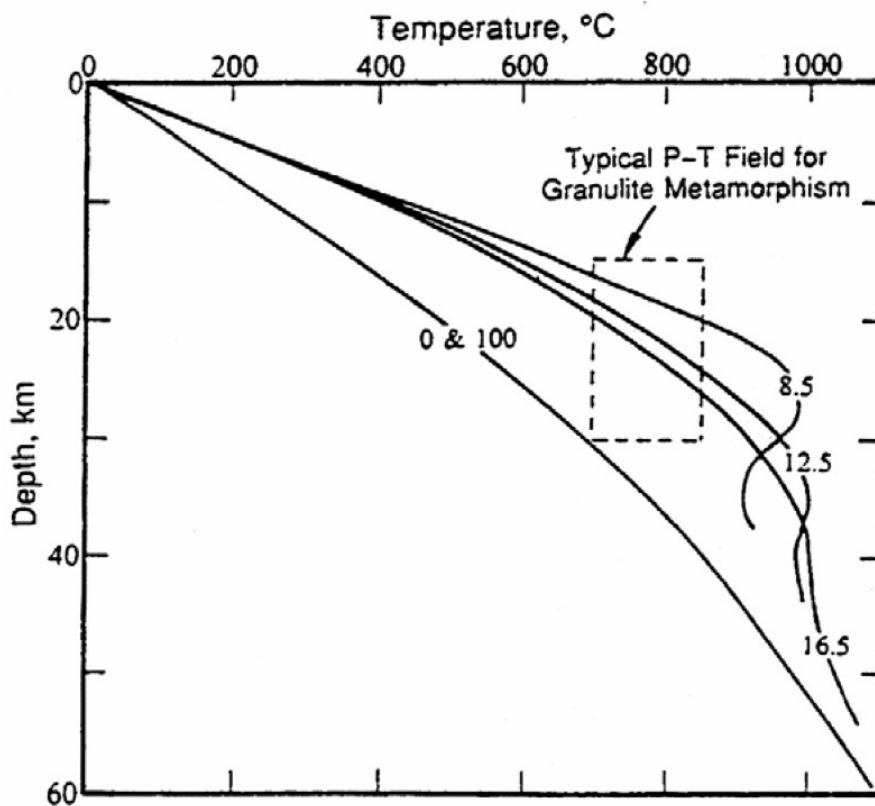


Fig. 1.13 – Effet thermique dû à de l'accrétion magmatique par placage de magmas basiques en base de croûte continentale. L'accrétion dure 20 Ma et correspond à une épaisseur de 8 km de magmas ($T = 1000^{\circ}\text{C}$) à la base d'une croûte de 25 km d'épaisseur. Les géothermes dessinés représentent les géothermes 0, 8.5, 12.5, 16.5 et 100 Ma après le début de l'accrétion crustale (d'après Ashwal et al., 1992).

Ainsi, les estimations de géothermes faites sur des terrains de hauts degrés

métamorphiques et caractérisés par une accréation magmatique importante sont supérieures à la valeur des géothermes à l'équilibre proposés par England and Bickle (1984).

La répartition des éléments radiogéniques au sein de la lithosphère et son impact sur les géothermes continentaux

Sandiford and McLaren (2002) proposent que la répartition ainsi que la concentration en éléments radiogéniques dans la lithosphère contrôle l'état thermique de celle-ci. Ainsi, de tout temps, une concentration des éléments radiogéniques dans la croûte profonde semble impliquer des températures au Moho élevées (de l'ordre de 850°C) et donc une forte perturbation du géotherme continental stable. Cette concentration d'éléments produisant de la chaleur en base de croûte serait directement liée aux phénomènes d'accréation crustale (McLaren et al., 2005). La migration des éléments radiogéniques vers la surface (liée au magmatisme, à la tectonique, à la sédimentation ou à l'érosion) permettrait un rééquilibrage thermique et un retour à l'équilibre du système, impliquant une cratonisation progressive des domaines initialement plus chauds (Sandiford et al., 2002; Sandiford and McLaren, 2002; McLaren et al., 2005).

Les terrains orogéniques précambriens enregistrent des âges métamorphiques contemporains d'épisodes de croissance crustale importante. Les perturbations par rapport à un géotherme stable dues à un apport magmatique devraient donc être prises en compte et intégrées lors de l'étude du comportement mécanique des lithosphères continentales, particulièrement en régime compressif.

1.5 Les modèles de croissance crustale et l'émergence des continents

Comme l'illustre la figure 1.14, les modèles s'accordent sur le point que c'est à l'Archéen que s'est formée la majeure partie de la croûte continentale terrestre. Une petite proportion est encore restée préservée aujourd'hui, la plus grande partie impliquée dans des cycles orogéniques postérieurs, a fondu, a été déformée, métamorphisée pour former les continents actuels.

De ce fait, comprendre la formation de la croûte continentale terrestre revient à

comprendre la formation des TTG.

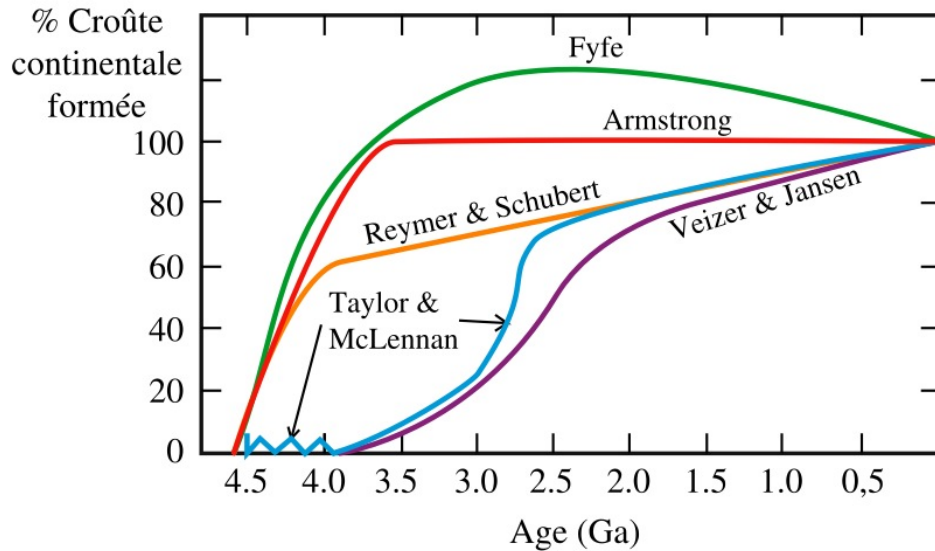


Fig. 1.14 – Proportion de croûte continentale formée par rapport à l'actuel, en fonction du temps, selon différents auteurs. Tous les modèles se caractérisent par une croissance rapide à l'Archéen, plus lente depuis, de sorte qu'à la fin de l'Archéen (2.5 Ga) la plus grande partie de la croûte continentale était déjà formée.

Les terrains constitués d'association de granites et roches vertes dominent la croûte supérieure archéenne entre 3.6 et 2.6 Ga. Les domaines plus profonds eux sont moins bien connus mais semblent principalement constitués de granulites acides, intermédiaires et mafiques. Les noyaux archéens actuellement à l'affleurement constituent les coeurs des blocs cratoniques, indiquant une accretion centrifuge de la croûte continentale où les noyaux anciens sont positionnés au centre des cratons Précambriens (Hoffman, 1978).

Les provinces archéennes (c'est à dire, plus vieilles que 2.5 Ga) sont majoritairement composées de 3 lithologies :

- des orthogneiss gris, souvent très déformés (70–80 %);
- des bassins volcano-sédimentaires (“ceintures de roches vertes”) (10–20 %);
- des granites potassiques tardifs, recoupant ces éléments (10–20 %).

Les gneiss gris, composant dominant des provinces archéennes, ont la composition de granitoïdes sodiques : ce sont des tonalites, c'est à dire une variété de diorites quartzifères,

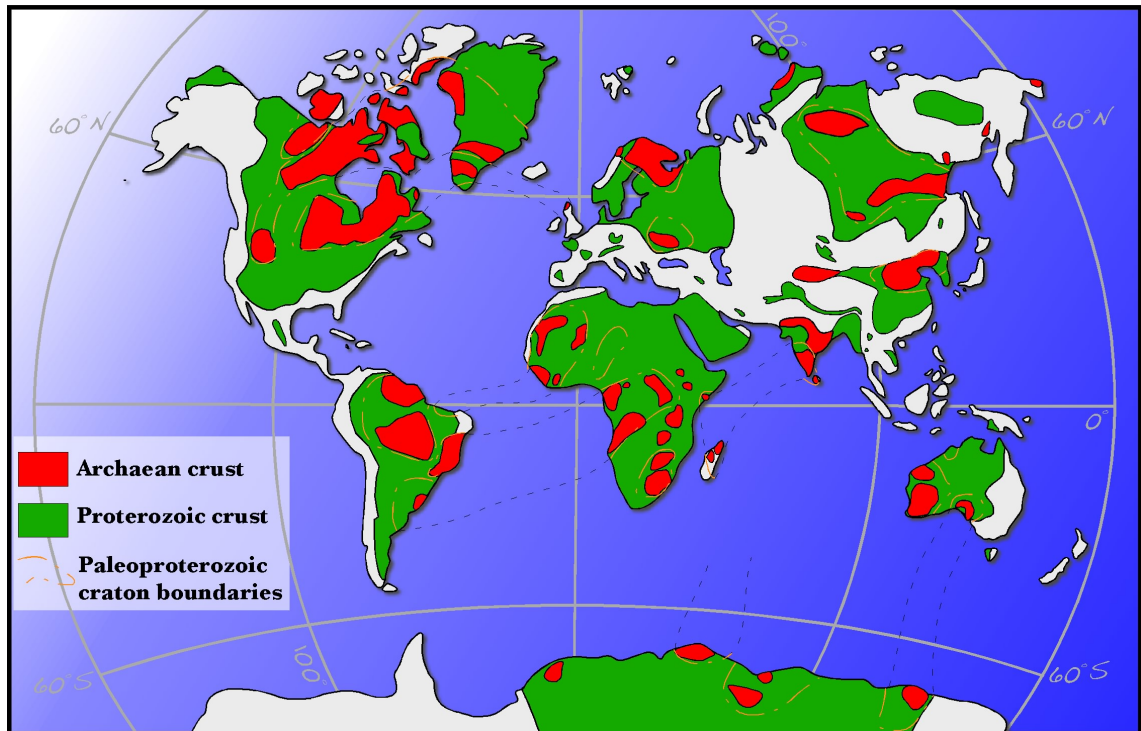


Fig. 1.15 – Planisphère représentant la répartition actuelle des segments crustaux archéens (en rouge) et protérozoïques (en vert). D'après Kusky and Polat (1999) et Bleeker (2003).

des trondhjémites, correspondant aux plagiogranites dans la classification de Streckeisen et des granodiorites. Dans les trois cas, il s'agit de roches où le plagioclase représente le feldspath dominant. On parle collectivement de série de *T.T.G.*.

De tous les modèles disponibles de croissance crustale, un consensus semble s'être établi sur trois grands points : (1) le volume de croûte continentale a augmenté au cours du temps malgré l'érosion et le recyclage des matériaux crustaux, (2) le taux de croissance crustal était plus rapide à l'Archéen qu'aujourd'hui, et (3) la création de grandes quantités de matériel crustal a lieu de manière discontinue lors de périodes orogéniques limitées dans le temps (Fig. 1.19 A et B). Cette discontinuité temporelle n'est pas compatible avec des phénomènes modernes de type subduction continu (Albarède, 1998).

Cette croissance massive de la croûte continentale à la fin de l'Archéen et stabilisée au Paléoprotérozoïque s'accompagne de changements thermiques, chimiques et

rhéologiques au sein du manteau lithosphérique ainsi que de la composition de la croûte continentale (Fig. 1.18 (Taylor and McLennan, 1985)). Les caractéristiques physiques et chimiques des différentes enveloppes de la lithosphère changent assez radicalement durant la transition Archéen/Paléoprotérozoïque. Ceci est parfaitement illustré par les exemples présentés ci-dessous, successivement depuis le manteau (Griffin et al., 2003), la croûte (Martin and Moyen, 2002) et la couverture superficielle et de l'hydrosphère (Taylor and McLennan, 1985; Veizer et al., 1989).

La composition du manteau lithosphérique va évoluer en parallèle au cours du temps (figure 1.16). Les processus de fusion et d'extraction crustale ont rendu le manteau de moins en moins fertile au cours du temps et également plus dense. Ces changements physico-chimiques sont illustrés par la modification progressive de la chimie des olivines des xénoliths (Griffin et al., 1998). Cette modification de composition à la fois de la croûte continentale et du manteau sous-jacent va jouer un rôle sur la préservation de cette première.

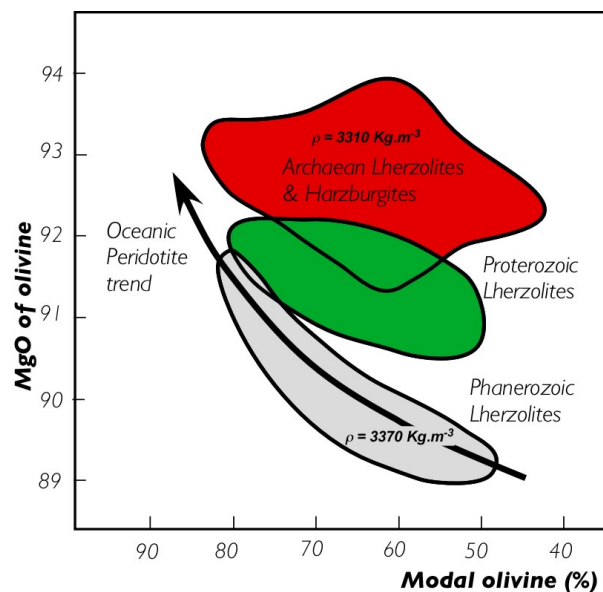


Fig. 1.16 – Variation séculaire de la teneur en forstérite du manteau lithosphérique sous-continentale marquant une augmentation de sa densité au cours du temps (d'après Griffin et al., 2003)

La modification progressive de la composition chimique des produits de fusion man-

tellique constituant la croûte continentale est interprétée comme le résultat d'une diminution séculaire du gradient géothermique (Martin and Moyen, 2002).

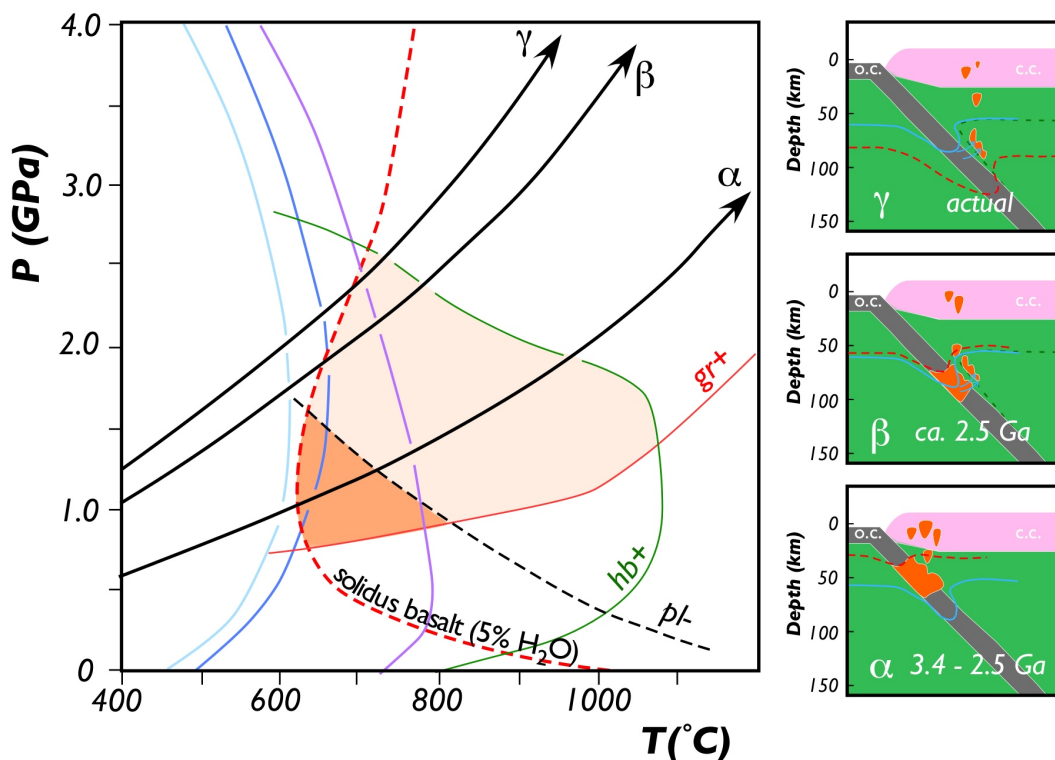


Fig. 1.17 – Diagramme pression-température et coupe schématique de zones de subduction au Protoarchéen, à la transition Archéen/Paléoproterozoïque et à l'actuel. La variation séculaire du gradient géothermique subductif serait la cause des changements observés dans la composition chimique des magmas en contexte d'arc (d'après Martin and Moyen, 2002). Les détails du diagramme sont présentés dans le texte.

Ce modèle basé sur des mécanismes de genèse des magmas en contexte subductif est présenté au travers de la Figure 1.17. Durant le Protoarchéen, le gradient géothermique subductif (α) était suffisamment élevé pour permettre à la plaque plongeante de fondre à des profondeurs faibles, dans le domaine de stabilité du plagioclase et du grenat. Du fait de la faible épaisseur du coin de manteau suprasubductif, les interactions entre les magmas produits et le manteau étaient faibles voire inexistantes. Autour de 2.5 Ga, la Terre était déjà plus froide et le gradient géothermique moins élevé (β). Les magmas produits par la fusion de la plaque subduite étaient produits à plus grande profondeur, hors du domaine de stabilité du plagioclase, permettant des interactions entre le magma et le

manteau sus-jacent. Pour un gradient géothermique moderne subductif anormalement élevé, typique du domaine de formation des adakites (γ), le processus de déshydratation précoce des minéraux hydratés (courbes bleutées à gauche du diagramme) précédant une faible fusion de la croûte océanique va générer des magmas à forte profondeur qui vont fortement interagir avec le coin mantellique.

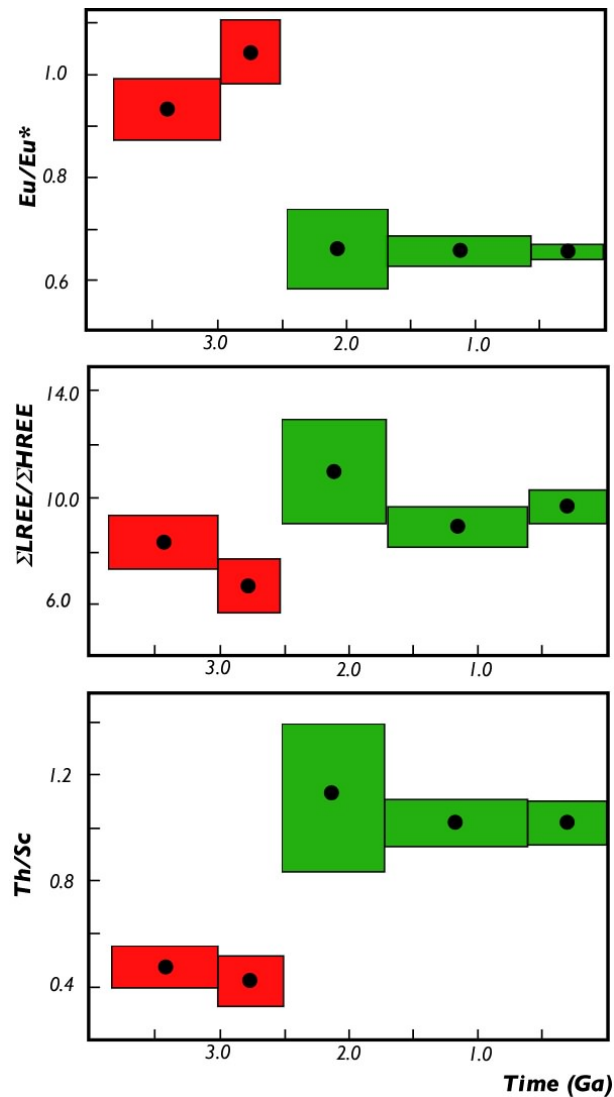


Fig. 1.18 – Variation temporelle de la chimie de la croûte supérieure continentale (roches présentes en surface) mise en évidence à travers la variation de composition des sédiments détritiques au cours du temps (d'après Taylor and McLennan, 1985).

Les estimations de la composition chimique de la croûte continentale proposées

par Taylor and McLennan (1985) indiquent des variations importantes des rapports d'éléments traces avant et après 2.5 Ga (Fig. 1.18). La variation de ces rapports signe des changements dans les conditions et/ou les processus de formation des roches crustales. Ces auteurs utilisent comme proxy la composition des sédiments détritiques fins dont l'âge de dépôt est connu afin d'estimer celle de la croûte à la même époque. De par cette méthode d'échantillonnage, les variations chimiques observées sont à rattacher à des changements au niveau des roches affleurantes à la surface, soit principalement les roches de la croûte supérieure. La résolution temporelle, marquée par l'allongement horizontal des boîtes, est faible et ne permet de déterminer avec précision l'âge exact des changements de composition de la croûte continentale.

Les travaux de Veizer et al. (1989 a et b), Veizer (1989) et Shield et al. (2001) recensant les caractéristiques chimiques des carbonates, comme proxy de la composition de l'océan, ont permis d'illustrer une variation brutale de la composition de ce dernier autour de 2.7 Ga (Fig. 1.19 C). Ce changement est interprété comme la marque d'une variation soudaine des lithologies exposées en surface et soumises à l'érosion chimique et mécanique. À partir de 2.7 Ga, l'érosion chimique d'une croûte différenciée de type granitique amène vers l'océan des éléments chimiques et aux rapports isotopiques différents de ceux produits par l'érosion de basaltes. Avant 2.7 Ga, certains auteurs émettent l'hypothèse d'une croûte terrestre proche de celle de Vénus, c'est à dire sans dichotomie océan/continent (Hamilton, 2003).

L'âge des formations rocheuses étudiées dans ce mémoire s'inscrit dans la période de temps critique, où la diminution du gradient géothermique entraîne une évolution dans le chimisme des magmas siliceux.

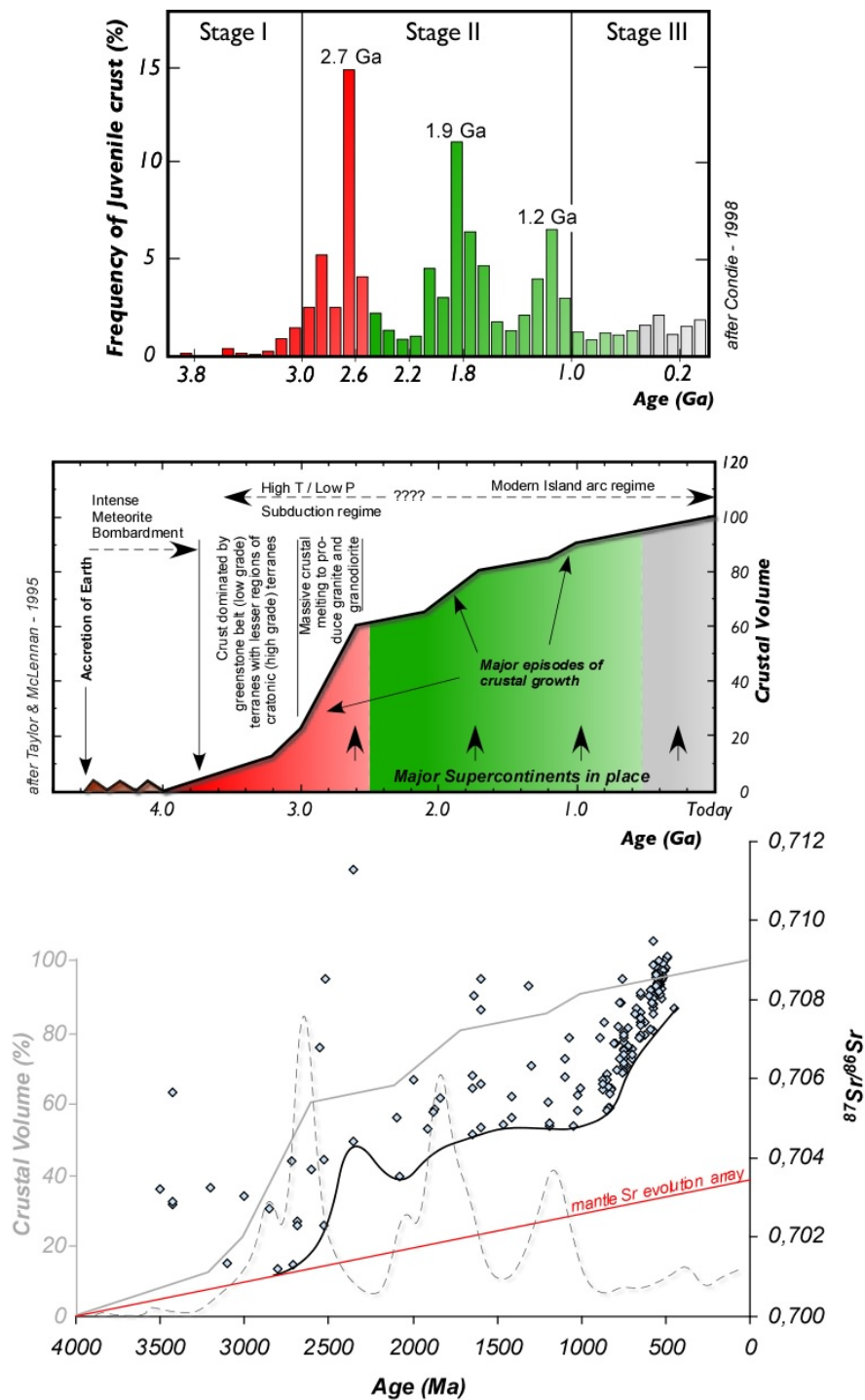


Fig. 1.19 – A. Histogramme de fréquence des âges U–Pb sur zircons mesurés pour la croûte continentale (Condie, 1998). B. Modèle de croissance crustal proposé par Taylor et McLennan. C. L'émergence de matériel crustal différencié est mise en évidence par l'évolution du rapport isotopique du Sr des carbonates marins (losanges) (Veizer et al., 1989). La déviation du rapport isotopique du Sr par rapport à celui du manteau (droite continue rouge) à partir de 2.7 Ga est interprétée comme résultant de l'érosion chimique de matériaux de type granitique en surface. Les diagrammes de Condie (trait pointillé gris correspondant à un lissage de l'histogramme décrit ci-dessus) et de Taylor et McLennan (courbe de croissance crustale en gris) sont également représentés.

Le Craton de Terre Adélie

Introduction : Le continent Antarctique et le Craton de Terre Adélie

2.1 Le continent antarctique – Généralités

Le continent antarctique, aujourd'hui centré sur le pôle Sud, occupe cette situation relativement stable depuis plusieurs millions d'années. À l'exception d'une zone de subduction dans le secteur des îles South Sandwichs, la plaque lithosphérique mixte antarctique est limitée par des dorsales océaniques et de grandes failles transformantes océaniques (Fig. 2.1). Le domaine continental proprement dit est bordé uniquement de marges passives.

La couverture glacée du continent rend les études géologiques directes difficiles (seulement 2% de la superficie totale du socle rocheux est libérée des glaces, Fig.2.2). En revanche, l'action érosive des glaciers gigantesques qui recouvrent le continent laisse apparaître en surface une qualité d'affleurement exceptionnelle.

De l'étude géologique de ces terres émergées est apparu un découpage du continent en deux grands blocs situés de part et d'autre de la chaîne Transantarctique (Fig. 2.3) (réf. in Tingey, 1991). Le bloc Ouest Antarctique est constitué de différents domaines géologiques dont l'histoire est récente (voire actuelle) et sort du cadre de ce mémoire. En revanche, la partie Est Antarctique correspond à un bouclier ancien, stabilisé au

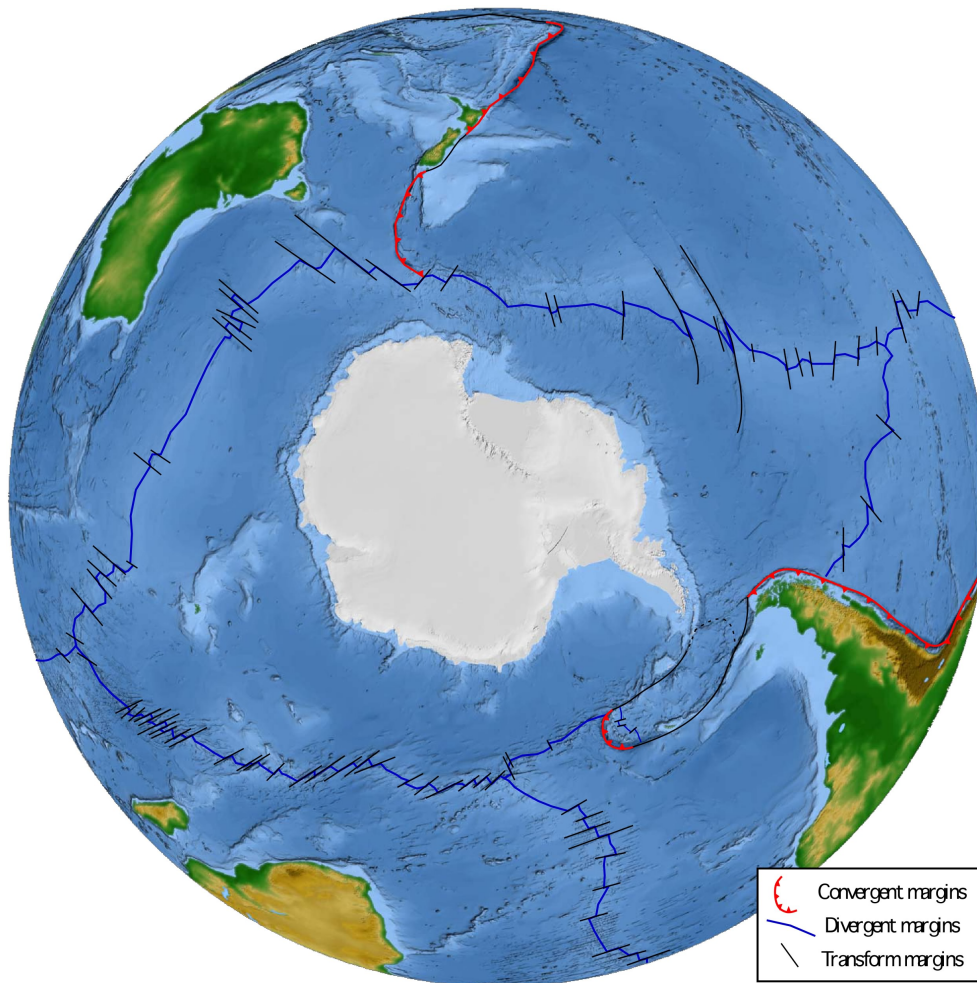


Fig. 2.1 – Carte générale simplifiée représentant les types de marges bordant la plaque Antarctique.

plus tard durant l'orogène Ross (ou Pan-Africaine). Il est constitué de grands domaines géologiques d'âges et de lithologies variés (Fitzsimons, 2000). Une histoire tectono-métamorphique polyphasée complexe est enregistrée au sein des différents blocs du bouclier Est Antarctique. Les principales phases que l'on rencontre sont au nombre de quatre et sont datées autour de 2.5 Ga (Néoarchéen), 1.7 Ga (Paléoproterozoïque), 1.0 Ga (Grenvillien) et 550 Ma (Pan-Africain ou Ross) (pour plus de détails, voir Fitzsimons, 2000).

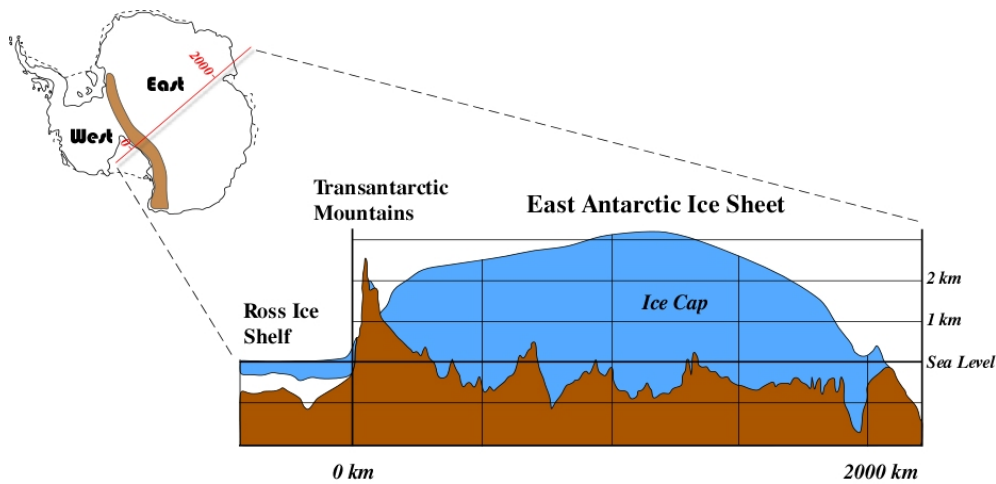


Fig. 2.2 – Coupe topographique simplifiée du bloc Antarctique Est indiquant l'épaisseur de glace de l'inlandsis recouvrant le socle rocheux.

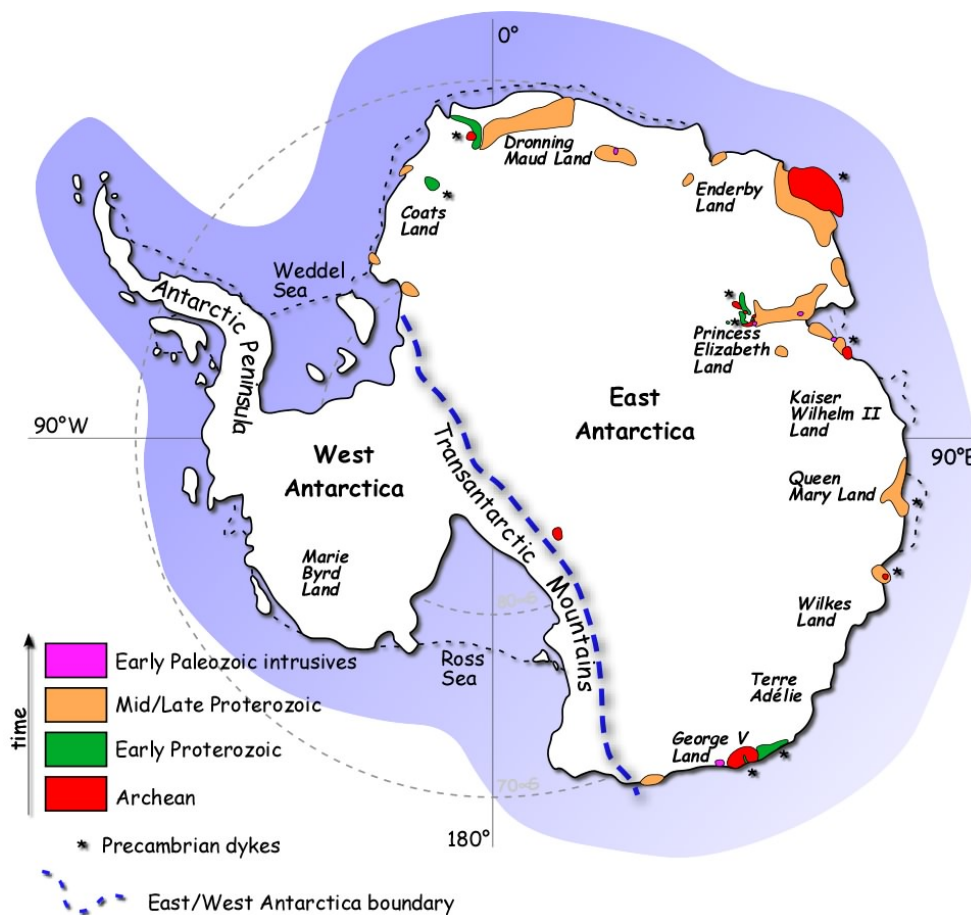


Fig. 2.3 – Carte géologique simplifiée du socle Précambrien du bouclier Antarctique Est faisant ressortir les principaux domaines géologiques reconnus. Modifié d'après Tingey (1991)

Les études géophysiques révèlent cette même dichotomie très nette entre les domaines Est et Ouest du continent. Les travaux récents de tomographie de Morelli and Danesi (2004) (Fig. 2.4) mettent très nettement en évidence une dualité entre les deux domaines. Les vitesses lentes des ondes S sous le bloc Ouest Antarctique illustrent la présence d'un manteau chaud (en rouge). En revanche, les vitesses rapides de ces mêmes ondes sous le bloc Est Antarctique attestent de l'existence d'une racine de manteau lithosphérique froid comme c'est fréquemment le cas sous les domaines cratoniques. Il est intéressant de noter que sur la carte de vitesse à 220 km de profondeur (Fig. 2.4 B), une tache bleu sombre est présente sur la bordure du continent, entre les latitudes 130 et 148 ° E, marquant une racine lithosphérique froide et épaisse sous les territoires de Terre Adélie et du Roi George V.

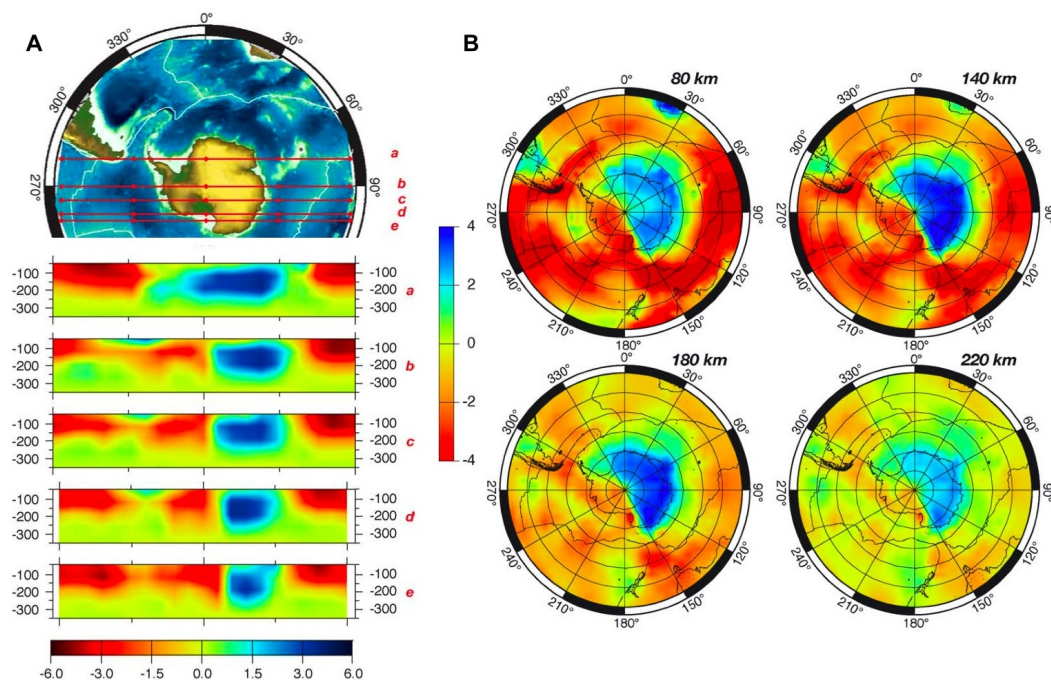


Fig. 2.4 – A. Coupes tomographiques séries du manteau supérieur Antarctique (Model DM01). B. Carte de variations de la vitesse des ondes S. Les coupes horizontales ont été réalisées pour 80, 140, 180 et 220 km de profondeur. Les échelles de couleur pour A et B sont basées sur la variation de la vitesse des ondes v_{SV} par rapport au modèle PREM (Morelli and Danesi, 2004)

2.2 Le Craton de Terre Adélie, un peu d'histoire...

Au début du XX^e siècle, les seules connaissances que l'Homme avait des Terres de Wilkes, comprenant l'actuelle Terre Adélie et les Terres du Roi George V, se résumaient à des descriptions réalisées par les marins français lors de l'expédition polaire conduite par l'amiral Dumont d'Urville en 1839. La première véritable étude géologique eut lieu lors de l'expédition australienne (Australasian Antarctic Expedition – AAE) menée par Sir Douglas Mawson et qui dura trois années consécutives de 1911 à 1914. Leur secteur d'étude s'est étendu depuis la Baie du Commonwealth à l'ouest, vers Horn Bluff à l'est. Les centaines d'échantillons rapportés de ces lieux inaccessibles ont même coûté la vie à deux hommes de l'expédition.

Les rapports établis par Stillwell (1918) suite à cet hivernage, sont d'une très grande qualité quant aux descriptions géologiques. Ils décrivent des unités géologiques complexes entre Cape Denison et le glacier du Mertz. Stilwell note l'origine majoritairement ignée des matériaux et le fait qu'ils ont subi des « transformations ».



Fig. 2.5 – Photo prise face à Correll Nunatak lors de la reconnaissance du site par les hommes de l'AAE en 1913. Photographie de Franck Hurley.

Il faudra ensuite attendre les années 1950 et l'implantation des Expéditions Polaires Françaises (EPF) à Port Martin puis Pointe Géologie, pour obtenir les premières levées

géologiques. Les secteurs de Port Martin et Pointe Géologie sont cartographiés et décrits par les géologues des EPF.

Ils décrivent le secteur allant du Nunatak Lacroix au Cap de la Découverte :

Les premières données dont nous disposons sur cette zone datent des Expéditions Polaires Françaises. Les hivernages qui se sont succédé de 1949 à 1951 ont permis de rapporter les premières descriptions lithologiques du secteur (Aubert de la Rüe and Tchernia, 1951) et d'établir la première carte géologique de la zone de Port Martin (Heurtebize, 1952a). De plus, Heurtebize (1952b) réalise la première carte géologique simplifiée entre les secteurs de Pointe Géologie (139 ° E) et du Cape Denison (142.7 ° E) à partir des données de Stillwell (1918) et des auteurs précédents. Quatre grands faciès sont décrits :

- i. Gneiss granitique (correspondant à des granites d'anatexie et des migmatites, à texture grossière et homogène, à quartz, microcline bordé de myrmékite, oligoclase avec quelques biotites et de rares amphiboles)
- ii. Gneiss à grenat (correspondant à des gneiss sombres souvent peu rubanés, à plagioclase, biotite, grenat infra-millimétriques répartis dans la matrice à centimétriques et avec peu de quartz)
- iii. Gneiss à cordiérite (correspondant à des gneiss rubanés, à quartz, microcline, andésine, cordiérite et sillimanite avec peu de biotites)
- iv. Phyllites (de nature peu métamorphiques)

De plus un cinquième faciès est représenté. Différencié des Gneiss granitiques "classiques" par son caractère plus déformé il est présent sur le Nunatak Lacroix.

C'est à la suite des EPF que sont publiés les premiers âges absolus des roches du socle de Terre Adélie. Deux échantillons provenant du secteur de Pointe Géologie sont datés par la méthode Rb–Sr et donnent des âges de 1530 e 1543 Ma Bellair and Delbos (1962). Ces âges amènent les auteurs précédents à conclure que le socle de Terre Adélie est « un des noyaux de socle précambrien non affectés par des orogènes ultérieures ».

Ensuite il faut attendre la fin des années 1980 pour que ce secteur pourtant clé dans les reconstructions paléogéographiques soit réétudié. En effet, les descriptions de Stillwell (1918) et les échantillons rapportés par Mawson ont été réinterprétés par Stüwe

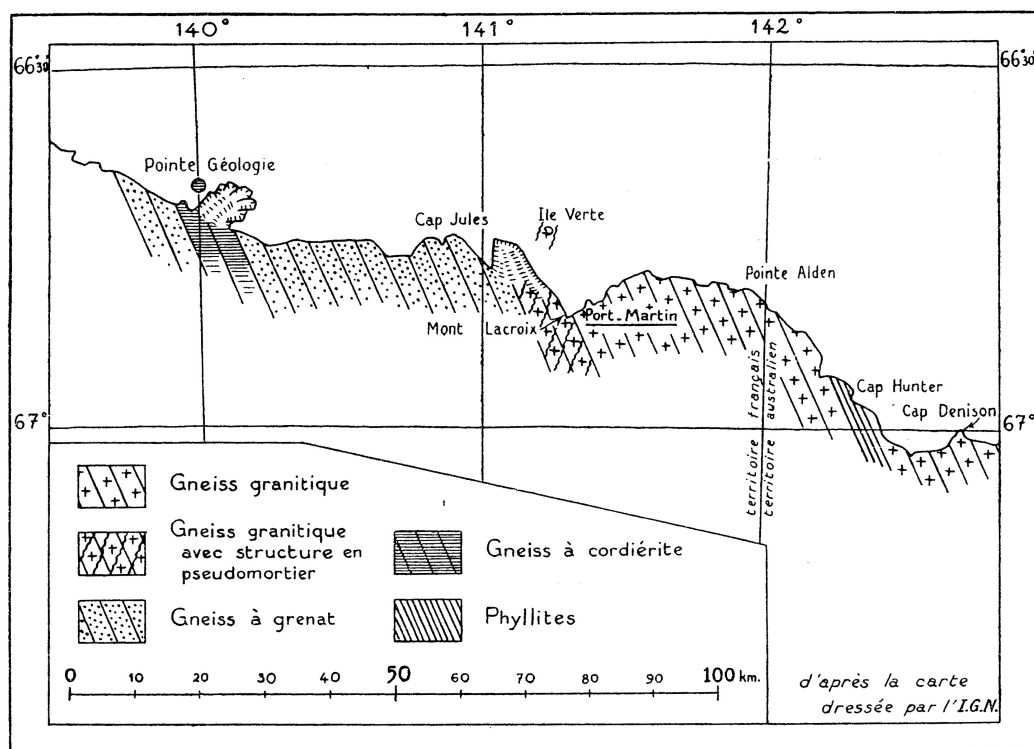


Fig. 2.6 – L'auteur précise dans la légende de la carte : "Les noms géographiques [...] sur cette carte sont provisoires. La direction des couches et leur nature ont été extrapolées vers l'intérieur."

and Oliver (1989) qui proposent les premières estimations thermobarométriques pour le secteur situé à l'Est de Commonwealth Bay (Cape Denison). Ces estimations ont largement été remises en cause par la suite par Pelletier (2001).

Une remise à jour cartographique a été proposée par Ménot (1991) et Monnier (1995) dans le secteur de Port Martin. Monnier présente une série de nouvelles données radiochronologiques permettant de recalibrer la chronologie relative des différentes lithologies observées dans ce secteur. Ainsi les âges indiquent un événement tectonique et métamorphique majeur contemporain de la mise en place de magmas monzogarnodioritiques autour de 2440 Ma. En toute rigueur, il s'agit là d'un épisode paléoprotérozoïque mais de par les spécificités lithologiques et géochimiques nous parlerons ici d'événement tardi-archéen afin de le différencier de l'événement paléoprotérozoïque qui réactive localement le bloc archéen. Pelletier (2001) apporte également une mise à jour structurale

dans ce secteur en élargissant la cartographie des auteurs précédents.

Les travaux de Pelletier (2001) et nos observations nous conduisent à distinguer deux domaines dans le bloc néoarchéen :

- Il s'agit à l'Ouest d'un domaine amphibolitique allant de Port Martin aux îles Fletcher constitué de lithologies et assemblages supra à mésocrustaux. Ce domaine inclut, au niveau du Cape Hunter, un bassin sédimentaire Paléoprotérozoïque (Oliver and Fanning, 1997) d'extension latérale inconnue du fait de l'épaisse couverture glacée.

- À l'Est, un domaine granulitique rétomorphosé localement dans l'amphibolite faciès s'étend du Cape Gray au Glacier Mertz et est constitué d'une section crustale profonde aujourd'hui exhumée. Ce domaine correspond au secteur d'East Commonweath Bay (ECB) de Ménot et al. (2005).

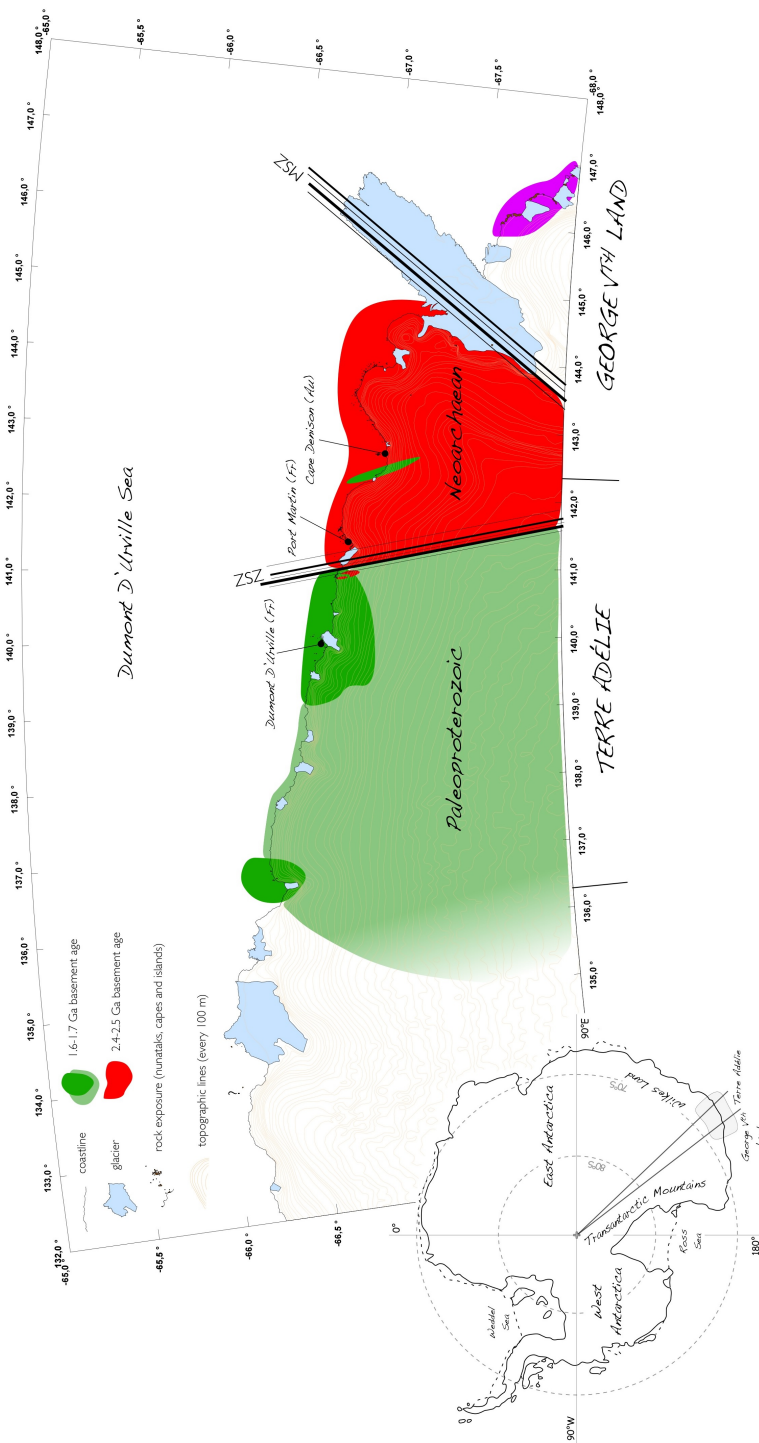


Fig. 2.7 – Carte des âges des terrains du Craton de Terre Adélie.

2.3 The Terre Adélie Craton Geology

Cette section est constituée d'un article de revue publié suite au 10^e *International Symposium on Antarctic Earth Sciences* qui s'est tenu en Août 2007 à Santa Barbara (Californie).

Citation : Ménot, R. P., G. Duclaux, J. J. Peucat, Y. Rolland, S. Guillot, M. Fanning, J. Bascou, D. Gapais, and A. Pêcher (2007). *Geology of Terre Adélie Craton (135 – 146 ° E)*. In A. K. Cooper and C. R. Raymond (Eds.), *Antarctica : A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES, Short Research Paper 048. USGS Open-File Report 2007-1047*.

Geology of the Terre Adélie Craton (135 – 146° E)

R.P. Ménot,¹ G. Duclaux,² J.J. Peucat,³ Y. Rolland,⁴ S. Guillot,⁵ M. Fanning,⁶ J. Bascou,⁷ D. Gapais,⁸ and A. Pêcher⁹

¹UMR-CNRS 6524 “Magmas et Volcans”, Université Jean Monnet, 42023-Saint Étienne, France (menot@univ-st-etienne.fr)

²UMR-CNRS 6524 “Magmas et Volcans”, Université Jean Monnet, 42023-Saint Étienne, France (guillaume.duclaux@univ-st-etienne.fr) and EarthByte group, School of Geosciences, The University of Sydney, Sydney, NSW 2006, Australia (gduclaux@geosci.usyd.edu.au)

³UMR-CNRS 6118 “Geosciences Rennes”, Université de Rennes 1, 35042-Rennes, France (Jean-Jacques.Peucat@univ-rennes1.fr)

⁴UMR-CNRS 6526 “Geosciences Azur”, Université de Nice Sophia Antipolis, 06103-Nice, France (yrolland@unice.fr)

⁵UMR-CNRS 5025 “Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines”, Université Joseph Fourier, 38041- Saint Martin d’Hères, France (sguillot@ujf-grenoble.fr)

⁶Research School of Earth Sciences, Australian National University, ACT 0200, Australia (Mark.Fanning@anu.edu.au)

⁷UMR-CNRS 6524 “Magmas et Volcans”, Université Jean Monnet, 42023-Saint Étienne, France (jerome.bascou@univ-st-etienne.fr)

⁸UMR-CNRS 6118 “Geosciences Rennes”, Université de Rennes 1, 35042-Rennes, France (Denis.Gapais@univ-rennes1.fr)

⁹UMR-CNRS 5025 “Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines”, Université Joseph Fourier, 38041-Saint Martin d’Hères, France (armaud.pecher@ujf-grenoble.fr)

Abstract More than 15 years of field and laboratory investigations on samples from Terre Adélie to the western part of George Vth Land (135 to 146°E) during the GEOLETA program allow a reassessment of the Terre Adélie Craton (TAC) geology. The TAC represents the largest exposed fragment of the East Antarctic Shield preserved from both Grenville and Ross tectono-metamorphic events. Therefore it corresponds to a well-preserved continental segment that developed from the Neoproterozoic to the Paleoproterozoic. Together with the Gawler Craton in South Australia, the TAC is considered as part of the Mawson continent, i.e. a striking piece of the Rodinia Supercontinent. However, this craton represents one of the less studied parts of the East Antarctic Shield. The three maps presented here clearly point out the extent of two distinct domains within the Terre Adélie Craton and suggest that the TAC was built up through a polyphased evolution during the Neoproterozoic-Siderian (*c.a.* 2.5Ga) and the Statherian (*c.a.* 1.7Ga) periods. These data support a complete re-assessment of the TAC geology and represent a valuable base for the understanding of global geodynamics changes during Paleoproterozoic times.

Citation: Ménot, R.P., G. Duclaux, J.J. Peucat, Y. Rolland, S. Guillot, M. Fanning, J. Bascou, D. Gapais, and A. Pêcher (2007), Geology of the Terre Adélie Craton (135 – 146° E), in *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES*, edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 048, 5 p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp048

Introduction

The Terre Adélie Craton (TAC) is located on the eastern part of the East Antarctic Shield (Fig. 1). Three geological maps are presented here that review some 15 years of field, petrological and geochronological investigations in Terre Adélie and western George Vth Land. A general localization map (Fig. 1) illustrates large-scale features of the TAC geology. It emphasizes the distinction of main lithotectonic domains based on rock types, structure and age of peak metamorphism (Monnier et al., 1995). A second map (Fig. 2) focuses on the easternmost domain of the craton, which corresponds to a Neoproterozoic polycyclic basement and the overlying Paleoproterozoic Cape Hunter basin. Finally the third map (Fig. 3) relates to the highly strained and metamorphosed Paleoproterozoic Dumont D’Urville basin which is juxtaposed to the west of the Archean domain. Furthermore, small outcrops of Rocher Mathieu and Rocher X allow extending the TAC more to the west without precision on its exact western boundary (cf. star and broken line on the inset map of Fig. 1).

Previous work

The first geological investigations were carried out during Sir Douglas Mawson’s expedition in the Cape Denison during the 1911-1914 Australasian Antarctic Expedition (AAE) wintering. Stillwell (1918) and Tilley (1923) described the metamorphic rocks from the basement of Commonwealth Bay and the surrounding

areas (George Vth Land). Later, in the early 1950’s and 1960’s, French Polar Expeditions reported new data from Terre Adélie, further West, including a preliminary geological map of the coast between Pointe Géologie and Cape Denison, and the first absolute dating of the Pointe Géologie migmatitic formations at *ca.* 1.5 Ga (Aubert de la Rüe and Tchernia, 1951; Heurtebize, 1952a, b; Bellair, 1961a, b; Bellair and Delbos, 1962).

More recently, Stüwe and Oliver (1989) attempted to integrate the previous, and scarce, data in a regional framework involving both Terre Adélie and South Australia in Rodinia and Gondwana reconstruction. Subsequently, petrological and geochronological (SHRIMP) results were obtained by Oliver and Fanning (1997, 2002) from samples collected during the 1911-1914 AAE (see below).

Finally, in the early 1990’s, new field investigations were undertaken through the GEOLETA program supported by the French Polar Institute (IPEV). Detailed mapping of the Terre Adélie Craton (TAC) from 135 to 146°E together with petrological and geochronological investigations allow us to propose a complete reassessment of the TAC basement (this paper and references therein). Moreover these results have also been used to constrain better the mechanical behaviour of the Neoproterozoic continental lithosphere (Duclaux et al., 2007a) and the role and distribution of fluids (Pelletier et al., 2005) during orogenic processes.

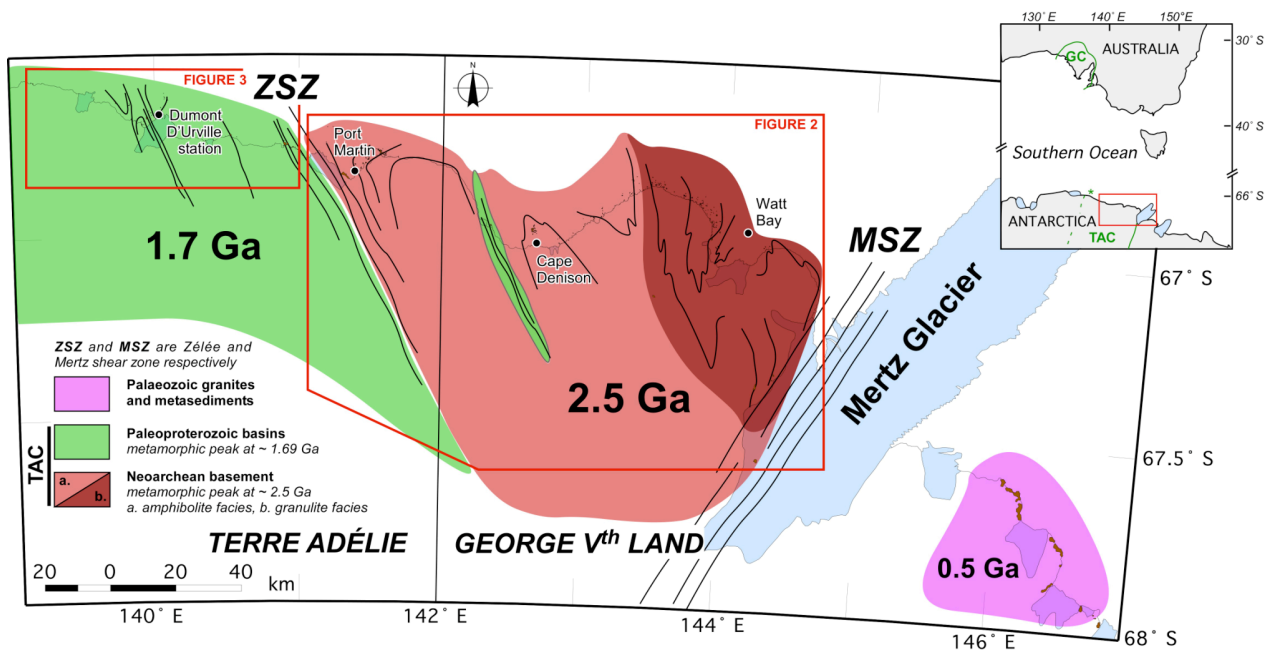


Figure 1. Geological sketch map of the Terre Adélie Craton illustrating the 2.5 and 1.7 Ga domains localization – Projection UTM 53S. Inset : location and limits of the Terre Adélie Craton (TAC) in East Antarctica and of the Gawler Craton (GC) in South Australia; continuous green lines : known boundaries of the Palaeoproterozoic cratons; broken green line : supposed western boundary of TAC; star : position of outcrops of the Rocher X and Rocher Matthieu.

The Neoproterozoic basement

The Easternmost domain (Fig. 2) extends from the Zéléé SZ (141°E) to the Mertz SZ (145°E) and reveals a composite Neoproterozoic basement, made of mainly felsic to mafic orthogneisses and granodiorites intruding subordinate metasedimentary country rocks including marbles and calc-silicates. This 2.55-2.44 Ga continental crust segment exposes two distinct tectonic units that represent two crustal sections from deep and intermediate levels equilibrated under granulites and amphibolites facies conditions respectively (Ménot et al., 2005). Within the Neoproterozoic gneissic basement, the Cape Hunter phyllites (see below) could be considered as remnants of a Paleoproterozoic, autochthonous, sedimentary basin. A large scale 1.7Ga thermal and tectonic overprinting was assumed by Di Vincenzo et al. (2007) on the base of Ar/Ar dating. But, according to our data (Duclaux et al., 2007b), the 1.7 Ga resetting recorded in the gneissic basement is restricted to only narrow fluid-bearing anastomosed shear zones, concentrated on the edges of the Neoproterozoic domain and along the Cape Hunter basin.

The Paleoproterozoic metasedimentary basins

The Western domain (Fig. 3), extending westward from the Zéléé shear zone (141°E) corresponds to the highly strained and metamorphosed Paleoproterozoic Dumont d'Urville (DDU) basin. It consists in metapelitic migmatitic gneisses with subordinate metagraywackes, silicic metavolcanic rocks and mafic intrusions. Oldest

crustal precursors are 2.2-2.4 Ga old (T_{DM}) with inherited zircons up to 2.8 Ga. A short time span brackets sediment deposition at about 1.72 Ga (age of the youngest inherited volcanic zircons) to HT-LP metamorphism, anatexis and coeval intrusion of mafic magmas dated at 1.69 Ga (Peucat et al., 1999; Pelletier et al., 2002).

More to the East, the Cape Hunter metapelites occur as a small outcrop squeezed within the Neoproterozoic basement. Based on rock types, ages of deposition and of metamorphism, the Cape Hunter basin is quite comparable with the larger Dumont d'Urville basin, but metamorphic conditions where significantly lower. The Cape Hunter metapelites recrystallized under greenschist facies conditions at *ca.* 1.7 Ga (Oliver and Fanning, 1997).

West from Pointe Géologie, rare outcrops allow the recognition of a 1.6 Ga magmatic event recorded by calc-alkaline granites and microgranites from Rocher Janet. Based on petrography, geochemistry and age of crystallization, these granites are very similar to the felsic blocks found in the moraines along the Terre Adélie coast and to the Gawler Range Volcanics of South Australia (Peucat et al., 2002).

More to the West, outcrops of Rocher X and Rocher Matthieu (Inset, Fig.1) are still badly known; they display biotite-hornblende migmatitic gneisses associated with mafic and intermediate intercalations as amphibolites and metatonalites. They are cross cut by numerous pegmatitic dikes. The metamorphic evolution may be compared to that of the migmatitic series of Pointe Géologie, but ages

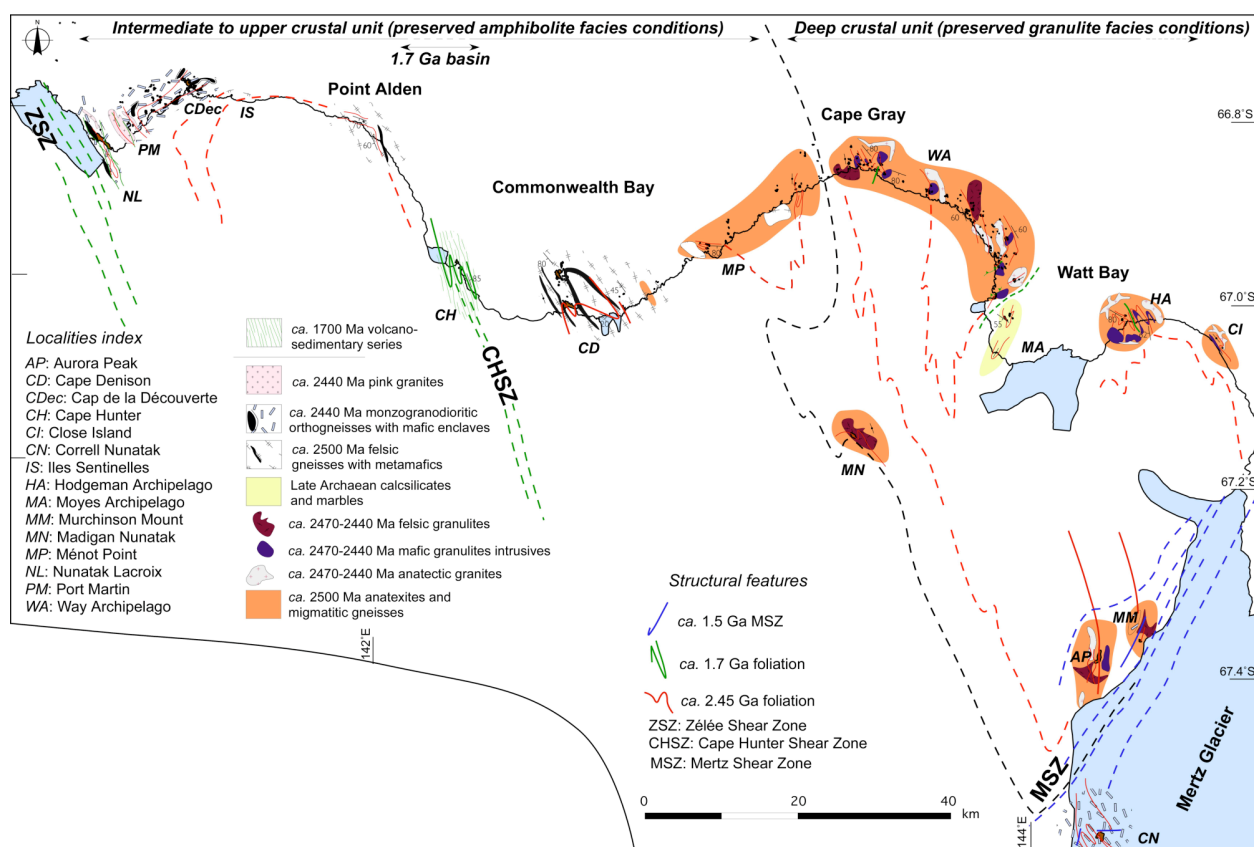


Figure 2. Geological sketch map of the Neoproterozoic domain and the overlying Cape Hunter Paleoproterozoic basin, east of the TAC.

need to be more accurately determined.

Late tectonic activity

The latest tectono-thermal event seems to be of limited spatial extent, concentrated on the Mertz shear zone (MSZ) (Talarico and Kleinschmidt, 2003) where synkinematic recrystallizations have been dated between 1550 and 1500 Ma (Di Vincenzo et al., 2007). The MSZ separates the Neoproterozoic unit of Cape Webb and Penguin (Fanning et al., 2002; Di Vincenzo et al., 2007) and therefore it represents the eastern boundary of the TAC and of the East Antarctica Shield (Fig. 1).

Finally, the opening of the Southern Ocean drove the rifting and the latter separation of the Terre Adélie and the Gawler cratons during Mesozoic times.

Discussion and conclusion

As clearly shown by the different maps presented here, the TAC may be considered as a composite basement built up through two major orogenic events at *c.a.* 2.5 and 1.7 Ga and devoid of any later significant reworking. Then it differs from most of other areas of the East Antarctic shield that display strong tectonic and/or metamorphic reworking related to Mesoproterozoic and

Neoproterozoic-Cambrian orogens. Therefore, the TAC represents a meaningful place to constrain continental crust's genesis and recycling processes and to precisely define the evolution of the geodynamic processes during the Archaean to Paleoproterozoic transition.

In that context, detailed investigations are carried on to better understand the behaviour of the “young”, Neoproterozoic and Paleoproterozoic, continental lithosphere during orogenesis. Through numerical experiments and field constraints, Duclaux et al. (2007a) demonstrated the role of gravity in the structural evolution of a hot Neoproterozoic continental crust. The related 2.45 Ga $L>S$ fabric recognized in the TAC reflects a massive orogen-parallel flow that was acquired during the progressive waning of the tectonic force at the end of convergence. With regard to the 1.7 Ga event, Gapais et al. (2007) and Duclaux et al. (2007b) described the contrasted evolution between the cooled and stabilized Neoproterozoic basement and the warmer, radiogenic-rich, intracontinental Paleoproterozoic basin of Dumont d'Urville.

The exposure of Paleoproterozoic basins developed upon a Neoproterozoic basement gives a good opportunity to investigate crustal recycling and juvenile, mantle derived, accretion processes and their relative contribution during the 2.8 – 1.6 time span. Preliminary results based on Sm-

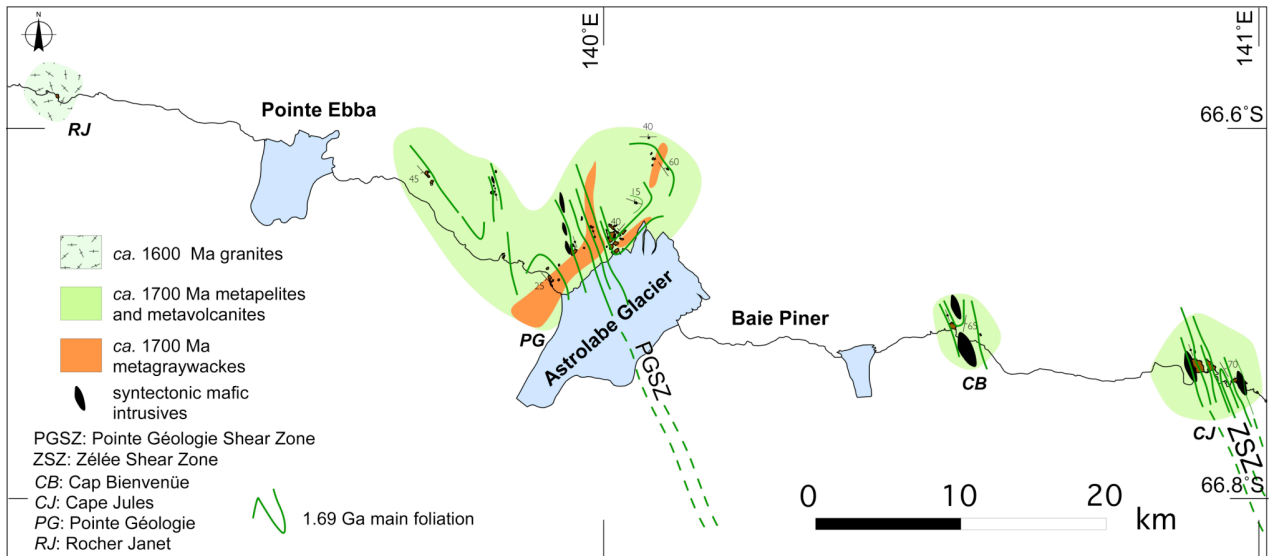


Figure 3. Geological sketch map of the Paleoproterozoic Dumont D'Urville basin.

Nd and trace element geochemistry have been proposed (Peucat et al., 1999b) and further elucidation will be forthcoming (Duclaux, PhD in progress).

The high quality of outcrops and rocks permits a detailed study of relationships between metamorphic reactions and partial melting. Migmatitic gneisses from DDU area display very different degrees of melting at peak metamorphism and varied retrograde mineral assemblages. Such features are assumed to be associated with space and time heterogeneities in the distribution of fluids within the Paleoproterozoic ductile crust (Pelletier et al, 2005).

Furthermore, according to Fanning et al. (2002,2003), the TAC represents also a key region linking the East Antarctic Shield and the Gawler Craton in Southern Australia. This link was examined in details and is supported by lithological, structural and age similarities. It supports the Mawson continent hypothesis (Fanning et al., 2003), i.e. a remnant of the Rodinia Supercontinent that was later amalgamated to the East Antarctic continent (Fitzsimons, 2003 and ref. therein). A better understanding of the geological evolution of the TAC and of adjacent areas (Eastern George V Land) would improve models for Rodinia and East Gondwana reconstructions.

Acknowledgements. This research has been funded by the French Polar Institute (IPEV) during the GEOLETA program and by INSU-CNRS (Dyeti project). We also warmly thank Prof. Chris Harris (Cape Town) and our ISAES editor, Wes LeMasurier, for their highly constructive reviews.

References

Aubert de la Rüe, E. and P. Tchernia, (1951), Sur quelques roches de Terre Adélie, C.R.Acad.Sci., Paris, 232, 995-996.
Bellair, P., (1961a), Sur les formations anciennes de l'archipel de Pointe Géologie (Terre Adélie), C.R.Acad.Sci., Paris, 252, 3087-3089

Bellair, P., (1961b), Pétrographie du socle cristallin de Terre Adélie, C.R. Acad. Sci., Paris, 252, 3296-3298.

Bellair, P., and L. Delbos, (1962), Age absolu de la dernière granitisation en Terre Adélie. C.R.Acad.Sci., Paris, 254, 1465-1466.

Di Vincenzo, G., F. Talarico and G. Kleinschmidt, (2007), An ⁴⁰Ar-³⁹Ar investigation of the Mertz Glacier area (George V Land, Antarctica): implications for the Ross Orogen- East Antarctic Craton relationship and Gondwana reconstruction, Precambrian Res., 152, 93-118.

Duclaux, G., P. Rey, S. Guillot and R.P. Ménot, (2007a), Orogen-parallel flow during continental convergence: Numerical experiments and Archean field examples, Geology, 35, 8, 715-718..

Duclaux, G., Y. Rolland, G. Ruffet, R.P. Ménot, S. Guillot, J.J. Peucat and J. Bascou, (2007b), Superposition of Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica): evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages, 10th ISAES, Santa Barbara, Extended Abstract Volume.

Fanning, C.M., Ménot, R.P., Peucat, J.J. and A. Pelletier, (2002) A closer examination of the direct links between southern Australia and Terre Adélie and George V Land. In "Preis V.P. (Ed.), Geosciences 2002, Expanding Horizons. Abstracts of the 16th Australian Geological Conference, vol.67, Adelaide, p.224.

Fanning, C.M., J.J. Peucat and R.P. Ménot, (2003), Whither the Mawson continent? 9th ISAES, Potsdam, Abstract.

Fitzsimons, I.C.W. (2003), Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia and their correlation with Antarctica., In Yoshida M., Windley B.F. and Dasgupta S. (Eds), Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup, Geological Society, London, Special Publications, 206, 93-130.

Gapais, D., Pelletier, A., Ménot, R.P., and Peucat, J.-J., (2007), Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica), Precam. Res., in press.

Heurtebize, G., (1952a), Sur les environs de Port Martin (Terre Adélie), C.R.Acad.Sci., Paris, 234, 1780-1782.

Heurtebize, G., (1952b), Sur les formations géologiques de Terre Adélie, C.R.Acad.Sci., Paris, 234, 2209-2211.

Ménot, R.P., A. Pêcher, Y. Rolland, J.J. Peucat, A. Pelletier, G. Duclaux and S. Guillot, (2005), Structural setting of the Neoproterozoic terrains in the Commonwealth Bay Area (143-145°E), Terre Adélie Craton, East Antarctica, Gondwana Res., 8, 1-9

Monnier, O., R.P. Ménot, J.J. Peucat, M. Fanning and A. Giret (1995), Actualisation des données géologiques sur Terre Adélie (Antarctique Est): mise en évidence d'un collage tectonique au Paléoproterozoïque, C.R.Acad.Sci., Paris, 322, Ila, 55-62.

Oliver, R.L. and C.M. Fanning, (1997). Australia and Antarctica: Precise

- correlations of Palaeoproterozoic terrains. In Ricci C.A. (Ed.) The Antarctic Region : geological evolution and processes. Siena, Terra Antarctica Publication. 163-172.
- Oliver, R.L. and C.M. Fanning, (2002), Proterozoic geology east and southeast of Commonwealth Bay, George V land, Antarctica, and its relationship to that of adjacent Gondwana terranes, in Gamble J.A., Skinner D.N.B and Henry S. (Eds), Antarctic at the close of a millennium, The Royal Soc. of N.Z. Bull., 35, 51-58.
- Pelletier, A., D. Gapais, R.P. Ménot and J.J. Peucat, (2002), Tectonique transpressive en Terre Adélie au Paléoproterozoïque (Est Antarctique), C.R. Geoscience, 334, 505-511.
- Pelletier, A., M. Guiraud and R.P. Ménot, (2005), From partial melting to retrogression in the Pointe Géologie migmatitic complex: a history of heterogeneous distribution of fluids, Lithos, 81, 153-166.
- Peucat, J.J., R.P. Ménot, O. Monnier and C.M. Fanning, (1999a), The Terre Adélie basement in the East Antarctica Shield: geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal event; comparison with the Gawler Craton in South Australia, Precam. Res., 94, 205-224.
- Peucat, J.J., Ménot, R.P., Fanning, C.M., Pelletier, A. and Pecora, L., (1999b), Geochronological evidence for a Late-Archean basement in the Terre Adélie Craton, 8th ISAES, Wellington, NZ, p.242.
- Peucat J.J., R. Capdevila, C.M. Fanning, R.P. Ménot, L. Pecora and L. Testut, (2002), 1.60 Ga felsic volcanic blocks in the moraines of the Terre Adélie Craton, Antarctica: comparisons with the Gawler Range Volcanics, South Australia, Australian J. E.S. 49, 831-845.
- Stillwell, F.L., (1918), The metamorphic rocks of Adélie Land, AAE 1911-1914, Sci. Rep., Ser.A, v.3, 1-230.
- Stüwe, K. and R.L. Oliver, (1989), Geological history of Adélie Land and King George V Land, Antarctica: evidence for a polycyclic metamorphic evolution, Precam. Res., 43, 317-334.
- Talarico, F. and G. Kleinschmidt, (2003), Structural and Metamorphic Evolution of the Mertz Shear Zone (East Antarctica Craton, George V Land): Implications for Australia/Antarctica Correlations and East Antarctic Craton/Ross Orogen Relationships, Terra Antarctica, 10, 229-248.
- Tilley, C.E. (1923), The metamorphic limestones of Commonwealth Bay, Adélie Land, AAE 1911-1914, Sci. Rep., Ser.A, v.3, 231-244.

Chapitre 3

Caractérisation pétrologique et structurale du domaine néoarchéen

Le domaine Archéen du craton de Terre Adélie s'étend sur plus de 160 km d'Ouest en Est, entre le Nunatak Lacroix (141°19'E) à l'Ouest de l'archipel de Port Martin et le glacier Mertz (144°15'E). Le socle rocheux apparaît à l'affleurement sous forme d'îles éparpillées le long de la côte, de caps attenants au continent recouvert de l'inlandsis Antarctique et de quelques nunataks dont la cime dépasse des glaces. Sur les 160 Km de côte, la surface rocheuse affleurante est de l'ordre de 28 Km². Ces chiffres sont représentatifs des difficultés de la géologie Antarctique du fait du manque d'affleurements.

Comme nous l'avons déjà évoqué plus haut, nous avons distingué deux domaines aux caractéristiques pétrologiques différentes dans la croûte néoarchéenne : un domaine amphibolitique à l'Ouest et un domaine granulitique à l'Est. Les lithologies et les structures rencontrées dans chacun de ces domaines sont présentées ci-après.

3.1 Les lithologies

3.1.1 La croûte amphibolitique : de Port Martin à Cape Denison et sur Correll Nunatak

Dans le domaine occidental, nous avons identifié quatre faciès principaux :

Gneiss gris

Des gneiss migmatitiques gris sont présents dans tout le secteur. Ils correspondent à l'encaissant des granitoïdes décrits plus bas et on les retrouve en enclaves rubanées au sein de ceux-ci. Ils ont une minéralogie assez homogène à Q-Bt-Am-Pl-Sph±Ep. On retrouve des traces d'assimilation de matériaux basiques dans des panneaux de gneiss bien conservés (Photo 3.1-A). Ils sont les témoins d'un événement tectono-métamorphique ancien distinct de l'orthogneissification des granodiorites.

Granodiorites et Monzogranodiorites

Les granodiorites et monzogranodiorites sont présentes dans les secteurs de Port Martin, du Cap de la Découverte et on les retrouve au niveau de Correll Nunatak, dans le glacier du Mertz. Elles présentent une texture grenue porphyrique (Photo 3.1-B) mais sont fréquemment orthogneissifiées de manière ductile (Photo 3.1-C). La minéralogie de ces roches présente des proportions variables de Q-FK-Pl-Am-Bt-Sph-Mag-Ilm-Ap-Zrc.

Filons basiques

On trouve des filons basiques sécants sur la foliation régionale (Photo 3.1-D) ou localisés sur les shear zones dans tout ce secteur. Qu'ils soient syn-cinématiques ou non, tous les filons sont recristallisés en amphibolites à Am-Bt-Feld-Pl-Ep.

Granites roses et filons tardifs granitiques gris

Les filons anatectiques roses à grain grossier sont présents principalement dans le secteur de Port Martin et du Cap de la Découverte. Ces granites recoupent la foliation des orthogneiss. Ils sont distingués en deux lithotypes : des granites leucocrates à FK-Pl-Q-Bt, des granites mésocrates à FK-Pl-Q-Bt-Am qui sont localement anisotropes et

recèlent d'abondantes enclaves d'orthogneiss et d'amphibolites (Photo 3.1-E). Ils sont interprétés comme des faciès d'assimilation des gneiss et des monzogranodiorites par les granites leucocrates ou des faciès de mélange magmatique entre granites roses et monzogranodiorites.

Les filons granitiques gris aux bordures nettes sont présents dans le secteur de l'archipel Port Martin. Ils recourent tous les faciès et même les couloirs de cisaillement. Ils diffèrent des granites d'anatexie par leur texture plus fine, par la prédominance du plagioclase sur le feldspath alcalin et par leur richesse en minéraux mafiques (Bt-Am). Ces filons non déformés se sont mis en place dans un environnement froid vers 1.7 Ga (avec un héritage à 2.44 Ga, âges SHRIMP, Peucat, non publié), ils post-datent donc l'histoire tectonique et métamorphique du secteur (Monnier, 1995).

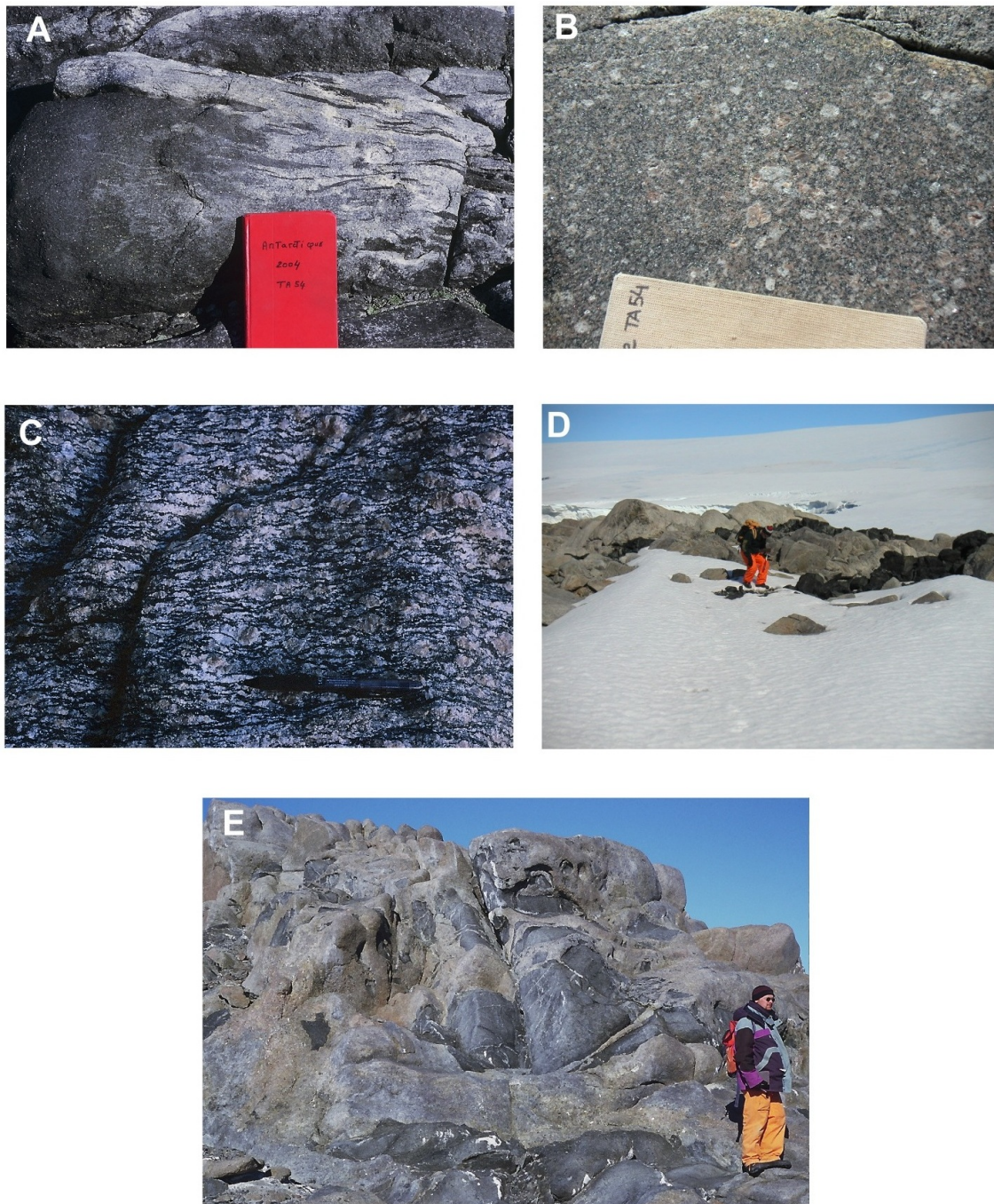


Fig. 3.1 – *Lithologies du domaine néoarchéen amphibolitique (croûte supérieure). A. Faciès de mélange typique des gneiss gris (Cape Denison); B. Monzogranodiorite (Archipel de Port Martin); C. Orthogneiss monzogranodioritiques (Archipel de Port Martin); D. Filons basiques recoupant les gneiss du socle (Cap de la Découverte); E. Assimilation d'amphibolites dans les granites roses (secteur du Cap de la Découverte).*

3.1.2 La croûte granulitique : du Cape Gray au Glacier du Mertz

Dans le domaine oriental, les gneiss felsiques et les gneiss métapélitiques en faciès granulitique précoce prédominent sur un large domaine globalement orienté Nord–Ouest Sud–Est. Ils sont recoupés par des granites alumineux d’anatexie pouvant être à grenat–biotite ou cordierite–biotite—sillimanite.

Les lithologies suivantes peuvent être identifiées en fonction de leurs protolithes :

1. des orthogneiss (basiques, intermédiaires et acides),
2. des métasédiments, souvent migmatitiques, constitués de gneiss alumineux, de calc-silicates et de marbres,
3. des métagranitoïdes (métamonzogranodiorites et métagranites leucocrates),
4. des metabasites sous forme de filons ou de laccolithes,
5. des granites alumineux d’origine anatectiques.

Orthogneiss

Les orthogneiss sont largement représentés dans les secteurs de Hodgmann Archipelago, de Stilwell Island et du Cape Gray. La composition minéralogique moyenne de ces gneiss est la suivante : Opx-Pl-Q-Bt-Ilm et Gr coronitiques. Les termes les plus basiques (Photo 3.2-B) correspondent à des métanorites à Opx-Pl-Bt-Ilm ; les termes les plus différenciés (Photo 3.2-A) sont à Opx-Pl-FK-Gr-Bt-Ilm. Leurs textures sont généralement granoblastiques. Ils sont recoupés par des filons granitiques.

Métasédiments et roches paradérivées

Ces gneiss présentent un éventail de compositions très variées en fonction de leurs protolithes (pélites, calc-silicates, carbonates). Les premiers sont fréquemment migmatitiques et les leucosomes peuvent être encore en place en position synfoliale ou être extraits (passage de métatexites vers des diatexites, Photo 3.2-D). La minéralogie la plus commune est à Gr-Perth-Bt-Cord-Q-Sp-Co±Opx±Sill. Un faciès à St-Gr-Sill-Q-FK-Bt-Ilm±Sp a également été identifié dans une métapélite associée à des calc-silicates.

Métagranitoïdes

Ils correspondent à des granulites acides claires à Q-Perth±Opx présentes dans l’Archipel des îles Way à l’Est du Cape Gray et à des métagranodiorites relativement sombres

à Pl-Qtz-FK±Opx que l'on trouve sous forme de laccolithes principalement sur Cape Pidgeon et Murchinson Mount (Photo 3.2-F).

Métabasites

Une des caractéristiques du domaine néoarchéen du Craton de Terre Adélie est sa richesse en roches mafiques. Elles sont présentes sous forme de filons (granulitiques ou amphibolitiques selon les cas) ou d'enclaves au sein des autres faciès (Photo 3.2-C). En terme de minéralogie, les compositions varient entre des norites à Opx-Pl-Bt-Ilm±Cpx±Gr (pour le faciès granulite) et des amphibolites à Am-Pl-Bt-Ilm. La bordure des filons en faciès granulite est souvent lobée et présente des figures de mélange avec l'encaissant (Stillwell Island, Hodgeman Archipelago, C Island, Fletcher D) (Fig. 4.4).

Filons et roches granitiques

Les filons (Photo 3.2-F) et laccolithes granitiques ont des compositions alumineuses. Ils sont fréquemment non déformés et peuvent contenir des nodules parfois centimétriques à Gr-Bt (Photo 3.2-C), Sill-Bt, Sill-Bt-Cord. Ces nodules sont interprétés comme des reliques issues de la fusion des gneiss à Opx-Gr reconnus dans cette zone. On trouve enfin un autre type de granites, qui semble issu de la fusion des granulites felsiques basiques. Il a une minéralogie très simple à Q-Pl-Bt-Ilm. Il est présent sous forme d'enclave dans les granites précédents et on peut le reconnaître en place, associé sous forme de filonnets directement dans les granulites basiques (Photo 3.2-B).

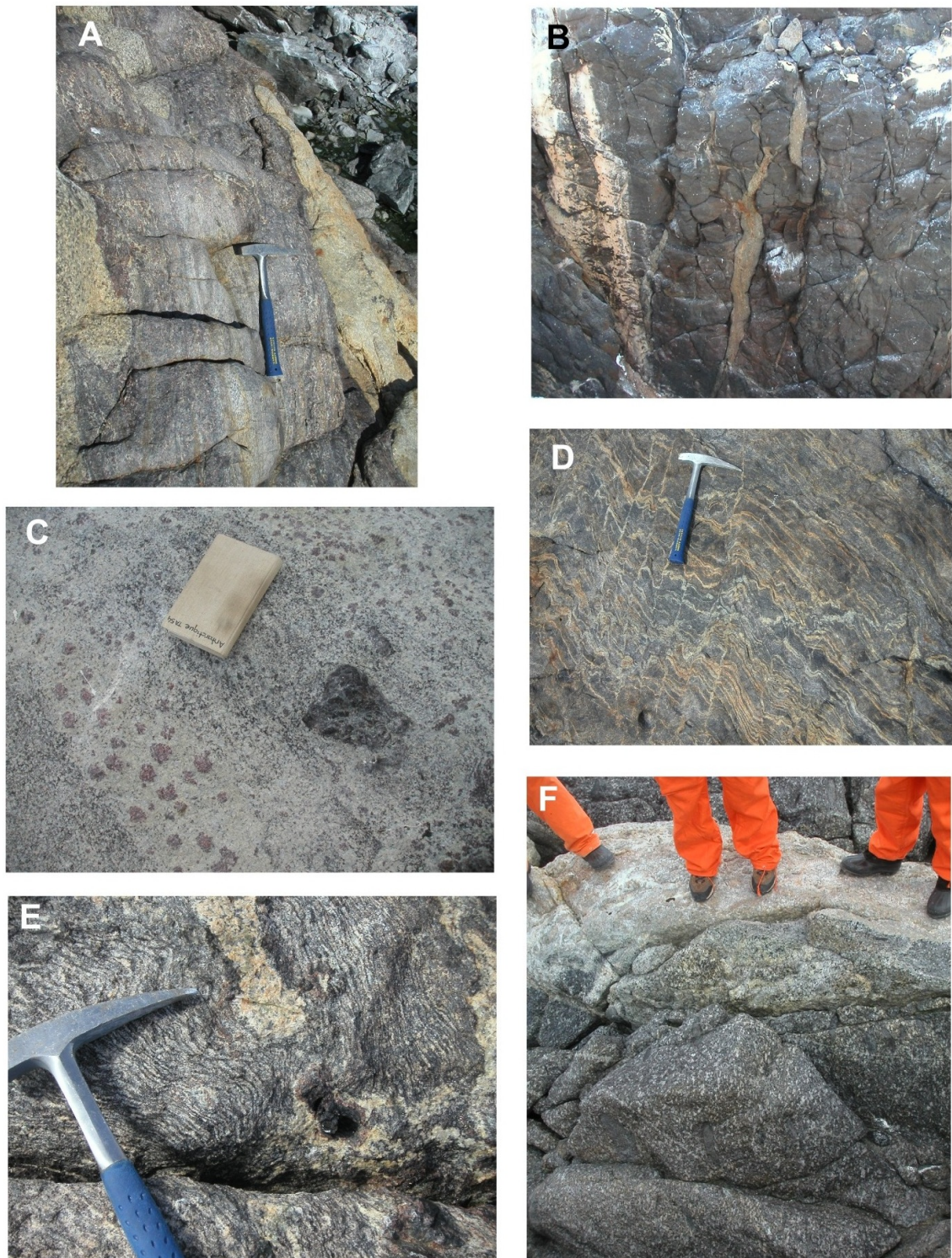


Fig. 3.2 – Lithologies du domaine néoarchéen granulitique (croûte inférieure). A. Orthogneiss intermédiaire (Hodgemann Archipelago); B. Poches granitiques dans les orthogneiss basiques (Stillwell Island); C. Granite alumineux à nodules de G-Bt incluant une enclave de basique (Stillwell Island); D. Passage de métatexites vers des diatexites dans les gneiss alumineux (Hodgemann Archipelago); E. Fusion dans les gneiss migmatitiques alumineux et production de leucosomes à Opx auréolés de Gr (Hodgemann Archipelago); F. Filon de granite alumineux recoupant des métagranodiorites (Cape Pidgeon).

3.2 Les structures

Les types de structures et leurs orientations sont présentés dans l'article à la suite de cette section. Nous avons classé ces structures en deux grandes familles : (1) les structures précoces de haute température et (2) les structures tardives froides. Deux planches de photos permettent de les illustrer plus en détail.

N.B. : La proximité du pôle Sud magnétique (situé à une centaine de kilomètres au large de la base Dumont D'Urville) pose un important problème pour l'acquisition des données structurales. En effet, la boussole reste inutilisable du fait du fort plongement des lignes de champ magnétiques. Afin de s'affranchir des problèmes liés à cette proximité du pôle magnétique, les mesures structurales ont été réalisées à l'aide d'un GPS portatif en suivant la trace de l'horizontale des structures en surface. Après de nombreux essais, il apparaît qu'une précision de l'ordre de 5 ° est obtenue pour les azimuts.

3.2.1 Les structures précoces de haute température

Elles sont bien marquées dans les gneiss métapélitiques du fait de leur litage apparent.

Dans le domaine néoarchéen granulitique, deux foliations précoces ont été identifiées dans les roches du socle. Lorsqu'elle est préservée, une foliation granulitique relativement plate apparaît au coeur de grands antiformes. Elle est marquée dans les gneiss alumineux migmatitiques par l'alternance de leucosomes à grenats et orthopyroxènes et de mélanosomes biotitiques (Photo 3.3-E, transition métatexite–diatexite dans des gneiss alumineux migmatitiques). Cette foliation est fréquemment transposée (Photo 3.3-B) en une foliation pénétrative amphibolitique orientée N135 à N155 associée à des plis à grande longueur d'onde d'axe N140 et pentés de 10 à 30 ° vers le Sud. Des plans de cisaillement conjugués sont associés à cette foliation amphibolitique. Ils indiquent une forte composante en cisaillement pur.

À l'échelle des îles (Photo 3.3-C, Cape Pidgeon), on observe des traces de processus magmatiques marqués par l'intrusion de corps granodioritiques dans des gneiss encaissants. Les laccolithes de roches plutoniques sont orientés selon une direction parallèle à celle de la foliation régionale.

On observe également, dans les deux domaines crustaux, des structures de type L>S. Elles sont plus développées dans le domaine granulitique oriental. L'orientation de ces structures linéaires est parallèle à l'orientation de la foliation régionale amphibolitique et présente un plongement faible ($>15^\circ$), principalement vers le Sud. Il s'agit principalement de boudins étirés horizontalement dans le faciès amphibolite. Des boudins mafiques sub-horizontaux dans des gneiss gris (Photo 3.3-D) et des boudins horizontaux parallèles aux axes de plis dans des marbres (Photo 3.3-A) illustrent bien ces structures.

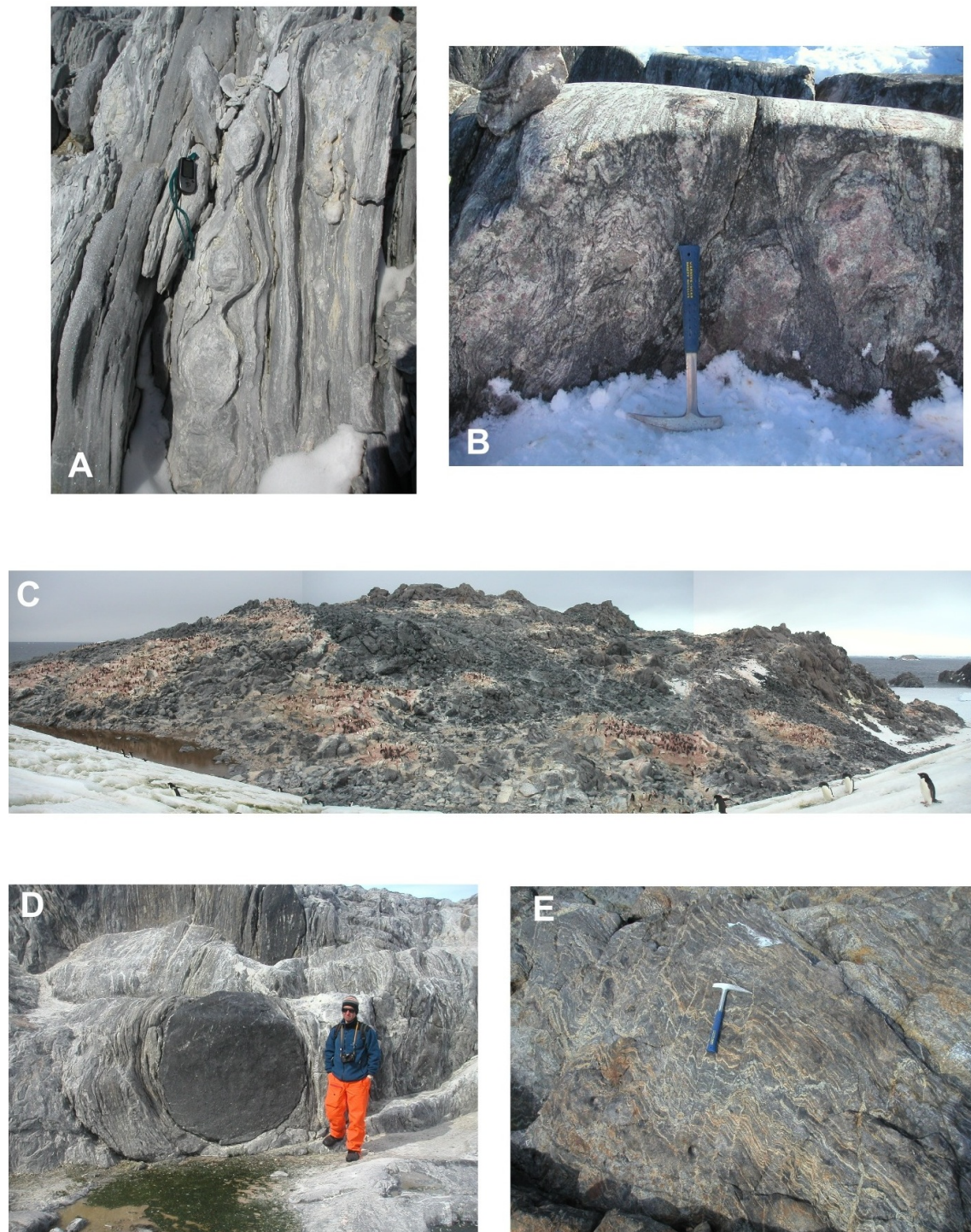


Fig. 3.3 – *Les structures précoces ductiles. A. Pli anisopaque à axe horizontal et boudinage horizontal dans des marbres (Pointe Marbre); B. Transposition d'une foliation granulitique plane en une foliation amphibolitique sub-verticale (C Island); C. Panorama montrant l'intrusion de roches magmatiques (altération en boules) dans des gneiss (Cape Pidgeon); D. Boudin mafique horizontal dans des gneiss amphibolitiques (Fletcher Archipelago); E. Passage de métatexites vers des diatexites dans les gneiss alumineux, on observe un plissement des leucosomes syn-foliaux d'axe parallèle aux leucosomes sécants (Hodgemann Archipelago).*

3.2.2 Les structures tardives à la limite ductile/fragile

Au coeur du domaine granulitique, des zones de cisaillement verticales pluricentimétriques à métriques marquent le dernier épisode tectonique visible affectant la croûte néoarchéenne. Ces zones de cisaillement forment des réseaux anastomosés (Photo 3.4-A) et présentent des sens de cisaillements conjugués à dominante dextre (Photo 3.4-B) orientés N155–N165 et N20–N30.

On observe également des structures en fleur positive (Photo 3.4-C) orientées N160 à l'Ouest du Cape Denison dans le domaine amphibolitique et sur Close Island, à proximité du Glacier Mertz dans le domaine granulitique. Ces structures dextres sont compatibles avec un contexte transpressif où la contrainte tectonique horizontale serait orientée Est-Ouest.

La limite occidentale du craton est marquée par une grande zone de cisaillement mylonitique verticale orientée N160–N165 SZ à la limite ductile/fragile. On trouve également des pseudo-tachylites. Il s'agit de la shear zone de la Zélée (Heurtebize, 1952a; Pelletier, 2001)(Photo 3.4-D), du nom du glacier qui la couvre. Les plans de cisaillement portent des linéations pentées vers le Sud.

Nous avons également identifié un chevauchement N–S, à vergence Est, marqué par la présence d'une ultra-mylonite à Cape Pidgeon. (Photo 3.4-E)

Une dernière photo (Photo 3.4-F) prise à l'Ouest de Drummond Point sur la côte Ouest de la Péninsule de Eyre (Craton du Gawler) permet d'imaginer la fracturation du socle granitique en bordure du bassin de Cape Hunter. En effet cette photo provient d'une gouge recoupant les granites néoarchéens du socle du Gawler et dont l'orientation est similaire à celle du bassin de Price Island, l'équivalent Australien du bassin de Cape Hunter (Oliver and Fanning, 1997).

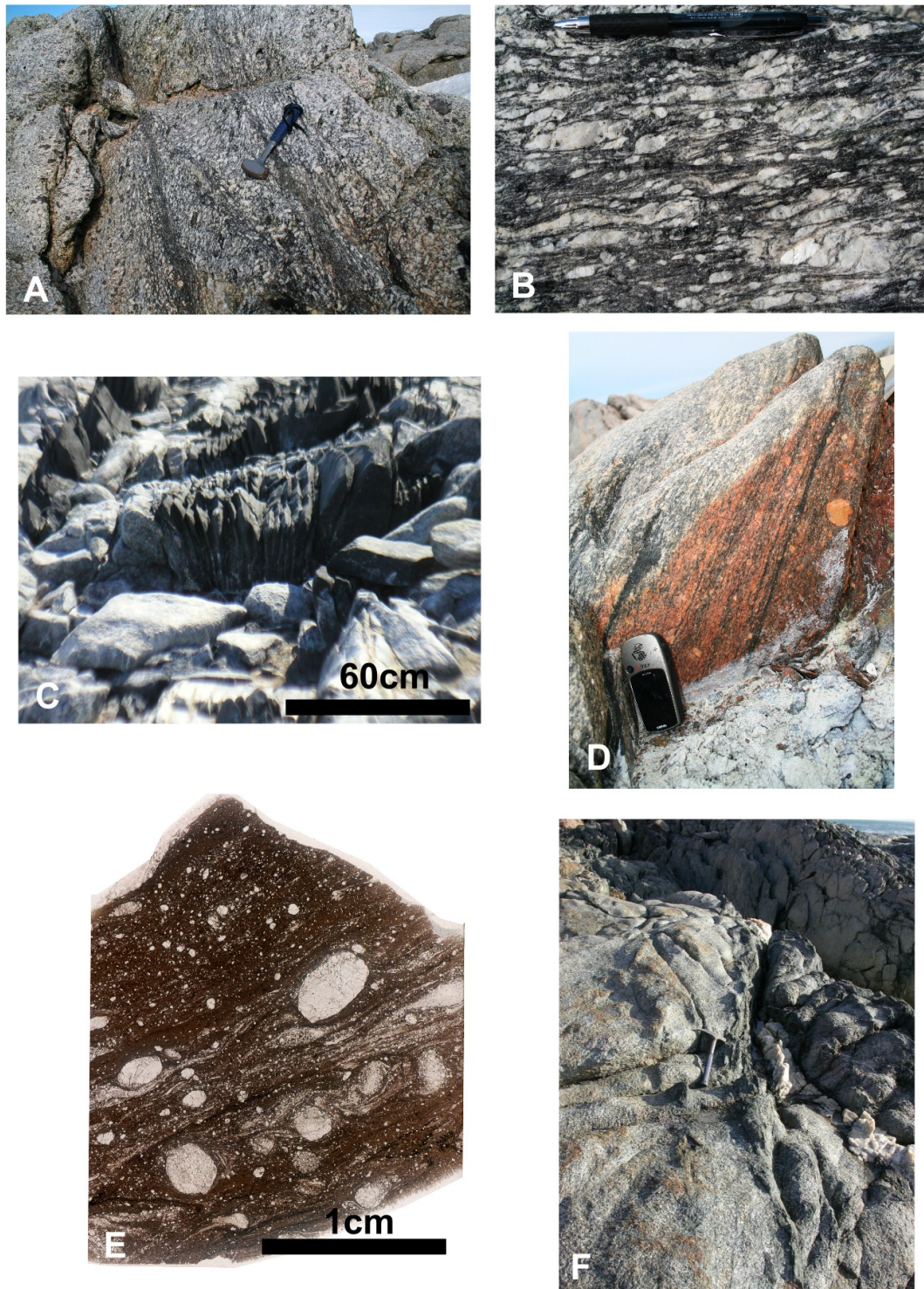


Fig. 3.4 – *Les structures tardives à la limite ductile/fragile. A. Réseau de zones de cisaillement mylonitiques décimétriques anastomosées dans un granite à nodules de grenat (Watt Bay); B. Zone de cisaillement mylonitique décimétrique dextre dans un granite à nodules (Watt Bay); C. Structure en fleur positive surimposée sur un filon basique (Cape Denison); D. Mylonite et pseudotachylite (bande sombre) dans les monzogranodiorites (Archipel de Port Martin); E. Scan d'une lame d'ultra-mylonite développée le long d'un plan de chevauchement fortement penté (Cape Pigeon); F. Gouge et circulation de fluides (veine de quartz) au sein du socle granitique néoarchéen du craton du Gawler.*

Structural Setting of the Neoproterozoic Terrains in the Commonwealth Bay Area (143–145°E), Terre Adélie Craton, East Antarctica

R-P. Ménot¹, A. Pêcher², Y. Rolland³, J-J. Peucat⁴, A. Pelletier¹, G. Duclaux¹ and S. Guillot⁵

¹ Laboratoire Transferts Lithosphériques (CNRS UMR 6524), Université de St Etienne, 23 Rue Paul Michelon, 42023 – Saint Etienne Cedex 02, France

² Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS UMR 5025), Maison des Géosciences, BP 53, 38041 - Grenoble Cedex, France

³ Géosciences Azur (CNRS UMR 6526), Université de Nice-Sophia Antipolis, 28 Av. de Valrose, BP 2135, 06103 - Nice Cedex 2, France

⁴ Laboratoire de Géochronologie (CNRS, Géosciences Rennes), Université de Rennes 1, Campus de Baulieu, 35042 - Rennes Cedex, France

⁵ Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, (CNRS UMR 5570), Université Lyon 1 et Ecole Normale Supérieure de Lyon, 2 Rue Dubois, 69622 Villeurbanne, France

(Manuscript received April 15, 2004; accepted October 27, 2004)



Abstract

Geological maps of East Commonwealth Bay Unit (ECB), (Terre Adélie and Georges V Land, Antarctica) are presented with a summary of the main structural and metamorphic data for the region. The ECB unit was developed during Neoproterozoic–Paleoproterozoic event (at 2.5–2.42 Ga), with (i) granulite metamorphism at 9 ± 1.5 kbar and $800 \pm 50^\circ\text{C}$ in the lower crust section and amphibolite metamorphism ($P=5$ kbar, $T=750^\circ\text{C}$) at the upper crustal levels; (ii) the lower crustal granulites were uplifted, and suffered local partial melting and retrogression to the amphibolite facies at $550 \pm 50^\circ\text{C}$ –5 kbar. Granulites were extruded in the core of a crustal-scale anticlinal fold, but retrogressed only on the rims of the anticline. Crustal-scale folding, along with other structural features resulted from intense NE-SW shortening that prevailed during the Neoproterozoic orogenic cycle. Strike-slip and extensional motions were only minor components in that process; (iii) top-to-the-East thrusting and nappe piling had (at least locally) occurred under lower amphibolite to greenschist facies conditions. Finally, it seems that (iv) the Paleoproterozoic 1.7 Ga structural imprint may have only affected the rims of the Archean units. The tectonic context observed in the 1.7 Ga Cape Hunter phyllites features mainly an E-W shortening component and vertical extrusion. The eastern (Mertz) and western (Port Martin) parts of the Archean block were reactivated by localized dextral shearing.

Key words: East Antarctica, Neoproterozoic, Paleoproterozoic, granulites, tectonics.

Introduction

The Terre Adélie-George V Land region of the East Antarctic shield is considered as a tectonic collage of Paleoproterozoic and Neoproterozoic domains separated by major shear zones (Ménot et al., 1995, 1999; Monnier et al., 1996; Fig. 1):

(i) The main Paleoproterozoic-tectonic unit is located to the West of the Terre Adélie Craton or TAC (from Pointe Géologie to Cap Jules; Fig. 1). It consists of metasediments metamorphosed under HT-MP to LP (High Temperature–Medium to Low Pressure) conditions (750°C ; 6–5 Kb). This HT metamorphism occurred during a transpressive tectonic

event with domes and shear zones forming on a regional scale (Monnier, 1995; Pelletier, 2001; Pelletier et al., 2002). This tectono-metamorphic event gave ages of 1.7 Ga by U-Pb on zircons and 1.5 Ga by Rb-Sr and Ar-Ar on micas (Peucat et al., 1999). A smaller tectonic block occurs at Cape Hunter, within the Neoproterozoic domain but specific contacts between terranes are not observed. The Cape Hunter block consists of fine-grained metapelites that recrystallized under greenschist facies conditions (500°C , 4–5 Kb) at 1.7 Ga (U-Pb on zircon; Oliver and Fanning, 1997).

(ii) The Neoproterozoic units, to the East of TAC (from Port Martin to the Mertz Shear Zone or MSZ; Fig. 1), are

built up by orthogneisses of silicic to intermediate composition and paragneisses. To the West, from Port Martin to Cape Denison, syn-kinematic intrusions of meta-granodiorites dated at 2.44 Ga, are contemporaneous with amphibolite facies recrystallisations (Monnier, 1995). To the East, from Cape Denison to the Mertz Glacier, granulite conditions have been recorded with subsequent retrogression to amphibolite facies conditions (Stillwell, 1918; Stüwe and Oliver, 1981; Ménot et al., 1999; Pelletier, 2001; Oliver and Fanning, 2002). Such an evolution, from granulite to amphibolite conditions, is believed to have occurred between 2.5 Ga (initial granulite event) and 2.42 Ga (Ménot et al., 1999; Fanning et al.,

2002). A localized retrograde imprint at 1.7 Ga was assumed (Oliver and Fanning, 2002). The structural features of the Neoproterozoic tectonic units are still poorly known. The most striking structures so far described are vertical strike-slip shear zones (Stüwe and Oliver, 1981; Kleinschmidt and Talarico, 2000; Monnier, 1995; Pelletier, 2001), that are commonly regarded as contacts of a tectonic collage of terranes (Ménot et al., 1995, 1999; Monnier et al., 1996). In Port Martin area, such shear zones have been dated at 1.7 Ga by U-Pb on zircon and 1.6 Ga by Ar-Ar on amphibole (Monnier et al., 1996).

Although the 1.7 Ga event has been documented in the Paleoproterozoic units by Monnier et al. (1996),

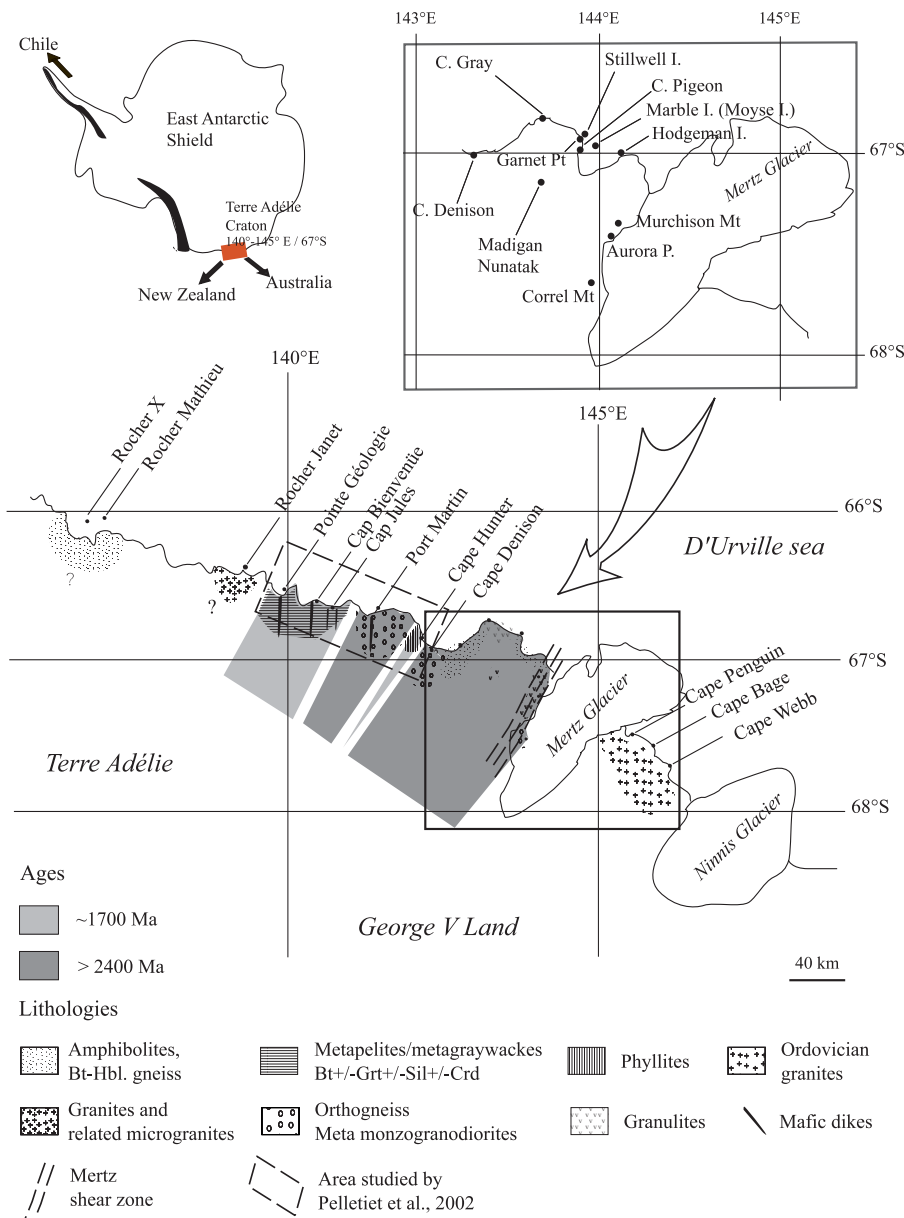


Fig. 1. General geological map of Terre Adélie Craton, with location of the studied area.

Pelletier et al. (2002) and Peucat et al. (1999), little is still known about the structure and lithology of the Archean units. In particular, there has been no structural study at the scale of the Archean domain. Hence, the significance of foliations/lineations within units and the relationships between units of different ages remain speculative.

This paper deals with the geology of the eastern Archean domain, integrating field work by the GEOLETA project during austral summers 1998 and 2003 in East Commonwealth Bay between 142°E to 144.50°E, in the so-called ECB unit (Ménot et al., 1999), for which no maps have yet been published. The ECB unit is bounded to the East to Ordovician granites (Fanning et al., 2002) by the Mertz Shear Zone (MSZ; Kleinschmidt and Talarico, 2000), and to the West by 1.7 Ga Cape Hunter phyllites (Oliver and Fanning, 1997). An inventory and brief discussion of the various lithologies, and metamorphic evolution of the area will be presented in the paper, followed by a synthesis of the structural data. Based on new data, a geodynamic reconstruction at the scale of the Neoproterozoic domain is proposed.

Lithologies and Metamorphism of the ECB (2.4 Ga) unit

Lithologies

Seven main rock types have been distinguished in the ECB unit (Figs. 2 and 3):

(a) Felsic gneiss with orthopyroxene+quartz+biotite (\pm plagioclase \pm K-feldspar \pm ilmenite \pm garnet) (Fig. 3);

(b) Aluminous gneiss (metapelites) with plagioclase+K-feldspar+biotite+garnet \pm cordierite \pm sillimanite \pm spinel;

(c) Amphibolites with clinopyroxene relics;

(d) Anatectic granites with biotite+garnet \pm cordierite \pm sillimanite nodules;

(e) Orthogneiss with K-feldspar and biotite megacrysts (monzogranodiorites);

(f) Marbles and quartzites;

(g) Aluminous gneiss (metapelites) with biotite \pm hornblende.

These lithologies form part of two distinct crustal sections: a lowermost characterized by early HT granulite assemblages (a to d) locally retrogressed into amphibolite facies (c and d) and an uppermost crustal section with amphibolite facies assemblages (e to g) and without any earlier granulite imprint (Figs. 2 and 6).

These two groups of lithologies, from lower and upper crust levels respectively, are found in two different structural domains. Fresh granulites (a and b) are found within the core of a NW-SE striking zone, while

retrogressed granulites associated with anatectic granites (c and d) are found on both sides of this zone. Uppermost crustal rocks (e to g) are exposed structurally above (i.e., to the E and W) of the retrogressed granulites.

P-T conditions of metamorphism

In deep crustal rocks (a-d), the stability of granulite grade assemblages (a), (b) and (c) as well as complementary thermo-barometric estimates, detailed in Pelletier (2001), yield pressure-temperature (P-T) conditions of $P = 9 \pm 1.5$ Kb and $T = 800 \pm 50^\circ\text{C}$ for the metamorphic peak and $550 \pm 50^\circ\text{C}$ –5 Kbar for the amphibolite facies retrogression.

Other lithologies (e-g) representing the Neoproterozoic mid- to upper crust sections do not retain any granulite grade relicts. Further, their mineralogical composition is similar to those observed further to the West, into the Neoproterozoic unit at Port Martin. Mineral assemblages suggest peak metamorphic conditions in the amphibolite facies such as described by Monnier (1995) in the Port Martin area, i.e., at $750 \pm 50^\circ\text{C}$ –5 kbar.

Age of metamorphism

Preliminary U-Pb on zircon ages of 2.5–2.42 Ga are obtained for both granulites (a) anatectic granites (d) and orthogneiss (e) of the ECB, without any evidence of a 1.7 Ga reactivation (TIMS and SHRIMP data: Ménot et al., 1999; Peucat et al., in prep.). Consequently, an apparently “purely Archean” domain (ECB) is bounded by the 1.7 Ga Cape Hunter metapelitic unit to the West (Oliver and Fanning, 1997) and by the Mertz Glacier shear zone(s) to the East. An age of 1.7 Ga is assumed for the formation of the megashear found in the Mertz area (Kleinschmidt and Talarico, 2000), although a younger (post-Ordovician?) age cannot be formally ruled out because Palaeozoic rocks are found to the East of Mertz Glacier (Fanning et al., 2002).

Structural Analysis of the ECB (2.4 Ga) Unit

At the local scale

The main structural features are:

The *metamorphic foliation*, defined by (i) granulite or (ii) amphibolite facies minerals. In some outcrops, superposition of these two foliations can be seen through relicts of granulitic gneisses within a matrix of amphibolite grade gneisses. Where granulites are preserved from the amphibolite-grade retrogression, the foliation is relatively flat. Locally, a normal sense of shear is observed but in general no shear bands are recorded. In contrast, the amphibolite facies foliation is steeply dipping. Centimetre- to metre-scale shear bands are observed in association

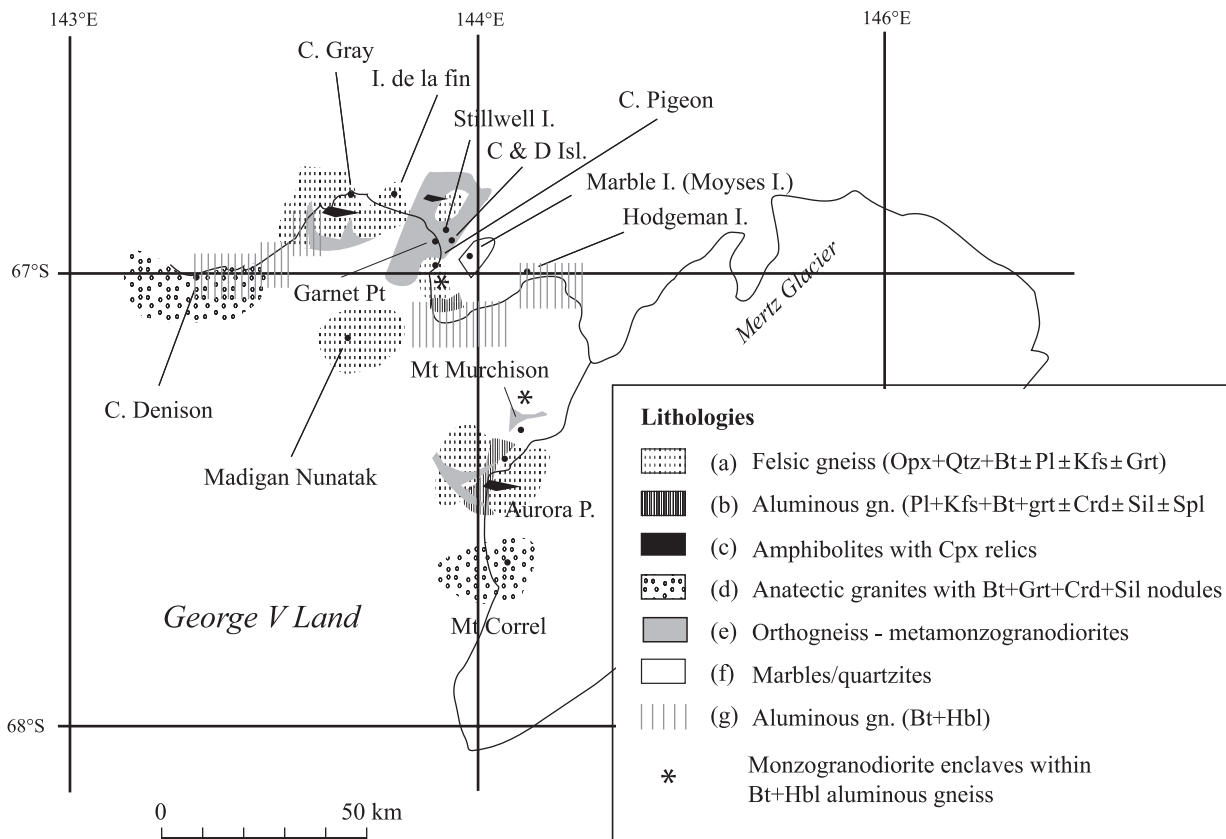


Fig. 2. Lithological map of the East Commonwealth Bay (ECB) units.

with the amphibolitic foliation, but they bear a very variable sense of shear, with both strike-slip and thrust components.

Syn- to post-metamorphic folds, of centimetre- to hectometre-scale and subvertical axial planes, were observed only in the amphibolite-grade zones (e.g., Fig. 4). Most of axes are sub-horizontal and N140°E striking (Fig. 6, diagram 3). They feature intense NE-SW shortening at the time of amphibolite retrogression. Locally, decimetric folds, with steeply dipping axes, were observed (Fletcher Island, Fig. 6, diagram 1) and regarded as drag folds related to vertical shear bands, but no systematic sense of fold vergence and shearing was evidenced. To the East of the ECB, in Marble, A-C and Hodgeman islands (Figs. 5 and 6), our measurements reveal post-metamorphic hectometre-scale folds with variably dipping axes (N29°E SW 33° at Marble Island, part of the Moyes Islands (Fig. 5), N27°E S63° at A-C Island and N131°E NW 29° at Hodgeman Island) (Fig. 6, diagrams 2 and 3). These large folds, with steep axial planes, are in agreement with a strike-slip component (or reactivation) close to the MSZ.

There is limited evidence for a *stretching lineation* as shown by “boudinaging” of amphibolite facies pods. It

is always vertical, thus compatible with horizontal shortening and vertical extension, and not with strike-slip deformation.

Shear zones are frequent in the ECB. They are slightly oblique on the amphibolite-grade foliation, and bear a combination of strike-slip and thrust components. The observed C-S structures always indicate both sinistral and dextral strike-slip shear, without any clear predominant motion. They are compatible with a N60°E strike of shortening. From local observations of dextral ductile C-S structures in the Mertz glacier zone (Kleinschmidt and Talarico, 2000), it seems that the eastern rim of the ECB unit is at least partly a dextral shear zone, although, two different shear zone strikes have been observed, N165°E at Mt. Correll and N30°E at Murchison Nunatak.

Thrust shear zones are observed in Cape Pigeon and C-D islands (Fig. 4). These thrusts are metre-thick low-temperature mylonites. Biotite-bearing C-S fish and quartz rubans indicate greenschist to lower amphibolite facies deformation conditions. The thrusts are N-S striking, dipping 40°W in Cape Pigeon, and 70°W in C-D islands, respectively. In both areas, sense of shear is top-to-the East, and the thrust places amphibolite facies (s.s.) metasediments over granulite relics bearing orthogneisses.

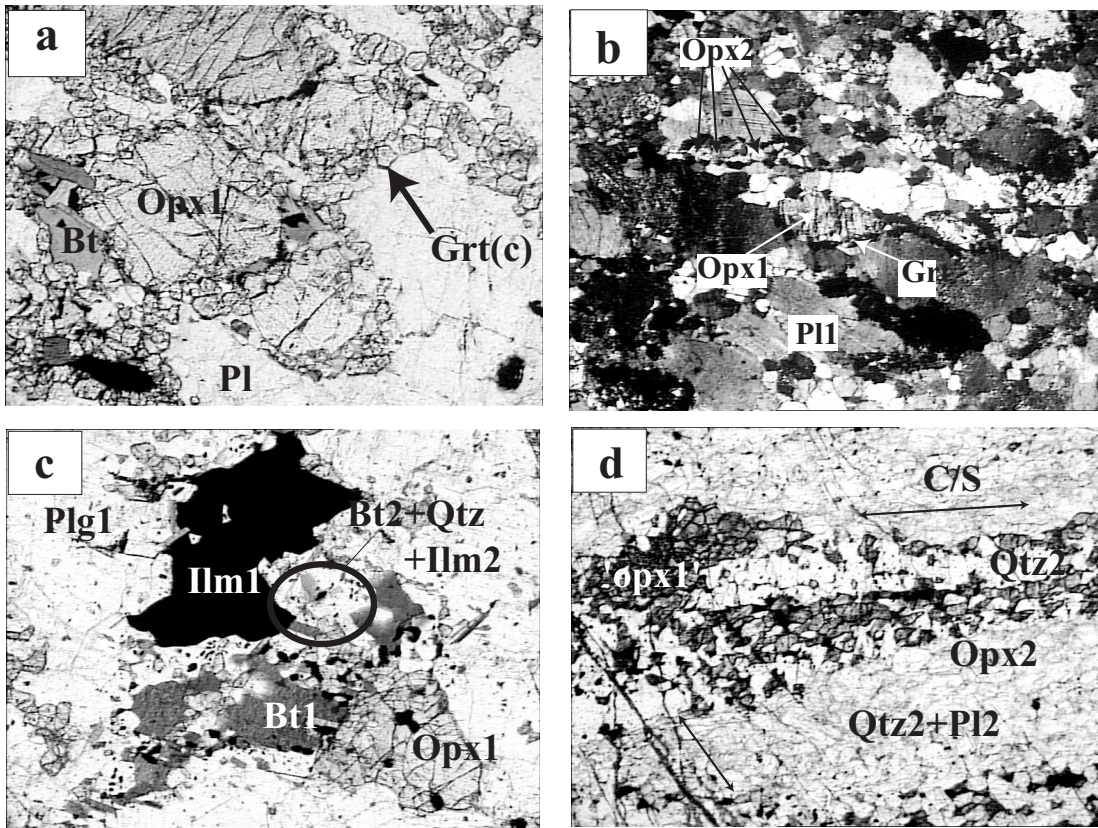


Fig. 3. Thin section pictures of fresh granulites: (a) felsic gneiss with garnet coronas (orthopyroxene + biotite + garnet + plagioclase + quartz ± ilmenite) (RPM 98-125, magnification x 50), (b) similar rock with mylonitic foliation in granulite facies conditions (RPM 98-125, magnification x 50) (c) felsic gneiss (orthopyroxene + biotite + quartz + plagioclase + ilmenite) (RPM 98-118, magnification x 50); (d) similar rock with C/S structures in granulite facies conditions (RPM 98-119, magnification x 50).

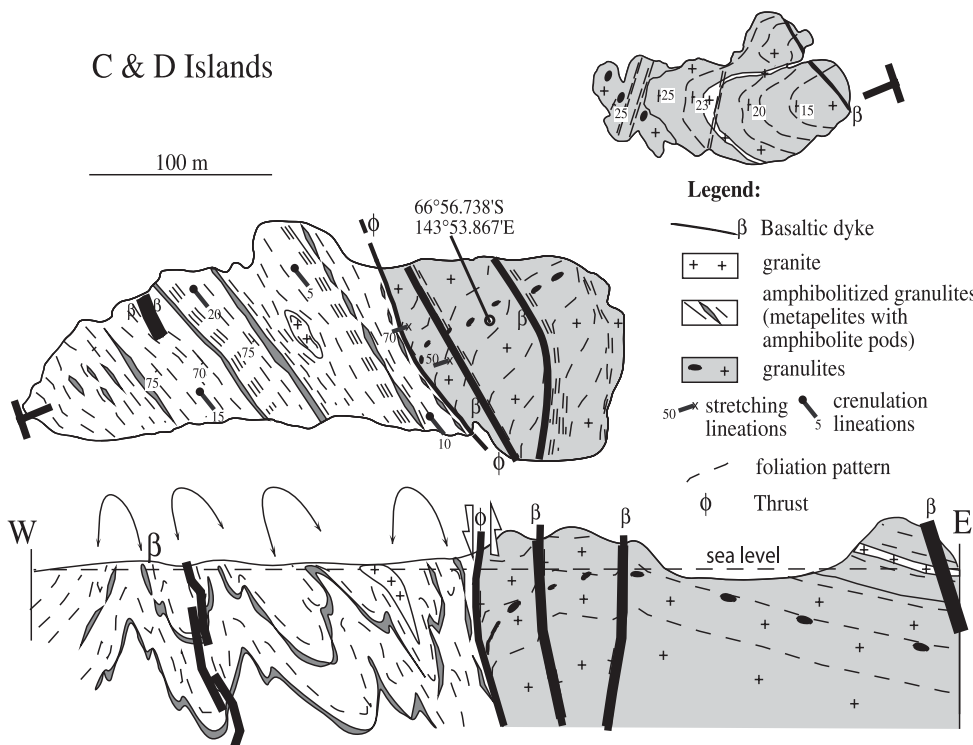


Fig. 4. Geological map (upper part) and cross-section (lower part) of islands C-D (ECB unit).

At the regional scale

The structural map of figure 6 presents a synthesis of the measurements of foliation plans and microstructures formed in the amphibolite facies. The foliation strike, as shown on the map, is the average of all foliation measurements calculated for each zone. At regional scale, the good coherence of foliations measurements enables to draw an interpreted pattern, which corresponds to the ductile strain field.

Main features of the strain field in the ECB:

(a) In the core of the ECB unit, the amphibolite grade foliation is relatively homogenous, striking NW-SE (from N135° to N155°).

(b) To the West, there is a very small obliquity of 15°, between the N170° striking, 1.7 Ga greenschist facies foliations at Cape Hunter and the N155° striking, amphibolite facies foliations at Cape Denison dated at 2.44 Ga, from syn-kinematic orthogneiss intrusions (Stüwe and Oliver, 1981; Monnier, 1995).

(c) To the East, the foliation trajectory becomes more N-S close to the MSZ. This inflexion suggests a passive rotation of the foliation due to the dextral motion of the MSZ. Therefore, the pattern of the foliation is in agreement with a younger age of the deformation on the MSZ (probably circa 1.7 Ga) relative to the main amphibolite-grade structuring of the ECB unit.

(d) The greenschist grade thrust of Cape Pigeon and islands C-D: its path, as proposed on figure 6 remains hypothetical at regional scale, because its extension to the NE of islands C-D and to the SW of Cape Pigeon

remains unknown. However, this thrust is a remarkable structural feature, which seems to cross-cut all tectono-metamorphic structures, and should therefore be the latest structural event within the ECB unit.

Structural Analysis of the Cape Hunter Phyllites, (1.7 Ga)

The Cape Hunter phyllites (Fig. 1) are made of pelitic schists, with sedimentary layers strongly transposed into a subvertical N160–170°E schistosity underlined by greenschist grade minerals. The schistosity is axial plane of syn-metamorphic folds that display subvertical axes (76°S), and no preferential asymmetry (Fig. 7). Post-metamorphic deformation is featured by: (1) late folds of large wavelength, with subvertical axes, and (2) E-W kink-bands (best-calculated plane: N93, vertical), compatible with a dextral motion. Mineral lineations are rare; they are also steeply dipping towards the south.

From these observations, the deformation coeval with the main metamorphic event is not purely strike-slip shearing, despite the presence of subvertical folds. The subvertical lineations and foliations feature a context of strong horizontal shortening with a minor strike-slip component.

Discussion

From the above descriptions together with previous data (Stüwe and Oliver, 1981; Oliver and Fanning, 1997), it

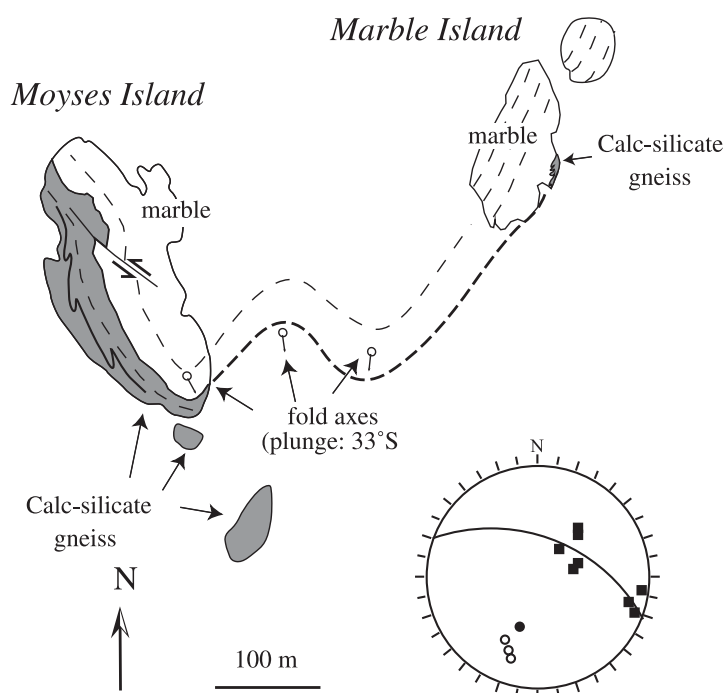


Fig. 5. Geological map of Marble (Moyes Islands) (ECB unit). Projection (Wulff diagram, lower hemisphere) of bedding/metamorphic foliation planes (black squares) and of axes of small-scale late-metamorphic folds (empty dot). Estimated axis of the hectometre scale fold (black dot, pole of the best-fitting great circle).

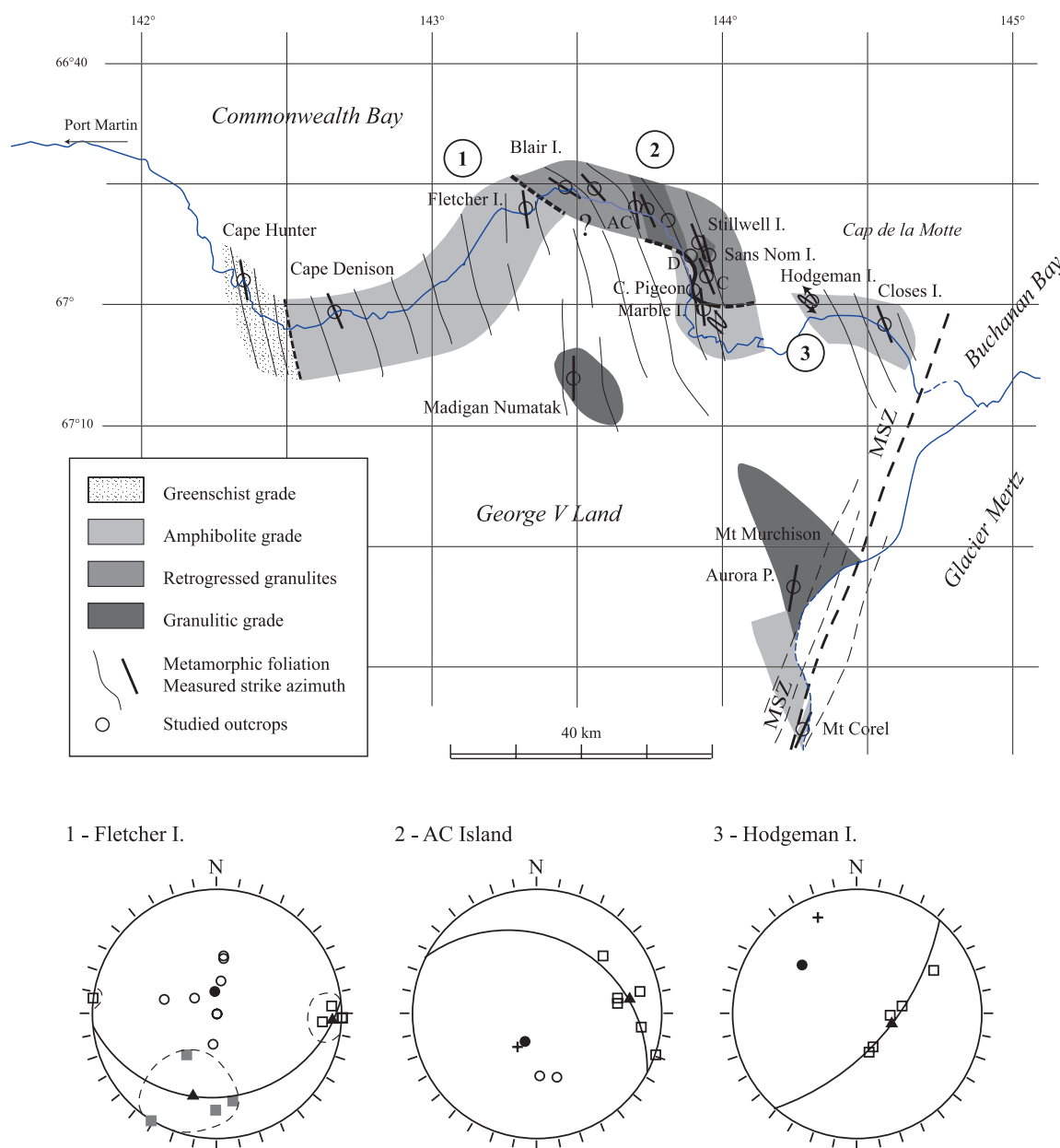


Fig. 6. Structural map of the Cape Hunter and ECB units (upper part) and structural data from 3 selected areas (1) Fletcher Isl., (2) A-C Isl., (3) Hodgeman Isl.. Projection (Wulff diagram, lower hemisphere) of amphibolite-grade metamorphic foliation planes (grey and empty squares), of stretching lineation (cross), of late-metamorphic fold axes (empty dots). For each set of measurements, the best great circle (circle fitting the distribution of the foliation poles) and its pole (black dot) are given in order to estimate axes of late metamorphic large-scale folds (respectively N27°E dipping S63 and N131°E, NW29 at A-C Isl. and Hodgeman Isl.). Calculated best foliation plane (black triangle) used to draw foliation trends on map. Due to late refolding, data from Fletcher Isl.-split in two sets of directions: around N120°E (grey squares) and around N-S (empty squares), the latter corresponding to the main foliation trend observed on the island.

appears that at least two tectonic events have occurred in the ECB unit. The Neoproterozoic event is featured by 2.5–2.42 Ga deformation coeval with amphibolite and granulite facies metamorphic conditions in the upper and the lowermost crust levels respectively, while the Paleoproterozoic event is witnessed by 1.7 Ga greenschist grade deformation in the Cape Hunter phyllites and possibly, in the eastern ECB unit.

The Neoproterozoic event is polyphased and featured by (Fig. 8):

1. A prior granulite-grade event with a flat metamorphic foliation. This granulite-grade event only affected the deeper parts of the ECB unit (lower crust), the mid to upper crust being subjected to amphibolite facies conditions.
2. Later, the uplift and retrogression of the granulites

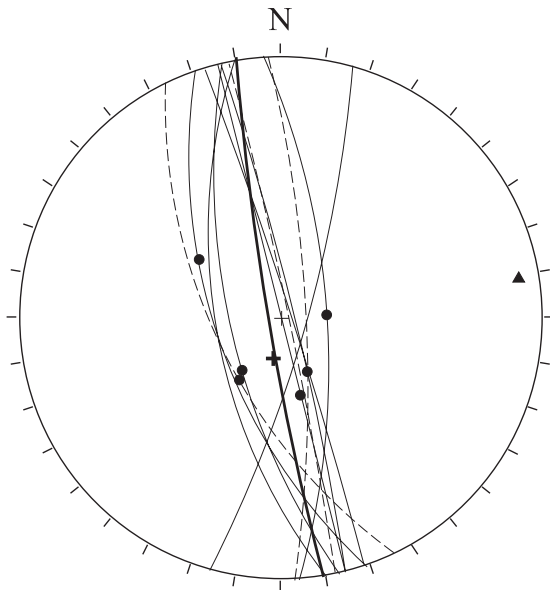


Fig. 7. Structural data of Cape Hunter phyllites (Wulff diagram lower hemisphere). Projection of bedding (dashed lines), metamorphic foliation (plain lines) and intersection lineation (black dots). Bold plain line and black triangle: respectively cyclographic trace and pole of the calculated foliation best plane (N170, dipping 85W). Bold cross: best line calculated for intersection lineations (N11, dipping 73S).

occurred during a NE-SW shortening. The granulites retrogression occurred on both sides of a NW-SE crustal-scale anticline. The amphibolite facies retrograde overprint is associated with steep shear zones, which can also account for the relative uplift of the granulite core. Fluid flow along these shear zones has to be invoked to induce amphibolite facies retrogression and related partial melting.

3. Top-to-the-East thrusting occurred in upper greenschist to lower amphibolite grade conditions during the Neoproterozoic event or the Paleoproterozoic event.

4. Clear Paleoproterozoic deformation occurred at the eastern and western limits of the ECB unit. In Cape Hunter, the structures result from strong E-W shortening and ductile vertical extrusion of metapelites at 1.7 Ga. These structures contradict the hypothesis of a strike-slip shear zone, but are rather in agreement with the convergence of two rigid blocks (Port Martin and ECB). In the Mertz Glacier area, probable Paleoproterozoic dextral shearing occurred (along the Mertz Shear Zone s. str.), likely correlated with the Kalinjala Shear Zone in South Australia, dated at 1.73 Ga (Kleindschmidt and Talarico, 2000).

Questions remain concerning the tectonics and metamorphic history of the Late Archean units (from Port Martin to Mertz Glacier):

1. What is the mechanism responsible for the exhumation of granulites (Neoproterozoic lower crust) and

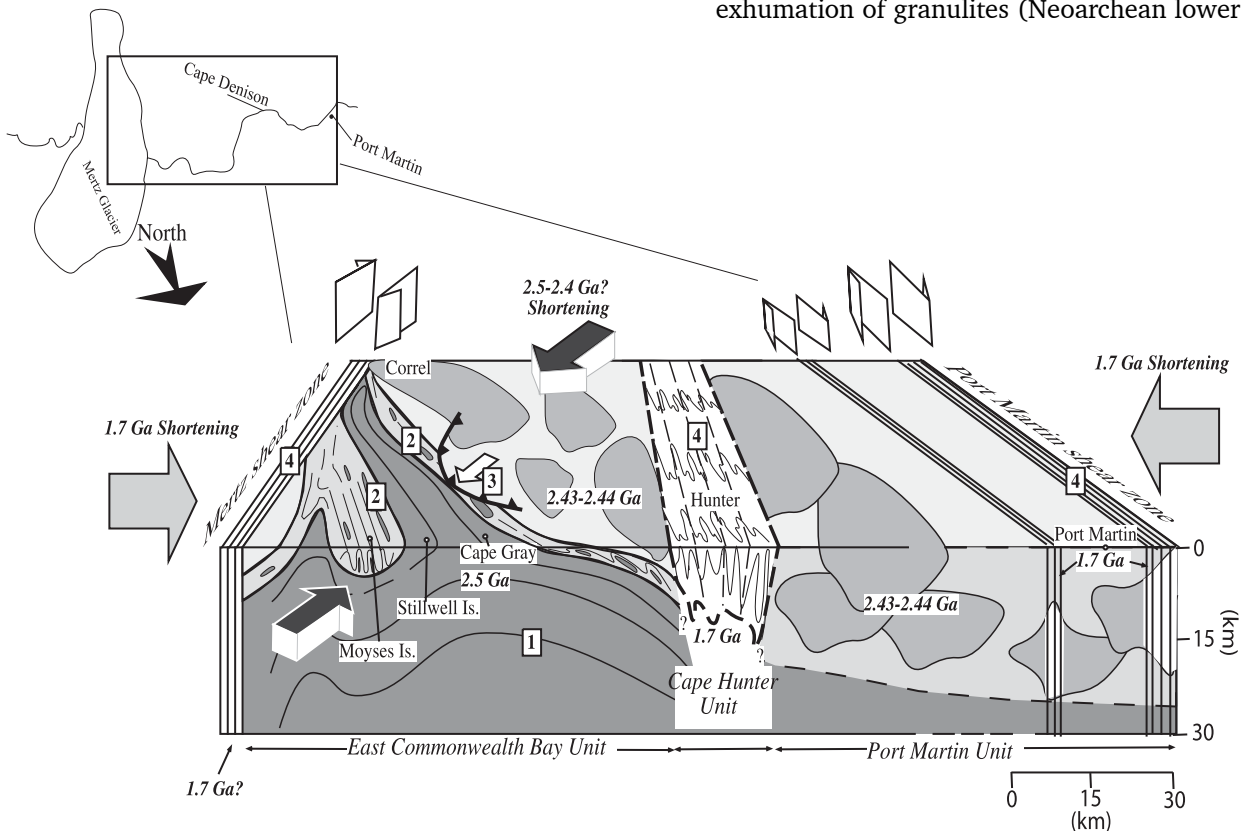


Fig. 8. Synthetic 3D bloc-diagram showing the proposed structural evolution of the Port Martin-ECB area. The numbers within squares relate to numbers quoted in the text.

their juxtaposition with amphibolite-grade gneiss (Neoproterozoic upper to mid crust)? The mechanism remains largely unexplained; in particular there are no direct indices for the presence of normal shear zones within the ECB unit. The almost vertical pattern of amphibolite foliation, at a regional scale, together with vertical stretching lineations pleads for a horizontal NE-SW shortening without any evidence of significant strike-slip shear zones such as the MSZ. Hydration, partial melting and amphibolite retrogression of granulites took place in vertical compressive shear zones, which are outlined by a subvertical foliation visible in the field. Finally, the later deformation event observed within the ECB unit is the lower amphibolite facies Cape Pigeon thrust, which is still compatible with NE-SW shortening.

2. Were tectonics and metamorphism responsible for the observed strain field achieved by 2.4 Ga?

There is still no evidence of pervasive 1.7 Ga deformations within the ECB. The Proterozoic event seems to be confined to the limits of the Archean units, but this needs to be verified by Ar-Ar dating.

3. What is the significance of 1.7 Ga Cape Hunter phyllites?

Cape Hunter phyllites could represent a "flysch" series filling a marginal basin between two diverging tectonic blocks. They could also be a relict of upper crustal nappes (Ménot et al., 1995) but it is necessary to ask the question if the associated low-grade top-to-the-East Cape Pigeon thrust can be related to a mountain building nappe-thickening event at 1.7 Ga?

Acknowledgments

This study was carried out with the support and logistics provided by the French Polar Institute (IPEV) in the frame of the GEOLETA project. Analytical support by the University of St. Etienne and CNRS UMR "Magmas et Volcans" is gratefully acknowledged. Careful corrections and reviews by A. Nédelec, C. Harris and P. Bowden are also much appreciated.

References

Fanning, C.M., Ménot, R-P., Peucat J-J. and Pelletier, A. (2002) A closer examination of the direct links between Southern

- Australia and Terre Adélie and George V Land, Antarctica. In: Preiss V.P. (Ed.), *Geosciences 2002: expanding horizons*. Abst. of the 16th Australian Geol. Congress AGC, Adelaide, v. 67, p. 224.
- Kleinschmidt, G. and Talarico, F. (2000) The Mertz shear zone. *Terra Antarctica Reports*, v. 5, pp. 109-115.
- Ménot, R-P., Monnier, O., Peucat J-J., Fanning, M. and Giret, A. (1995) Amalgamation of East Antarctica: strike slip terranes or nappe stacking in the Terre Adélie and George V Land Proterozoic basement? VII Int. Symp. Antarctic Earth Sci., Siena, 10-15 Sept. 1995, Abst. v., pp. 265-266.
- Ménot, R-P., Pelletier, A., Peucat J-J., Fanning, C.M. and Oliver, R.J. (1999) Petrological and structural constraints on the amalgamation of the Terre Adélie Craton. (135-145°E), East Antarctica. VIII Int. Symp. Antarctic Earth Sci., Wellington, 5-9 July 1999, Abst. v., p. 208.
- Monnier, O. (1995) Le socle protérozoïque de Terre Adélie (Antarctique Est): son évolution tectono-métamorphique et sa place dans les reconstitutions du Proto-Gondwana. Ph.D. thesis, Univ. Saint Etienne, France, 321p.
- Monnier, O., Ménot, R-P., Peucat J-J., Fanning, M. and Giret, A. (1996) Actualisation des données géologiques sur Terre Adélie (Antarctique Est): mise en évidence d'un collage tectonique au Protérozoïque. *C.R. Acad. Sci., Paris*, v. 322, IIA, pp. 55-62.
- Oliver, R.L. and Fanning, C.M. (1997) Australia and Antarctica: Precise correlation of the Proterozoic terrains. In: Ricci C.A. (Ed.), *The Antarctic region: geological evolution and processes*. Terra Antarctica Publ., Siena, pp. 163-172.
- Oliver, R.L. and Fanning, C.M., (2002) Proterozoic geology east and southeast of Commonwealth Bay, George V Land, Antarctica and its relationship to that of adjacent Gondwana terranes. In: Gamble J.A., Skinner D.N.B. and Henrys S. (Eds.), *Antarctica at the close of a millennium*, The Roy. Soc. New Zealand Bull., v. 35, pp. 51-58.
- Pelletier, A. (2001) Etude structurale et métamorphique du socle de Terre Adélie-George V Land (Est Antarctique). Ph.D. thesis, Univ. Saint Etienne, France, 195p.
- Pelletier, A., Gapais, D., Ménot R-P. and Peucat J-J. (2002) Tectonique transpressive en Terre Adélie au Paléoproterozoïque (Est Antarctique). *C.R. Geosciences*, v. 334, pp. 505-511.
- Peucat, J-J., Ménot, R-P., Monnier, O. and Fanning, C.M. (1999) The Terre Adélie basement in the East-Antarctica Shield: geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal event; comparison with the Gawler Craton in South Australia. *Precambrian Res.*, v. 94, pp. 205-224.
- Stillwell, F.L. (1918) The metamorphic rocks of Adélie Land. *Australasian Antarctic Expedition 1911-1914, Sci. Rep., Ser. A*, v. 3, pp.1-230.
- Stüwe, K. and Oliver, R.L. (1981) Geological history of Adélie Land and King George V Land, Antarctica: evidence for a polycyclic metamorphic evolution. *Precambrian Res.*, v. 43, pp. 317-334.

ERRATUM

Sur la Figure 2 de Ménot et al. (2005), il apparaît une inversion des figurés entre les faciès (*d*) et (*e*) :

- Anatectic granites with Bt-Grt-Crd-Sill nodules, correspond en réalité au figuré grisé.
- Orthogneiss–metamonzogranodiorites, correspond au figuré tacheté sur fond blanc.

Sur la coupe présentée en Figure 4, les flèches sur le chevauchement doivent indiquer un mouvement top-to-the-East.

Chapitre 4

L'état thermique de la croûte continentale granulitique néorichéenne du Craton de Terre Adélie

4.1 Les conditions du métamorphisme

Une première estimation de l'évolution métamorphique du domaine granulitique néorichéen a été faite par Pelletier (2001) et est résumée dans l'article précédent. Une partie importante du travail qui reste à réaliser sera de contraindre précisément les trajets P-T-t au sein des différentes unités crustales. Nous présentons ici une esquisse de ce que pourra donner ce travail.

Elle propose que dans les orthogneiss felsiques, l'évolution métamorphique est caractérisée par une augmentation de pression précoce en conditions du faciès granulite, suivie d'un trajet rétrograde en faciès amphibolite. Les gneiss métapélitiques et les metabasites ont préférentiellement enregistré l'empreinte d'un trajet en décompression en faciès amphibolite.

Les dernières campagnes de terrain réalisées entre 2003 et 2006 ont permis l'échantillonnage d'une plus large gamme de gneiss métapélitiques. Nous avons pu ainsi retrouver les traces d'un trajet prograde marqué par une augmentation de température depuis des conditions amphibolitiques vers des conditions granulitiques. Ces observations sont en accord avec les estimations de Pelletier (2001) pour les gneiss

felsiques associés aux métasédiments. Un échantillon en particulier préserve les traces de l'évolution prograde décrite pour les gneiss felsiques par Pelletier (2001), il s'agit de l'échantillon RPM03-37 :

RPM03-37 est un gneiss migmatitique à St-Grt-Sil-Bt-FK-Q-Ilm-Tour associé à des niveaux de calc-silicates. La transformation du Staurotide en Grenat+Sillimanite au sein du mélanosome témoigne de l'augmentation de température qu'a subie cet échantillon avant fusion.

4.2 Le pic de température dans le domaine granulitique

Afin de donner une première estimation des conditions du pic de température dans le domaine granulitique nous avons étudié deux échantillons de gneiss alumineux migmatitiques provenant du Cap Gray et de Hodgemann Archipelago. Dans ces deux lames, les textures équi-granulaires, la présence d'assemblages à Spinelle + Quartz, la teneur élevée en Al dans les Opx ($> 9\%$), la teneur élevée en Ti dans les biotites ($> 5\%$) et la présence d'une grande quantité de leucosomes perthitiques pouvant être à Opx et Grt indiquent que les conditions du pic de température dans les gneiss alumineux migmatitiques étaient comprises entre 825 et 1050 °C.

La présence de rutile dans ces mêmes échantillons indique des conditions de pression relativement élevées (> 7 kbar).

Ces conditions sont celles rencontrées dans le faciès de granulites de UHT.

Afin d'illustrer l'évolution du domaine granulitique, nous pouvons replacer les trajets approximatifs d'un gneiss alumineux et d'un orthogneiss basique dans un même espace pression-température. Les métasédiments, formés autour de 2.7 Ga (âges modèles Nd de Peucat et al., 1999) sont enfouis et stockés dans la croûte intermédiaire. Lors de la mise en place d'un large volume de magmas issus de la fusion du manteau, les sédiments sont réchauffés selon un trajet sub-isobare. La fusion partielle des métasédiments va libérer de l'eau qui va permettre la fusion des roches basiques. Ceci provoque un épaissement de la croûte supérieure, peut-être compatible avec un événement de collision autour de 2.48 Ga (cf chapitre géochronologie). Une phase d'amincissement crustal débute, permettant un second épisode de fusion autour de 2.44 Ga (âge des granites roses de la croûte supérieure (Monnier, 1995)). Les assemblages granulitiques vont être rétro-morphosés

dans l'amphibolite faciès lors d'une remontée rapide.

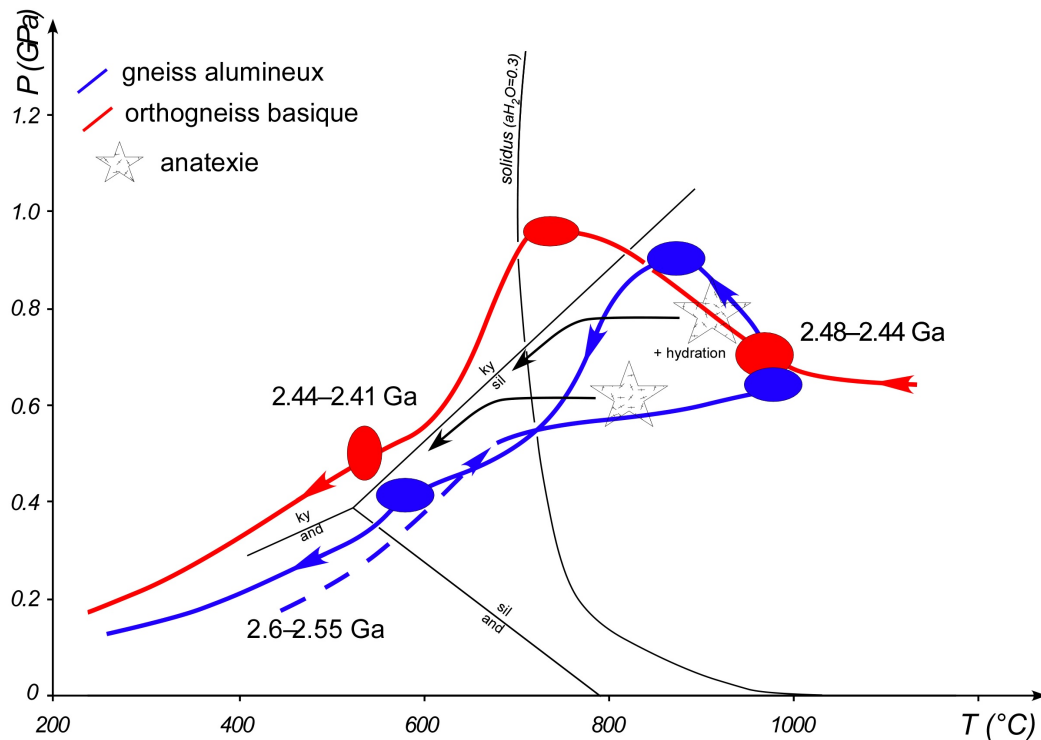


Fig. 4.1 – Schéma d'évolution pression-température des roches du socle granulitique néoarchéen. Les métasédiments sont enfouis et stockés dans la croûte intermédiaire. Lors de la mise en place d'un large volume de magmas issus de la fusion du manteau, les sédiments sont réchauffés selon un trajet sub-isobare. La fusion partielle des métasédiments va libérer de l'eau qui va permettre aux roches basiques de fondre. Ceci provoque un épaissement de la croûte supérieure, peut-être compatible avec un événement de collision autour de 2.5 Ga. Une phase d'amincissement crustal va suivre et les assemblages granulitiques vont être rétro-morphosés dans l'amphibolite faciès.

La reconnaissance d'assemblages granulitiques typiques de conditions de UHT datés autour de 2.48 Ga nous a amenés à réfléchir sur l'état thermique de la croûte continentale et sur les processus capables d'amener celle-ci à des températures supérieures à 850 °C pour des pressions allant de 7 à 12 kbar, typique de la croûte intermédiaire à profonde.

4.3 Modélisation de l'évolution thermique d'une lithosphère néoarchéenne épaissie

En se basant sur les équations de la chaleur définies pour le modèle thermo-mécanique triaxial présenté au chapitre suivant (équations de Brace and Kohlstedt, 1980), nous avons pu suivre l'évolution théorique de la température de la lithosphère au cours du temps. Nous avons ainsi modélisé l'évolution de la température au Moho pour une lithosphère épaissie instantanément 1,5 fois et soumise à une contrainte tectonique convergente pour différents taux de raccourcissement. Le modèle reçoit un flux de chaleur constant au cours du temps, appliqué à la base de la lithosphère (isotherme 1330 °C) et présente un chauffage interne correspondant à la chaleur produite par la désintégration radioactive de U, Th et K dans la croûte. Les concentrations utilisées dans le modèle sont celles proposées par Taylor and McLennan (1986) pour une croûte continentale archéenne.

Les résultats de cette modélisation sont présentés à travers la figure 4.2.

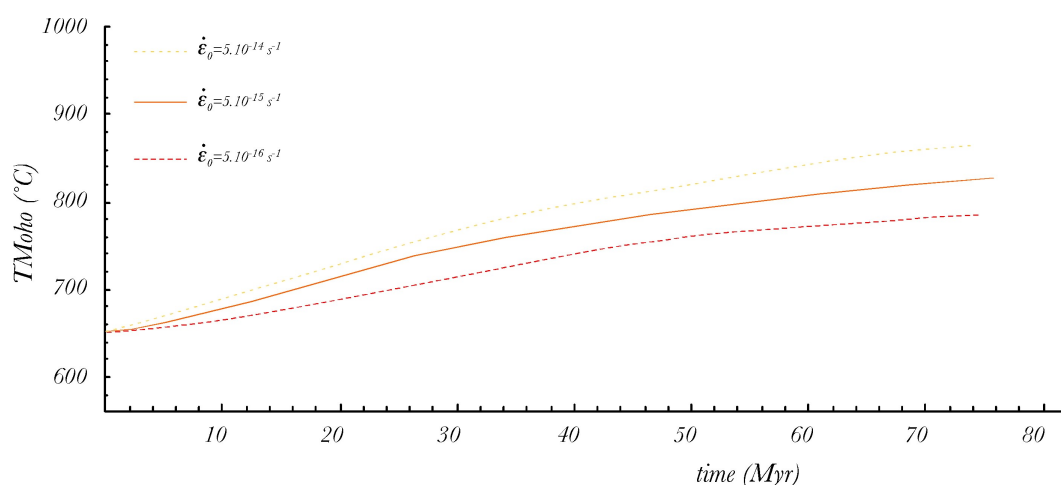


Fig. 4.2 – *Modèle triaxial d'évolution de la température au Moho après un épaississement crustal instantané d'1.5 fois. Les courbes représentent la température en fonction du temps pour différents taux de convergences.*

On observe que suivant le taux de déformation appliqué aux bordures du modèle afin de maintenir la convergence, le rééquilibrage thermique sera plus ou moins rapide.

La température au Moho va évoluer de manière variable. Plus le taux de déformation est important, moins la température du Moho à l'équilibre sera élevée. Dans le modèle correspondant au taux de déformation minimal (10^{-14} s^{-1}), la température maximale atteinte au Moho atteindra difficilement 870°C et ce, après plus de 80 Ma.

D'après les résultats de ces modèles, nous pouvons conclure que pour la croûte continentale archéenne et dans un contexte de collision, la présence de roches à des températures supérieures à $\sim 850^\circ \text{C}$ dans la croûte continentale profonde ne peut être expliquée par simple association d'un flux de chaleur moyen et de chauffage interne (désintégration radioactive). Il apparaît nécessaire qu'une source de chaleur supplémentaire, extérieure au système, entre en jeu.

4.4 Les roches basiques comme source de chaleur

Un fait marquant lorsque l'on réalise des observations de terrain dans la croûte granulitique est la grande quantité de matériaux basiques à l'affleurement. Ces roches basiques sont présentes : soit sous forme d'enclaves au sein d'autres roches, soit sous forme de filons (Fig. 4.3) ou de laccolithes, discordants ou concordants avec la foliation des gneiss granulitiques. Une première estimation réalisée à partir des observations de terrain permet de quantifier à 30% le volume relatif des roches basiques au sein de la croûte continentale du Craton de Terre Adélie. Cette abondance de roches basiques semble être une caractéristique des zones profondes de la croûte continentale (Hawkesworth and Kemp, 2006).

Une autre observation directe en rapport avec la présence des matériaux basiques est qu'ils présentent fréquemment des figures de mélange avec leur encaissant (bordure de filon lobée) (Fig. 4.4). Ce type de texture indique que la mise en place des roches basiques a eu lieu alors que l'encaissant était encore chaud.

Afin de tester l'impact de la mise en place d'une quantité de l'ordre de 30% de matériaux basiques dans la croûte intermédiaire à profonde, nous avons suivi l'approche proposée par Thomson (1990). Il s'agit d'un modèle analytique simple basé sur un calcul de bilan thermique. À partir de ce modèle, il est possible de calculer la quantité de magma basique nécessaire afin d'élever une quantité finie de matériaux crustaux à une



Fig. 4.3 – *Granulites acides et intermédiaires foliées recoupées par des filons basiques également en faciès granulite (assemblages à grenat) (C Island).*

température donnée. Une intrusion basaltique à une température donnée T_b arrive dans la croûte, elle va alors refroidir jusqu'à atteindre son solidus en émettant une quantité de chaleur latente de cristallisation L_b . Cette chaleur latente plus celle disponible lors du refroidissement à l'état solide du basalte jusqu'à atteindre une température finale T_f vont chauffer la croûte encaissante (Fig. 4.5). La quantité de chaleur nécessaire pour augmenter la température de la croûte (ΔH_c) de sa température initiale T_c vers sa température finale T_f , lorsque la croûte reçoit la totalité de la chaleur libérée par la cristallisation et le refroidissement du basalte est égale à : $\Delta H_c = m_c C_c (T_f - T_c)$. Cette chaleur est libérée par la cristallisation du basalte ($m_b L_b$ et par son refroidissement ($m_b C_b (T_b - T_f)$), ce qui va donner au total une chaleur disponible égale à $\Delta H_b = m_b (L_b + C_b (T_b - T_f))$. Dans le domaine de l'anatexie, la chaleur latente de la croûte L_c va jouer un rôle de tampon sur l'augmentation de la température et devra être prise en compte dans le calcul de ΔH_c .

Nous avons pris $T_b = 1350^\circ \text{C}$, comme température de mise en place des basaltes. Les capacités calorifiques de la croûte (C_c) et du basalte (C_b) sont fixées à $1 \text{ kJ.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et les chaleurs latentes du basalte, $L_b=500 \text{ kJ.kg}^{-1}$ et de la croûte, $L_c=200 \text{ kJ.kg}^{-1}$ comme suggéré par l'auteur.



Fig. 4.4 – *Figure de mélange entre un filon basique granulité (bordure de filon lobée) et des granulites intermédiaires (Stikwell Island).*

Ce graphique permet de lire directement le rapport de masse nécessaire pour augmenter la température de la croûte de T_c vers T_f . On voit donc que dans une croûte continentale à 700°C , l'intrusion de 36% de basaltes (en volume relatif par rapport à la croûte) va permettre une élévation de température jusqu'à 900°C . Afin d'atteindre 1000°C il sera nécessaire de mettre en place 54% (en volume) de basalte dans la croûte. De telles valeurs sont difficilement envisageables à grande échelle, mais de telles conditions peuvent être atteintes à petite et moyenne échelle, dépassant la dizaine de kilomètres.

Ce modèle doit encore être testé pour les roches du socle profond du Craton de Terre Adélie, où l'on observe bien des roches basiques en quantité importante. Si les futures estimations thermobarométriques confirment et permettent de quantifier l'augmentation de température au sein de la croûte et que la géochimie nous permet de déterminer la source des magmas (manteau lithosphérique ou asthénosphérique) nous pourrions alors

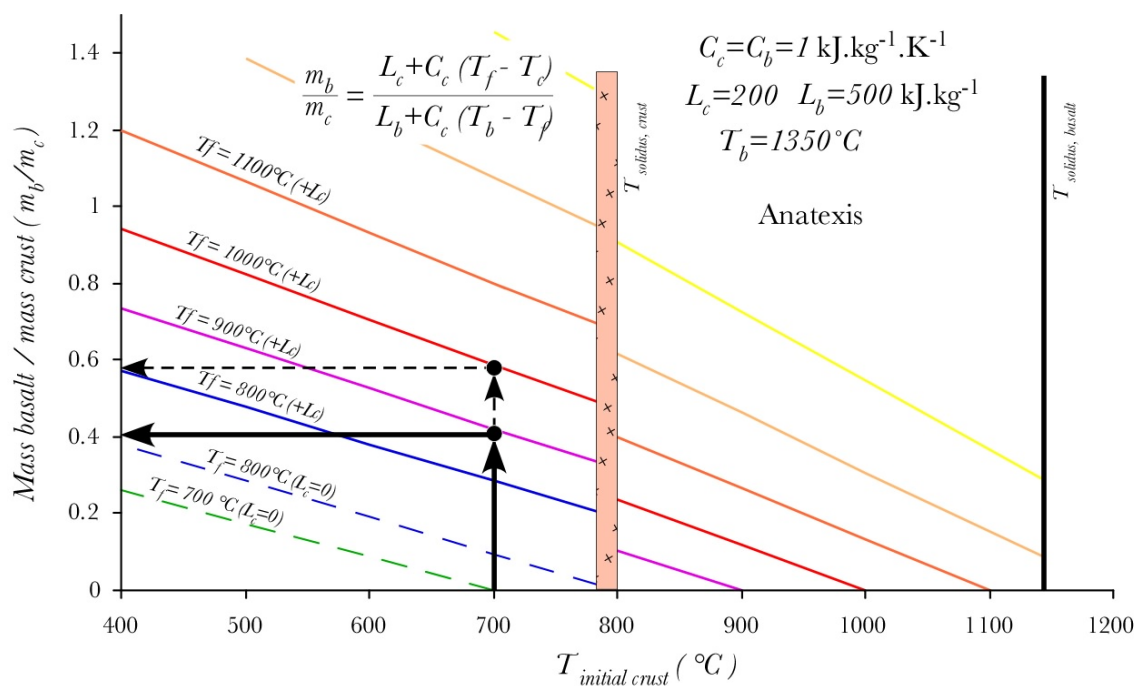


Fig. 4.5 – *Modèle thermique de l'influence de la cristallisation et du refroidissement d'intrusions de basaltes dans la croûte.*

préciser le contexte géodynamique amenant à la formation d'assemblages de UHT.

Évolution thermo-mécanique du
socle Néoarchéen - Le *Mawson*
continent

Chapitre 5

Expérimentation numérique de l'évolution thermo-mécanique d'une lithosphère chaude lors du relâchement de la force tectonique

L'objectif de cette partie du mémoire est d'apporter des contraintes sur l'histoire tectonique d'une lithosphère continentale chaude lors de l'affaiblissement des forces de convergence horizontale. Nous cherchons à expliquer la formation et la préservation de structures avec une forte linéation horizontale et des marqueurs en constriction dans une direction parallèle à celle de la foliation régionale, comme ceci est observé dans les unités néoarchéennes du Craton de Terre Adélie et du Craton du Gawler. Il s'agit donc de déterminer l'évolution des mécanismes de déformation affectant en particulier la croûte continentale lorsque la convergence horizontale diminue puis cesse.

Afin de déterminer les mécanismes en jeu et de mieux comprendre l'évolution de la déformation enregistrée dans la croûte au cours du temps, nous avons opté pour une approche numérique. Ce type d'approche nécessite une simplification du système étudié. Un des principaux problèmes liés à l'étude des processus tectoniques affectant la croûte continentale en général est que celle-ci peut avoir des géométries complexes et se déformer de manière fortement hétérogène. Il est indéniable que la déformation dans la

croûte continentale est "partitionnée" entre des structures concentrant la déformation telles que les failles, les zones de cisaillement et des zones où la déformation sera plus faible et plus homogène. Néanmoins, il est tout de même possible de considérer au premier ordre la déformation à l'échelle de la lithosphère comme un continuum. Cette hypothèse a conduit à l'élaboration du modèle de la plaque mince (England and McKenzie, 1982, 1983; Nanjo et al., 2005).

En prenant comme base de départ cette approximation, nous avons réalisé une série de trois expérimentations numériques, afin de suivre l'évolution du champ triaxial de la déformation instantanée et finie, intégrée sur l'ensemble d'une lithosphère chaude et représentative des conditions thermomécaniques au Néoarchéen lors de l'affaiblissement de la force tectonique. Les expérimentations numériques sont basées sur le code Mathematica® *STABILITY OF CONTINENTAL LITHOSPHERES (Version 10.0, March, 2005)* développé par P. F. Rey et déjà utilisé par Rey and Houseman (2006). Pour plus de détails concernant l'évolution tectonique d'une lithosphère archéenne de 120 km d'épaisseur lorsque la force tectonique horizontale maintient la plaque dans un régime de convergence, le lecteur peut se référer aux conclusions du modèle Arch120 de Rey and Houseman (2006).

Après une présentation des modalités et des équations utilisées dans l'approche numérique, les résultats de nos modèles sont exposés à travers un article publié dans la revue *Geology* et présenté au chapitre 6.

5.1 Présentation du modèle de la plaque mince visqueuse : hypothèses et simplifications

L'objectif de ces modèles est de suivre et d'illustrer l'évolution de la déformation moyennée, lors de l'affaiblissement de la force tectonique sur une lithosphère chaude, représentative des caractéristiques thermomécaniques au Néoarchéen. Une force tectonique constante est appliquée selon la direction x sur l'ensemble d'une lithosphère chaude ($T_{Moho} = 650^\circ \text{C}$) durant 20 Ma. La force est ensuite relâchée selon trois modes : (1) instantanément, (2) progressivement et de manière continue sur 20 Ma et (3) progres-

sivement et de manière décroissante sur 20 Ma. On pourra ainsi suivre l'évolution des contraintes, de la déformation instantanée et du champ de déformation finie au cours du temps.

La géométrie du modèle est présentée dans la figure 5.1. Les paramètres thermo-mécaniques utilisés dans les modèles sont résumés dans le tableau 5.1. Enfin, les profils thermique et rhéologique de la lithosphère à l'équilibre à l'état initial sont présentés sur la figure 5.2.

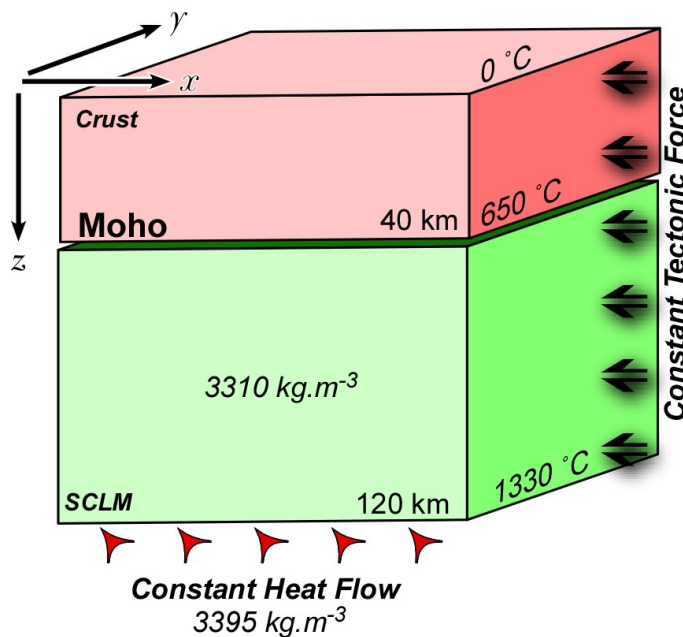


Fig. 5.1 – Principe de l'approximation de la plaque mince (England and McKenzie, 1982, 1983) appliquée à une lithosphère continentale dont les paramètres thermomécaniques sont relatifs au Néoproterozoïque. Une force tectonique constante est appliquée selon la direction x sur l'ensemble d'une lithosphère chaude ($T_{\text{Moho}} = 650 \text{ } ^\circ\text{C}$) durant 20 Ma. La force tectonique est ensuite relâchée selon trois modes présentés dans le texte ci-dessus.

5.1.1 Les densités

Au stade initial, commun aux trois modèles, la croûte continentale a une épaisseur homogène, z_c (40 km) avec une structure en densité dépendant de la profondeur, définie à 273 K. Dans la croûte, la densité croît depuis la surface (ρ_a) jusqu'au Moho (ρ_b) du fait de l'évolution de la composition. De plus, la densité est dépendante de la température à

travers un coefficient d'expansion thermique (α_c).

$$\rho_{crust}(z) = \left[\rho_a + \left(\frac{\rho_b - \rho_a}{z_c} \right) \cdot z \right] \times (1 - \alpha_c \cdot T(z)) \quad (5.1)$$

Du fait d'un appauvrissement en Mg au cours du temps suite aux processus d'extraction de la croûte continentale, la densité du manteau lithosphérique sous-continentale (SCLM) devait être plus faible durant l'Archéen (Jordan, 1975, 1997; Griffin et al., 1998). En se référant aux données de Griffin et al. (1998) (cf Fig. 1.16), la densité à 273 K du SCLM pour le modèle l'Archéen est de 3310 kg.m^{-3} . L'asthénosphère sous-jacente représente un réservoir infini de densité constante au cours du temps ($\rho_{ao} = 3395 \text{ kg.m}^{-3}$). En prenant en compte les variations en fonction de la température et de la pression, le profil de densité du manteau lithosphérique est défini par :

$$\rho_{lm}(z) = \rho_{lm0} \cdot (1 - \alpha_m \cdot T(z) + \chi_m \cdot P) \quad (5.2)$$

où χ_m est le coefficient d'incompressibilité, P est la pression, ρ_{lm0} est la densité du manteau lithosphérique à 273 K et α_m est le coefficient d'expansion thermique mantelique. Le profil de densité de l'asthénosphère est calculé de la même manière que dans l'équation 5.2 en remplaçant ρ_{lm0} par ρ_{ao} à 273 K. La constante de température T est calculée pour la base de la lithosphère et un χ_m identique au SCLM.

5.1.2 Le géotherme continental

Le profil de température est calculé à partir du modèle à deux couches, sans production de chaleur pour le SCLM et une production radioactive dépendant de la profondeur dans la croûte d'épaisseur z_c . Le géotherme stable et le géotherme transitoire sont dérivés de l'équation de diffusion/advection de la chaleur à une dimension :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{H}{\rho \cdot cp} - v \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad (5.3)$$

où κ est la diffusivité thermique, H la production de chaleur radiogénique, ρ la densité, cp la capacité calorifique à pression constante et v la vitesse du milieu par rapport à la surface. Pour les conditions aux limites, un flux de chaleur constant est imposé à la base de la lithosphère ainsi qu'une température constante de 0° C en surface. Durant la déformation, le flux de chaleur mantelique est maintenu constant et est appliqué à la base de la lithosphère, défini dans le modèle par l'isotherme 1330° C .

La production de chaleur radiogénique dans la croûte continentale est définie à partir des concentrations moyennes en éléments radiogéniques pour les cratons archéens actuels (Taylor and McLennan, 1986). Autour de 2.7 Ga nous pouvons donc l'estimer à $0.99 \times 10^{-6} \text{W.m}^{-3}$. Pour la simplicité du modèle, les limites thermique, mécanique et compositionnelle de la lithosphère sont considérées comme identiques.

5.1.3 Les équations constitutives du modèle et le profil rhéologique

Nous reprenons ici les équations de la plaque mince visqueuse dans un régime triaxial proposées par Rey and Houseman (2006). Nous spécifions de manière directe les composantes horizontales du champ de contraintes principales, σ_{xx} et σ_{yy} , alors que la composante verticale du champ de contraintes principales, σ_{zz} est simplement déterminée par la force de gravité. **Toutes les quantités déterminées lors des expérimentations représentent des moyennes calculées sur l'ensemble de la colonne lithosphérique.** Exprimées en terme de contraintes différentielles et en assumant pour simplification un milieu isotrope, les équations constitutives du modèle peuvent s'écrire de la manière suivante :

$$\sigma_{xx} - \sigma_{yy} = 2\eta \cdot (\dot{\epsilon}_{xx} - \dot{\epsilon}_{yy}) \quad (5.4)$$

$$\sigma_{zz} - \sigma_{yy} = 2\eta \cdot (\dot{\epsilon}_{zz} - \dot{\epsilon}_{yy}) \quad (5.5)$$

$$\sigma_{zz} - \sigma_{xx} = 2\eta \cdot (\dot{\epsilon}_{zz} - \dot{\epsilon}_{xx}) \quad (5.6)$$

où η représente la viscosité effective du milieu isotrope moyennée en fonction de la profondeur, incluant dans le domaine fragile les lois de friction de Byerlee et dans le domaine profond les lois de fluage ductile comme résumé plus bas. Sachant que le milieu est incompressible : $\dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy} + \dot{\epsilon}_{zz} = 0$, les trois taux de déformation à déterminer sous état de contrainte triaxiale sont :

$$\dot{\epsilon}_{xx} = \frac{1}{6\eta} \cdot (2\sigma_{xx} - \sigma_{zz} - \sigma_{yy}) \quad (5.7)$$

$$\dot{\epsilon}_{yy} = \frac{1}{6\eta} \cdot (2\sigma_{yy} - \sigma_{zz} - \sigma_{xx}) \quad (5.8)$$

$$\dot{\epsilon}_{zz} = \frac{1}{6\eta} \cdot (2\sigma_{zz} - \sigma_{xx} - \sigma_{yy}) \quad (5.9)$$

La viscosité effective est obtenue en calculant la résistance à la déformation pour un taux de déformation donné (assumé comme constant avec la profondeur) en évaluant la résistance de la lithosphère intégrée selon la verticale :

$$\text{Résistance intégrée} = \int_{base}^{sommets} (\sigma_1(z) - \sigma_3(z)) \cdot dz \quad (5.10)$$

Pour la lithosphère continentale, nous utilisons le profil rhéologique standard de Brace and Kohlstedt (1980) dans lequel le glissement par friction est le mécanisme dominant pour la fracturation à faible température et à fort taux de déformation (dans la croûte supérieure et le manteau supérieur, Sibson (1974)) :

$$\sigma_1(z) - \sigma_3(z) = \beta \cdot \rho(z) \cdot g \cdot z \cdot (1 - \lambda) \quad (5.11)$$

où g est l'accélération de la gravité, λ est le rapport de la pression de fluides à la contrainte normale, β est un paramètre dépendant du mode de fracturation, donc relié au régime tectonique. Sa valeur est donnée par l'équation :

$$\beta = \frac{R - 1}{1 + \delta \cdot (R - 1)} \quad (5.12)$$

avec

$$R = \left(\sqrt{1 + \mu^2} + \mu \right)^{-2} \quad (5.13)$$

et

$$\delta = \frac{\sigma_{zz} - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (5.14)$$

et μ est le coefficient de friction interne (*cf.* Houseman and England (1986) et Ranalli (1995)). Alors que le rapport de contrainte différentielle δ varie entre 0 (lorsque $\sigma_{zz} = \sigma_3$) et 1 (lorsque $\sigma_{zz} = \sigma_1$), β varie entre 3 (faille inverse) et 0.75 (faille normale) pour $\mu = 0.75$. Des valeurs intermédiaires de β décrivent des glissement obliques, en transpression pour $3 < \beta < 1.2$ et en transtension pour $1.2 < \beta < 0.75$. Du glissement par pur décrochement a lieu pour des valeurs de $\beta = 1.2$ (soit lorsque $\sigma_{zz} = (\sigma_1 + \sigma_3)/2$). Evidemment, différents mécanismes peuvent se produire simultanément dans un champ

de contrainte triaxial (*p. ex.* des chevauchements et des décrochements), mais le modèle tient compte d'une valeur unique de β , déterminée en fonction du rapport de contrainte différentielle δ .

À haute température sous des contraintes différentielles inférieures à 200 MPa, la déformation visqueuse de la croûte et du manteau est modélisée par une loi de fluage de type loi de puissance (Evans and Goetze, 1979). Le fluage est activé thermiquement (Ranalli, 1995) et peut s'exprimer sous la forme du second invariant du tenseur du taux de déformation $\dot{E}^2 = \left(\sum_{ij} (\dot{\epsilon}_{ij} \cdot \dot{\epsilon}_{ij} / 2) \right)$ comme suit :

$$\sigma_{ii} - \sigma_{jj} = \left[\left(\frac{2}{3} \right)^{(n+1)/2n} A^{-1/n} \dot{E}^{1-n/n} \times e^{\left(\frac{Q}{n \cdot R \cdot T} \right)} \right] (\dot{\epsilon}_{ii} - \dot{\epsilon}_{jj}) \quad (5.15)$$

Le facteur numérique dans l'équation 5.15 est introduit de telle sorte que les valeurs de A , déterminées pour des expériences de compression uniaxiale peuvent être utilisées dans une formulation triaxiale plus générale, indépendante de l'orientation des axes (Molnar et al., 1998).

Enfin, pour des valeurs de contraintes différentielles supérieures à 200 MPa, nous utilisons une loi de fluage de Dorn (Evans and Goetze, 1979) :

$$\sigma_{ii} - \sigma_{jj} = \sigma_d \left[1 - \sqrt{\frac{R \cdot T(z)}{Q_d} \cdot \ln \left(\frac{\dot{\epsilon}_d}{\dot{\epsilon}_{ii}} \right)} \right] \quad (5.16)$$

où σ_d , aussi appelée contrainte de Peierls, correspond au champ de contrainte nécessaire pour activer des dislocations intra-cristallines à $T=0$ K. Cette loi expérimentale limite la résistance du manteau supérieur à des valeurs réalistes pour de forts taux de déformation.

Une viscosité effective est aussi définie pour la totalité du système en intégrant la contrainte différentielle en fonction de la profondeur au sein de la lithosphère (en utilisant les mécanismes de déformation adéquats en fonction de la profondeur) divisée par deux fois le taux de déformation différentielle (comparer les équations 5.4 à 5.6).

5.1.4 Les conditions aux limites

La lithosphère modélisée est initialement en équilibre dynamique, assumant que les deux composantes horizontales du champ de contrainte principal sont égales à sa composante verticale déterminée à partir de la colonne de densité initiale (chaque composante étant moyennée en fonction de la profondeur).

L'effet des contraintes d'origine tectonique selon la direction x qu'appliquerait une

Tab. 5.1 – Valeurs des paramètres physiques des modèles

Paramètres	Valeurs	Unités
Gravité : g	9.81	m.s^{-2}
Coefficient d'expansion thermique crustal : α_c	3.5×10^{-5}	K^{-1}
Coefficient d'expansion thermique mantellique : $\alpha_m = a_0 + a_1T + a_2T^{-2}$	$a_0 = 2.697 \times 10^{-5}$ $a_1 = 1.0192 \times 10^{-8}$ $a_2 = -0.1282$	K^{-1}
Coefficient d'incompressibilité mantellique : χ_m	130	GPa
Diffusivité thermique lithosphérique : κ	0.97×10^{-6}	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
Production de chaleur radiogénique crustale : H_c	0.99×10^{-6}	W.m^{-3}
Production de chaleur radiogénique mantellique : H_m	0	W.m^{-3}
Capacité calorifique à pression constante : cp	1000	$\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$
Température de surface : T_0	273	K
Température à la base de la lithosphère : T_l	1603	K
Flux de chaleur à la base de la lithosphère : Q_0	21.6×10^{-3}	W.m^{-2}
Épaisseur de la croûte : z_c	40	km
Épaisseur de la lithosphère : z_l	120	km
Masse volumique du manteau lithosphérique (à $T=0^\circ\text{C}$) : ρ_{lm0}	3310	kg.m^{-3}
Masse volumique du manteau asthénosphérique (à $T=0^\circ\text{C}$) : ρ_{ao}	3395	kg.m^{-3}
Masse volumique de la croûte supérieure (à $T=0^\circ\text{C}$) : ρ_a	2700	kg.m^{-3}
Masse volumique de la croûte inférieure (à $T=0^\circ\text{C}$) : ρ_b	2900	kg.m^{-3}
Masse volumique de l'eau de mer : ρ_w	1030	kg.m^{-3}
Rapport de la pression de fluide à la contrainte normale : λ	0.36	
Constante universelle des gaz parfaits : R	8.3144	$\text{J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$
Sensibilité de la loi de puissance crustale : n_c	3	
Enthalpie d'activation de la loi de puissance crustale : Q_c	190000	J.mol^{-1}
Pré-exposant de la loi de puissance crustale : A	5×10^{-6}	$\text{MPa}^{-n}.\text{s}^{-1}$
Sensibilité de la loi de puissance mantellique : n_m	3	
Enthalpie d'activation de la loi de puissance mantellique : Q_m	520000	J.mol^{-1}
Pré-exposant de la loi de puissance mantellique : A_m	7×10^4	$\text{MPa}^{-n}.\text{s}^{-1}$
Enthalpie d'activation de la loi de plasticité de Dorn mantellique : Q_d	540000	J.mol^{-1}
Seuil de contrainte de la loi de plasticité de Dorn mantellique : σ_d	8500	MPa
Taux de déformation de la loi de plasticité de Dorn mantellique : $\dot{\epsilon}_d$	3.05×10^{11}	s^{-1}

plaque hors du système est simulé en ajoutant à la composante σ_{xx} des contraintes, un incrément suffisamment fort pour amener une convergence à un taux de déformation initial de $5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. Ce régime tectonique forcé provoque la déformation de la plaque mince (England and McKenzie, 1982, 1983), ainsi le bilan des forces tectoniques est modifié proportionnellement à l'épaisseur de la lithosphère en cours de déformation. En omettant les phénomènes d'érosion et de sédimentation, **la colonne lithosphérique change sous l'action (i) de l'état de contrainte triaxial, (ii) de l'isostasie locale et (iii) de la relaxation thermique.** Ces trois processus sont intégrés au cours du temps par de faibles incréments de temps dont la durée est telle que la variation d'épaisseur ne peut excéder 250 m dans la croûte et 500m pour la lithosphère entière.

Le calcul des géothermes transitoires utilise une méthode de différence d'éléments finis de type Crank-Nicholson, avec un flux de chaleur constant à la base de la lithosphère et l'absence de transfert latéral de chaleur.

Les taux de déformation sont calculés en s'appuyant sur l'approximation de la plaque mince, pour laquelle une différence de contraintes moyennées verticalement est reliée aux taux de déformation par les équations constitutives du modèle et incorporées dans l'équation 5.10. La composante verticale du champ de contrainte σ_{zz} est évaluée directement à partir du profil de densité. Les deux composantes horizontales du champ de contrainte σ_{xx} et σ_{yy} sont également paramétrées depuis le profil de densité et prennent en compte l'épaisseur instantanée de la lithosphère soumise au champ de contrainte. De plus, est ajouté à σ_{xx} un terme représentant les contraintes tectoniques qui dérivent de l'application d'une force constante durant 20 Ma avant de décliner jusqu'à 40 Ma. Le déclin de la force tectonique a été réalisé suivant trois modes en suivant l'équation suivante :

$$Fd(t) = Fd_0 \cdot \left[1 - \left(\frac{t-20}{20} \right)^n \right] \quad (5.17)$$

où t est le temps en millions d'années. Trois cas de relâchement des contraintes horizontales sont étudiés : une décharge instantanée ($n = 0$), une diminution progressive de manière continue sur 20 Ma ($n = 1$) et une diminution progressive de manière décroissante sur 20 Ma ($n = 0.25$).

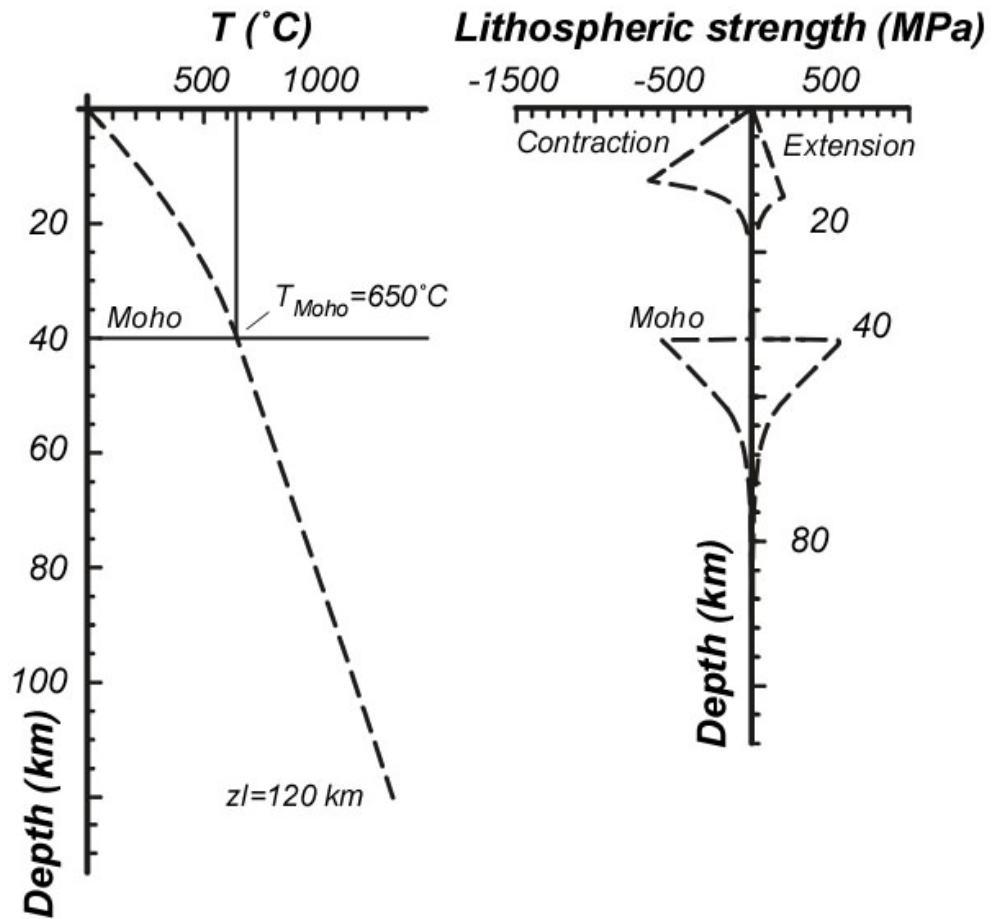


Fig. 5.2 – Définition thermo-mécanique de la lithosphère néoarchéenne de 120 km d'épaisseur : à gauche le profil thermique calculé ; à droite, le profil rhéologique de résistance calculé à partir des équations de Brace and Kohlstedt (1980) indiquant la présence dans le modèle d'un manteau supérieur résistant.

Chapitre **6**

Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archaean field examples

Ce chapitre du mémoire est constitué d'un article soumis à la revue *Geology* le 12 Novembre 2006 et publié dans le numéro d'août 2007.

Les résultats obtenus à partir des modèles numériques triaxiaux sont étayés par une comparaison des structures prédites avec des observations directes de terrain au sein du *Mawson continent* et issues de la littérature. Ces travaux mettent en évidence le rôle de la constriction associée à la phase d'amincissement par fluage latéral de la lithosphère lors de l'affaiblissement de la force tectonique.

Citation : Duclaux G., P. Rey, S. Guillot, R.-P. Ménot, 2007, *Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archaean field examples*, *Geology*, v. 35, 8, 715–718.

Orogen-parallel flow during continental convergence: Numerical experiments and Archean field examples

G. Duclaux EarthByte Group, School of Geosciences, The University of Sydney, Sydney, NSW 2006, Australia, and UMR-CNRS 6524, Université Jean Monnet, Saint Etienne 42000, France

P. Rey EarthByte Group, School of Geosciences, The University of Sydney, Sydney, NSW 2006, Australia

S. Guillot UMR-CNRS 5025, Université Joseph Fourier, Saint Martin d'Herès 38400, France

R.-P. Ménot UMR-CNRS 6524, Université Jean Monnet, Saint Etienne 42000, France

ABSTRACT

Using triaxial numerical experiments, we investigated the evolution of the state of stress and that of the bulk instantaneous and finite strain during ongoing convergence and subsequent progressive tectonic unloading of a warm and buoyant continental lithosphere. Various unloading histories of the driving tectonic force were considered. As the tectonic force progressively declines, the instantaneous strain evolves from plane strain to horizontal constriction in a direction perpendicular to that of convergence, and finally to horizontal flattening. During the progressive unloading of the tectonic force driving convergence, bulk constrictional strain accommodates the release of accumulated gravitational stress. The decline of the triaxial strain rates to low values reduces the potential for the orogen-parallel linear fabric to be erased by horizontal flattening. This is confirmed by the finite strain ellipsoid that evolves toward plane strain with a long axis parallel to the orogen. In the ca. 2.5 Ga Gawler and Terre Adélie cratons, we have identified a well-preserved and widespread horizontal linear fabric. As suggested by our numerical experiments, we associate the development of this linear fabric with the waning stages of late Archean convergence.

Keywords: Bulk constriction, ductile flow, warm lithosphere, Archean geodynamics.

INTRODUCTION

Cooler, stronger plates accommodate convergence through a combination of crustal underthrusting along narrow mountain belts and lateral escape of continental blocks along lithosphere-scale strike-slip faults (Tapponnier et al., 1982). In contrast, warm lithospheres accommodate convergence through homogeneous thickening and lateral ductile flow (Cagnard et al., 2006; Rey and Houseman, 2006; Cruden et al., 2006). The latter mode of deformation was particularly well represented in Archean times (Choukroune et al., 1995; Davis and Maidens, 2003) when the continental geotherm and density profile conspired to make the continental lithosphere weaker and more buoyant (Jordan, 1978; Griffin et al., 1998). Upon ongoing convergence, the evolution of the bulk triaxial strain in a warm and buoyant lithosphere follows a path where vertical flattening, $\sigma_{zz} = \sigma_3$, is followed by a phase of vertical plane strain when $\sigma_{zz} = \sigma_2$. This evolution accounts for ubiquitous upright folds, strike-slip faults, and homogeneous vertical foliation described in many Archean crusts (Choukroune et al., 1995; Davis and Maidens, 2003; Rey and Houseman, 2006; Cruden et al., 2006; Cagnard et al., 2006), as well as the limited crustal thickening recorded by Archean continental crust (Rey and Houseman, 2006). We examined the evolution of the instantaneous and finite bulk triaxial strain regime in a warm and buoyant Archean continental lithosphere during a tectonic history where the tectonic force is progressively relaxed following a period of ongoing

convergence. We show that, as the tectonic force progressively decreases, most of the excess in gravitational potential energy is released during a phase of instantaneous constrictional flow. Examples of such strain regime can be found in the Terre Adélie craton (East Antarctica) and Gawler craton (South Australia). Our structural analysis reveals a crustal-scale horizontal linear fabric parallel to the orogen. On the basis of our numerical experiments, we interpret this fabric as the response of a warm and buoyant lithosphere to the decline of the tectonic driving force during a period of continental convergence.

NUMERICAL EXPERIMENTS

Physical Model

Although deformation in the continental crust is strongly heterogeneous, variably partitioned into fractures, faults, shear zones, folds, and zones of homogeneous deformation, it is still possible to consider lithospheric-scale deformation as a continuum. This has led to the thin-sheet approximation (England and McKenzie, 1982, 1983; Nanjo et al., 2005). Under this approximation, we investigated the evolution of the triaxial instantaneous and finite bulk strain during a tectonic history where a phase of continental convergence is followed by a progressive unloading of the tectonic force.

Our reference lithosphere was 120 km thick and included a 40-km-thick crust. Its geotherm was calculated at 2.7 Ga from knowledge of the average composition of present-day Archean crust (see Rey et al., 2003, for details), which led

to a Moho temperature of 650 °C. The pressure- and temperature-dependent densities for the lithospheric mantle and asthenosphere (3310 and 3395 kg m⁻³, respectively) were those proposed by Griffin et al. (1998) for Archean cratons. At time t_0 , a tectonic force (Fd_0) of 9.7×10^{12} N m⁻¹ initiated convergence in direction x to promote triaxial flow, where z represented the vertical and y represented the horizontal direction perpendicular to the direction of convergence. The magnitude of the tectonic force was such that it triggered an initial strain rate in the direction x of $\sim 5 \times 10^{-15}$ s⁻¹. Disregarding erosion and sedimentation, the lithospheric column changed under the action of (1) a triaxial state of stress, (2) local isostasy, and (3) thermal relaxation. These processes were integrated forward in time, using small increments of time. Calculation of transient geotherms used a Crank-Nicholson finite difference scheme with a constant heat flow at the base of the lithosphere and no lateral heat transfer. Deformation strain rates along the directions x , y , and z were calculated using the thin-sheet approximation (England and McKenzie, 1982, 1983), in which the vertically averaged differential stresses are related to the strain rates through the triaxial constitutive equations (see Rey and Houseman, 2006, for details).

We assumed the same constitutive equations and rheological parameters used for Archean continental lithosphere used by Rey and Houseman (2006) to define the effective viscosity for the whole system. Throughout the experiment, the vertical stress component σ_{zz} was evaluated from the current density profile. The horizontal stresses, σ_{xx} and σ_{yy} , were determined from the initial density profile and the current thickness of the deforming lithosphere, adding a tectonic stress to σ_{xx} that derived from application of a constant tectonic force for the first 20 m.y. before declining to zero at 40 m.y., following $Fd(t) = Fd_0(1 - [(t-20)/20]^n)$, where t is time in m.y. Three cases were investigated (Fig. 1): instantaneous unloading ($n = 0$), unloading with a decreasing rate ($n = 0.25$), and unloading with a constant rate ($n = 1$).

Results

The evolution of the instantaneous strain at the crustal scale can be mapped as a path in a space σ_{zz} - σ_{xx} versus σ_{zz} - σ_{yy} , where plane strain

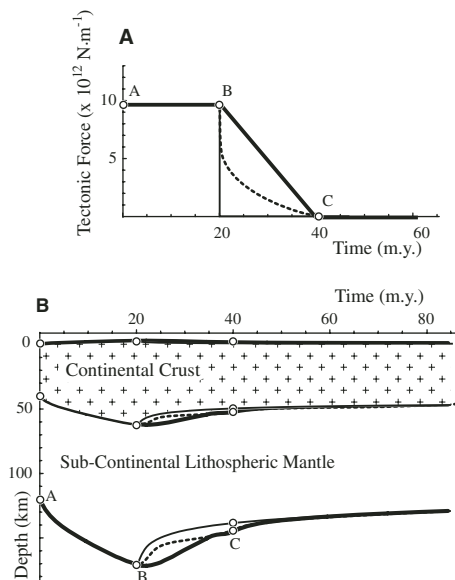


Figure 1. Warm and buoyant continental lithosphere is submitted to a tectonic force that drives convergence at initial strain rate of $5 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$. **A:** Driving force is constant for 20 m.y. before it decreases progressively to zero over a 20 m.y. period. Three unloading histories are considered. **B:** Each tectonic history results in slightly different evolution of vertical geometry of continental lithosphere.

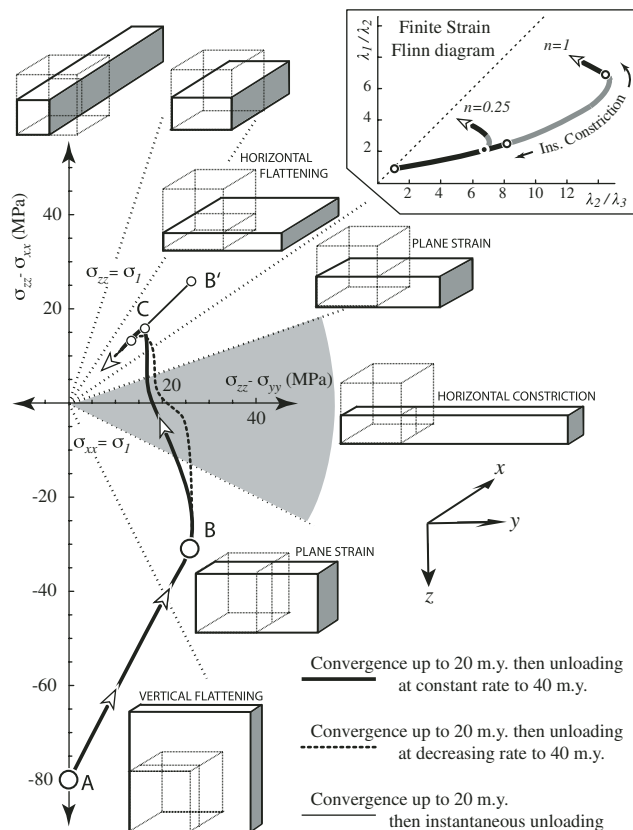


Figure 2. Triaxial stress trajectories in graph $\sigma_{zz}-\sigma_{xx}$ vs. $\sigma_{zz}-\sigma_{yy}$, where dotted straight lines separate various instantaneous bulk strain regimes. Trajectories show evolution of triaxial state of stress during tectonic evolution involving 20 m.y. of convergence and thickening (A to B) followed by unloading of driving tectonic force (B to C). Instantaneous unloading (thin solid line) led to switch from plane strain (B) to horizontal flattening (B'). In contrast, trajectories involving 20-m.y.-long progressive unloading of tectonic force, at constant or decreasing rate (A, B, C), go through strain regime for horizontal constriction (shaded area) before ending in horizontal flattening field. Evolution of finite strain (λ) is portrayed as a path in Flinn diagram (inset) and shows progressive strengthening of linear fabric.

regions separate regions where bulk constriction or flattening dominates. Results are presented in Figures 2 and 3, and the evolution of the finite strain is portrayed as a path in the Flinn diagram. Over the first 20 m.y. of ongoing convergence and thickening, the gravitational force—and therefore the vertical stress—progressively increases. This leads $\sigma_{zz}-\sigma_{xx}$ to converge toward $\sigma_{zz}-\sigma_{yy}$ (path A to B in Fig. 2) and to the establishment of a bulk instantaneous plane strain regime. At that stage, upon instantaneous removal of the tectonic force, the instantaneous strain regime switches from plane strain (point B in Fig. 2) to horizontal flattening (point B' and beyond in Fig. 2) as σ_1 switches from σ_{xx} to σ_{zz} . In such a case, the bulk instantaneous strain evolves from vertical flattening to plane strain and finally to horizontal flattening. A protracted phase of divergent gravitational collapse (Rey et al., 2001) with horizontal flattening controls the postconvergence evolution of the continental lithosphere. In the Flinn diagram, the finite strain path ($n = 0.25$ in Fig. 2) marks a sudden departure from $S > L$ toward $L = S$ fabrics; this change is correlated with the instantaneous bulk constriction.

The bulk strain evolution is significantly different when one considers a progressive unloading of the tectonic force. For a progressive unloading, the evolution of the instantaneous bulk strain regime passes through a phase of

horizontal constriction followed by a phase of plane strain before ending in the field of horizontal flattening (paths B to C and beyond in Fig. 2). In this case, a significant portion of the gravitational collapse occurs while σ_1 corresponds to σ_{xx} . This is a case of synconvergent gravitational collapse unfolding during a phase of bulk instantaneous horizontal constriction. In the Flinn diagram, the finite strain path ($n = 1$ in Fig. 2) evolves toward $L = S$ fabrics, and the instantaneous constrictional strain strengthens the orogen-parallel linear fabric.

Both progressive tectonic unloading histories ($n = 1$ and $n = 0.25$) reveal similar instantaneous and finite strain paths. However, their respective evolutions show significant differences. When the tectonic unloading unfolds at a constant rate, the instantaneous horizontal constriction strain regime develops in the final stage of the unloading (Fig. 3A). In contrast, when the unloading occurs at a decreasing rate, the constriction strain regime unfolds earlier and is followed by a longer phase of plane strain then flattening strain (Fig. 3A). In this last case, the constriction could be erased by later fabrics. To evaluate the chances that the constrictional fabric is preserved, one can consider the evolution of the triaxial strain rates (Fig. 3B). Figure 3B documents a rather complex evolution of the triaxial strain rates. During the first 20 m.y., we observe a strong decrease then increase of $\dot{\epsilon}_{xx}$ and $\dot{\epsilon}_{yy}$,

whereas $\dot{\epsilon}_{zz}$ shows a monotonous decrease. The decreasing $\dot{\epsilon}_{xx}$ and $\dot{\epsilon}_{yy}$ correspond to the thickening and strengthening of the continental lithosphere. As thermal relaxation proceeds, the thermal softening of the lithosphere promotes increasing strain rates in the directions x and y . In both cases of progressive unloading, strain rates decrease up to one order of magnitude during the constrictional phase, down to a few 10^{-16} s^{-1} , making possible the preservation of the bulk constrictional strain.

On the basis of these results, one can expect to find orogen-parallel horizontal linear fabric preserved in hot orogens in general and in Archean cratons in particular. In what follows, we describe examples of this crustal-scale constrictional strain regime preserved in Neoproterozoic cratons.

ARCHEAN EXAMPLES OF OROGEN-PARALLEL FLOW

Palinspastic reconstructions by Oliver and Fanning (1997) and Fanning et al. (1999) allow a precise correlation between the Gawler craton (South Australia) and the Terre Adélie craton (East Antarctica), supporting the notion of a Neoproterozoic Mawson continent. In both cratons, 2530–2440 Ma granulite to amphibolite facies metasediments associated with felsic to mafic gneisses represent a deep crust under an intermediate to upper crust consisting of amphibolite

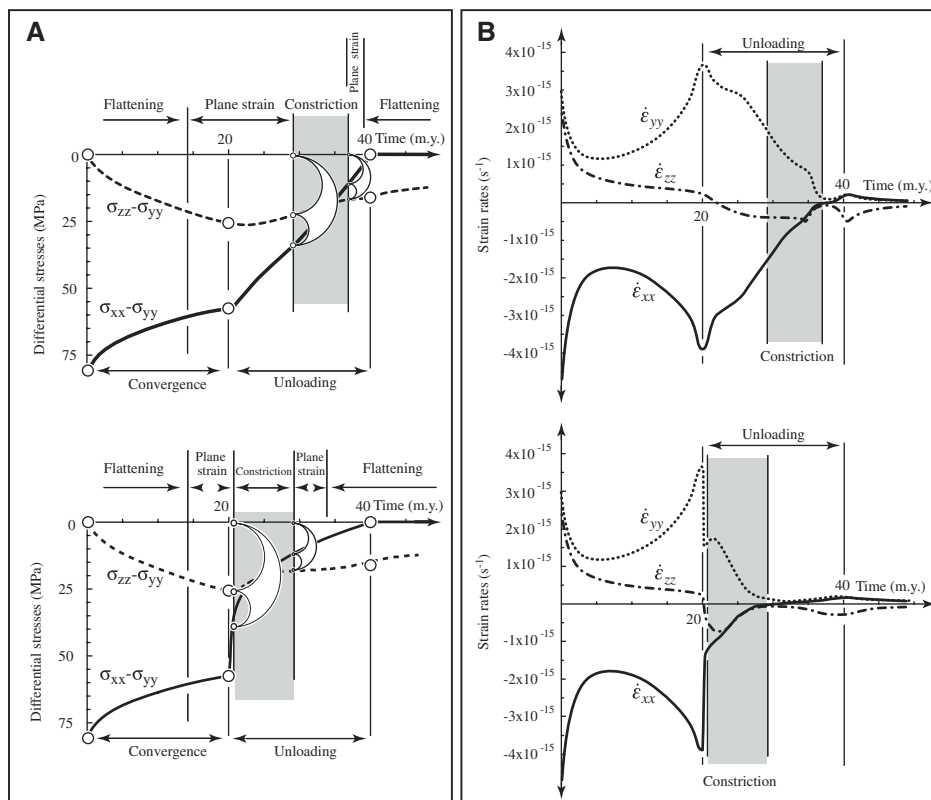


Figure 3. A: Evolution of differential stresses $\sigma_{zz}-\sigma_{yy}$ and $\sigma_{xx}-\sigma_{yy}$ during a tectonic history involving 20 m.y. of convergence and thickening followed by unloading of tectonic force over 20 m.y. at a constant rate (top) and decreasing rate (bottom). Constrictional strain regime develops during later stage of tectonic unloading when unloading occurs at a constant rate. In contrast, it develops at an earlier stage when unloading rate decreases through time. B: Evolution of strain rates in x, y, and z directions for a constant unloading rate (top) and decreasing unloading rate (bottom). In both cases, strain rates decrease by about an order of magnitude during unloading. Most of that decrease is reached by end of constrictional deformation, allowing for preservation of constrictional fabric.

facies gray gneisses (map in Fig. 4). This higher structural level is intruded by 2520–2440 Ma synkinematic meta-granodiorites (Swain et al., 2005; Stüwe and Oliver, 1989; Ménot et al., 2005). Parallel to the eastern margin of the Gawler craton, the deeper domain trends N-S for over 250 km (shaded domain on the map in Fig. 4) and crops out under an extensive Proterozoic and younger cover. Exposures reveal anatectic orthogneisses and garnet-bearing aluminous migmatites associated with mafic rocks that equilibrated at 800–1000 MPa and 800–900 °C. We dated monazites included in garnet crystals from anatectic leucosome pods that formed along melt-filled dilatant conjugate shear zones. They were dated with the Cameca SX100 electron microprobe in Clermont Ferrand (Fr) using the method described in Goncalves et al. (2004). An age of 2479 ± 20 Ma was calculated following the method of Montel et al. (1996). In the same area, a postkinematic isotropic cordierite-bearing granite dike records monazites age of 1827 ± 10 Ma. These results suggest that the main high-temperature structural architecture

developed during the 2500–2430 Ga Sleaford orogeny (Swain et al., 2005).

In these high-grade rocks, the foliation is weak, subhorizontal or subvertical, and carries a prominent subhorizontal mineral and stretching lineation (Fig. 4A) oriented NNW in the north of the domain to NNE in the south. Quartz-feldspar-garnet aggregates and aligned biotites define the lineation. Other important structures include centimeter- to meter-scale leucosome-filled conjugate shear, as well as fold hinges that have been boudinaged along their axes, which are parallel to the subhorizontal stretching lineation. Synkinematic granites display spectacular magmatic fabric marked by feldspar preferred orientation (Fig. 4C) parallel to the regional linear fabric. These structural features are compatible with a horizontal, orogen-parallel, subconstrictional flow, consistent across the entire deeper crustal unit of the Sleafordian, all the way down to the south coast (Fig. 4B). Overall, the remarkable compatibility between the trends of magnetic anomalies and those of the structural fabric over large distances (>40 km) compensates for the

lack of exposure and supports the relative homogeneity of the subconstrictional fabric over a large segment of the Gawler craton crust.

Along the coast of the Terre Adélie craton (Fig. 4), L > S fabrics and subconstrictional features are also well developed. N-S-trending horizontal mafic rods are parallel to the mineral and stretching lineation in their surrounding metatexites (Fig. 4D). Ménot et al. (2005) described widespread boudinage and the occurrence of weak conjugate shear zones. We measured monazites with ages of 2450 ± 30 Ma in leucosomes from amphibolite facies migmatites that are lower-grade equivalents to those from the Gawler craton. To explain this structural pattern, we propose a bulk instantaneous constrictional strain regime resulting from the progressive unloading of the tectonic force responsible for the Neoproterozoic Sleafordian orogeny.

Other Archean cratons record similar bulk strain regimes in the later part of their orogenic histories. The eastern part of the Yilgarn craton of Western Australia displays numerous N-S and NW-SE crustal-scale conjugate strike-slip faults, in between which domains with shallow-dipping shear zones and a subhorizontal stretching lineation are preserved. This regionally developed set of structures results from “complex interplay of both horizontally and vertically directed contractional deformation” and NNW subhorizontal extension (Davis and Maidens, 2003, p. 229). In the eastern Dharwar craton, Chardon et al. (2002) described crustal-scale E-W inhomogeneous shortening accommodated by N-S stretching and spreading of the deep crust during granulite facies metamorphism. In both the Yilgarn and Dharwar cratons, the reported structural features are compatible with bulk subconstrictional flow during the final stages of continental convergence.

CONCLUSIONS

Numerical triaxial experiments show that following a phase of convergence and thickening, soft and buoyant Archean continental lithospheres go through a phase of orogen-parallel instantaneous constriction as the tectonic force progressively vanishes. The evolution of the finite strain shows a progressive strengthening of the linear fabric during the unloading. This constrictional flow relaxes most of the excess in gravitational potential energy. As the bulk strain regime departs from the instantaneous constriction field, strain rates drop to relatively low levels of about a few 10^{-16} s⁻¹. This low strain rate enables the preservation of the L > S fabric. Along with the Yilgarn and the Dharwar cratons, the Terre Adélie and Gawler Neoproterozoic cratons preserve a crustal-scale late orogenic subconstrictional bulk strain that illustrates the fundamental role of gravity in the structural evolution of Archean continental crust.

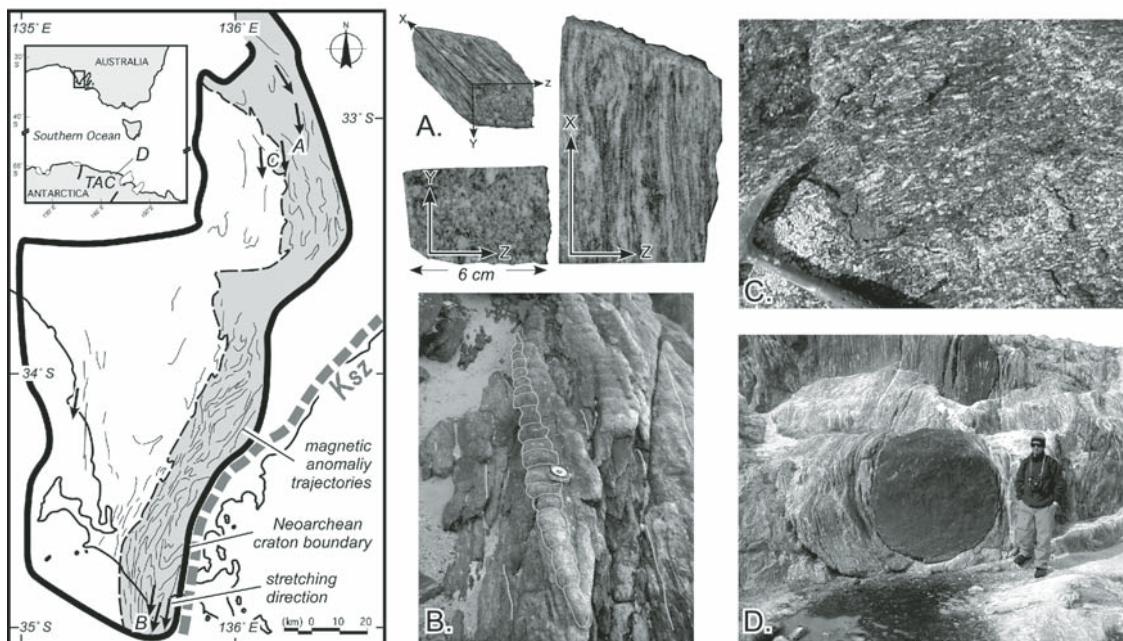


Figure 4. Structural sketch of SE Gawler craton. Magnetic anomalies are parallel to stretching lineation. Ksz corresponds to 1.7 Ga Kalinjala shear zone. Inset shows location of Terre Adélie craton (TAC) in Antarctica. A: three-dimensional view of felsic gneiss illustrating horizontal constriction. B: Horizontal N-S boudinage in gneisses from south coast of Eyre Peninsula. C: Magmatic fabric in a granite. D: Horizontal mafic rod parallel to stretching lineation in surrounding gneisses from TAC.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank N. Coltice for comments and discussions. We are grateful for thorough and helpful reviews by A. Cruden, C. Teyssier, and two anonymous referees. This research was in part supported under the Australian Research Council's Discovery funding scheme (ARC DP 0342933) and under the French Polar Institute (IPEV) funding of the GEOLETA program.

REFERENCES CITED

- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.-P., and Ehlers, C., 2006, Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times: *Terra Nova*, v. 18, p. 72–78, doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00665.x.
- Chardon, D., Peucat, J.J., Jayananda, M., Choukroune, P., and Fanning, C.M., 2002, Archaean granite-greenstone tectonics at Kolar (South India): Interplay of diapirism and bulk inhomogeneous contraction during juvenile magmatic accretion: *Tectonics*, v. 21, p. 1–17, doi: 10.1029/2001TC901032.
- Choukroune, P., Bouhallier, H., and Arndt, N.T., 1995, Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking, in Coward, M.P., and Ries, A.C., eds., *Early Precambrian Processes: Geological Society of London Special Publication 95*, p. 67–86.
- Cruden, A.R., Nasser, M.H.B., and Pysklywec, R., 2006, Surface topography and internal strain variation in wide hot orogens from three-dimensional analogue and two-dimensional numerical vice models, in Buiter, S.J.H. and Schreurs, G., eds., *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes: Geological Society of London Special Publication 253*, p. 79–104.
- Davis, B.K., and Maidens, E., 2003, Archaean orogen-parallel extension: Evidence from the northern Eastern Goldfields Province, Yilgarn craton: *Precambrian Research*, v. 127, p. 229–248, doi: 10.1016/S0301-9268(03)00189-X.
- England, P., and McKenzie, D., 1982, A thin viscous sheet model for continental deformation: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 70, p. 295–321.
- England, P., and McKenzie, D., 1983, Correction to: A thin viscous sheet model for continental deformation: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 73, p. 523–532.
- Fanning, C., Moore, D., Bennett, V., Daly, S., Ménot, R., Peucat, J., and Oliver, R., 1999, The 'Mawson Continent,' the East Antarctic Shield and Gawler craton, Australia, in Skinner, D.N.B., ed., *8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences—Programme and abstracts: Wellington, New Zealand, Royal Society of New Zealand*.
- Goncalves, P., Nicollet, C., and Montel, J.M., 2004, Petrology and in situ U-Th-Pb monazite geochronology of ultrahigh-temperature metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar: Significance of a petrographical *P-T* path in a polymetamorphic context: *Journal of Petrology*, v. 45, p. 1923–1957, doi: 10.1093/petrology/egh041.
- Griffin, W., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., Gaul, O., and Ionov, D., 1998, Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle, in Braun, J., et al., eds., *Structure and Evolution of the Australian Continent: Washington, D.C., American Geophysical Union, Geodynamics Series 26*, p. 1–25.
- Jordan, T.H., 1978, Composition and development of the continental tectosphere: *Nature*, v. 274, p. 544–548, doi: 10.1038/274544a0.
- Ménot, R.-P., Pêcher, A., Rolland, Y., Peucat, J.-J., Pelletier, A., Duclaux, G., and Guillot, S., 2005, Structural setting of the Neoproterozoic terrains in the Commonwealth Bay area (143–145E), Terre Adélie craton: East Antarctica: *Gondwana Research*, v. 8, p. 1–9, doi: 10.1016/S1342-937X(05)70258-6.
- Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., and Provost, A., 1996, Electron microprobe dating of monazite: *Chemical Geology*, v. 131, p. 37–53, doi: 10.1016/0009-2541(96)00024-1.
- Nanjo, K.Z., Turcotte, D.L., and Shcherbakov, R., 2005, A model of damage mechanics for the deformation of the continental crust: *Journal of Geophysical Research*, ser. B, *Solid Earth*, v. 110, p. 1–10.
- Oliver, R., and Fanning, C., 1997, Australia and Antarctica: Precise correlation of Palaeoproterozoic terrains, in Ricci, C., ed., *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes: Siena, Terra Antarctica Publications*, p. 163–172.
- Rey, P., and Houseman, G., 2006, Lithospheric scale gravitational flow: The impact of body forces on orogenic processes from Archaean to Phanerozoic, in Buiter, S.J.H. and Schreurs, G., eds., *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes: Geological Society of London Special Publication 253*, p. 153–167.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., and Teyssier, C., 2001, Gravitational collapse of the continental crust: Definition, regimes and modes: *Tectonophysics*, v. 342, p. 435–449, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00174-3.
- Rey, P.F., Philippot, P., and Thebaud, N., 2003, Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2.75–2.65 Ga global crisis: *Precambrian Research*, v. 127, p. 43–60, doi: 10.1016/S0301-9268(03)00179-7.
- Stüwe, K., and Oliver, R., 1989, Geological history of Adélie Land and King George V Land, Antarctica: Evidence for a polycyclic metamorphic evolution: *Precambrian Research*, v. 43, p. 317–334, doi: 10.1016/0301-9268(89)90063-6.
- Swain, G., Woodhouse, A., Hand, M., Barovich, K., Schwarz, M., and Fanning, C.M., 2005, Provenance and tectonic development of the late Archaean Gawler craton, Australia: U-Pb zircon, geochemical and Sm-Nd isotopic implications: *Precambrian Research*, v. 141, p. 106–136, doi: 10.1016/j.precamres.2005.08.004.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R., and Cobbold, P., 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine: *Geology*, v. 10, p. 611–616, doi: 10.1130/0091-7613(1982)10<611:PETIAN>2.0.CO;2.

Manuscript received 27 November 2006
 Revised manuscript received 1 March 2007
 Manuscript accepted 23 March 2007

Printed in USA

Réactivation d'un domaine
cratonique néoarchéen stable et
localisation de la déformation au
Paléoprotérozoïque

Introduction

Cette partie du mémoire présente les techniques analytiques (Chapitre 7) et les résultats obtenus (Chapitre 8) en géochronologie. Afin de contraindre l'histoire de la déformation du Craton de Terre Adélie et de son extension septentrionale, le Craton du Gawler, nous avons analysé (1) des monazites, de manière ponctuelle à la microsonde électronique et (2) des amphiboles, des biotites et des muscovites, par la méthode de chauffage par paliers au laser afin d'analyser les compositions de l'Argon contenu dans celles-ci.

Nous avons ainsi pu mettre en évidence une histoire thermique et tectonique en 3 phases.

1. Une première phase de haute température structure le domaine Néoarchéen (Duclaux et al., 2007a). Elle est mise en évidence par les âges obtenus sur monazites et datée entre 2.48 et 2.44 Ga . Cet épisode correspond à la *Sleafordian orogeny* décrite dans le Gawler (Swain et al., 2005).
2. La seconde phase, particulièrement bien représentée au sein du bassin paléoprotérozoïque de Dumont D'Urville est datée entre 1.71 et 1.68 Ga. Elle correspond dans le bassin, à l'âge du pic de température marquée par des processus d'anatexie et la mise en place de filons basiques syncinématiques. Au coeur du domaine Néoarchéen, cette phase compressive est marquée par l'activation d'un réseau anastomosé de zones de cisaillement à la limite ductile/fragile qui drainent une grande quantité de fluides à l'origine de la réouverture locale du géochronomètre sur monazites.
3. La dernière phase tectonique est localisée le long de la zone de cisaillement du Mertz, située sur la bordure Est du Craton de Terre Adélie. Les âges Ar–Ar obtenus entre 1550 et 1500 Ma par Di Vincenzo et al. (2007) sont confirmés par nos nouvelles données. Il est particulièrement intéressant de noter qu'aucun âge plus récent n'a été documenté, même sur la bordure Est du craton, alors qu'à seulement quelques kilomètres à l'Est du glacier du Mertz affleurent des granites Cambro-Ordoviciens dont la nature et l'âge de l'encaissant demeurent inconnus. Cette absence complète de reprise post 1500 Ma fait du Craton de Terre Adélie un exemple unique en Antarctique de domaine préservé des orogénèses Grenvillienne et Pan-Africaine.

Géochronologie Th-U-Pb sur monazite et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et mica

7.1 La méthode de datation chimique Th-U-Pb sur monazite à la microsonde électronique

Par ses fortes teneurs en Th, U et Pb, et son occurrence fréquente dans les roches magmatiques différenciées et les roches métamorphiques, la monazite est une phase classiquement utilisée en géochronologie. Son utilisation comme géochronomètre est parfaitement adaptée pour étudier les processus de hautes températures (température de fermeture du système U-Pb autour de 725°C (Copeland et al., 1988; Asami et al., 2002) et diffusion lente du plomb (Parrish, 1990; Smith and Giletti, 1997; Cocherie et al., 1998; Cherniak et al., 2004) mais également les processus de reprise à moyenne température (recristallisation induite par la circulation de fluides le long de zones de cisaillement (Townsend et al., 2001; Seydoux-Guillaume et al., 2002; Wing et al., 2003; Clark et al., 2005; Goncalves et al., 2005; Kelly et al., 2006; Rasmussen et al., 2007).

Cette méthode de datation est parfaitement adaptée et très efficace pour la caractérisation des roches anciennes. Elle conviendra donc parfaitement à l'étude de la structuration et des processus de réactivation tectono-métamorphiques tardives dans les roches du Craton de Terre Adélie.

7.1.1 La monazite

La monazite est un phosphate de Terres Rares de formule $REEPO_4$, commun dans les granitoïdes, pegmatites et roches métamorphiques de compositions pélitiques (Parrish, 1990; Franz et al., 1996). Cette phase accessoire peut être stable depuis les conditions diagénetiques jusqu'aux conditions granulitiques et lors des processus d'anatexie.

La monazite, qui appartient au système monoclinique, est formée par une chaîne de tétraèdres de phosphate (PO_4) reliés entre eux par des polyèdres de type $REEO_9$. La monazite incorpore préférentiellement des Terres Rares légères du La au Gd qui se caractérisent par de grands rayons ioniques. Sa structure peut également incorporer un ensemble d'éléments comme le Ca, Si, Y, Th et U par l'intermédiaire de substitutions cationiques. Le Thorium et l'Uranium sont incorporés par l'intermédiaire de deux types de substitutions (Franz et al., 1996; Förster, 1998) :

- *brabantite* : $2REE^{3+} = Ca^{2+} + (Th, U)^{4+}$
- *huttonite* : $REE^{3+} + P^{5+} = Si^{4+} + (Th, U)^{4+}$

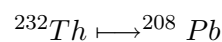
Les teneurs moyennes en Th et U incorporées dans la monazite sont de l'ordre de 6-12 wt% et 0-2 wt% respectivement. L'incorporation de l'Y s'accompagne de celle de Terres Rares moyennes à lourdes par une substitution du type : $2LREE^{3+} = HREE^{3+} + Y^{3+}$

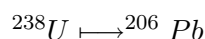
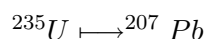
7.1.2 Principe de la méthode de datation chimique Th-U-Pb

La méthode de datation chimique Th-U-Pb sur monazite à la microsonde électronique utilisée dans ce travail est développée dans Montel et al. (1996). Le calcul d'âge est réalisé à partir de l'équation de désintégration radioactive (7.1) proposée par Montel et al. (1996) :

$$Pb = \left[{}^{232}Th \left(e^{\lambda^{232}t} - 1 \right) \right] + \left[{}^{238}U \left(e^{\lambda^{238}t} - 1 \right) \right] + \left[{}^{235}U \left(e^{\lambda^{235}t} - 1 \right) \right] + Pb_0 \quad (7.1)$$

La quantité de plomb commun (Pb_0 ou ${}^{204}Pb$) est négligeable dans la composition des monazites (Parrish, 1990). Par conséquent, tout le plomb présent est considéré comme d'origine radiogénique, produit par désintégration radioactive du Thorium et de l'Uranium.





On suppose par ailleurs que la composition isotopique de l'uranium dans la monazite est la même que dans les roches crustales, c'est-à-dire :

$$\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} = \frac{1}{137.88}$$

L'équation 7.1 sous forme massique devient :

$$\begin{aligned} \text{Pb} = & \left[\frac{\text{Th}}{232} \left(e^{\lambda^{232}t} - 1 \right) \right] 208 + \left[\frac{\text{U}}{238} 0.9928 \left(e^{\lambda^{238}t} - 1 \right) \right] 206 \\ & + \left[\frac{\text{U}}{235} 0.0072 \left(e^{\lambda^{235}t} - 1 \right) \right] 207 \end{aligned} \quad (7.2)$$

Pb, Th et U sont des concentrations en ppm. λ^{232} ($= 4.9475 \times 10^{-11} \text{y}^{-1}$), λ^{238} ($= 1.55125 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$) et λ^{235} ($= 9.8485 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$) sont les constantes de désintégration radioactive du ^{232}Th , ^{238}U et ^{235}U (Steiger and Jager, 1977). Etant donné que les quantités de Th dans les monazites que nous avons analysées sont supérieures à celle d'U, la majorité du plomb radiogénique sera composée de ^{208}Pb . L'expression 7.2 peut ainsi être simplifiée sous la forme suivante :

$$\begin{aligned} \frac{\text{Pb}}{208} = & \left[\frac{\text{Th}}{232} \left(e^{\lambda^{232}t} - 1 \right) \right] + \left[\frac{\text{U}}{238} 0.9928 \left(e^{\lambda^{238}t} - 1 \right) \right] \\ & + \left[\frac{\text{U}}{235} 0.0072 \left(e^{\lambda^{235}t} - 1 \right) \right] \end{aligned} \quad (7.3)$$

Enfin, l'application de cette méthode et la validité des âges chimiques calculés repose sur l'hypothèse que la monazite n'a subi aucune perte, même partielle, en plomb depuis sa cristallisation initiale ou son dernier épisode de remise à zéro complète (Montel et al., 1996; Cocherie et al., 1998). Dans de nombreux cas, les âges isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ dans les monazites sont concordants, validant l'approche des âges chimiques (Schärer et al., 1986; Parrish, 1990; Simpson et al., 2000). Il est généralement accepté que l'utilisation de la monazite en géochronologie permet de s'affranchir des problèmes d'héritages ou de discordances. Toutefois, des cas de monazites discordantes ont été décrits (Paquette et al., 1999) et comme le soulignent Montel et al. (1996) cet effet doit être sérieusement pris en compte dans les contextes polymétamorphiques. Ainsi, en

l'absence de données isotopiques adéquates, il faut toujours considérer avec prudence les âges chimiques obtenus à la microsonde électronique comme des âges apparents n'ayant dans certains cas pas de signification géologique.

Néanmoins, de nombreux travaux récents montrent que les âges obtenus à la microsonde électronique étaient, le plus souvent, cohérents avec ceux obtenus par des méthodes isotopiques conventionnelles (Montel et al., 1996; Cocherie et al., 1998).

7.1.3 Procédure analytique

La méthode employée a été développée et mise en place en routine au laboratoire Magmas et Volcans (Université Blaise Pascal) par J.M. Montel et M. Veschambre initialement sur une microsonde Camebax Micro, puis sur une Cameca SX 100. Les analyses présentées ici ont été réalisées en partie à l'Université Claude Bernard sur une Camebax Micro équipée de 5 spectromètres et également à l'Université Blaise Pascal sur une microsonde Cameca SX 100 équipée de 4 spectromètres.

Préparation des échantillons

L'ensemble des analyses a été réalisé directement sur lames minces afin de conserver l'information texturale apportée par l'étude microscopique. La recherche des cristaux de monazite se fait dans un premier temps au microscope optique, puis à la microsonde électronique en mode BSE (électrons rétrodiffusés). L'ajustement du contraste et de la luminosité permet de filtrer les autres phases *brillantes*, comme le zircon ou l'ilménite, pour ne conserver que les monazites, xénotimes ou thorites.

Analyse quantitative à la microsonde

L'analyse du Th, U, Pb est réalisée simultanément avec l'ensemble des Terres Rares légères du La au Gd, de Y, P, Ca et Si. La présence d'un très grand nombre d'éléments a nécessité une sélection rigoureuse des raies à analyser afin de minimiser les problèmes d'interférences de raies (Goncalves, 2002). Par conséquent, les raies choisies ne sont pas forcément les plus énergétiques, mais celles où les interférences sont minimales. Les analyses sont réalisées avec un courant de 15 kV, 150 nA. La taille du faisceau est de l'ordre de 3 μm .

Les intervalles de confiance à 95 % et les limites de détection sur le Th, U et Pb sont calculés suivant la procédure de Ancy et al. (1978). L'incertitude sur l'âge calculé

à partir de l'équation 7.3 est obtenue en propageant les intervalles de confiance du Th, U et Pb dans l'équation 7.3 suivant l'équation ci-dessous :

$$\frac{dPb}{208} = \frac{1}{232} \left(e^{\lambda^{232}t} - 1 \right) dTh + \left[\frac{0.9928}{238} \left(e^{\lambda^{238}t} - 1 \right) + \frac{0.0072}{235} \left(e^{\lambda^{235}t} - 1 \right) \right] dU \quad (7.4)$$

$$+ \left[\frac{Th}{232} \lambda^{232} e^{\lambda^{232}t} + \frac{U}{238} 0.9928 \lambda^{238} e^{\lambda^{238}t} + \frac{U}{235} 0.0072 \lambda^{235} e^{\lambda^{235}t} \right] dt$$

soit

$$\Delta t = \frac{\frac{\Delta Pb}{208} + \frac{\Delta Th}{232} \left(e^{\lambda^{232}t} - 1 \right) + \Delta U \left[\frac{0.9928}{238} \left(e^{\lambda^{238}t} - 1 \right) + \frac{0.0072}{235} \left(e^{\lambda^{235}t} - 1 \right) \right]}{\frac{Th}{232} \lambda^{232} e^{\lambda^{232}t} + U \left(\frac{0.9928}{238} \lambda^{238} e^{\lambda^{238}t} + \frac{0.0072}{235} \lambda^{235} e^{\lambda^{235}t} \right)} \quad (7.5)$$

avec Δt , ΔPb , ΔTh et ΔU : intervalles de confiance à 95 % de t, Pb, Th et U.

On obtient alors, sur chaque analyse, un âge et son intervalle de confiance à 95 %. Chaque âge individuel et son intervalle de confiance sont représentés sous forme d'une gaussienne centrée. L'ensemble des données obtenues par zone, sur une lame mince ou une monazite est ensuite représenté sur un histogramme cumulé (Fig. 7.1) correspondant à la somme de toutes les gaussiennes (Montel et al., 1996; Braun et al., 1998). Ce type de représentation permet de visualiser la distribution des âges et le cas échéant de déterminer de manière qualitative le nombre de populations.

Traitement statistique

La méthode de datation chimique à la microsonde a une précision analytique inférieure d'au moins un ordre de grandeur par rapport aux méthodes isotopiques conventionnelles. Ainsi, pour une composition moyenne de $\text{ThO}_2 = 8 \text{ wt}\%$ et $\text{UO}_2 = 1 \text{ wt}\%$, l'erreur sur un âge varie de $\pm 25 \text{ Ma}$ à $\pm 80 \text{ Ma}$ pour des âges de 500 Ma et 2500 Ma respectivement. Cette précision peut être indirectement améliorée par la multiplication des données sur une lame mince ou sur une monazite (en général > 20 analyses par lames minces lorsque cela est possible). Le traitement de ces données nécessite une analyse statistique d'autant plus que la distribution des âges peut être plurimodale. Le but du traitement statistique est de déterminer quantitativement le nombre de populations et l'âge associé à chacune d'elles. La procédure est détaillée dans Montel et al. (1996). Les données obtenues à partir des échantillons provenant du Craton

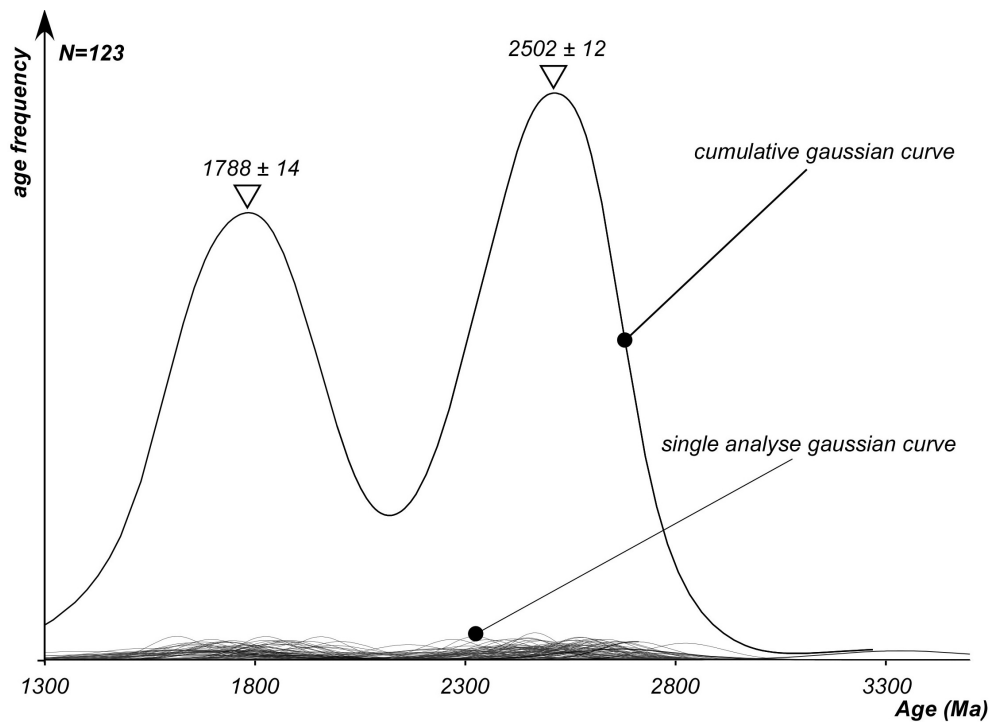


Fig. 7.1 – Exemple d'histogramme cumulé correspondant à la somme de toutes les gaussiennes des analyses réalisées pour le domaine néoarchéen du Craton de Terre Adélie

de Terre Adélie ont été traitées à partir d'un script sous Mathematica développé par Alain Fernandez (communication personnelle). On teste l'unimodalité de la population d'âge par une modélisation des moindres carrés (Wendt and Carl, 1991). Si le test est acceptable (MSWD proche de 1), alors la population est considérée comme unimodale. La procédure s'arrête et l'on obtient ainsi un âge moyen avec une précision de deux fois l'écart-type ($\pm 2\sigma$). Si le test n'est pas vérifié, la population d'âge est plurimodale. On entame une nouvelle procédure de test en supposant que la distribution est bimodale, c'est-à-dire que l'on sépare la population totale en deux sous-populations caractérisées chacune par un âge moyen a_i et son écart type σa_i . Si ce modèle vérifie le test, on arrête la procédure, sinon on la poursuit en créant trois sous-populations, etc. Ce type de modélisation s'est avéré très utile dans des cas complexes comme ceux développés par Montel et al. (1996) et Braun et al. (1998) et a permis de distinguer différentes populations dans le cas du Craton de Terre Adélie, les MSWD pour les deux pics d'âges observés sur la figure 7.1 étant supérieurs à 5.

Le détail des analyses est présenté dans le tableau 2, situé à la fin du manuscrit soumis à Precambrian Research et visible à la section 8.2.

Le calcul des quantités apparentes de Th et U dans les monazites et la méthode des pseudo-isochrones

Suzuki et al. (1991) propose une seconde méthode de calcul d'âge basée également sur le calcul d'un âge apparent à partir des concentrations en Th, U et Pb.

$$\frac{PbO}{W_{Pb}} = \frac{ThO_2}{W_{Th}} \left(e^{\lambda^{232}t} - 1 \right) + \frac{UO_2}{W_U} \left(\frac{e^{\lambda^{235}t} + 137.88e^{\lambda^{238}t}}{138.88} - 1 \right) \quad (7.6)$$

avec PbO , ThO_2 , UO_2 , les concentrations en PbO, ThO_2 et UO_2 mesurées; W_{Pb} , la masse molaire du Pb (=224 pour les minéraux riches en ThO_2 et =222 pour les minéraux riches en UO_2), W_{Th} , la masse molaire du Th (=264), W_U , la masse molaire de l'U (=270); λ^{232} , λ^{235} et λ^{238} , les constantes de désintégration radioactives du Th et de l'U (Steiger and Jager, 1977).

La méthode passe par une seconde étape, celle du calcul des quantités apparentes de ThO_2 (ThO_2^*) et d' UO_2 (UO_2^*), c'est à dire les quantités théoriques d'un élément (Th ou U) dans la monazite au temps t , considéré comme étant la seule source de Pb radiogénique.

Dans les minéraux riches en ThO_2 , la quantité apparente ThO_2^* est donnée par l'équation 7.7 :

$$ThO_2^* = ThO_2 + \frac{UO_2 \cdot W_{Th}}{W_U (e^{\lambda^{232}t} - 1)} \cdot \left(\frac{e^{\lambda^{235}t} + 137.88e^{\lambda^{238}t}}{138.88} - 1 \right) \quad (7.7)$$

Dans les minéraux riches en UO_2 , la quantité apparente UO_2^* est donnée par l'équation 7.8 :

$$UO_2^* = UO_2 + \frac{138.88ThO_2 \cdot W_U (e^{\lambda^{232}t} - 1)}{W_{Th} (e^{\lambda^{235}t} + 137.88e^{\lambda^{238}t} - 138.88)} \quad (7.8)$$

La relation entre les valeurs de PbO et ThO_2^* ou PbO et UO_2^* est du type :

$$\begin{cases} \text{PbO} = a \cdot \text{ThO}_2^* + b & \text{pour les minéraux riches en ThO}_2 \\ \text{PbO} = a \cdot \text{UO}_2^* + b & \text{pour les minéraux riches en UO}_2 \end{cases} \quad (7.9)$$

où a est la pente de la droite et une fonction du temps.

On peut alors déterminer l'âge apparent du minéral de manière graphique en utilisant la technique basée sur le calcul d'une droite isochrone dans des diagrammes du type ThO_2 ou UO_2 en fonction de PbO. À partir des calculs de a et b on va obtenir une estimation de l'âge (pente de la droite) et de la quantité de PbO initial du minéral.

Cette méthode de datation, dite des "pseudo-isochrones", est valable si le rapport $\text{PbO}/\text{ThO}_2^*$ est égal à la constante de désintégration λ^{232} .

Les monazites analysées dans les échantillons provenant du socle du Craton de Terre Adélie sont des minéraux riches en ThO_2 . Le rapport $\text{PbO}/\text{ThO}_2^*$ est constant au sein des échantillons analysés (Figure 7.2A et 3A de l'article au chapitre suivant) et est proportionnel à l'âge mesuré par la méthode de Montel et al. (1996) décrite plus haut. Le rapport est égal à 4.82×10^{-11} , soit légèrement inférieur à la constante de désintégration radioactive. Cette variation indique qu'une partie du Pb présent dans les monazites est du plomb commun et que Th n'est pas la seule source de Pb radiogénique. On ne peut donc pas directement calculer d'âge isochrone à partir de nos données.

En revanche, il est tout de même intéressant de projeter nos analyses dans un diagramme PbO en fonction de ThO_2^* (Figure 7.2B et 3B de l'article au chapitre suivant). On observe que les populations d'âges s'alignent le long de deux droites. La droite la plus pentée rassemble les âges monazites autour de 2.45 Ga et la seconde, moins pentée, rassemble ceux à 1.7 Ga. Quelques points relient ces deux droites. Nous les interprétons comme l'enregistrement d'une perte en Pb lors de la réouverture du système isotopique de monazites anciennes lors de l'événement Paléoprotozoïque.

On note également qu'excepté pour deux échantillons, les teneurs en ThO_2^* sont inférieures à 7%. Ces faibles teneurs sont typiques des monazites de basses températures dont la croissance est régulée par la présence de fluides (Wing et al., 2003).

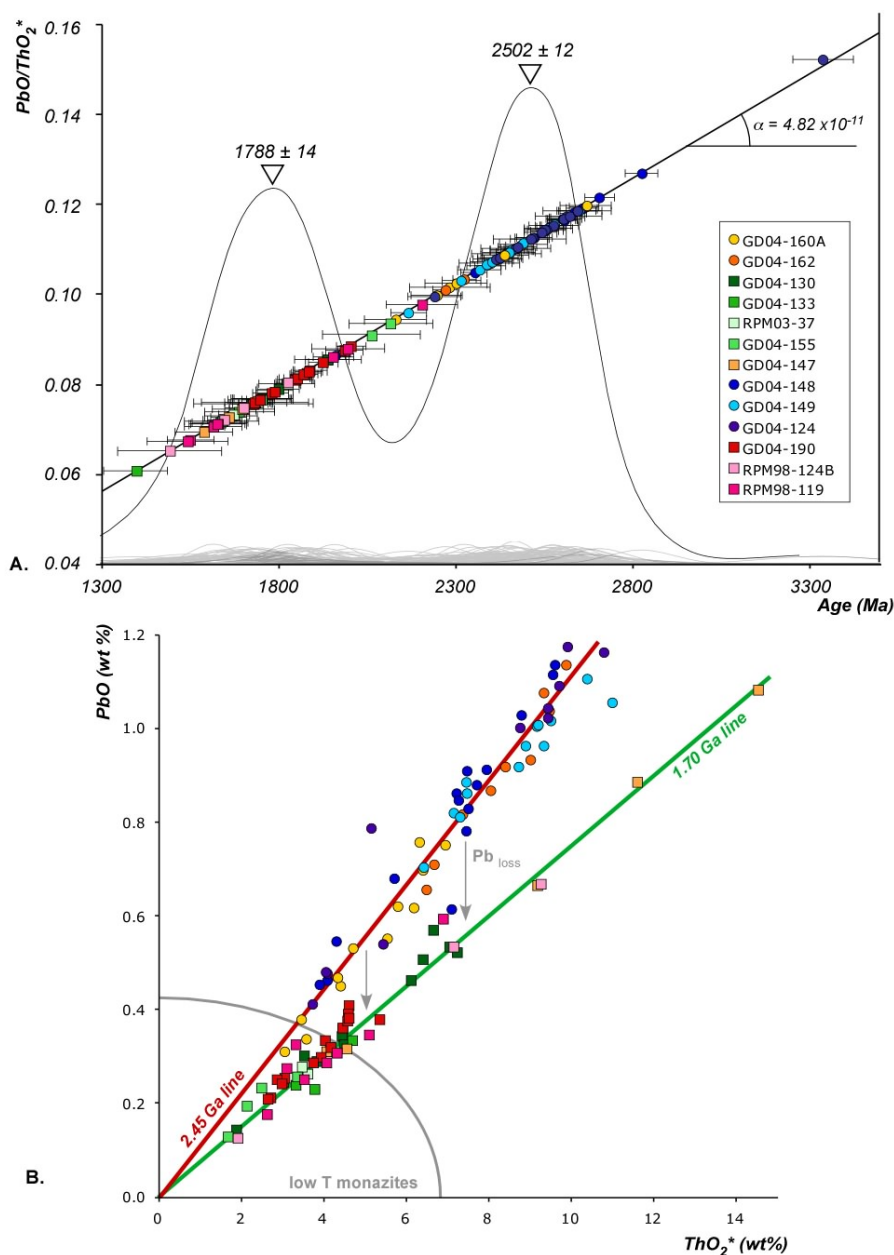


Fig. 7.2 – A. Mise en évidence de la relation linéaire entre le rapport $\text{PbO}/\text{ThO}_2^*$ et l'âge des monazites, calculé par la méthode de Montel et al. (1996). En fond, l'histogramme cumulé des âges monazites. B. Diagramme présentant les teneurs en PbO en fonction de ThO_2^* et illustrant la répartition des âges selon deux droites. Les points intermédiaires indiquent des phénomènes de perte de Pb induite par une réouverture partielle du système chimique, amenant à un rajeunissement de l'âge calculé.

7.2 La méthode de datation isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et mica

7.2.1 Schéma de désintégration du ^{40}K

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dérive de la méthode K/Ar basée sur la désintégration de l'isotope ^{40}K en ^{40}Ar . Le schéma de désintégration radioactive du ^{40}K est complexe, mais peut être résumé en disant que le ^{40}K se désintègre en deux isotopes fils, le $^{40}\text{Ar}^*$ et le $^{40}\text{Ca}^*$. Pour des conditions aux limites précises, présentées plus bas, l'équation de désintégration du ^{40}K peut donc être écrite comme suit :

$$^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* = ^{40}\text{K} \left(e^{\lambda t} - 1 \right) \quad (7.10)$$

où $^{40}\text{Ar}^*$ et $^{40}\text{Ca}^*$ sont les produits de la désintégration in situ du ^{40}K , et λ est la constante de désintégration globale du ^{40}K . Soit λ_β la constante de désintégration de ^{40}K en $^{40}\text{Ca}^*$ et λ_ϵ la constante de désintégration de ^{40}K en $^{40}\text{Ar}^*$. Avec $\lambda = \lambda_\beta + \lambda_\epsilon$, l'équation 7.10 peut alors s'écrire :

$$^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}^* (\lambda_\beta / \lambda_\epsilon) = ^{40}\text{K} \left(e^{(\lambda_\beta + \lambda_\epsilon)t} - 1 \right) \quad (7.11)$$

soit l'âge obtenu,

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \left(\frac{\lambda}{\lambda_\epsilon} \right) \times (^{40}\text{Ar} / ^{40}\text{K}) \right] \quad (7.12)$$

Les conditions aux limites afin que cette méthode soit valide sont :

1. Les termes λ_β et λ_ϵ sont des constantes.
2. La composition isotopique du potassium est identique quel que soit le système géologique considéré.
3. L'argon présent dans le système ne peut avoir que deux origines : radiogénique ou atmosphérique.
4. Le système est resté fermé vis-à-vis du potassium et de l'argon depuis l'événement géologique que l'on veut dater.
5. Aucun excès d'argon n'a été introduit dans le minéral, soit au moment de sa formation, soit lors d'un événement tardif. Ceci signifie que l'argon initial est négligeable.

Concernant la condition 3, il est admis qu'une fraction d'argon atmosphérique peut être adsorbée en surface des cristaux et une correction atmosphérique est alors appliquée pour le calcul de l'âge.

7.2.2 Principe de la technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Cette méthode est basée sur la formation d'un isotope artificiel de l'argon, ^{39}Ar , formé par activation neutronique du ^{39}K . La quantité de ^{39}Ar étant proportionnelle à la quantité de K total ($^{40}\text{K}/^{39}\text{K}=\text{constante}=1.278 \cdot 10^{-5}$), une seule analyse du rapport isotopique de l'argon ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) par spectrométrie de masse sera donc suffisante pour estimer le rapport K/Ar d'un échantillon. Le procédé consiste à placer les échantillons (dans notre cas, des grains séparés de micas et d'amphiboles) à analyser ainsi qu'un échantillon standard dont l'âge est connu dans un réacteur où ils vont être irradiés par un flux de neutrons rapides ($\phi = 10^{15} - 10^{19} n \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1}$) pendant une durée qui sera fonction de l'âge présumé des échantillons. L'irradiation va alors permettre, en plus de réactions parasites, la formation de l'isotope artificiel de l'argon, ^{39}Ar selon la réaction : $^{39}\text{K} + n \mapsto ^{39}\text{Ar} + p$. Afin de calculer l'âge de l'échantillon à partir de la mesure du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, il est nécessaire de connaître le rendement de la réaction produisant l' ^{39}Ar . Ce rendement est obtenu à partir de l'échantillon standard ($_s$) et est donné par la relation :

$$^{39}\text{Ar}_s = ^{39}\text{K}_s \cdot \Delta T \int \phi_E \cdot \sigma_E \cdot dE \quad (7.13)$$

où $^{39}\text{Ar}_s$ est la quantité d'atomes de ^{39}Ar produits dans l'échantillon standard ; $^{39}\text{K}_s$ est la quantité d'atomes de ^{39}K dans l'échantillon standard ; ϕ_E est le flux de neutrons d'énergie E ; σ_E est la section efficace de capture de la réaction $^{39}\text{K} \mapsto ^{39}\text{Ar}$; ΔT est la durée de l'irradiation. En combinant les équations 7.11 et 7.13, on obtient la relation :

$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} \right)_s = \left(\frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}} \right)_s \cdot \frac{\lambda}{\lambda_\epsilon} \cdot \frac{1}{\Delta T} \left(\frac{e^{\lambda ts} - 1}{\int \phi_E \cdot \sigma_E \cdot dE} \right) \quad (7.14)$$

avec $_s$ pour standard et ts , l'âge du standard. L'expression est alors simplifiée :

$$J = \left(\frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \right)_s \cdot \frac{\lambda}{\lambda_\epsilon} \cdot \Delta T \cdot \int \phi_E \cdot \sigma_E \cdot dE \quad (7.15)$$

soit,

$$J = \frac{e^{\lambda t s} - 1}{(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_s} \quad (7.16)$$

Comme le rapport $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ est constant dans la nature ($(^{39}\text{K}/^{40}\text{K})_s = (^{39}\text{K}/^{40}\text{K})_i$), pour tout échantillon i , on peut écrire :

$$J = \frac{e^{\lambda t i} - 1}{(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_i} = \frac{e^{\lambda t s} - 1}{(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_s} \quad (7.17)$$

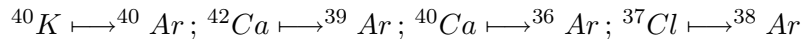
On déduit de la série d'équations précédentes que plus l'échantillon sera vieux, plus la durée d'irradiation devra être longue. Ceci amènera à obtenir un J de faible valeur, pour une meilleure précision sur l'âge.

L'âge d'un échantillon sera alors donné par la relation :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \left(\frac{(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_i}{(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_s} \right) \cdot (e^{\lambda t s} - 1) \right) \quad (7.18)$$

Cette équation est valable après correction de l'argon atmosphérique et des interférences de masses qui se produisent lors de l'irradiation. L'argon atmosphérique sera corrigé à partir de la mesure du ^{36}Ar au spectromètre de masse, connaissant le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$ pour l'atmosphère.

Les réactions d'interférences principales survenant durant l'irradiation sont :



De plus, du ^{37}Ar est produit par réaction sur le ^{40}Ca . L' ^{37}Ar est radioactif avec une période de 35.1 jours. Afin de s'affranchir de ces réactions, on irradie régulièrement des sels de calcium et de potassium qui permettent de définir le rendement de ces réactions et ainsi d'obtenir trois paramètres de correction :

$$a = ^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{37}\text{Ar}_0$$

$$b = ^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{37}\text{Ar}_0 = (^{36}\text{Ar} - (^{40}\text{Ar}/295.5)) / ^{37}\text{Ar}_0$$

$$c = ^{40}\text{Ar}_K / ^{39}\text{Ar}_K = ^{40}\text{Ar} - (^{36}\text{Ar} \cdot 295.5) / ^{39}\text{Ar}_K$$

avec, $^{37}\text{Ar}_0$, la quantité d' ^{37}Ar corrigé de sa désintégration naturelle.

Finalement, les masses corrigées des interférences et de l'argon atmosphérique s'expriment par les relations :

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}_{\text{mesuré}} - (^{39}\text{Ar}_K \cdot c) - ^{36}\text{Ar}_{\text{at}} \cdot 295.5$$

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{Ar}_{\text{mesuré}} - (^{37}\text{Ar}_0 \cdot a)$$

Le standard d'âge connu employé pour l'irradiation et le calcul de rendement des analyses décrites dans l'article au chapitre suivant est l'amphibole Hb3gr (1701.7 ± 5.4 Ma, Turner et al. (1971); Roddick (1983); Jourdan et al. (2006)).

7.2.3 Sélection des échantillons et irradiation

Afin de contraindre l'histoire de moyenne et basse température du Craton de Terre Adélie, un ensemble de 30 échantillons a été broyé et les minéraux d'amphibole (14), de biotite (24) et de muscovite (3) de tailles comprises entre 125 et 250 μm ont ensuite été sélectionnés par handpicking sous une loupe binoculaire. Une méthode de tri magnétique et l'utilisation de liqueurs denses ont été employées précédemment pour la séparation et la présélection des différentes fractions minérales. Les échantillons ont ensuite été enveloppés dans un film aluminium afin de former de petits paquets (11 x 11 mm) empilés les uns sur les autres, avec un échantillon de standard placé tous les 11 à 12 échantillons.

Échantillons et standards ainsi préparés ont été placés en octobre 2004, pendant une durée de 120 heures dans le réacteur à flux de neutrons de McMaster (Hamilton, Canada) – numéro d'irradiation MC43. Le flux de neutrons mesuré était de $9 \times 10^{18} \text{ n} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

Nous avons pu ajouter à cette série d'échantillons, des âges obtenus au sein du bassin Paléoproterozoïque de Dumont D'Urville, entre Pointe Géologie et Cap Jules, par Anne Pelletier en 2002. Il s'agit d'un ensemble de 6 échantillons desquels ont été extraits 4 amphiboles, 5 biotites et 1 muscovite.

Il est important de rappeler que suite à l'irradiation, les isotopes radiogéniques de l'argon vont ensuite se désintégrer au cours du temps. Il est donc nécessaire d'appliquer les corrections décrites plus haut pour tenir compte des modifications de rapport isotopiques. La désintégration rapide du ^{37}Ar en ^{37}Cl ($\lambda^{37} = 34.04$ jours) oblige à réaliser les analyses dans un délai inférieur à 10 périodes radioactives (soit environ un an) au risque de perdre toute trace du ^{37}Ar .

7.2.4 Procédure analytique

Les échantillons ont été analysés par chauffage Laser sur un spectromètre de masse MAP215 et VG3600 au laboratoire Geosciences Rennes par Gilles Ruffet en novembre 2006. La technique analytique employée a été précisément décrite par Ruffet et al. (1995,

1991) et le lecteur peut se reporter à ces publications pour plus de détails.

Les analyses utilisées pour la rédaction de l'article soumis à Precambrian Research sont présentées dans le tableau 3, visible section 8.2.

Suite à de nombreux problèmes sur la ligne de chauffage Laser de Nice, où les échantillons devaient initialement être analysés, les mesures ont été fortement repoussées dans le temps rendant l'interprétation de nombreux spectres impossible ou du moins discutable, du fait de la disparition du ^{37}Ar dans certains échantillons.

7.2.5 Détails des problèmes survenus post-irradiation

Au total, 41 minéraux séparés provenant de 30 échantillons ont été irradiés. Seulement 26 minéraux ont pu être analysés à Rennes. Du fait de la disparition de la majeure partie du ^{37}Ar , aucune amphibole n'a présenté d'âge publiable. Ainsi, seulement 3 amphiboles provenant du domaine Paléoprotérozoïque (âges obtenus par Pelletier lors des analyses de 2002 pour le bassin Paléoprotérozoïque de DDU), 14 biotites (8 âges provenant du domaine néoarchéen et analysés récemment et 6 âges obtenus par Pelletier en 2002) et 2 muscovites (un âge obtenu récemment sur les phyllites de Cape Hunter et un âge obtenu par Pelletier en 2002) sont présentés dans l'article (Duclaux et al., *soum*) au chapitre suivant. Les résultats préliminaires obtenus à partir des amphiboles provenant du domaine néoarchéen irradiés en 2005 sont discutables en terme de qualité des âges, du fait de la disparition du ^{37}Ar , mais laissent supposer un resetting très partiel du chronomètre Argon sur amphibole lors de l'événement paléoprotérozoïque. Ceci aurait une signification importante sur l'histoire thermique de la reprise paléoprotérozoïque et d'autres analyses seront réalisées dans le futur afin de vérifier ces données préliminaires. Je présente ces données préliminaires, non intégrés dans le manuscrit soumis à Precambrian Research, dans la section suivante.

7.2.6 Présentation et discussion d'âges préliminaires obtenus sur amphibole au sein du domaine Néoarchéen

Malgré les problèmes analytiques, les âges préliminaires obtenus sur amphiboles démontrent un grand intérêt. La figure 7.3 présente les spectres obtenus pour des couples amphibole-biotite sur deux échantillons. Les spectres de biotites sont détaillés dans l'article de Duclaux et al. (*soum*) et seuls les spectres d'amphiboles sont discutés ici.

L'échantillon GD04-216 correspond à une enclave ultrabasique grenue à texture isogranaulaire, provenant de gneiss gris de la zone du Cap de la Découverte dans la croûte amphibolitique néoarchéenne. Le spectre obtenu sur amphibole ne présente pas d'âge plateau ou de mini-plateau. Il est tout de même intéressant de remarquer que toutes les étapes de chauffage donnent des âges supérieurs à 2000 Ma. Un âge moyen de 2357 ± 170 Ma (2 étapes de chauffage rejetées sur 15) a été calculé. Cet âge est certainement sans signification géologique directe et ne peut pas être directement associé à l'événement Paléoprotérozoïque reconnu au sein du *Mawson continent*.

De même, l'échantillon GD04-126 correspond à une enclave basique granulitique rétro-morphosée dans l'amphibolite faciès. Le spectre d'amphibole présente une géométrie en escalier, présentant des âges de plus en plus vieux lors de la libération de l'Argon des sites de haute température. Les étapes de chauffage n° 2 à 4 présentent des âges autour de 1570 Ma, plus bas que les âges obtenus pour la biotite du même échantillon. Les étapes n° 6 à 8 présentent un mini-plateau autour de 1734 ± 17 Ma et la dernière étape, à plus haute température, un âge supérieur à 1900 Ma. Ces âges sont également difficiles à interpréter en terme d'événement géologique et signent probablement une réouverture partielle du système Ar. La géométrie en marches d'escalier de ce spectre est typique d'une histoire de chauffage polyphasée et de réouverture partielle du système chimique. Le fait que les premières étapes de chauffage donnent un âge inférieur à l'âge plateau obtenu pour la biotite du même échantillon les rend non-interprétables. En revanche, les âges obtenus pour les étapes de haute température (n° 6 à 10) démontrent que la réouverture du système Ar n'a pas été totale lors de l'événement Paléoprotérozoïque.

Ces résultats préliminaires tendent à montrer que l'événement tectono-métamorphique paléoprotérozoïque n'a que faiblement affecté le domaine néoarchéen et que l'anomalie thermique engendrée par cette reprise n'a pas dû excéder 550°C . Ainsi, la rétro-morphose du faciès granulite vers le faciès amphibolite au sein du domaine granulitique néoarchéen et l'empreinte métamorphique en faciès amphibolite enregistré dans les roches du domaine amphibolitique néoarchéen sont à affecter à l'événement orogénique néoarchéen et non pas à une reprise paléoprotérozoïque. Si ces résultats préliminaires sont confirmés par de nouvelles analyses, nous pourrions démontrer la nature préservée du noyau néoarchéen du Craton de Terre Adélie et justifier que les structures de haute température que l'on observe dans les roches ont bien été acquises entre 2.53 et 2.44 Ga.

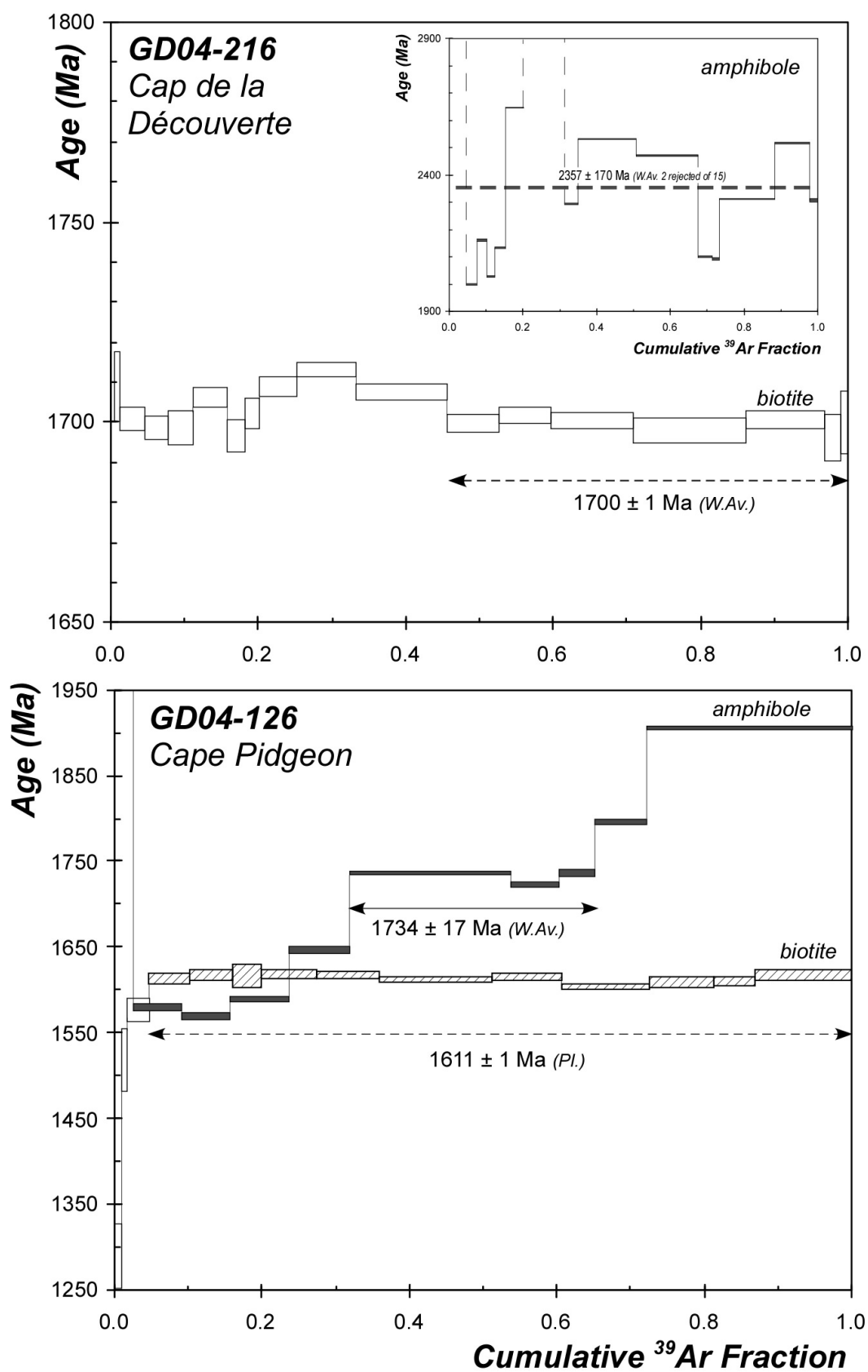


Fig. 7.3 – Spectres Ar/Ar obtenus pour deux échantillons pour lesquels ont été séparés des couples amphibole et biotite.

Mise en évidence de la structuration polyphasée du *Mawson continent*

Deux grands événements d'âges néoarchéen (2.55–2.44 Ga) et paléoprotérozoïque (1.71–1.68 Ga) sont décrits dans la littérature (Peucat et al., 1999) et de toute évidence, jouent des rôles cruciaux dans la structuration du Mawson continent. Seulement quelques études ont été conduites sur les roches du socle du Craton de Terre Adélie et dans la partie orientale avoisinante (Peucat et al., 1999; Fanning et al., 1999; Peucat et al., 2002; Di Vincenzo et al., 2007). Il nous est donc paru nécessaire de détailler plus précisément l'ampleur de chaque événement tectono-métamorphique et d'essayer de mettre en évidence les mécanismes de réactivations tardifs du domaine cratonique. Ces travaux sont résumés à travers deux articles (Duclaux et al., soum, 2007b) soumis en Août et Octobre 2007 et présentés dans les sections suivantes.

8.1 Discussion sur l'âge de structuration de la croûte néoarchéenne du Mawson continent

Suite à l'article (Duclaux et al., 2007a) publié dans la revue *Geology*, un comment nous a été adressé par Dutch et al. (2007). Ces derniers remettent en cause l'âge néoarchéen de la structuration N–S que nous présentons au sein du Craton du Gawler et ainsi du Mawson continent. Ci-après, nous présentons le *comment* et le *reply* associé, publiés dans la revue *Geology*.

Citation : Duclaux G., P. Rey, S. Guillot, R.-P. Ménot, 2007, Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archaean field examples; REPLY TO COMMENT, Geology, Online Discussion Forum.

Orogen-parallel flow during continental convergence: Numerical experiments and Archean field examples: COMMENT and REPLY

COMMENT: doi: 10.1130/G24419C.1

Rian Dutch*

Martin Hand

Continental Evolution Research Group, School of Earth and Environmental Sciences, University of Adelaide, South Australia 5005, Australia

Anthony Reid

Department of Primary Industries and Resources South Australia, GPO Box 1671, Adelaide, South Australia 5001, Australia

Duclaux et al. (2007) use the Eyre Peninsula region of the eastern Gawler Craton (South Australia) as their primary field example of Archean-aged orogen-parallel flow as envisaged from the perspectives of numerical models. While we would like to make it clear that we do not contest the notion of orogen-parallel flow and its potential structural evolution as presented in the model of Duclaux et al., we have serious concerns about the application of the model to the development of the N-S-trending structural fabrics in the eastern Gawler Craton.

Duclaux et al. suggest that the approximately N-S-trending fabrics and shallow plunging mineral stretching lineations developed in the eastern Gawler Craton (their Fig. 4) are attributed to the late stages of the early Paleoproterozoic (2460–2420 Ma) Sleafordian Orogeny, which they loosely describe as an Archean-aged tectonic system. However, there are a number of structural and geochronological studies that suggest this is not the case, and that the deformation in the eastern Gawler Craton records the effects of the late Paleoproterozoic 1730–1690 Ma Kimban Orogeny.

Vassallo and Wilson (2001, 2002) and Tong et al. (2004) presented detailed structural and metamorphic analyses of the late Archean (2550–2450 Ma) Sleaford Complex, the overlying Palaeoproterozoic (2000–1740 Ma) Hutchison Group metasediments (Daly et al., 1998; Fanning et al., 2007), and the 1850 Ma Donington magmatic suite, which comprise the major rock systems in the eastern Gawler Craton. Importantly, the Hutchison Group occupies most of the region Duclaux et al. indicate contains Archean-aged structures (gray region in Figure 4 of Duclaux et al.). Kimban-aged (1730–1690 Ma) deformation produced a pervasive layer-parallel fabric at grades between granulite and amphibolite. Metamorphism was associated with the development of non-cylindrical and sheath folds together with high strain zones that developed during dextral top-to-the-north shearing and dominantly N-S stretching followed by E-W-oriented flattening. This N-S-oriented deformational fabric (seen in outcrop and aeromagnetic data) is present in the 1850 Ma Donington Suite, the 2000–1740 Ma Hutchison Group, and the underlying Sleaford Complex, and it represents the Kimban Orogen structural grain (Vassallo and Wilson, 2001, 2002).

Geochronological data from the eastern Gawler Craton also suggest that the N-S structures developed during the Kimban Orogeny. At Refuge Rocks (~15 km east of location A in Figure 4 of Duclaux et al.), migmatitic granitic gneiss from a region of pervasive N-S fabric development has a protolith emplacement age of 1740 ± 4 Ma (Fanning et al., 2007). This indicates that the pervasive N-S fabric in that region is younger than 1740 Ma. In southern Eyre Peninsula, we have analyzed monazite from metapelitic granulite (Tong et al., 2004) in the Sleaford Complex at Fishery Bay (location B, Figure 4 of Duclaux et al.). These outcrops contain an intense N-S-oriented shallow plunging linear fabric. Using electron probe microanalysis (EPMA), monazite grains located within the foliation give an age of 1702 ± 12 Ma ($n = 71$; MSWD = 1.3). The EPMA monazite age

of 2479 ± 20 Ma obtained by Duclaux et al. from inclusions within garnet probably reflects early Palaeoproterozoic metamorphism. However, we contend that the N-S-trending foliation is ca. 1700 Ma in age and not early Paleoproterozoic (Archean of Duclaux et al.). This is consistent with Reid et al. (2007) who showed that SHRIMP zircon ages from leucosomes developed in N-S-oriented high-grade fabrics in the 1850 Ma Donington Suite range between 1710 and 1701 Ma. West of these regions of N-S-trending granulite-grade structures lies the isoclinally folded 1767 ± 16 Ma Price Metasediments (Oliver and Fanning, 1997), which are defined in regional Tropical Rainfall Measuring Mission (TRIMM) Microwave Imager (TMI) data sets as a prominent N-S-trending magnetic high.

Duclaux et al. provide an EPMA monazite age of 1827 ± 10 Ma for an interpreted post-tectonic cordierite-bearing dike from southern Eyre Peninsula, and used this to constrain the age of regional deformation in the eastern Gawler Craton (including sequences deposited between 2000 and 1730 Ma; Oliver and Fanning, 1997; Fanning et al., 2007) to an approximately late Archean timeframe. While it is difficult to comment on the veracity of the age data of Duclaux et al. given the brevity of their presentation, the bulk of available data from the eastern Gawler Craton suggests deformation occurred at around 1700 Ma.

We find it regrettable that the application of the transpressional strain model of Duclaux et al. implies that the eastern Gawler Craton contains regionally developed Archean-aged or early Paleoproterozoic structures. Further, we see no compelling reason as to why an Archean time frame is even important to the model presented by Duclaux et al. We suggest that the strain model may be appropriate to the development of the ca. 1700 Ma transpressional Kimban Orogen structures that dominate the eastern Gawler Craton. This implies that the strain model of Duclaux et al. does not necessarily require the involvement of soft buoyant Archean continental lithosphere. Rather, such transpressional evolutions may develop at any time in Earth history given appropriate boundary conditions.

REFERENCES CITED

- Daly, S.J., Fanning, C.M., and Fairclough, M.C., 1998, Tectonic evolution and exploration potential of the Gawler Craton, South Australia: Australian Geological Survey Organisation Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, p. 145–168.
- Duclaux, G., Rey, P., Guillot, S., and Ménot, R.P., 2007, Orogen-parallel flow during continental convergence: Numerical experiments and Archean field examples: *Geology*, v. 35, p. 715–718, doi: 10.1130/G23540A.1.
- Fanning, C.M., Reid, A., and Teale, G.S., 2007, A geochronological framework for the Gawler Craton, South Australia: South Australia Geological Survey Bulletin, v. 55, p. 15–62.
- Oliver, R.L., and Fanning, C.M., 1997, Australia and Antarctica: Precise correlation of Palaeoproterozoic terrains, in Ricci, C.A., ed., The Antarctic region: Geological evolution and processes: Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic earth sciences., Volume 7: International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, Italy, Terra Antarctica Publications, p. 163–172.
- Reid, A., Vassallo, J.J., Wilson, C.J.L., and Fanning, C.M., 2007, Timing of the Kimban Orogen on the southern Eyre Peninsula, South Australia: Adelaide, Department of Primary Industries and Resources, Report Book, no. 5, p. 23.
- Tong, L., Wilson, C.J.L., and Vassallo, J.J., 2004, Metamorphic evolution and reworking of the Sleaford Complex metapelites in the southern Eyre Peninsula, South Australia: Australian Journal of Earth Sciences, v. 51, p. 571–589, doi: 10.1111/j.1400-0952.2004.01076.x.
- Vassallo, J.J., and Wilson, C.J.L., 2001, Structural repetition of the Hutchison Group metasediments, Eyre Peninsula, South Australia: Australian Journal of Earth Sciences, v. 48, p. 331–345, doi: 10.1046/j.1400-0952.2001.00859.x.
- Vassallo, J.J., and Wilson, C.J.L., 2002, Palaeoproterozoic regional-scale non-coaxial deformation: An example from eastern Eyre Peninsula, South Australia: Journal of Structural Geology, v. 24, p. 1–24, doi: 10.1016/S0191-8141(01)00043-8.

*E-mail: rian.dutch@adelaide.edu.au

REPLY: doi: 10.1130/G24480Y.1

Guillaume Duclaux

EarthByte Group, School of Geosciences, The University of Sydney, Sydney, NSW 2006, Australia, and UMR-CNRS 6524, Université Jean Monnet, Saint Etienne 42000, France

Patrice Rey

EarthByte Group, School of Geosciences, The University of Sydney, Sydney, NSW 2006, Australia

Stéphane Guillot

UMR-CNRS 5025, University of Grenoble, Grenoble 38000, France

René-Pierre Ménot

UMR-CNRS 6524, Université Jean Monnet, Saint Etienne, 42000, France

We are grateful to Dutch et al. (2007) for the opportunity to give some details regarding our geochronological work—details that could not be included in our short paper.

We understand that Dutch et al. broadly agree with our triaxial model to explain the structures of the east margin of the Gawler Craton. However, they believe the structural fabric is due to the Paleoproterozoic Kimban orogeny (1730–1690 Ma) only, with no contribution from the Neoproterozoic Sleafordian orogeny (2550–2450 Ma).

We certainly agree that along its east border, the Gawler Craton and its Paleoproterozoic cover have recorded a strong Kimban deformation. This transpressive deformation is particularly clear and well documented along the Kalinjala shear zone, east of the Eyre Peninsula and along gauges parallel to Price Island metasedimentary basin, west of the Eyre Peninsula. In Vassallo and Wilson (2001, 2002) and Tong et al. (2004), the age of the deformation in the vicinity of the Kalinjala shear zone is solely constrained by the age of the youngest sheared rock formations (the Hutchinson Group and the Donnington Suite). About the underlying Neoproterozoic basement, and in the absence of radiometric constraint, these researchers implicitly assume that there is no fabric older than Paleoproterozoic.

In their Comment, Dutch et al. refer to a 1702 ± 12 Ma monazite from the Sleaford Complex at Fishery Bay. This age confirms the Proterozoic overprint in the basement but does not rule out older fabrics. Regarding SHRIMP zircon ages between 1701 and 1710 Ma from the high-grade fabrics in the 1850 Ma Donnington Suite (Reid et al., 2007), we are not surprised by such a Kimban age, as the Donnington Suite, mainly represented by the Lincoln Batholith, is adjacent to the Kalinjala Shear Zone in the southeast Eyre Peninsula.

As pointed out by Dutch et al., Fanning et al. (2007) dated a Kimban medium-grained granodiorite from the Minbrie gneiss at Refuge Rocks—a region with a strong N-S fabric. However, Dutch et al. omit that in the same paper, Fanning et al. (2007) also dated a strongly foliated megacrystic augen gneiss known as the second component of the Minbrie gneiss at Refuge Rocks (Parker et al., 1988). This strongly N-S–foliated megacrystic augen gneiss records a Sleafordian age of 2411 ± 5 Ma. Fanning et al. (2007, p. 80) conclude that “the extent to which apparently Kimban aged reworking has overprinted any prior foliation within the earliest Palaeoproterozoic Minbrie Gneiss is uncertain.”

Despite clear geochronological clues (cf. above), the possibility of a Sleafordian fabric in the Sleaford Complex has been rarely discussed in previous papers. Our paper challenges that view by arguing that, to the west and away from the Kalinjala Shear Zone where the Kimban overprint is weaker or absent, a pervasive Neoproterozoic constrictional high-grade fabric synchronous with the Sleafordian collisional orogeny (Fanning et al., 2007) marks the bulk of the Gawler structural fabric.

Away from the Kalinjala Shear Zone, the 1850 Ma Donnington intrusives, represented by a cordierite-bearing granite, are undeformed (Fig. 1B) (2 km west of location C in Figure 4 of Duclaux et al., 2007). Yet, the surrounding Sleafordian complex shows a pervasive garnet-

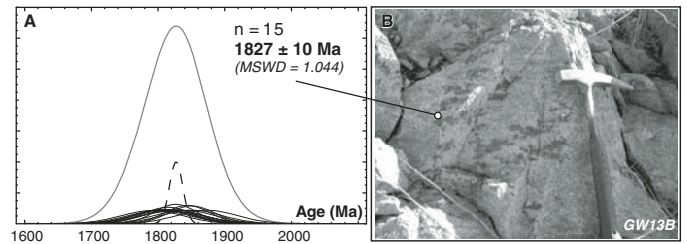


Figure 1. A: Weighted histogram representation of the data for sample GW13B, an isotropic cordierite-bearing granite presented in (B). Each small black bell-shaped curve corresponds to the probability density function for one measurement. Gray curve is the sum of all individual bell-shaped curves. Black dashed curve represents the age calculated by the statistical procedure cited in Duclaux et al. (2007).

bearing anatectic fabric (Duclaux et al.'s Figs. 4A and 4B). This field relationship gave us the opportunity to date both the intrusive rock and the early fabric in the Sleafordian basement. Monazite grains from the cordierite-bearing granite give an electron probe microanalysis (EPMA) age of 1827 ± 10 Ma ($n = 15$, $MSWD = 1.044$) (Fig. 1A). In contrast, monazite inclusions in garnet from a Sleafordian anatectic leucosome show that the regional fabric is Sleafordian (ca. 2.48 Ga) in age, not Kimban (1.7 Ga). This age matches the age of the granulites at Cape Carnot and the age of the high-grade gneiss in the Terre Adélie craton. The similar orientation of the Sleafordian and Kimban fabric should not be a surprise because both parallel the margin of the craton.

Our new structural and geochronological data suggest that the Kimban reactivation is strongly partitioned into the Kalinjala Shear Zone, since the 1850 Ma Donnington suite to the west of the Kalinjala shear zone is undeformed. They also show that a high-grade Neoproterozoic constrictional fabric exists in the Sleaford Complex.

Overall, we see no incompatibility between the strong Proterozoic reactivation that exists along the eastern margin of the craton and the presence of a pervasive Neoproterozoic constrictional fabric preserved to the west of the Kalinjala Shear Zone.

REFERENCES CITED

- Duclaux, G., Rey, P., Guillot, S., and Ménot, R.P., 2007, Orogen-parallel flow during continental convergence: Numerical experiments and Archean field examples: *Geology*, v. 35, p. 715–718, doi: 10.1130/G23540A.1.
- Dutch, R., Hand, M., and Reid, A., 2007, Orogen-parallel flow during continental convergence: Numerical experiments and Archean field examples, *Comment: Geology*, v. 35, doi: 10.1130/G24419C.1.
- Fanning, C.M., Reid, A., and Teale, G.S., 2007, A geochronological framework for the Gawler Craton, South Australia: *South Australia Geological Survey Bulletin*, v. 55, p. 80.
- Parker, A.J., Fanning, C.M., Flint, R.B., Martin, A.R., and Rankin, L.R., 1988, Archaean-Early Proterozoic granitoids, metasediments and mylonites of southern Eyre Peninsula, South Australia: *Geological Society of Australia, Specialist Group in Tectonics and Structural Geology, Field Guide Series*, 2.
- Reid, A., Vassallo, J.J., Wilson, C.J.L., and Fanning, C.M., 2007, Timing of the Kimban Orogen on the southern Eyre Peninsula, South Australia: Adelaide, Department of Primary Industries and Resources, Report Book, no. 5, p. 23.
- Tong, L., Wilson, C.J.L., and Vassallo, J.J., 2004, Metamorphic evolution and reworking of the Sleaford Complex metapelites in the southern Eyre Peninsula, South Australia: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 51, p. 571–589, doi: 10.1111/j.1400-0952.2004.01076.x.
- Vassallo, J.J., and Wilson, C.J.L., 2001, Structural repetition of the Hutchinson Group metasediments, Eyre Peninsula, South Australia: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 331–345, doi: 10.1046/j.1400-0952.2001.00859.x.
- Vassallo, J.J., and Wilson, C.J.L., 2002, Paleoproterozoic regional-scale non-coaxial deformation; an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1–24, doi: 10.1016/S0191-8141(01)00043-8.

8.2 Superimposed Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica) : evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages

Afin d'illustrer et de comprendre les phénomènes tectonique affectant un domaine continental stable lors d'une reprise tardive et également de contraindre l'évolution tectonique du domaine étudié au cours de ce mémoire, nous avons concentré nos travaux sur le socle composite polymétamorphique du Craton de Terre Adélie. Les deux domaines principaux identifiés précédemment (Peucat et al., 1999) correspondent à (1) un socle néoarchéen qui présente à l'est une croûte granulitique et à l'ouest une croûte amphibolitique, et (2) deux bassins paléoproterozoïques reposant sur la croûte amphibolitique néoarchéenne s'étendant également plus à l'Ouest.

Les nouvelles données géochronologiques obtenues sur le socle du Craton de Terre Adélie mettent en avant l'existence de deux pics majeurs d'activité tectonique (autour de 2.5 Ga et 1.7 Ga) et d'un troisième événement localisé sur la bordure Est du craton (autour de 1.5 Ga). Les âges Th-U-Pb et Ar/Ar et leurs interprétations sont présentés dans l'article qui suit, soumis en Août 2007 à la revue *Precambrian Research* et accepté avec *moderate revision* en Décembre 2007.

Nous montrons dans cet article que l'évolution du Craton de Terre Adélie est différente des modèles de collage de terranes utilisés pour expliquer la croissance et la stabilisation des domaines continentaux (Schermer et al., 1984). Ainsi, les résultats obtenus et les interprétations que nous proposons mettent en évidence des styles tectoniques archéens et paléoproterozoïques très différents des schémas actualistes.

Citation : G. Duclaux, Y. Rolland, G. Ruffet, R.P. Ménot, S. Guillot, J.J. Peucat, M. Fanning, P. Rey and A. Pécher, Superimposed Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica) : evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages – submitted to Precambrian Research, August 2007

Superimposed Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica): evidence from Th–U–Pb ages on monazite and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages

Guillaume Duclaux^{a,b,*}, Yann Rolland^c, Gilles Ruffet^d, René-Pierre Ménot^a, Stéphane Guillot^e, Jean-Jacques Peucat^d, Mark Fanning^f, Patrice Rey^b, Arnaud Pêcher^e

^a*Magmas et Volcans, CNRS, Université Jean Monnet, Saint Étienne, France*

^b*Earth Byte Group, School of Geosciences, The University of Sydney, Sydney, NSW, Australia*

^c*Géosciences Azur, CNRS, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, France*

^d*Geosciences Rennes, CNRS, Université de Rennes 1, Rennes, France*

^e*Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble, France*

^f*Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT, Australia*

Received 15 August 2007

Abstract

In order to emphasize the tectonic behaviour of a stabilized Neoproterozoic continental crust during subsequent tectonic activity, we investigated the composite metamorphic basement along the Terre Adélie and George Vth Land coastline, also known as the Terre Adélie Craton (East Antarctica). Two domains are recognized, (1) a Neoproterozoic basement, made of granulitic rocks on its eastern part overlain by amphibolitic rocks on its western part, and (2) two Paleoproterozoic detrital basins overlying the Neoproterozoic crust and extending further West. New geochronological data from the Terre Adélie Craton reveal a tectonic evolution with three major peak activities. Th–U–Pb electron probe analyses of monazites from the Neoproterozoic granulitic crust illustrate a main structuration event at *ca.* 2.45 Ga in agreement with zircon ages known all over the Neoproterozoic domain. Local resetting together with low temperature recrystallization of monazites occurred at *ca.* 1.7 Ga along fluid bearing anastomosed meter-scale shear zones. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained by stepwise heating techniques on amphibole, biotite and muscovite from both the Neoproterozoic basement and the Paleoproterozoic basins, illustrate the differential evolution of the basement and its sedimentary cover during the major 1.7 Ga compressive event. A final event at *ca.* 1.55–1.5 Ga is only recognized close to the Mertz Shear Zone (145° E) edging the Terre Adélie Craton to the East. These new data allow us to propose detailed geological snapshots of the Terre Adélie Craton geodynamic evolution, from the Neoproterozoic to the Mesoproterozoic.

Keywords: Th–U–Pb dating of monazite, Argon geochronology, polyphased tectonic evolution, craton reactivation, strain localization

1. INTRODUCTION

All through the Earth history and related secular cooling, the deformation style in the continental crust evolved in consequence to the crustal thermal regime and stress state. In recent orogens, cool and

strong plates accommodate convergence through a combination of crustal underthrusting along narrow mountain belts and lateral escape of continental blocks along lithospheric strike-slip faults (Tapponnier et al., 1982). In contrast, Archean continental lithospheres was warmer and accommodated convergence through homogeneous thickening and lateral ductile flow (Rey and Houseman, 2006; Cruden et al., 2006, Cagnard et al. 2006). Then,

* Corresponding author at: Magmas et Volcans, CNRS, Université Jean Monnet, 23 rue Dr. Paul Michelon, 42023 Saint Étienne Cedex 2, France – Fax: +33 (0)4 77 48 51 08. *E-mail address:* guillaume.duclaux@univ-st-etienne.fr .

unloading of such warm orogenic domains during the decrease of the converging tectonic force favored orogen-parallel constrictional flow of the crust and tangential motions (Duclaux et al., 2007). The transition from Archean to modern style geodynamics seems to take place at around 2.0 Ga (Hamilton, 1998), as emphasized by the first occurrence of high pressure-low temperature subduction-related eclogites (Collins et al., 2004). Composite Archean and Paleoproterozoic cratons, which underwent minor subsequent tectonic reactivation are ideal terrains to study this major geodynamic evolution. Furthermore, the understanding of the tectonic changes in early Precambrian cratons is of major importance considering ore mineralization processes. The Terre Adélie Craton (TAC) (Fig. 1) is built up by two crustal domains (Monnier et al., 1996): (1) a Neoarchean to Siderian (2.7 to 2.42 Ga) domain, below referred as the Neoarchean domain, to the East and (2) a Statherian (1.7 Ga) domain below referred as the Paleoproterozoic domain to the West. These domains have been interpreted as two accreted terranes delimited by a major tectonic boundary, the Zéléé shear zone (Monnier et al., 1996; Pelletier et al., 1999). The main tectono-metamorphic event structuring the Paleoproterozoic domain and resulting in the craton stabilization has been dated at about 1.7 Ga (Peucat et al., 1999a; Pelletier et al., 2002). In contrast, the Neoarchean basement which was formed at *ca.* 2.8-2.7 Ga (Nd model ages) suffered a polyphased evolution with a late and major event at *ca.* 2.5-2.4 Ga (Ménot et al., 1999, 2005; Peucat et al., 1999b). In this domain, ages at *ca.* 1.7 Ga are considered either as a local thermal resetting related to discrete shear zones (Oliver and Fanning, 2002; SHRIMP U-Pb zircon) or as a regional pervasive thermal event (Di Vincenzo et al., 2007; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe biotite datings). Consequently, the late tectonic and metamorphic history of the Neoarchean domain appears to be complex and controversial, and it appears necessary to precise the P,T,t evolution of this domain to discriminate the different events. Thus, the Paleoproterozoic evolution needs to be re-appraised in order to estimate the spatial extension of tectonic reworking in an already cooled Neoarchean continental crust. In this paper we question the main following points: (1) in terms of geochronological and structural overprinting within the Neoarchean basement, is the 1.7 Ga resetting, localized or at a regional scale? (2) What was the geodynamic context at 1.7 Ga that may explain the relationships between the Neoarchean and Paleoproterozoic domains? In that scope, we

propose a reassessment of the geodynamic evolution in the light of new geochronological data, by a multimethod approach, combining Th-U-Pb dating of monazite and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of amphibole, biotite and muscovite.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Antarctic continent divides in two parts: West and East Antarctica, limited by the Transantarctic Mountains range. While the West Antarctica remains active today, the East Antarctica is a stable craton, amalgamated during the Ross orogeny at *ca.* 530 Ma (Tingey, 1991; Fitzsimons, 2000, 2003). Most of the East Antarctic shield recorded tectono-thermal activity during the Grenvillian orogeny at *ca.* 1 Ga (Fitzsimons, 2000) with the noticeable exception of the Mawson continent (Fanning et al., 1995) that is considered to be devoid of any significant reworking after 1.5 Ga. The Mawson continent probably corresponds to a large portion of the unexposed East Antarctica basement, but its accurate extension is rather difficult to constrain (see Fitzsimons, 2003). According to Fanning et al., (1995, 2003), it includes the Terre Adélie and George Vth Land (the Terre Adélie Craton of Peucat et al., 1999a) and the Miller Range in the Central Transantarctic Mountains. Further North, it extends to the South Australian's Gawler craton and Curnamona craton. Within the Mawson block, the composite Terre Adélie Craton (TAC) extends along the Antarctic coast between at least 136.4°E and 144.5°E and represents the easternmost area of the East Antarctic Shield (Fig. 1). The eastern boundary is marked by the prominent Mertz Shear zone (144.3°E) (Talarico and Kleinschmidt, 2003), which separates the Archean and Proterozoic basement of the TAC from the Ross-Delamerian crystalline basement including granitoids and metasediments from the Cape Webb area (Fanning et al., 2002, 2003; Di Vincenzo et al., 2007). These latter mark the western boundary of the Ross orogen that extends eastwards into the Oates Land. The western boundary is not properly defined due to the lack of exposure and suitable geophysical information. Rocher X (136.4°E) is the westernmost outcrop related to the TAC. Further west, outcrops in the Windmill Islands display Archean and Proterozoic material strongly affected by a late Mesoproterozoic orogeny (ref in Fitzsimons, 2003).

The TAC exposure is restricted to hectometre to kilometre square islands and capes scattered along

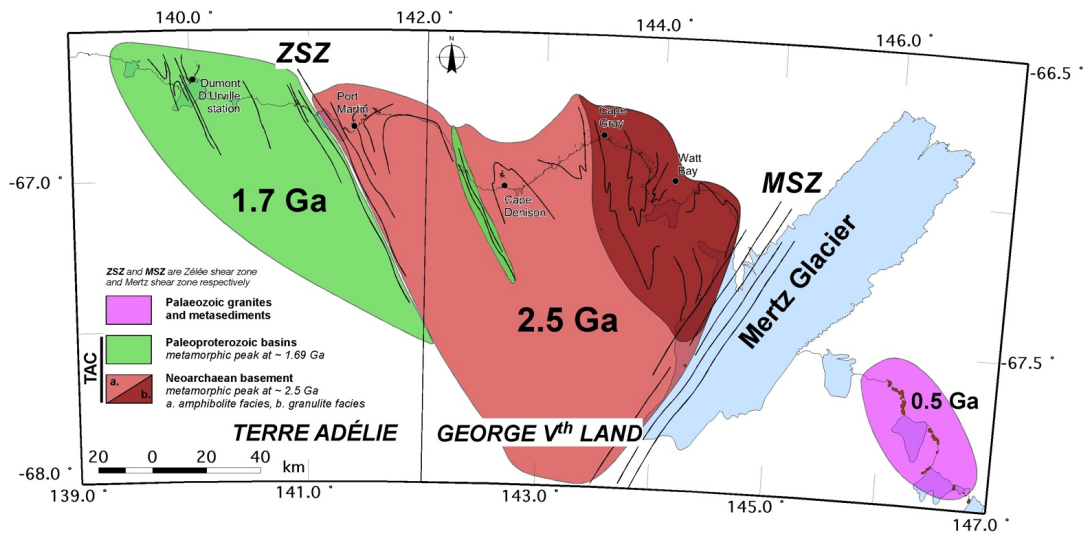


Figure 1. synthetic geological map of the Terre Adélie Craton (after Ménot et al. 2007) ; Green areas are Paleoproterozoic in age and correspond to the Dumont D'Urville (DDU) and Cape Hunter (CH) Basins ; Reddish areas are Archean in age, the darker part to the East refers to the deep granulitic crust, and the brighter part refers to the intermediate to upper amphibolitic crust. MSZ is for Mertz shear zone and ZSZ for Zélée shear zone.

the coastline and to few nunataks, mainly in the inland area of the Commonwealth Bay (Fig. 2). Due to extremely well exposed polished glacial surfaces and the absence of any alteration allow an excellent field analysis in the scattered islands along the coast. Within the basement of the TAC, two domains are recognized with regard to their ages and lithologies (Monnier et al., 1996; Ménot et al., 1999; Peucat et al., 1999a). (1) To the East, a complex Neoarchaeal crust (2.8 to 2.42 Ga) crops out from the Mertz glacier (144.3° E) to the Zélée glacier (141.31° E). (2) Juxtaposed to the west of this former domain, a Paleoproterozoic metasedimentary domain is known as the Dumont D'Urville basin (DDU) which probably extends further west to Rocher Janet (139.1° E), Rocher X and Rocher Mathieu (136.4° E) (Ménot et al., 2007).

2.1. The Neoarchaeal domain

The Neoarchaeal crust subdivides into two metamorphic units (Ménot et al., 2005): (1) a granulitic facies deep crust to the east, and (2) an amphibolitic facies intermediate to upper crust to the west. (1) The deep crust is build up by both orthogneisses of felsic to mafic composition and metasediments, mainly metapelites and subordinate marbles and quartzites. This lower crust suffered a polyphased and long-lived tectonic and metamorphic evolution from granulite facies conditions (peak conditions at $T \geq 800^\circ\text{C}$ and P up to 9

± 1.5 kbar), down to amphibolite facies conditions (550°C , 5 kbar) for subsequent retrogression (Pelletier et al., 2001). This evolution occurred from 2.5 Ga (initial granulitic event) to 2.42 Ga (retrogression and related partial melting) (Ménot et al., 2005 and ref. therein). At a regional scale, two successive metamorphic foliations are identified, evidenced by granulite and amphibolite facies parageneses respectively. The granulitic foliation, when preserved from transposition, is relatively flat, gently dipping to the South. The amphibolite foliation is steeper and associated with centimetre to hectometre isoclinal folds (Ménot et al., 2005). Further horizontal boudinaged mafic rods and calc-silicate layers, parallel to the N140 mineral stretching lineation indicate horizontal flow in the deep crust (Duclaux et al., 2007). These later fabrics are compatible with the dome shape structure of the deep crustal part of the Neoarchaeal domain.

(2) In the intermediate to upper crust, gneissic basement is intruded by prominent monzogranodiorite plutons and laccoliths together with aluminous pink granites and mafic dikes. All these granitoids display complex mingling and assimilation processes features. The syntectonic intrusion of the monzogranodiorites and the coeval amphibolite facies metamorphism was dated at *ca.* 2.44 Ga by U-Pb on zircons in the Port Martin area (Monnier et al., 1996; Peucat et al., 1999b). The regional foliation trend changes from N70 to N150 approaching the Zélée shear zone to the West and

the narrow Cape Hunter basin to the East (fig. 1). Localized centimetre to meter-scale steep shear zones are present in both crustal levels. These shear zones indicate conjugate dextral and sinistral sense of shear, with a dominant dextral motion to the East. They display greenschist facies biotite-chlorite assemblages, acting as plumbing systems for fluid circulation.

2.2. The Paleoproterozoic domain

This domain concerns two distinct Paleoproterozoic basins (Fig. 1 and 2): (1) To the East (142.1°E), the narrow basin of Cape Hunter (CH) between the Cape Denison and the Point Alden is characterized by the exposure of a 500 meters wide zone of phyllites squeezed within the intermediate Neoproterozoic crust. The contacts between the Neoproterozoic basement and the basin have not been identified on the field due to important ice cover. The Cape Hunter sediments are mainly pelitic with a slight volcanic component dated by a SHRIMP zircon age at 1765 ± 8 Ma (Oliver and Fanning, 1997). Subsequent recrystallization occurred under greenschist facies conditions (350–500° C at 4–5 kbar) (Oliver and Fanning, 1997). These phyllites present a penetrative vertical foliation associated with upright folds with vertical axial planes (Ménot et al. 2005).

(2) To the West of the Neoproterozoic domain, the Dumont D'Urville basin (DDU) is exposed in the Cape Jules (140.5°E), the Cape Bienvenüe (140.3°E), and the Pointe Géologie Archipelago (139.8–140°E). These three places show a metasedimentary sequence dominated by metapelites including subordinate metagraywackes and dismembered layers of metafelsites and calc-silicates (Monnier et al., 1996). These lithologies are affected by extensive partial melting and intruded by synkinematic granitic and mafic dykes, and locally by synkinematic gabbroic plutons (Pelletier et al., 2002). Metapelites are equilibrated under HT–LP metamorphic conditions, with peak conditions at 650–750°C and 4–6 kbar (Monnier, 1995; Pelletier et al., 2002). The evolution of the DDU basin is bracketed by the 1.72 Ga minimum sediments deposition age, and the 1.69 Ga peak of metamorphism (Peucat et al., 1999a). Regional foliation trajectories reveal two main structure types, both associated with migmatization: (1) large dome-shaped structures with a flat-lying to gently dipping composite foliation, and (2) kilometre-scale vertical shear zones (Pelletier et al., 2002; Gapais et al., in press). These authors propose that the volume of

the vertical shear zones widened at the expense of that of the domes with an increasing dextral strike slip component when approaching the Neoproterozoic domain, acting as a rigid block (fig.1 in Pelletier et al., 2002).

3. ANALYTICAL SETTINGS

3.1. Electron microprobe dating of monazites

Monazites from 13 samples (described in Table 1) have been dated with a Cameca Camebax and Cameca SX100 electron microprobes by using the method described in Goncalves et al. (2004). Analytical settings have been defined to a tension of 15 kV and an intensity of 150 nA and a electron beam radius of around 3–4 μm . Ages have been calculated following the statistical Th–U–Pb method of Montel et al. (1996) and are summarized in table 1. The in situ analyses have been modelled according to least-squares fit equation for a Gaussian distribution (Montel et al., 1996). Chi square test (Montel et al., 1996) and Mean Squared Weighted Deviation (MSWD) (Wendt and Carl, 1991) are used as "goodness of fit test" for validity of the model.

3.2. ^{39}Ar – ^{40}Ar analytical procedure

Single grains of biotite (14 samples), muscovite (2 samples) and amphibole (3 samples) were hand-picked under a binocular microscope from 125–250 μm mineral fractions, after using magnetic and heavy liquid separation methods. Samples were wrapped in Al foil to form small packets (11 x 11 mm) that were stacked up to form a pile within which standards were inserted every 11–12 samples. The irradiation standard was amphibole Hb3gr (1071.7 ± 5.4 Ma; Turner et al., 1971; Roddick, 1983; Jourdan et al., 2006). The irradiation was performed at the McMaster reactor (Hamilton, Canada) and lasted 120 hr (5C position, total fluence of $9 \times 10^{18} \text{ n.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$). The sample and standards arrangement within the irradiation allows us to monitor the flux gradient with a precision as low as ± 0.2 %. The step-heating experiments on single grains were described by Ruffet et al. (1991, 1995). CO₂-laser step-heating experiments were analysed on a Map215[©] and on a VG3600[©] mass spectrometers. Blanks were performed routinely every three steps, and subtracted from subsequent sample gas fractions. Isotopic measurements are corrected for K, Ca and Cl isotopic interferences and mass discrimination. It is commonly admitted that a plateau age is obtained when apparent ages of at least three consecutive steps, comprising a

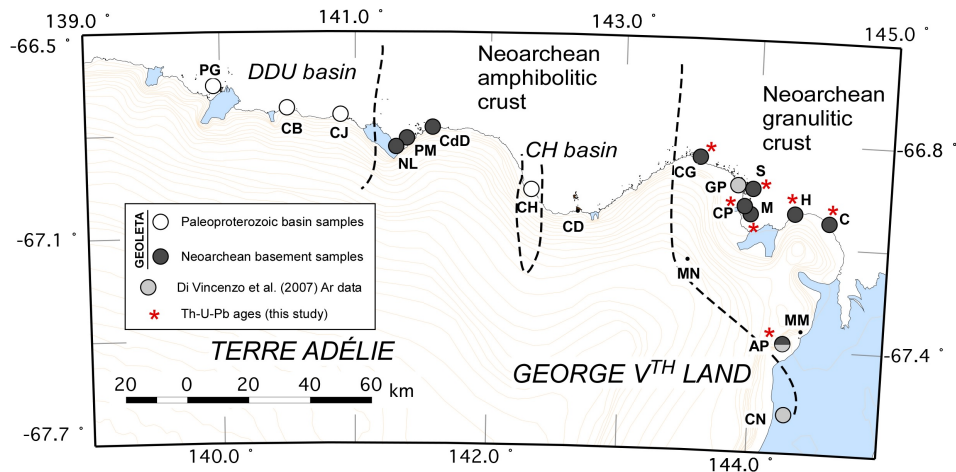


Figure 2. detailed samples location. Filled circles indicate location of new ages obtained for the Neoproterozoic domain and open circles to the Paleoproterozoic domain. Grey circles indicate the location of Di Vincenzo et al., 2007 samples locations. From West to East, PG: Pointe Géologie, CB: Cap Bienvenue, CJ: Cap Jules, NL: Nunatak Lacroix, PM: Port Martin, CdD: Cap de la Découverte, CH: Cape Hunter, CD: Cape Denison, MN: Madigan Nunatak, CG: Cape Grey, GP: Garnet Point, S: Stillwell Island, CP: Cape Pigeon, M: Moyes Archipelago, H: Hodgemann Archipelago, C: Close Island, MM: Murchinson Mounts, AP: Aurora Peak, CN: Correll Nunatak.

minimum of 70 % of the ^{39}Ar released, agree within 2σ error bars with the integrated age of the plateau segment. Nevertheless, pseudo-plateau ages can be calculated with less than 70% of the ^{39}Ar released. All errors are quoted at the 1σ level and do not include the errors on the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$ ratio and age of the monitor. The error on the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$ ratio of the monitor is included in the plateau age calculation.

4. RESULTS

The results obtained for Th-U-Pb electron probe dating are reported in Table 2 and summarized in Fig. 3. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results are displayed in Table 3 and shown in Figs. 4, 5 and 6. Data are described according to their geological context and geographical location (Fig. 2).

4.1. The Neoproterozoic domain

4.1.1. The eastern granulitic Neoproterozoic crust: Monazites ages from 13 samples from the granulitic crust exposed from the west of the Mertz glacier to the Cape Gray are detailed below. The 123 in situ analyses of monazites are presented as separated Gaussian curves with time in the abscissa (in Ma) and are compiled on a cumulative Gaussian curve corresponding to age frequencies (Fig. 3A). This curve displays two clear age peaks at 2502 ± 12 Ma and 1788 ± 14 Ma with MSWD greater than 5. The two populations ages are not properly representative of geologic event as they

include some inheritance and mixing ages due to Pb loss (see below for details). Nevertheless, these data indicate clearly two stages of monazite growth. In the $\text{PbO}/\text{ThO}_2^*$ versus age diagram of Suzuki et al. (1991) (fig. 3A), data plot on a single linear trend. This line slope is smaller (4.82×10^{-11}) than the Th radioactive decay constant ($^{232}\lambda = 4.9475 \times 10^{-11}$), indicating that some part of radiogenic Pb is produced by the U decay and that some initial non-radiogenic Pb might remain in the monazites. In a PbO versus ThO_2^* diagram (Fig. 3B), most of the data align along two linear trends corresponding to a 2.45 Ga (filled circle analyses) and a 1.7 Ga (filled squared analyses) event ages. Data scattered between this two age lines record Pb loss induced by partial resetting of the monazite chronometer probably at 1.7 Ga. Except for two samples, all the 1.7 Ga monazites have low ThO_2^* content.

Detailed analytical results for each site are given in appendix. Here, we develop results from three samples from C Island (in the Watt Bay) selected for their striking field relationships. They well illustrate the general evolution of the Neoproterozoic granulitic crust. A fluid rich mylonitic shear zone (GD04-147) (photo C) dated at 1696 ± 44 Ma (MSWD 0.76) cross-cut an isotropic hectometre tonalitic body (GD04-149) dated at 2433 ± 34 Ma (MSWD 1.18) that includes a foliated mafic xenoliths (GD04-148) dated at 2629 ± 22 Ma (MSWD 2.50). Both the tonalitic orthogneiss and

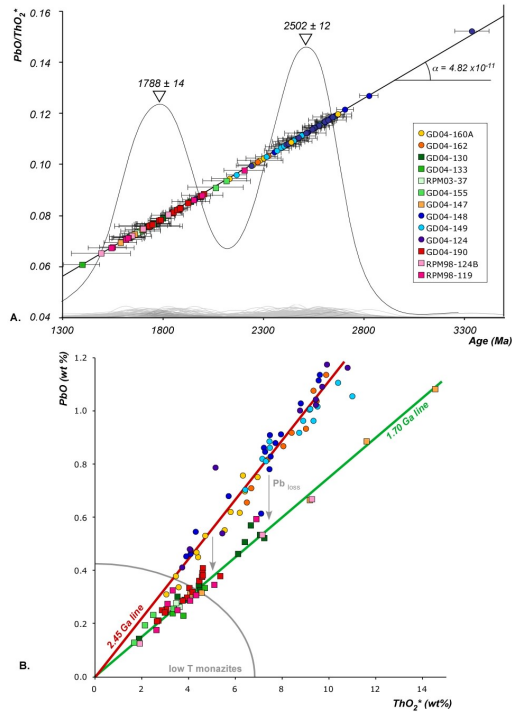


Figure 3. Monazites data for the Deep Neoproterozoic crust. A. PbO/ThO₂* versus age diagram. Data aligns along a trend slightly lower than the Th decay constant. Ages frequencies are represented by a Gaussian cumulative distribution curve and illustrates 2 main monazites growth events ; B. PbO versus ThO₂* diagram (after Suzuki et al., 1991). Analyses plot on 2 distinct trends relative to the monazite growth age at 2.45 Ga and 1.70 Ga. Intermediate analyses correspond to 2.45 Ga monazites reset by Pb loss during later fluid circulation along narrow shear zones.

its mafic enclaves suffered granulite facies conditions. In contrast to monazites from shear zones within the Neoproterozoic crust, monazite ages from Aurora Peak, adjacent to the MSZ, record a slightly younger ages at 1619 ± 48 Ma (MSWD 0.97). In the Neoproterozoic granulitic crust, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of biotites (Fig. 4) display rather flat age spectra allowing plateau age calculations in the range 1509 ± 3 Ma (sample GD04-120, Stillwell Island) to 1702 ± 3 Ma (GD04-183, Cape Gray), with intermediate plateau ages at 1537 ± 3 Ma (sample GD04-174, Close Island) and 1612 ± 3 Ma (sample GD04-126, Cape Pigeon).

4.1.2. The western amphibolitic Neoproterozoic crust: In comparison with biotites from the granulitic crust, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of biotites from the amphibolitic crust (Fig. 5) display slightly disturbed age spectra with slight humped shapes, excepted sample PMA13. Such hump shapes indicate a slight chloritisation of the biotites (Ruffet et al., 1991). These authors suggested that the high

temperature pseudo-plateau ages could be the best estimates of the true ages of the analysed biotites. Calculated plateau and pseudo-plateau ages are globally older and less scattered than $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite ages from granulitic domain. They range between 1678 ± 3 Ma (PMA14C, Port Martin) and 1700 ± 3 Ma in (GD04-216, Cap de la Découverte), with intermediate ages at 1681 ± 3 Ma (PMA13, Port Martin) and 1687 ± 3 Ma also in Port Martin (PMA14A, Fig. 7E).

4.2. Paleoproterozoic basins

4.2.1. The Cape Hunter basin: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a muscovite (AP99-24, Fig. 7D) from the Cape Hunter phyllites yields a saddle shaped age spectrum. Such age spectrum for a single grain of muscovite have been interpreted to reflect the mixing of two age components, an inherited or initial mineral phase and a recrystallized or neocrystallized phase, which can be linked or not to deformation (Cheilletz et al., 1999; Tremblay et al., 2000; Castonguay et al., 2001; Alexandrov et al., 2002). The saddle-shaped age spectrum results from the existence of different reservoirs with distinct argon compositions in the partially recrystallized muscovite grains, with “shifted” argon degassing of a primary unrecrystallized domain and a neo- or re-crystallized one. This younger neo- or re-crystallized subdomain characterizes either a disturbing event, at or younger than 1589 ± 3 Ma, disconnected of the crystallization of the initial muscovite occurring at or before ca.1640. It could also represent the last isotopic record during a protracted (re)crystallization history, between 1640 Ma and 1589 Ma.

4.2.2. The Dumont D’Urville basin: In the western part of Dumont D’Urville Basin, Cap Jules samples exhibit $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages in all analysed amphibole and biotite samples. Biotite ages range between 1643 ± 3 Ma (JJP98-6) and 1664 ± 3 Ma (JJP98-17), with an intermediate age of 1654 ± 3 Ma (sample JJP98-18). Amphibole ages range between 1678 ± 3 Ma (JJP98-17) and 1691 ± 7 Ma (JJP98-18), with an intermediate age of 1682 ± 12 Ma (JJP98-6). Cap Bienvenue biotite sample display a pseudo-plateau age of 1606 ± 3 Ma (JJP98-4). Amphibole from the same locality records a plateau age of 1651 ± 3 Ma (AP99-36). Finally, Pointe Géologie samples yield a plateau age of 1567.2 ± 2.2 Ma (biotite OM110-1) and a pseudo-plateau age of 1576.8 ± 3.6 Ma (muscovite DDU89). This clearly points out decreasing plateau ages from East to West in the Dumont

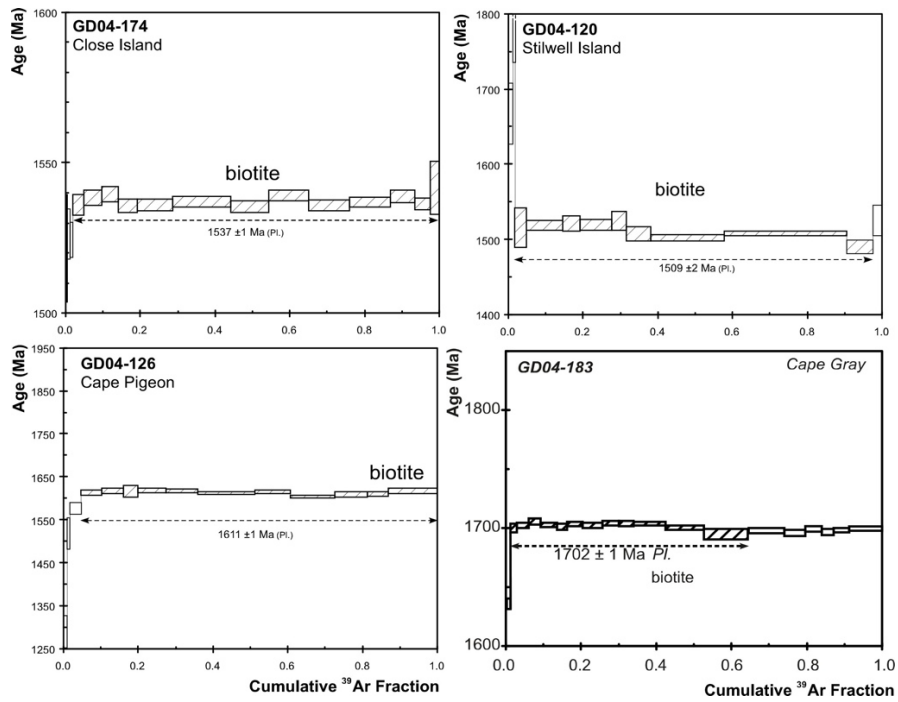


Figure 4. Argon spectra for the Deep Neoproterozoic crust.

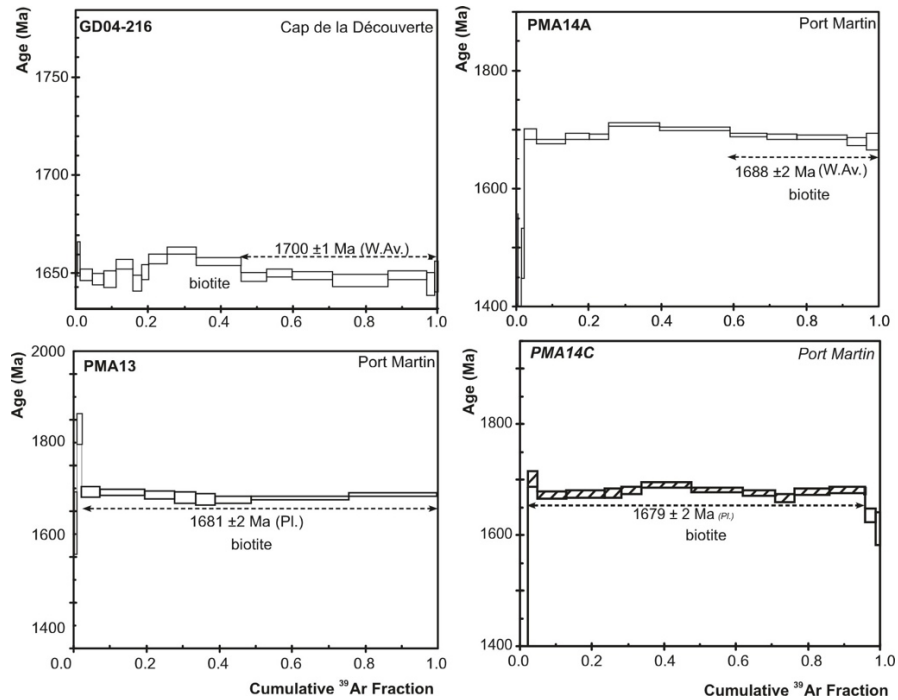


Figure 5. Argon spectra for the Intermediate to upper Neoproterozoic crust.

d'Urville basin, i.e. from Cape Jules towards Pointe Géologie.

5. DISCUSSION

In the following section, we interpret the new Th-U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological data pre-

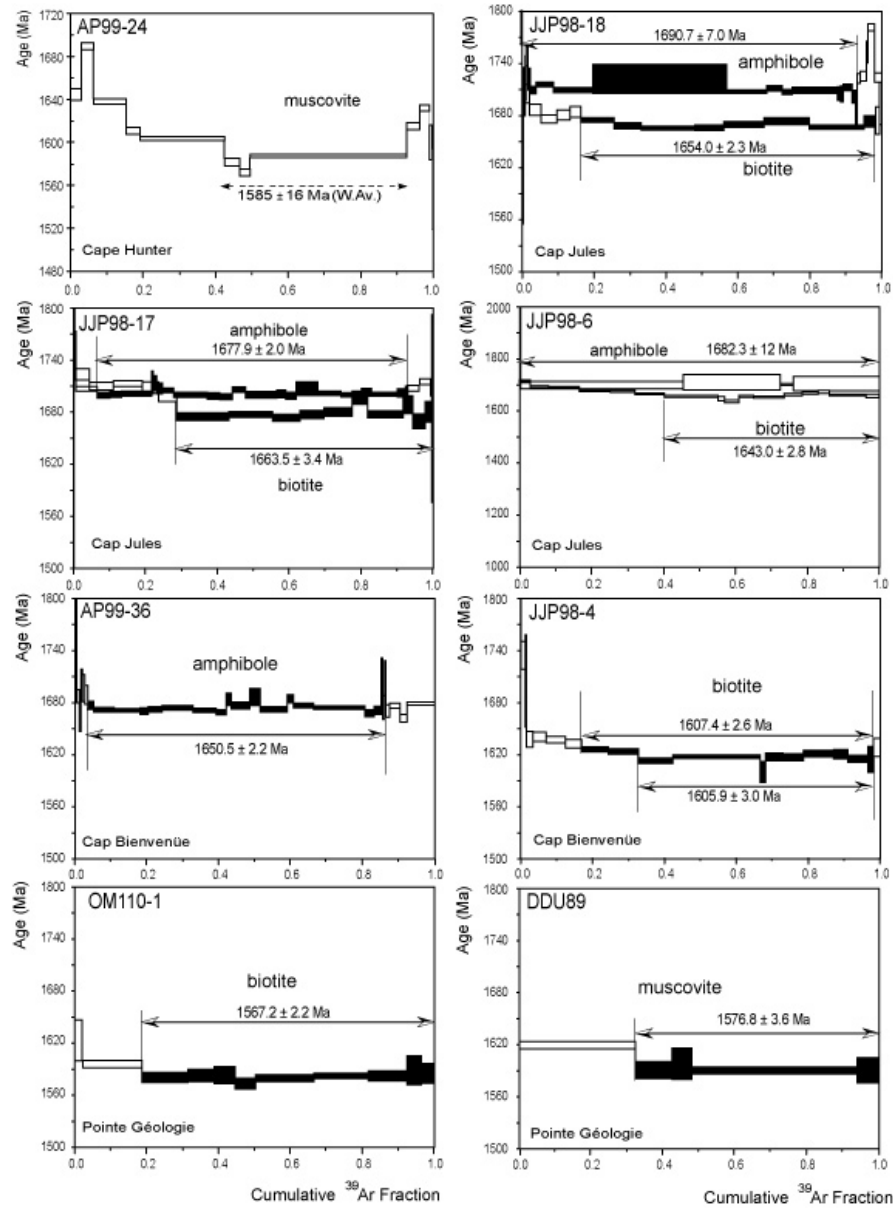


Figure 6. Argon spectra for the Paleoproterozoic basins.

sented above together with previously published ages (Peucat et al., 1999a, 1999b; Oliver and Fanning, 2002; Di Vincenzo et al., 2007). The aim of the present paper is to evidence the tectonic history and geodynamic evolution of the TAC's different domains. Scattered ages seem to indicate a three steps tectonic history reworking a 2.8-2.6 Ga juvenile crust.

5.1. Significance of the Th-U-Pb monazite and U-Pb zircon data

5.1.1. *The Neoproterozoic granulitic crust:* Monazite analyses from the deep Neoproterozoic crust illustrate a complex and polyphase tectonic and metamorphic evolution with two major events, occasional inheritance, and partial resetting induced by Pb loss. Monazites from preserved granulite and amphibolite facies rocks record a major tectonothermal event between 2477 and 2433 Ma. This range is interpreted to be the age of the

HT granulite facies metamorphism and of the subsequent migmatization during amphibolite facies retrogression around 2.45 -2.43 Ga. Zircons dated by Peucat et al (1999b) and Oliver and Fanning (2002) record U-Pb SHRIMP ages around 2.44 Ga. Monazites from sample GD04-148, a mafic xenolith, and from sample GD04-124, an anatectic granite, display age populations of respectively *ca.* 2.63 Ga and *ca.* 2.59 Ga. . These older ages may refer to a previous major period of continental crust genesis evidenced by ages of inherited zircon cores between 2.55 and 2.68 Ga and by Nd model ages between 2.6 and 2.8 Ga (Peucat et al., 1999b). The second major event corresponds to the 1696 to 1712 Ma population ages. This population age is represented all over the granulitic crust, but it is localized on decimetre to meter scale shear zones. A good example of such a repartition comes from C Island (Fig. 7C), where GD04-147 (shear zone: 1696 Ma) and GD04-149 (isotropic granulitic tonalite: 2433 Ma) samples are separated by only some meters. Then neither the isotropic granitoid sample nor the xenoliths record any latter resetting. A zircon SHRIMP U-Pb age at 1.70 Ga has also been obtained by Oliver and Fanning (2002) in a sheared Neoproterozoic Opx bearing mafic gneiss from Madigan Nunatak, south of the Cape Denison.

The population age between 2.2 Ga and 1.82 Ga is rather not easily interpreted in terms of tectonic reactivation. Monazites dated in this age range are relatively poor in ThO₂ (≤ 7 wt%, see Table 1), which seems to be symptomatic of low temperature reequilibration (Wing et al, 2003). Furthermore, some monazites (GD04-130, GD04-190, RPM98-119, RPM03-37) indicate a clear Pb loss that may be ascribed to the *ca.* 1.7 Ga event. Metapelites GD04-155 and RPM03-37, associated with carbonates, record a poorly defined age at *ca.* 2090 Ma. This age argues for a Neoproterozoic protolith age partially reset by Pb loss during later fluid circulation. Thus, we conclude that the metasediments in the Moyes archipelago belong to the Neoproterozoic domain as they record a high-grade metamorphic imprint prior to 2.1 Ga. As suggested by Oliver and Fanning (2002) for Madigan Nunatak and new data from the Cape Gray (GD04-190) or C Island (GD04-147), the 1.7 Ga tectonic reactivation localized in shear zones marked by ultramylonites under low grade conditions is associated with fluid circulation. Here, we evidence that the transition zone between the granulitic and the amphibolitic subdomains may define a major rheological boundary within the Neoproterozoic crust.

5.1.2. The Neoproterozoic amphibolitic crust: In the intermediate to upper crustal Neoproterozoic sub-domain, zircons dated by Peucat et al. (1999b) record a main magmatic and associated tectono-metamorphic events at *ca.* 2.44 Ga. Inherited zircons in the grey gneisses of the Port Martin and Cape Denison areas record a similar early history between 2.7 and 2.6 Ga arguing for a major rejuvenation event between 2.5 and 2.43 Ga.

5.1.3. Paleoproterozoic basins: In the Paleoproterozoic domain, published U-Pb ages from Peucat et al. (1999) for the Dumont D'Urville Basin migmatites range between 1712 ± 7 Ma (zircon from sample JJP98-6) and 1695 ± 5 Ma (monazite from sample OM110-1) and allow to define the metamorphic peak at 1700 ± 10 Ma everywhere in the basin.

5.2. Significance of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data

5.2.1. The Neoproterozoic granulitic crust: To the Eastern margin of the TAC, along the Mertz shear zone, ages ranging from 1492 ± 11 to 1559 ± 08 Ma at the Corell Nunatak (in the amphibolitic crust along the Mertz Shear zone (Fig. 7A,B)) and 1502 ± 09 Ma at the Aurora Peak (in granulite facies) are discussed by Di Vincenzo et al. (2007). We obtained biotite plateau ages in a similar range: 1509 ± 03 Ma at Stillwell Island and 1537 ± 03 Ma on Close Island, supporting a thermal event along the Mertz shear zone during the 1500-1550 Ma time range. The biotite age from Cape Pigeon (GD04-126) shear zone sample is slightly older (1612 Ma) than this age range. This latter is interpreted as being due to excess ^{40}Ar as biotite can be a sink of excess ^{40}Ar during fluid circulation within the shear zone, (Arnaud et al., 1995) The biotite plateau age of 1702 ± 03 Ma (GD04-183) in the Cape Gray, tens of kilometres to the West, indicates that the 1500-1550 Ma thermal overprinting is localized and not pervasive within the rest of the craton. Contrary to biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data, showing plateau or mini-plateau ages in almost all samples, amphibole $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data from Di Vincenzo et al. (2007) show highly disturbed spectra. Indeed, their $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe data range between 1722 Ma and 2402 Ma. They interpreted the variations older than 1.7 Ga as reflecting the presence of excess ^{40}Ar in the analysed samples that could be ascribed to other mineral inclusions such as clinopyroxene. They further ascribed the 1.7 Ga ages as reflecting a "real" tectonometamorphic event. Moreover, the 1.50-1.55 Ga event has not totally reset the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole chronometer

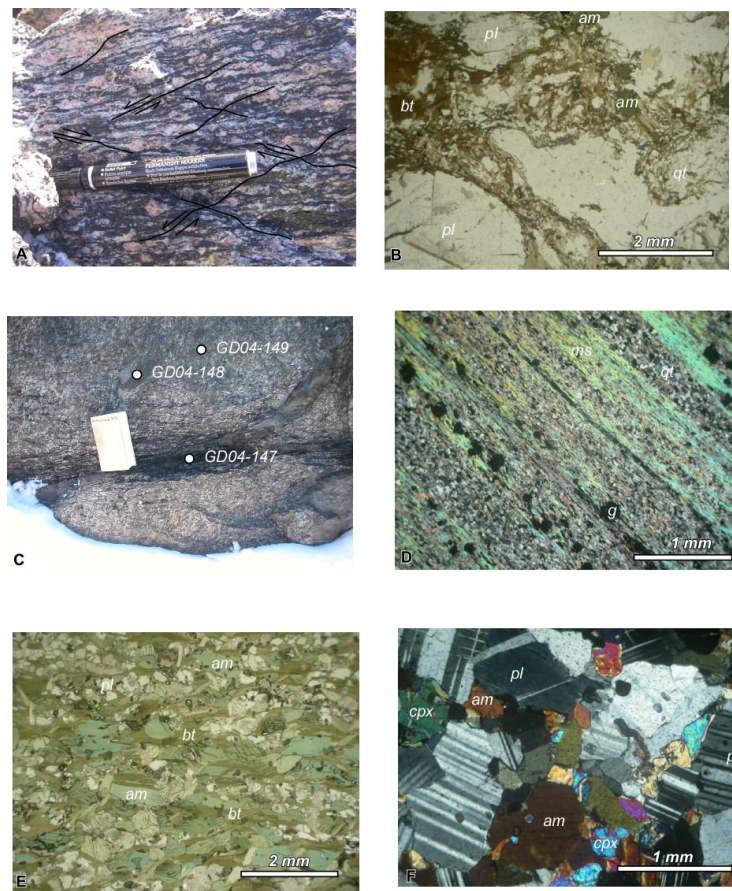


Figure 7. Photography plate. A and B: Strained and meta-granodiorites from Correll Nunatak recrystallized under greenschist facies conditions. Picture A illustrates the conjugate senses of shear observed on the Mertz Shear zone; Picture B shows the replacement of amphibole by biotite along shear zones; C. C Island samples relationship underlining the small scale 1.7 Ga resetting along narrow shear zones within the Neoproterozoic crust (see text for details); D. Microscope view of the Cape Hunter phyllite. A primary stratification remain recognisable, underlined by qt-rich and ms-rich layers alternation. E. Port Martin mafic xenolith (PMA14A) illustrating the static retrogression of amphiboles in green biotite; F. Syntectonic gabbro from the Cap Jules (JJP98-17) illustrating the preservation of magmatic fabric.

as ages older of 1.7 and \approx 1.9 Ga are obtained (Di Vincenzo et al. 2007). Thus this late 1.50-1.55 Ga Ga thermal resetting seems to have occurred under low temperature conditions, not exceeding amphibolite facies temperature range (\approx 500°C).

5.2.2. The Neoproterozoic amphibolite crust: Biotite samples exhibit plateau ages between 1678 ± 03 Ma (Port Martin) and 1700 ± 03 Ma (Cap de la Découverte). Some samples show only a mini-plateau age in agreement with other plateau ages. In fact, this is due to a small disturbance in the low temperature part of the spectra (Port Martin and Cap de la Découverte samples). We interpret this low temperature disturbance as the effect of a short-lived thermal event close to the closure temperature of the Ar system in biotite (300-350°C - Villa, 1998). This short-lived event is likely to be

the 1500 Ma event as it is well evidenced close to the MSZ.

5.2.3. Paleoproterozoic basins: In the Dumont D'Urville Basin, all biotite samples show plateau ages. The plateau ages range between 1567.2 ± 2.2 Ma (Pointe Géologie) and 1690.7 ± 7.0 Ma (Cap Jules). Furthermore, the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data evidence a space and time gradient, decreasing ages from East to West, as already noted for amphibole ages. In contrast, U-Pb ages (data from Peucat et al., 1999a; Pelletier et al., 2002 and unpublished data) are similar from Pointe Géologie to Cap Jules. Consequently, we interpret the lateral $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite age gradient as reflecting a variation in the exhumation rate. According to the P-T estimates of Pelletier et al., 2002, a geothermal gradient of 35°C.km^{-1} is inferred and for an average crustal

density of 2.7, we estimate an exhumation rate of 0.2 mm.yr^{-1} in the East and 0.1 mm.yr^{-1} in the West. Muscovite ages are similar within error in the Cape Hunter phyllites (maximum age of $1585 \pm 16 \text{ Ma}$) and in the Pointe Géologie migmatites ($1576.8 \pm 3.6 \text{ Ma}$, mini-plateau age). As Pointe Géologie muscovite is $\sim 9 \text{ Ma}$ older than biotite from the same sample, it is in good agreement with a cooling rate of 6°C.Ma^{-1} estimated from the T-t history based on Th-U-Pb ages on monazites and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on biotites.

5.3. Tectonic history

According to the published structural (Ménot et al., 2005; Duclaux et al., 2007) and geochronological (Oliver and Fanning, 1997; Peucat et al., 1999b; Di Vincenzo et al., 2007; this study) data, a tectonic history of the TAC from the Neoproterozoic to the Mesoproterozoic of the TAC is proposed. A structural map of the Neoproterozoic crust and the overlying Cape Hunter basin is presented in figure 8, according to Ménot et al. (2007, figure 2). Then, the tectonic evolution is summarized on figure 9 and can be resumed in four tectonic phases:

(1) The Neoproterozoic phase: a 2.8 to 2.6 Ga juvenile continental crust is metamorphosed under HT granulite to amphibolite facies conditions (Ménot et al. 2005) at around 2.47 Ga. In the eastern TAC, a deep crustal granulitic domain is exhumed in a dome shape structure and deformation is dominated by horizontal constriction. Vertical motions are evidenced by the occurrence of narrow upper crustal sedimentary derived rock pods (Moyes Archipelago) that recrystallized in granulitic conditions (fig. 9A). These observations are in agreement with models of Cagnard et al. (2006), suggesting both vertical and horizontal ductile flow of the weak and warm lower crust. Such weakening of the lower crust can be explained by underplating of large volumes of mantle-derived melts as proposed within the Dharwar craton by Chardon et al. (2002). Such an underplating below the eastern TAC is evidenced by the presence of numerous mafic dikes and sills. It may have induced a high thermal gradient and could be responsible for the crustal scale tilting of the Neoproterozoic domain observed from East to West (fig. 9A). This is supported by the younging of U-Pb ages and the occurrence of upper crustal granodioritic rocks to the west. Therefore, the main structure of the Neoproterozoic domain of the TAC appears to be related to this 2.5 to 2.4 Ga tectonometamorphic event. (2) The opening of the intracontinental Cape

Hunter and Dumont D'Urville basins can be related to a Paleoproterozoic extensional phase (figure 9B). These basins opened synchronously and the minimum age of sediment deposition is constrained by the youngest detrital core zircons ages at 1.76 Ga and 1.72 Ga coming from the Cape Hunter phyllites and the DDU migmatites respectively (Oliver and Fanning, 1997; Peucat et al. 1999a). The protolith of the DDU gneisses (Monnier et al., 1996) indicates a sedimentary origin that might correspond to a mature rift system with strong erosion and transport and to a subordinate silicic igneous contribution (Peucat et al., 1999a). A comparable origin was assumed by Oliver and Fanning (1997) for the Cape Hunter metasediments. The narrow shape of the Cape Hunter Basin is suggested by its extension to the Price Island phyllites, in the South Australian Gawler craton (Oliver and Fanning, 1997). Such a geometry fits well with a transtensive deposition context. In contrast, the Dumont D'Urville basin seems to represent a wider structure with regards to its very thick sediment pile and its regional extension. (3) Then, a Paleoproterozoic transpressive phase is identified by HT metamorphism, crustal anatexis and mantle derived magmatism (Fig. 7F) within the DDU basin (Pointe Géologie area, Peucat et al. 1999a; Pelletier et al., 2002) and new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained essentially in the intermediate to upper crustal Neoproterozoic domain and within the basins (Fig. 9C). In the Neoproterozoic domain, this 1.7 Ga tectono-metamorphic event is featured by an anastomosed shear zone network indicating a global E-W to NE-SW shortening event with slight strike-slip component and recrystallization associated with fluid circulation in decimetre to meter-scale shear zones. This tectono-metamorphic event is rather discrete within the Neoproterozoic basement, where it reactivated previous transcurrent structures. HT (U-Pb) ages are well preserved and were only obtained on highly strained zones due to intense overprinting in the greenschist facies conditions with high fluid/rock ratio. Partial to total resetting of Ar/Ar amphibole chronometer (Di Vincenzo et al., 2007) implies that peak temperature slightly exceeded 550°C (Villa, 1998) inside the Neoproterozoic domain. Along the N30 Mertz shear zone, deformation is mainly coaxial, associated with conjugate sinistral N140 shear bands. Neoproterozoic granulite tectonic lenses were observed in the field within the shear zone suggesting a positive flower structure with exhumation of large rigid blocks in the centre of the shear zone. Deformation occurred at the ductile/ brittle transition

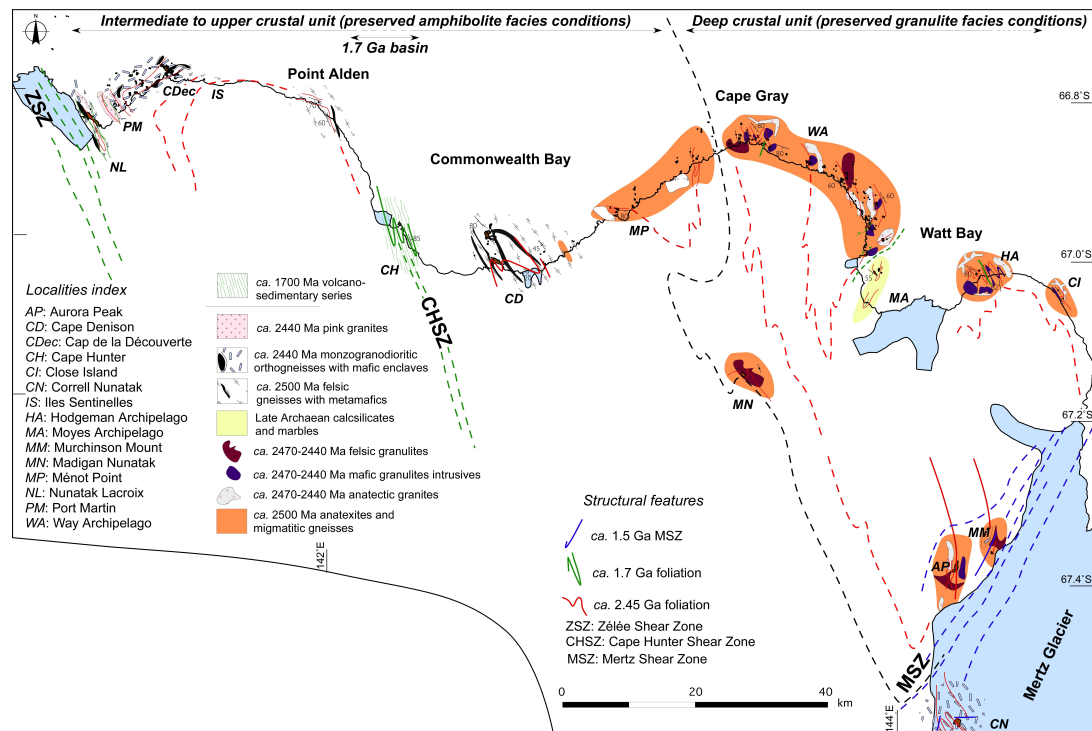


Figure 8. Structural map of the Neoproterozoic crust of the Terre Adélie Craton (after Ménot et al., 2007). Colors of the structural features correspond to their respective ages: Red: 2.5-2.45 Ga event; Green: 1.7 Ga event; Blue: 1.6-1.55 Ga event.

(350-400 °C) as evidenced by biotite/chlorite recrystallization and the cataclastic fabric of quartz and feldspar. In the Paleoproterozoic basins, The Cape Hunter phyllites display upright folding with a vertical foliation and sub-vertical fold axes. This is in agreement with horizontal shortening during basin closure. In the Dumont D'Urville basin, Pelletier et al (2002), Gapais et al. (in press) describe a deformation gradient from dome-shape structures to the West, to vertical shear zones to the East. U-Pb ages date the metamorphic peak conditions at 1.69 Ga for the entire Dumont D'Urville basin. In contrast, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole and biotite ages show a W-E gradient with increasing ages toward the basin eastern rim. Within the basin, in the Pointe Géologie area, exhumation rate is low at 0.1 mm.yr^{-1} and increase eastward up to 0.2 mm.yr^{-1} , in the Cap Jules area. These contrasted exhumation rates are consistent with the deformation gradient. In fact, in a transpressive context, vertical motions are partitioned and increase at the vicinity of the main shear zone (Fossen and Tikoff, 1998; Cruden et al., 2006; Cagnard et al. 2006). As compared to modern orogens, such tectonic uplift rates are one order of magnitude lower. This could be explained either by a slower convergence rate, or a different

deformation mode of the warm lithosphere. In the absence of any estimate of paleo-convergence rates, we cannot discuss the former hypothesis. Nevertheless, deformation of a warm lithosphere is controlled by horizontal flow and tangential movements dominating vertical motions (Rey and Houseman, 2006; Duclaux et al. 2007; Gapais et al., in press).

(4) Finally, a 1550-1500 Ma event is only documented in the Neoproterozoic basement by complete resetting of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite and partial resetting of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole ages only within a restricted area of 20 km wide along the Mertz Shear zone (from Correll Mount to Stillwell Island). Direct datings undertaken on Mertz shear zone samples record a last geochronological event at 1509 Ma (Di Vincenzo et al. 2007), by greenschist grade biotite and chlorite recrystallization. As our samples (e.g. GD04-120) show a static crystallization of biotite, we interpret this event only in terms of fluid circulation and related thermal overprinting. At the regional scale, this event is contemporaneous to the emplacement of the Gawler Range Volcanics (ca. 1.6-1.5 Ga) recorded in the Gawler craton and in the TAC (Blissett et al., 1993; Peucat et al., 2002). This episode of mas-

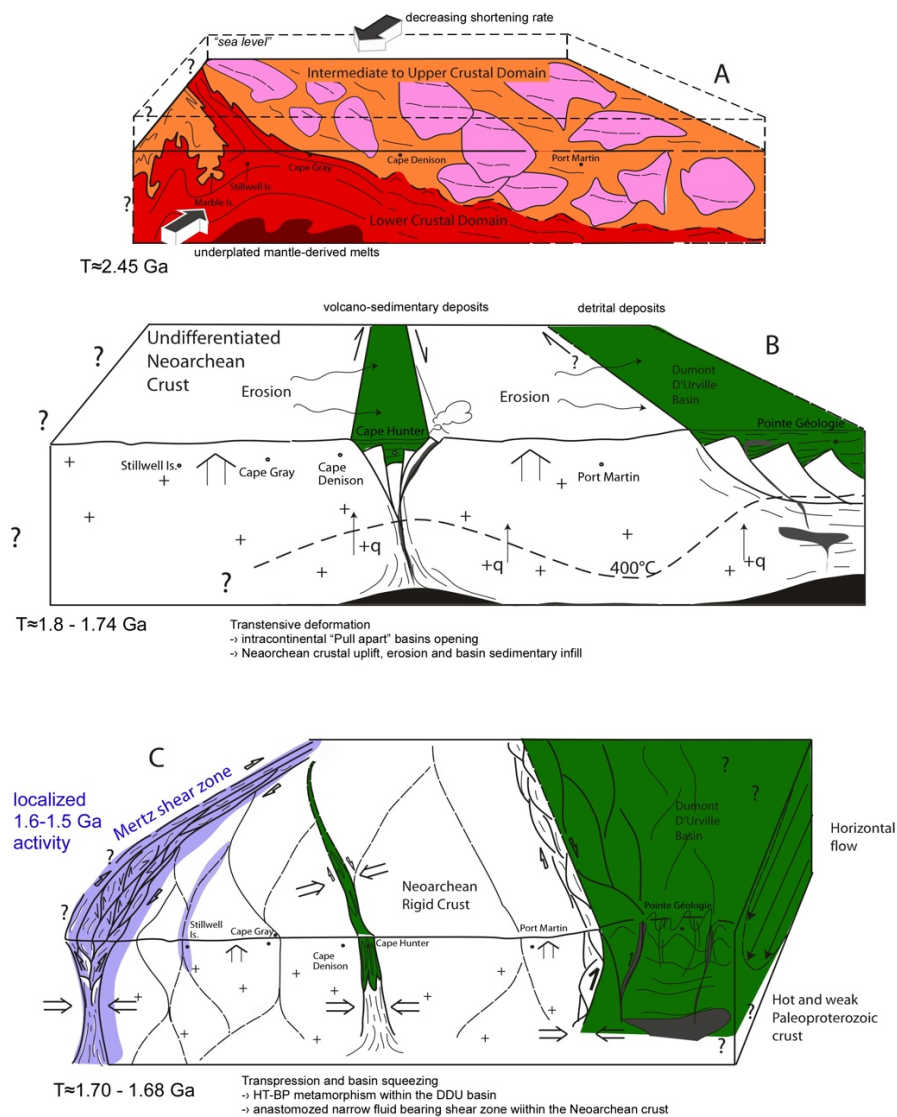


Figure 9. Geodynamic evolution sketch. (A). A major tectono-thermal event reactivated the 2.8-2.6 Ga juvenile crust of the TAC. The deep crust is metamorphosed under granulite facies metamorphism associated with mafic underplating. This is directly followed by retrogression under amphibolite facies conditions and important partial melting and granodioritic magmas emplacement around 2450 Ma. Important lateral flow of the crust favored thinning and acquisition of a dome-shaped structure exhumating the granulitic crustal root. (B). Continuous uplift by mechanical erosion and trans-current basins opening (Cape Hunter and Dumont D'Urville) favored recycling Neoproterozoic material before 1.76 Ga. Basins are filled with detrital material from the surrounding basement in addition to some newly formed magmas. (C). Tectonic convergence and basins closure occurred around 1.7 Ga. Basins were squeezed. The DDU basin record HT-LP metamorphism associated with anatexis. Dome structures developed in the central part of the basin and vertical shear zones concentrated to the west, approaching the cold and strong Neoproterozoic crust. This latter domain acted as a rigid block and developed narrow anastomosed shear zones acting as a plumbing system for fluids circulation. The Mertz Shear zone to the East seems to activate from 1.62 Ga until late activity around 1.51 Ga.

sive magma emplacement is related to intraplate processes and probably linked to mantle plume and partial melting of sub-continental lithosphere (Creaser, 1995). In this global context, the Mertz Shear zone may act as a passive plumbing system for fluid circulation.

6. CONCLUSIONS

The combination of structural and geochronological study allow us to propose a detailed geological scenario for the TAC, from the Neoproterozoic to the Mesoproterozoic. (1) During the Archean period: following a period of crustal generation prior to 2.6 Ga, the Neoproterozoic domain underwent

a major tectono-metamorphic event at *ca.* 2.44 Ga. Retrogression from granulite to amphibolite occurred within a short time period before 2.44 Ga. Exhumation of lower granulitic crust occurred within a dome-shaped structure, and juxtaposition with the upper to intermediate subdomain took place during this orogenic episode (Ménot et al., 2005; Duclaux et al., 2007). (2) During the Paleoproterozoic period: Basin opening occurred in a trans-tensive tectonic context within and above the already exhumed Archean basement, rapidly followed by basin closure at *ca.* 1.7 Ga. Within the already cooled Archean domain, deformation at the ductile/brittle transition is localized on meter-scale anastomosed shear zones. The Mertz shear Zone is active during this period and featured by intense tectonic reactivation. In the DDU basin, the HT deformation is more penetrative at hectometre-scale. Despite slightly contrasted uplift rates between the rim and the centre of the basin, exhumation rates remain low (0.1 to 0.2 mm.yr⁻¹) reflecting massive horizontal flow in the Paleoproterozoic crust. (3) During the Mesoproterozoic period: a large magmatic event affects the Mawson continent. In the studied area, this event is only recorded on the eastern margin of the craton and marked by fluid induced static crystallization of biotite dated between 1.55 and 1.50 Ga. Usually, in general models of continent generation, terranes amalgamation is discussed in order to explain crustal growth processes. In the TAC case, Paleoproterozoic basins seem to have opened directly on the Archean basement and recycled older crust. Then, the TAC is a good example of intracontinental evolution without any evidence of subduction, suture zone and oceanic accretionary collage.

Acknowledgements

This work has been conducted with help and the logistics provided by the French Polar Institute (IPEV) in the frame of the GEOLETA program. Additional funding of analyses was provided by the CNRS (DYETI) program entitled “Deformation of anomalously hot Lithospheres”. We wish to thank the support of the technical staff in Saint-Etienne, Lyon and Nice universities, who allowed the sample preparation and the data acquisition. The help of G. Féraud is thanked for the ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis.

References

Alexandrov, P., G. Ruffet, and A. Cheilletz (2002). Muscovite recrystallization and saddle-shaped ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Ar age spectra: Example from the Blond granite (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (10), 1793–1807.

Arnaud, N.O., Kelley, S.P., (1995), Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira Massif (Western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe ⁴⁰Ar-³⁹Ar technique. *Contrib. Mineral. Petrol.* 121, 1-11.

Blissett, A.H., Creaser, R.A., Daly, S.J., Flint, R.B. and Parker, A.J., (1993), Gawler Range Volcanics. In: Drexel, J.F., Preiss, W.V. and Parker, A.J. Editors. *The Geology of South Australia. Vo. 1. The Precambrian.* Geol. Surv. South Aust., Bull. 54, 107–131.

Cagnard, F., N. Durrieu, D. Gapais, J. P. Brun, and C. Ehlers (2006). Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to precambrian times. *Terra Nova* 18 (1), 72–78.

Castonguay, S., G. Ruffet, A. Tremblay, and G. Féraud (2001). Tectonometamorphic evolution of the Southern Quebec Appalachians: ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of the internal Humber zone. *Bulletin of the Geological Society of America* 113 (1), 144–160.

Chardon, D., J. J. Peucat, M. Jayananda, P. Choukroune, and C. M. Fanning (2002). Archean granite-greenstone tectonics at Kolar (South India): Interplay of diapirism and bulk inhomogeneous contraction during juvenile magmatic accretion. *Tectonics* 21 (3), 7-1 – 7-17.

Cheilletz, A., G. Ruffet, C. Marignac, O. Kolli, D. Gasquet, G. Féraud, and J. P. Bouillin (1999). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): Geodynamic consequences. *Tectonophysics* 306 (1), 97–116.

Collins, A.S. and Reddy, S.M. and Buchan, C. and Mruma, A. (2004) Temporal constraints on Palaeoproterozoic eclogite formation and exhumation (Usagaran Orogen, Tanzania), *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 1-2, 177-194.

Creaser, R.A., 1995. Neodymium isotopic constraints for the origin of Mesoproterozoic silicic magmatism, Gawler Craton, South Australia. *Can J. Earth Sci.* 32, 469–471.

Cruden, A.R., Nasser, M.H.B., and Pysklywec, R., (2006), Surface topography and internal strain variation in wide hot orogens from three-dimensional analogue and two-dimensional numerical models: *Geological Society Special Publication*, 253, p. 79–104.

Di Vincenzo, G., F. Talarico and G. Kleinschmidt, (2007), An ⁴⁰Ar-³⁹Ar investigation of the Mertz Glacier

area (George V Land, Antarctica): implications for the Ross Orogen- East Antarctic Craton relationship and Gondwana reconstruction, *Precambrian Res.*, 152, 93-118.

Duclaux, G., P. Rey, S. Guillot and R.P. Ménot, (2007a), Orogen-parallel flow during continental convergence: Numerical experiments and Archean field examples, *Geology*, 35, 8, 715-718.

Fanning, C. M., Daly, S. J., Bennett, V. C., Ménot, R.P., Peucat, J.J., Oliver, R. L., (1995), The “ Mawson Block ” : once contiguous Archean to Proterozoic crust in the East Antarctic Shield and Gawler Craton, Australia. VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 10-15/09/1995, Sienna, Italy.

Fanning, C.M., Ménot, R.P., Peucat, J.J. and A. Pelletier, (2002) A closer examination of the direct links between southern Australia and Terre Adélie and George V Land. In “Preiss V.P. (Ed.), *Geosciences 2002, Expanding Horizons. Abstracts of the 16th Australian Geological Conference*, vol.67, Adelaide, p.224.

Fanning, C.M., J.J. Peucat and R.P. Ménot, (2003), Whither the Mawson continent? 9th ISAES, Potsdam, Abstract.

Fitzsimons, I. C. W. (2000). A review of tectonic events in the East Antarctic shield and their implications for Gondwana and earlier Supercontinents. *Journal of African Earth Sciences* 31 (1), 3–23.

Fitzsimons, I.C.W. (2003), Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia and their correlation with Antarctica., In Yoshida M., Windley B.F. and Dasgupta S. (Eds), *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*, Geological Society, London, Special Publications, 206, 93-130.

Fossen, H. and B. Tikoff (1998). Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *Geological Society Special Publication* (135), 15–33.

Gapais , D., Pelletier, A., Ménot, R.P., and Peucat, J-J., (2007), Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica), *Precam. Res.*, in press.

Goncalves, P., Nicollet, C., and Montel, J.M., (2004), Petrology and in situ U-Th-Pb monazite geochronology of ultrahigh-temperature metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar. Significance of a petrographical P-T path in a polymetamorphic context: *Journal of Petrology*, v. 45, p. 1923–1957.

Hamilton, W. (1998). Archean tectonics and magmatism. *International Geology Review* 40 (1), 1 – 39.

Jourdan, F., C. Verati, and G. Feraud (2006). Intercalibration of the Hb3gr $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard. *Chemical Geology* 231 (3), 177–189.

Ménot, R.P., Peucat, J.J., Pelletier, A., Fanning, M., (1999), New constrains on the Archean – Proterozoic evolution of the Terre Adélie – George V Land, East Antarctica. *EUG 10, Strasbourg, March28 – April 1999. Abstract vol.*, 122.

Ménot, R.P., A. Pêcher, Y. Rolland, J.J. Peucat, A. Pelletier, G. Duclaux and S. Guillot, (2005), Structural setting of the Neoproterozoic terrains in the Commonwealth Bay Area (143–145°E), Terre Adélie Craton, East Antarctica, *Gondwana Res.*, 8, 1–9.

Ménot, R.P., G. Duclaux, J.J. Peucat, Y. Rolland, S. Guillot, M. Fanning, J. Bascou, D. Gapais, and A. Pêcher (2007). *Geology of the Terre Adélie Craton (135 – 146° E)*, in *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES*, edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 048, 5p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp048 .

Monnier O., (1995), Le socle protérozoïque de Terre Adélie (Antarctique Est) : son évolution tectono-métamorphique et sa place dans les reconstitutions du Proto-Gondwana. Unpublished PhD thesis, Université de Saint Etienne, 321p.

Monnier, O., R.P. Ménot, J.J. Peucat, M. Fanning and A. Giret, (1996), Actualisation des données géologiques sur Terre Adélie (Antarctique Est) : mise en évidence d'un collage tectonique au Paléoproterozoïque, *C.R.Acad.Sci., Paris*, 322, IIa, 55-62.

Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., and Provost, A., (1996), Electron microprobe dating of monazite: *Chemical Geology*, v. 131, p. 37–53.

Oliver, R.L. and C.M. Fanning, (1997), Australia and Antarctica: Precise correlations of Palaeoproterozoic terrains. In Ricci C.A. (Ed.) *The Antarctic Region: geological evolution and processes*. Sienna, Terra Antarctica Publication. 163-172.

Oliver, R.L. and C.M. Fanning, (2002), Proterozoic geology east and southeast of Commonwealth Bay, George V land, Antarctica, and its relationship to that of adjacent Gondwana terranes, in Gamble J.A., Skinner D.N.B and Henry S. (Eds), *Antarctic at the close of a millennium*, The Royal Soc. of N.Z. Bull., 35, 51-58.

Pelletier A., D. Gapais, R.P. Ménot, M. Guiraud, (1999), The 1.7 Ga tectonic and metamorphic event in the Terre Adélie Craton (East Antarctica). . 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Wellington, NZ, July 1999. Abstract vol., 239.

Pelletier A., Ménot R.P., Gapais D. and Peucat J.J., (2001), Late Archaen to Paleoproterozoic Structural and Metamorphic Evolution in the Terre Adélie Craton – East Antarctica, poster presentation, EUG 2001, Strasbourg, abstract p.71.

Pelletier, A., D. Gapais, R.P. Ménot and J.J. Peucat, (2002), Tectonique transpressive en Terre Adélie au

Paléoprotérozoïque (Est Antarctique), C.R. Geoscience, 334, 505-511.

Peucat, J.J., R.P. Ménot, O. Monnier and C.M. Fanning, (1999a), The Terre Adélie basement in the East Antarctica Shield: geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal event; comparison with the Gawler Craton in South Australia, Precambrian Research, 94, 205–224.

Peucat, J.J., Ménot, R.P., Fanning, C.M., Pelletier, A. and Pecora, L., (1999b), Geochronological evidence for a Late-Archean basement in the Terre Adélie Craton, 8th ISAES, Wellington, NZ, p.242.

Peucat J.J., R. Capdevila, C.M. Fanning, R.P. Ménot, L. Pécora and L. Testut, (2002), 1.60 Ga felsic volcanic blocks in the moraines of the Terre Adélie Craton, Antarctica: comparisons with the Gawler Range Volcanics, South Australia, Australian. J. E.S. 49, 831–845.

Rey, P.F., and G. Houseman, 2006, Lithospheric scale gravitational flow: The impact of body forces on orogenic processes from Archaean to Phanerozoic: Geological Society Special Publication, v. 253, p. 153–167.

Roddick, J. C. (1983). High precision intercalibration of $40\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47 (5), 887–898.

Ruffet, G., G. Feraud, and M. Amouric (1991). Comparison of $40\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Tregor Batholith. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (6), 1675–1688.

Ruffet, G., G. Feraud, M. Balevre, and J. R. Kienast (1995). Plateau ages and excess argon in phengites: an $40\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chemical Geology* 121 (1-4), 327–343.

Suzuki, K., M. Adachi and T. Tanaka (1991). Middle precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study, *Sedimentary Geology*, 75, 1-2, 141-147.

Talarico, F. and G. Kleinschmidt, (2003). Structural and Metamorphic Evolution of the Mertz Shear Zone (East Antarctica Craton, George V Land): Implications for Australia/Antarctica Correlations and East Antarctic Craton/Ross Orogen Relationships, *Terra Antarctica*, 10, 229-248.

Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R., and Cobbold, P., (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine: *Geology*, v. 10, p. 611–616.

Tingey, R. J. (1991). The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica. In R. J. Tingey (Ed.), *The Geology of Antarctica*, Oxford, pp. 1–73. Oxford University Press.

Turner, G., J. C. Huneke, F. A. Podosek, and G. J. Wasserburg (1971). $40\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ Ar ages and cosmic ray exposure ages of Apollo 14 samples. *Earth and Planetary Science Letters* 12 (1), 19–35.

Villa, I. M. (1998). Isotopic closure. *Terra Nova* 10 (1), 42–47.

Villa, I. M., J. Hermann, O. Muntener, and V. Trommsdorff (2000). Ar-Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140 (3), 363–381.

Wendt, I. and C. Carl (1991). The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 86 (4), 275–285.

Wing, B. A., J. M. Ferry and T. M. Harrison, (2003). Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: Petrology and geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 2, 228-250.

Appendix: In the following paragraph, we detail monazites results by location, from East to West. Along the MSZ at Aurora Peak, tiny monazites within shear bands of Opx-Pl-Qtz mylonites samples RPM98-119 and RPM98-124b display 1 statistical population age at $1619 \pm 48 \text{ Ma}$ (MSWD 0.97), defining the peak of tectonic activity, and older inheritance with a bulk age at $1890 \pm 52 \text{ Ma}$.

On Close Island, large monazites from the migmatite gneiss sample GD04-174 record a single monazite population age at ca. 2530 Ma (A. Fernandez, pers. com.).

Further west, on the Hodgeman Archipelago, granulitic migmatite gneisses GD04-162 and GD04-160a display 2 statistical population ages from large monazites included in garnet and feldspar; at $2477 \pm 22 \text{ Ma}$ (MSWD 2.66) and $2282 \pm 40 \text{ Ma}$ (MSWD 0.7). The first age may reflect the time of the metamorphic peak, and the latter may relate some Th-U-Pb system partial resetting or late fluid circulation and rejuvenation of monazites by Pb loss.

Within the Watt Bay, samples from 4 locations have been dated. Small monazites from Al-rich metapelites GD04-155 and RPM03-34, associated with marbles and calc-silicates, represent 1 population at $1755 \pm 54 \text{ Ma}$ (MSWD 2.37) and a poorly defined population witnesses inheritance at $2094 \pm 180 \text{ Ma}$ (MSWD 0.09). As the first age is interpreted as reflecting dynamic recrystallization and CO_2 bearing fluid circulation during a tectono-thermal event, the second may just represent some,

partially resetted, relicts from an earlier event.

On C Island, we selected 3 samples for their striking and meaningful field relationships. A fluid bearing mylonitic shear zone (GD04-147) dated at 1696 ± 44 Ma (MSWD 0.76) cross-cut an isotropic hectometric tonalitic body (GD04-149) dated at 2433 ± 34 Ma (MSWD 1.18) and including foliated granulitic mafic xenoliths (GD04-148) dated at 2629 ± 22 Ma (MSWD 2.50).

On the Cape Pigeon, 2 orthogneissic samples, GD04-130 and GD04-133, in the vicinity of a steep shear zone described in Ménot et al. (2005), record 2 statistical populations ages. The first is very well defined at 1697 ± 44 Ma (MSWD 0.37) and the second at 1869 ± 70 Ma (MSWD 1.2). The ca.1700 Ma age might correspond to the reactivation and dynamic recrystallization along the shear zone, rather the older age might corresponds to partial resetting of older age or to an earlier tectonic activity.

On Stillwell Island, an intrusive granite body including relict garnets records two monazites population ages at 2468 ± 44 Ma (MSWD 0.7) from monazites included in the qtz-pl matrix and 2586 ± 38 Ma (MSWD 0.47) from monazites included in garnets.

Finally, some tens of kilometre more to the west on the boundary of the deep subdomain, on Fletcher C Island a fluid rich mylonite (GD04-190) displays 2 population ages at 1897 ± 28 Ma (MSWD 1.59) and 1712 ± 34 Ma (MSWD 2.81).

sample	domain	location		lithology	mineralogy	fabric
		place name	latitude			
RPM98-103	Neoproterozoic amphibolitic crust	Correll Nunatak	67°34.56'S	144°16.21'E	orthogneiss	qtz pl bt epd amp fluid rich mylonite with conjugate shear bands
RPM98-119	Neoproterozoic granulitic crust	Aurora Peak	67°23.20'S	144°14.24'E	noritic gneiss	opx pl qtz mylonite
RPM98-124b	-	Aurora Peak	67°23.20'S	144°14.24'E	noritic gneiss	opx pl qtz ultra-mylonite
GD04-174	-	Close Island	67°01.56'S	144°33.40'E	migmatite	bt qtz pl gt sil migmatitic foliation with preserved palaeosome
GD04-160a	-	Hodgeman Island	66°59.78'S	144°16.29'E	migmatite	opx gt bt crd sp co pl qtz ilm partial melting textures with retrogression coronas
GD04-162	-	Hodgeman Island	66°59.78'S	144°16.32'E	granulitic migmatite	opx gt bt crd sp co pl qtz ilm partial melting textures with retrogression coronas
RPM03-37	-	Moyes Island	67°00.27'S	143°55.51'E	aluminous gneiss	gr sill bt st qt pl oxy tour partial melting textures
GD04-155	-	Moyes Island	67°00.27'S	143°55.51'E	paragneiss	qt pl bt gr foliated with lepidoblastic texture
GD04-147	-	C Island	66°56.86'S	143°53.99'E	orthoqneiss	pl qtz bt mylonite with c/s texture
GD04-148	-	C Island	66°56.85'S	143°53.98'E	restitic mafic granulite	opx pl bt gr qtz sp ilm isogranular texture with gr coronas
GD04-149	-	C Island	66°56.84'S	143°53.97'E	tonalite	bt pl qtz pert ilm at isotropic
GD04-130	-	Cape Pigeon	66°58.68'S	143°53.72'E	orthoqneiss	bt chl micr pl qtz boudinage and foliation
GD04-133	-	Cape Pigeon	66°58.66'S	143°53.67'E	orthoqneiss	opx bt ar pl micr recrystallized
GD04-124	-	Stillwell Island	66°58.65'S	143°53.61'E	granite	qts peth ar bt isotropic
GD04-183	-	Cape Gray - East	66°50.71'S	143°32.62'E	amphibolite	gr ep cc amp oxy bt fluid induced recrystallization
GD04-190	-	Cape Gray - East	66°50.72'S	143°32.68'E	paragneiss	qtz pl bt gr foliation underlined by bt
GD04-197	-	Cape Gray	66°50.35'S	143°29.19'E	paragneiss	qtz perth pl gr bt mylonite
RPM98-71	Neoproterozoic amphibolitic crust	Cape Denison	67°00.58'S	142°39.22'E	metabasalt	amp pl ser epd foliated
AP98-24	Paleoproterozoic basin	Cape Hunter	66°57.02'S	142°20.19'E	phylite	qtz msc chl gr strongly foliated
GD04-215	Neoproterozoic amphibolitic crust	Cap de la Découverte	66°46.44'S	141°33.75'E	amphibolite	amp pl epd foliated
GD04-216	-	Cap de la Découverte	66°46.55'S	141°33.54'E	Ultramafic xenolith	amp bt pl opx cpx isogranular
PMA07	-	Port Martin	66°48.84'S	141°23.98'E	granodiorite	opx cpx amp bt pl qtz isotropic
PMA13	-	Port Martin	66°48.85'S	141°23.98'E	layered gneiss xenolith	amp bt sph pl qtz modal layering
PMA14A	-	Port Martin	66°48.86'S	141°23.98'E	mylonitic mafic gneiss	cpx amp bt ser strongly foliated, boudinage
PMA14C	-	Port Martin	66°48.87'S	141°23.98'E	syn-kinematic mafic dyke	amp bt pl ser epd foliated
JJP98-6A	Paleoproterozoic basin	Cap Jules	66°44.82'S	140°55.03'E	meta-gabbro	amp bt pl opx qtz undeformed
JJP98-17	-	Cap Jules	66°44.82'S	140°55.03'E	amphibolite	cpx amp pl undeformed but recrystallized
AP99-36A	-	Cap Bienvenüe	66°43.20'S	140°30.23'E	mafic gneiss	opx amp bt qtz pl foliated
JJP98-4B	-	Cap Bienvenüe	66°43.20'S	140°30.23'E	mafic gneiss	opx amp bt qtz pl micr foliated
OM110-1	-	Pointe Géoloie	66°39.70'S	139°59.03'E	anatectic gneiss	qtz bt kfs pl ar isotropic with restitic textures
DDU89	-	Pointe Géoloie	66°41.23'S	139°54.13'E	anatectic melanosome	qtz perth ar bt isotropic

Table 1
SAMPLES LOCALIZATION AND DESCRIPTION

	analyse	ThO ₂	UO ₂	PbO	Age (Ma)	1 σ error (Ma)	ThO ₂ *	UO ₂ *	PbO/ThO ₂ *
RPM98-124B	1	8.8301	0.1217	0.6680	1646.80	± 44.63	9.2762	2.5310	0.0720
	2	17.8033	0.1548	1.4752	1826.71	± 32.27	18.3819	4.9186	0.0803
	3	6.9581	0.0543	0.5340	1703.11	± 54.32	7.1583	1.9414	0.0746
	4	1.6671	0.0731	0.1255	1493.45	± 148.32	1.9307	0.5352	0.0650
RPM98-119	1	3.8344	0.1334	0.3078	1630.02	± 76.37	4.3225	1.1816	0.0712
	2	4.0629	0.2895	0.3454	1550.67	± 65.38	5.1121	1.4094	0.0676
	3	3.6025	0.1281	0.2873	1616.29	± 80.64	4.0703	1.1142	0.0706
	4	6.0942	0.2105	0.5932	1954.12	± 57.91	6.8924	1.8180	0.0861
	5	2.5899	0.2560	0.2504	1627.88	± 81.63	3.5260	0.9643	0.0710
	6	2.3438	0.0784	0.1769	1544.11	± 114.97	2.6281	0.7248	0.0673
	7	2.6128	0.1846	0.3255	2204.51	± 99.72	3.3342	0.8534	0.0976
	8	2.5162	0.1575	0.2740	1995.77	± 103.15	3.1161	0.8181	0.0879
GD04-190	1	3.3880	0.1495	0.2980	1727.22	± 41.50	3.9406	1.0662	0.0756
	2	2.1790	0.1565	0.2850	1732.41	± 42.88	3.7576	1.0161	0.0758
	3	2.0030	0.2720	0.2450	1849.29	± 47.76	3.0216	0.8069	0.0811
	4	2.1240	0.2468	0.2530	1888.05	± 48.60	3.0525	0.8115	0.0829
	5	2.0460	0.2172	0.2510	1985.40	± 52.72	2.8724	0.7551	0.0874
	6	1.8970	0.2219	0.2120	1779.25	± 51.12	2.7216	0.7324	0.0779
	7	1.9940	0.2659	0.2420	1846.54	± 47.76	2.9893	0.7985	0.0810
	8	1.9780	0.1814	0.2080	1789.63	± 53.48	2.6530	0.7131	0.0784
	9	3.9010	0.1879	0.4080	2004.47	± 41.12	4.6173	1.2109	0.0884
	10	4.0350	0.1503	0.3900	1925.43	± 40.82	4.6028	1.2181	0.0847
	11	3.2360	0.2129	0.3330	1878.26	± 42.19	4.0362	1.0741	0.0825
	12	3.3560	0.2197	0.3190	1747.36	± 39.37	4.1698	1.1258	0.0765
	13	3.5480	0.2417	0.3620	1851.73	± 38.99	4.4535	1.1887	0.0813
	14	3.8790	0.1890	0.3770	1870.19	± 39.29	4.5885	1.2221	0.0822
	15	4.5500	0.2216	0.3780	1815.68	± 31.97	5.3593	1.4673	0.0705
	16	3.8620	0.1993	0.3820	1884.84	± 39.06	4.6117	1.2262	0.0828
GD04-130	1	4.0042	0.1229	0.3572	1822.89	± 77.90	4.4632	1.1949	0.0800
	2	3.4761	0.0954	0.2910	1734.70	± 86.52	3.8291	1.0351	0.0760
	3	3.1666	0.0969	0.3018	1939.77	± 95.06	3.5335	0.9336	0.0854
	4	3.8075	0.0927	0.3189	1752.70	± 82.17	4.1511	1.1199	0.0768
	5	4.0839	0.0981	0.3418	1753.31	± 77.67	4.4476	1.1998	0.0769
	6	1.6330	0.0653	0.1422	1732.41	± 151.29	1.8744	0.5069	0.0759
	7	6.5167	0.1465	0.5332	1724.62	± 54.17	7.0581	1.9100	0.0755
	8	6.7836	0.1267	0.5206	1642.99	± 53.48	7.2479	1.9784	0.0718
	9	5.6803	0.1226	0.4632	1724.01	± 60.73	6.1334	1.6599	0.0755
	10	6.1966	0.1250	0.5693	1938.10	± 59.89	6.6695	1.7623	0.0854
	11	5.8124	0.1620	0.5066	1799.39	± 59.43	6.4181	1.7222	0.0790
	12	4.0882	0.1085	0.3268	1665.57	± 75.76	4.4866	1.2218	0.0728
GD04-133	1	4.0293	0.1808	0.3253	1636.28	± 78.43	4.6911	1.2816	0.0715
	2	2.9687	0.1553	0.2615	1688.92	± 98.88	3.5405	0.9619	0.0739
	3	2.8583	0.1290	0.2387	1640.40	± 103.84	3.3309	0.9096	0.0717
	4	3.3470	0.1244	0.3303	1398.54	± 89.80	3.7915	1.0610	0.0607
GD04-124	1	11.9451	0.2099	1.4385	2514.72	± 46.39	12.8004	3.1418	0.1124
	2	10.2298	0.1919	1.2695	2575.30	± 50.89	11.0143	2.6800	0.1153
	3	10.7233	0.1850	1.3452	2613.75	± 50.20	11.4878	2.7795	0.1171
	4	10.1032	0.1726	1.1618	2414.02	± 49.36	10.7967	2.6873	0.1076
	5	10.6292	0.1555	1.2860	2554.09	± 50.20	11.2624	2.7487	0.1143
	6	10.8524	0.1722	1.3491	2604.75	± 50.05	11.5632	2.8014	0.1167
	7	8.2189	0.3055	1.0211	2425.16	± 51.80	9.4481	2.3485	0.1081
	8	3.4856	0.1420	0.4777	2610.40	± 52.77	4.0727	0.9848	0.1173
	9	3.5892	0.1115	0.4799	2642.75	± 94.99	4.0520	0.9673	0.1184
	10	3.2622	0.1168	0.4115	2469.56	± 97.50	3.7349	0.9227	0.1102
	11	4.5789	0.1213	0.7847	3336.87	± 84.66	5.1553	1.1030	0.1322
	12	4.9432	0.1244	0.5401	2240.98	± 73.24	5.4316	1.3833	0.0994
	13	9.1125	0.0814	1.0434	2474.59	± 55.24	9.4423	2.3305	0.1105
	14	4.3972	0.0747	1.0890	2511.37	± 55.08	5.7013	2.3820	0.1123
	15	8.4356	0.0791	1.0000	2551.50	± 58.67	8.7598	2.1386	0.1142
	16	6.9397	0.2311	1.1739	2641.51	± 53.71	9.9074	3.2868	0.1185
	17	12.1102	0.1627	1.5205	2541.73	± 46.16	13.3755	3.2702	0.1137
GD04-155	1	1.2328	0.1231	0.1277	1729.81	± 166.78	1.6879	0.4567	0.0757
	2	2.1331	0.3332	0.2579	1751.63	± 88.04	3.3673	0.9090	0.0766
	3	1.4077	0.1910	0.1946	2062.15	± 138.70	2.1408	0.5578	0.0909
	4	1.4378	0.2767	0.2340	2116.32	± 118.10	2.5066	0.6489	0.0934
RPM03-37	1	2.6470	0.2625	0.2640	1673.81	± 42.11	3.6114	0.9829	0.0731
	2	2.0730	0.3789	0.2790	1826.40	± 38.83	3.4882	0.9340	0.0800
GD04-162	1	7.0360	0.2548	0.8670	2414.47	± 35.93	8.0597	2.0063	0.1076
	2	6.7190	0.1559	0.8170	2482.53	± 39.52	7.7714	1.8176	0.1108
	3	7.2470	0.2870	0.9180	2449.42	± 35.48	8.4056	2.0824	0.1092
	4	16.9310	0.2798	1.9890	2466.81	± 27.85	18.0633	4.4634	0.1101
	5	6.4560	0.2940	0.7100	2390.06	± 37.77	6.6475	1.6572	0.1044
	6	8.4810	0.2465	1.0350	2448.96	± 34.26	9.4760	2.3475	0.1092
	7	5.3190	0.2971	0.6540	2271.19	± 36.77	6.4899	1.6468	0.1008
	8	10.0780	0.4355	1.1350	2572.86	± 31.11	11.0667	2.4024	0.1033
	9	7.5230	0.3757	0.9310	2324.30	± 32.12	9.0139	2.2713	0.1033
	10	7.5590	0.4291	1.0740	2576.52	± 33.72	9.3224	2.2687	0.1152
GD04-160A	1	2.8448	0.0508	0.3088	2282.33	± 113.75	3.0453	0.7714	0.1014
	2	4.0971	0.0781	0.4507	2301.41	± 86.14	4.4060	1.1133	0.1023
	3	4.9478	0.0732	0.4684	2343.66	± 88.73	5.3423	1.0800	0.1079
	4	3.2890	0.0724	0.3364	2129.75	± 97.96	3.5693	0.9218	0.0942
	5	3.1181	0.0835	0.3765	2443.62	± 104.06	3.4549	0.8585	0.1090
	6	3.3900	0.0799	0.5280	2509.84	± 84.76	4.7153	1.1581	0.1121
	7	5.1275	0.1036	0.5514	2244.80	± 73.01	5.5346	1.4088	0.0996
	8	5.1562	0.1494	0.6187	2396.93	± 71.33	5.7949	1.4459	0.1068
	9	5.7969	0.0964	0.6158	2246.32	± 67.52	6.1757	1.5717	0.0997
	10	5.6919	0.1506	0.7563	2668.38	± 70.88	6.3193	1.5167	0.1197
	11	5.8448	0.1391	0.6963	2437.67	± 67.52	6.4056	1.5893	0.1087
	12	6.0775	0.2165	0.7488	2418.75	± 62.94	6.9477	1.7285	0.1078
GD04-147	1	8.3729	0.2210	0.6663	1659.16	± 48.83	9.1838	2.5027	0.0726
	2	3.5182	0.1783	0.3109	1702.04	± 86.06	4.1752	1.1328	0.0745
	3	3.3708	0.1882	0.3112	1747.06	± 89.26	4.0678	1.0983	0.0765
	4	3.7710	0.2161	0.3161	1589.89	± 79.42	4.5583	1.2314	0.0693
	5	13.2664	0.3457	1.0805	1697.77	± 36.93	14.5400	3.9461	0.0743
	6	10.5642	0.2807	0.8854	1741.41	± 43.18	11.6035	3.1344	0.0763
GD04-148	1	6.4290	0.1787	0.6130	1957.93	± 32.58	7.1068	1.8737	0.0863
	2	6.3650	0.2047	0.8620	2663.80	± 41.20	7.2172	1.7336	0.1194
	3	6.8560	0.1514	0.7810	2353.44	± 37.46	7.4573	1.8715	0.1047
	4	6.7090	0.1849	0.9090	2705.76	± 41.50	7.4837	1.7861	0.1215
	5	6.6090	0.1595	0.8470	2620.77	± 41.05	7.2671	1.7613	0.1166
	6	4.2840	0.3421	0.6790	2657.09	± 42.34	5.7662	1.3725	0.1190
	7	7.0770	0.2104	0.9110	2565.08	± 38.15	7.9402	1.9351	

Step	Laser power (mW)	Atmospheric contn (%)	³⁹ Ar (%)	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar _K	Age (Ma ±1σ)
GD04-174						
biotite						
1	250	11.911	0.12	0.004	34.934	1485.839 ± 38.91
2	300	0	0.11	75.473	43.892	1728.374 ± 40.78
3	350	4.429	0.32	0.001	36.181	1521.618 ± 17.80
4	390	3.758	0.67	0.001	36.341	1526.155 ± 8.24
5	440	4.573	0.95	-	36.275	1524.283 ± 5.79
6	500	2.116	2.86	-	36.681	1535.780 ± 3.36
7	550	1.619	4.8	-	36.766	1538.169 ± 2.48
8	590	1.737	4.37	-	36.81	1539.388 ± 2.59
9	640	2.018	5.2	-	36.872	1535.520 ± 2.36
10	700	0.858	9.45	-	36.686	1535.900 ± 1.90
11	750	0.767	15.48	-	36.719	1536.827 ± 1.76
12	780	1.083	10.09	-	36.663	1535.271 ± 1.85
13	830	0.918	10.76	-	36.794	1538.963 ± 1.86
14	900	0.904	11.01	-	36.682	1535.799 ± 1.75
15	1000	0.891	10.78	-	36.715	1536.730 ± 1.73
16	1150	1.481	6.52	-	36.781	1538.574 ± 2.06
17	1400	1.507	4.21	-	36.691	1536.046 ± 1.93
18	2222	2.423	2.29	-	36.887	1541.563 ± 8.75
GD04-126						
biotite						
1	250	5.544	0.87	38.147	28.517	1290.669 ± 37.70
2	300	5.58	0.86	0.001	36.024	1518.362 ± 36.37
3	350	3.705	3.04	-	38.126	1577.288 ± 13.59
4	380	1.301	5.67	-	39.382	1611.578 ± 6.22
5	400	1.33	5.8	-	39.553	1616.209 ± 6.56
6	420	0.287	3.74	3.823	39.537	1615.791 ± 12.72
7	470	2.099	7.45	-	39.574	1616.770 ± 5.15
8	530	1.636	8.68	-	39.573	1616.760 ± 4.15
9	600	0.91	15.28	-	39.345	1610.587 ± 3.22
10	660	1.968	9.38	-	39.493	1614.602 ± 4.70
11	750	0.966	11.91	-	39.078	1603.350 ± 3.13
12	840	0.459	8.76	0.258	39.26	1608.297 ± 6.59
13	1000	1.427	5.49	-	39.336	1610.348 ± 5.41
14	2222	0.977	13.08	-	39.547	1616.042 ± 6.21
GD04-120						
biotite						
1	250	48.894	1.28	0.004	41.502	1667.227 ± 40.63
2	300	0	0.6	93.06	47.156	1809.679 ± 74.35
3	350	9.236	3.1	0.001	35.943	1515.266 ± 26.29
4	400	2.749	9.71	-	36.058	1518.530 ± 6.82
5	430	20.869	4.72	0.001	36.137	1520.774 ± 9.88
6	470	22.633	8.43	-	36.084	1519.286 ± 7.04
7	510	51.153	3.78	0.001	36.272	1524.607 ± 12.60
8	580	10.156	6.56	0.001	35.654	1506.985 ± 9.10
9	700	9.131	19.71	-	35.467	1501.630 ± 3.91
10	900	6.683	32.76	-	35.676	1507.636 ± 2.84
11	1100	35.852	6.9	-	35.074	1490.293 ± 8.48
12	2222	86.827	2.46	0.001	36.298	1525.344 ± 20.65
GD04-183						
biotite						
1	250	53.953	0.17	0.001	25.014	1171.566 ± 37.03
2	300	29.334	0.15	0.001	35.758	1508.236 ± 28.74
3	350	5.025	0.91	-	40.398	1636.199 ± 4.51
4	390	3.037	1.84	-	42.827	1699.750 ± 3.45
5	420	1.416	3.17	-	42.906	1701.781 ± 2.29
6	445	1.524	3.14	-	43.04	1705.211 ± 2.46
7	470	1.034	4.37	-	42.934	1702.498 ± 1.97
8	490	1.054	2.72	-	42.866	1700.760 ± 2.50
9	520	0.676	4.14	-	42.941	1702.668 ± 1.87
10	550	0.785	5.14	-	42.923	1702.223 ± 2.30
11	580	0.203	4.39	-	42.978	1703.642 ± 1.98
12	620	0.209	3.88	0.367	42.961	1703.204 ± 2.26
13	700	0.619	8.52	-	42.962	1703.215 ± 1.72
14	800	0.493	10.14	-	42.839	1700.056 ± 1.94
15	890	0.446	11.77	-	42.618	1694.361 ± 4.40
16	940	0.586	9.69	-	42.763	1698.101 ± 2.31
17	980	0.818	5.43	-	42.675	1695.842 ± 2.28
18	1030	0.765	4.35	-	42.797	1698.980 ± 2.23
19	1100	0.741	3.2	-	42.705	1696.613 ± 2.59
20	1220	0.813	4.15	-	42.765	1698.170 ± 1.91
21	2222	0.503	8.73	-	42.821	1699.587 ± 1.66
GD04-216						
biotite						
1	250	46.258	0.48	0.001	29.039	1292.814 ± 12.75
2	300	14.711	0.72	0.001	43.785	1708.934 ± 8.73
3	340	4.4	3.33	-	43.452	1701.031 ± 2.93
4	360	4.594	3.25	-	43.358	1698.631 ± 2.79
5	375	1.813	3.33	-	43.358	1698.644 ± 4.12
6	395	3.087	4.71	-	43.659	1706.270 ± 2.58
7	415	2.043	2.27	-	43.274	1696.495 ± 3.99
8	455	1.188	1.97	-	43.49	1701.977 ± 3.85
9	540	0.858	5.13	-	43.763	1708.893 ± 2.30
10	600	0.792	8.14	-	43.934	1713.205 ± 1.95
11	650	0.618	12.22	-	43.709	1707.516 ± 2.09
12	685	1.315	7.12	-	43.401	1699.743 ± 2.23
13	745	2.057	7.1	-	43.474	1701.582 ± 1.91
14	850	1.706	10.98	-	43.425	1700.348 ± 1.87
15	960	1.288	15.39	-	43.33	1697.923 ± 3.00
16	1060	2.141	10.76	-	43.444	1700.815 ± 2.24
17	1200	5.966	2.17	-	43.263	1696.218 ± 5.61
18	2222	16.316	0.91	-	43.405	1699.825 ± 7.90
PMA13						
biotite						
1	250	43.941	0.76	0.01	39.811	1622.977 ± 68.59
2	300	0	1.32	31.364	47.975	1830.107 ± 33.26
3	350	6.402	5.04	0.001	42.387	1690.937 ± 11.14
4	400	3.632	12.43	0.001	42.33	1689.450 ± 6.24
5	440	4.198	8.27	0.001	42.091	1683.239 ± 8.27
6	500	5.723	5.91	0.001	41.877	1677.878 ± 12.75
7	580	7.717	5.14	0.001	41.736	1673.998 ± 11.96
8	700	4.945	10.09	0.001	41.694	1672.885 ± 7.83
9	900	2.046	26.91	-	41.846	1676.888 ± 3.30
10	1111	4.841	24.13	-	42.142	1684.574 ± 3.34
PMA14A						
biotite						
1	250	8.764	1.52	0.002	14.796	780.483 ± 26.15
2	300	22.861	0.69	0.004	35.102	1490.161 ± 42.10
3	350	3.352	3.39	0.001	42.503	1692.255 ± 8.72
4	400	3.55	8.07	-	42.017	1679.648 ± 3.85
5	450	1.815	6.62	-	42.356	1688.451 ± 5.21
6	500	4.086	5.14	0.001	42.324	1687.624 ± 4.44
7	570	2.441	14.12	-	43.126	1708.257 ± 2.94
8	640	1.259	19.38	-	42.838	1700.860 ± 2.75
9	700	2.786	10.26	-	42.462	1691.196 ± 3.00
10	780	4.549	8.22	-	42.345	1688.151 ± 4.11
11	910	1.083	13.73	-	42.309	1687.235 ± 3.30
12	1060	3.305	5.36	0.001	42.013	1679.542 ± 6.73

Table III
ARGON DATA SUMMARY [1/3]

PMA14C	13	2222	4.127	3.5	0.001	42.01	1679.458	± 14.34	
	biotite	1	250	14.742	2.39	0.001	23.992	1135.360	± 16.58
		2	300	0.287	2.7	15.688	42.874	1700.107	± 13.27
		3	350	3.327	7.89	-	41.776	1671.687	± 6.73
		4	400	2.049	10.58	-	41.834	1673.211	± 6.66
		5	450	1.067	4.72	3.706	41.893	1674.745	± 7.79
		6	500	3.278	5.68	-	42.083	1679.700	± 6.73
		7	570	2.572	13.73	-	42.496	1690.392	± 4.86
		8	620	1.814	14.24	-	42.103	1680.204	± 3.96
		9	670	2.548	9.06	-	41.898	1674.874	± 4.88
		10	740	3.054	5.24	-	41.558	1666.011	± 6.73
		11	870	0.165	9.89	2.528	41.987	1677.206	± 5.28
		12	1000	0.196	9.77	3.531	42.135	1681.034	± 5.06
		13	1220	3.901	2.98	-	40.402	1635.494	± 12.89
14	2222	7.02	1.13	0.001	39.517	1611.792	± 29.53		
AP99-24	muscovite	1	250	3.42	2.97	-	40.825	1644.411	± 5.05
		2	280	2.543	3.34	-	42.537	1689.097	± 3.30
		3	295	0.885	8.92	-	40.584	1638.038	± 2.45
		4	305	0.761	3.89	-	39.563	1610.749	± 3.49
		5	315	0.708	23.41	-	39.305	1603.787	± 1.65
		6	320	2.514	4.16	-	38.499	1581.870	± 3.46
		7	335	3.937	2.85	-	38.137	1571.928	± 3.40
		8	400	0.685	43.05	-	38.702	1587.411	± 1.49
		9	450	0.548	3.88	-	39.726	1615.135	± 3.17
		10	550	2.849	2.51	-	40.353	1631.885	± 2.91
		11	750	4.009	0.74	0.001	39.169	1600.115	± 15.97
		12	2222	12.353	0.28	0.003	37.568	1556.209	± 37.61
JJP98-18	amphibole	1	388.0	66.186	0.04	13.191	26.562	1212.308	± 172.305
		2	442.0	21.377	0.25	2.910	38.532	1571.795	± 16.376
		3	459.0	-	0.30	1.151	44.088	1717.076	± 18.218
		4	486.0	-	0.28	1.668	43.221	1695.172	± 15.360
		5	495.0	-	0.17	2.130	44.337	1723.316	± 25.739
		6	521.0	0.448	0.54	4.847	45.357	1748.677	± 11.157
		7	532.0	0.683	0.66	5.896	44.281	1721.915	± 12.439
		8	551.0	0.029	1.63	6.759	43.781	1709.338	± 4.179
		9	565.0	-	4.85	7.381	44.034	1715.716	± 2.697
		10	580.0	-	10.92	7.596	43.790	1709.563	± 2.771
		11	589.0	-	37.15	7.651	44.298	1722.348	± 16.771
		12	585.0	-	11.19	7.437	43.717	1707.729	± 2.164
		13	590.0	-	4.28	7.376	43.867	1711.503	± 3.008
		14	596.0	-	2.86	7.290	43.696	1707.204	± 2.883
		15	605.0	-	12.49	7.450	43.776	1709.230	± 3.445
		16	606.0	-	0.89	7.331	43.631	1705.564	± 7.660
		17	609.0	-	0.75	6.329	43.612	1705.086	± 9.280
		18	616.0	-	2.45	7.104	43.912	1712.648	± 3.947
		19	625.0	-	0.98	6.253	43.484	1701.846	± 7.262
		20	640.0	0.874	0.43	5.812	42.762	1683.461	± 17.184
		21	659.0	-	0.87	6.796	44.312	1722.702	± 5.631
		22	710.0	-	1.70	6.719	44.432	1725.704	± 5.597
		23	782.0	-	0.43	6.850	45.545	1753.303	± 12.498
		24	881.0	-	1.89	6.593	46.709	1781.747	± 4.133
		25	980.0	-	1.99	8.028	44.362	1723.950	± 5.162
JJP98-18	biotite	1	353.0	15.817	0.12	-	52.233	1910.892	± 175.032
		2	372.0	8.407	0.33	-	48.094	1815.007	± 54.250
		3	398.0	3.220	0.69	0.024	43.771	1709.100	± 19.040
		4	422.0	0.707	1.31	0.016	43.590	1704.524	± 10.726
		5	444.0	0.116	3.15	0.002	42.869	1686.178	± 6.277
		6	466.0	0.561	4.42	-	42.448	1675.397	± 4.527
		7	494.0	-	3.65	-	42.637	1680.254	± 5.756
		8	526.0	-	2.97	-	42.765	1683.534	± 6.224
		9	556.0	-	9.21	0.002	42.407	1674.352	± 2.724
		10	580.0	0.206	7.48	-	42.151	1667.749	± 3.492
		11	610.0	-	14.86	-	42.047	1665.054	± 2.192
		12	628.0	0.421	8.09	0.002	42.063	1665.477	± 3.012
		13	675.0	-	11.07	-	42.215	1669.390	± 3.341
		14	717.0	-	12.55	-	42.354	1672.975	± 4.004
		15	755.0	-	15.21	0.003	42.092	1666.206	± 2.325
		16	786.0	0.168	3.22	0.004	42.346	1672.760	± 6.348
		17	827.0	1.192	1.04	-	42.378	1673.602	± 15.805
		18	900.0	1.018	0.64	0.029	43.154	1693.452	± 24.613
JJP98-17	amphibole	1	365.0	14.229	0.02	9.325	72.884	2325.387	± 280.793
		2	379.0	15.475	0.01	7.002	48.324	1820.483	± 347.986
		3	394.0	-	0.02	7.272	62.727	2133.375	± 240.383
		4	426.0	-	0.01	25.483	219.190	3945.106	± 406.027
		5	441.0	-	0.25	7.001	53.543	1940.216	± 26.561
		6	455.0	1.811	0.36	6.894	45.538	1753.150	± 19.969
		7	469.0	-	5.92	6.790	43.688	1706.990	± 2.733
		8	474.0	-	3.48	6.861	43.396	1699.612	± 3.335
		9	479.0	-	3.22	6.833	43.426	1700.361	± 3.316
		10	484.0	-	8.36	6.829	43.467	1701.395	± 2.800
		11	490.0	-	0.45	6.985	43.975	1714.223	± 13.048
		12	502.0	-	1.04	6.939	43.941	1713.364	± 8.640
		13	509.0	-	1.59	6.884	43.698	1707.261	± 6.331
		14	520.0	-	3.05	6.796	43.612	1705.083	± 2.724
		15	530.0	-	9.36	6.789	43.414	1700.053	± 2.774
		16	535.0	-	3.48	6.786	43.358	1698.642	± 3.743
		17	541.0	-	3.58	6.801	43.328	1697.882	± 3.321
		18	547.0	-	3.62	6.855	43.648	1705.994	± 2.992
		19	554.0	-	8.74	6.755	43.407	1699.892	± 3.806
		20	560.0	-	2.39	6.764	43.458	1701.169	± 4.511
		21	565.0	-	2.85	6.748	43.373	1699.023	± 3.979
		22	570.0	-	6.05	6.718	43.690	1707.058	± 7.738
		23	571.0	-	6.36	6.789	43.484	1701.836	± 2.483
		24	576.0	-	5.78	6.754	43.415	1700.095	± 2.424
		25	581.0	-	2.79	6.712	43.525	1702.862	± 4.433
		26	588.0	-	7.18	6.748	43.435	1700.597	± 2.193
		27	596.0	-	2.24	6.852	43.497	1702.153	± 4.783
		28	612.0	0.530	0.57	6.820	43.254	1696.007	± 13.817
		29	641.0	-	3.14	6.676	43.719	1707.776	± 3.347
		30	672.0	-	0.25	6.859	46.852	1785.202	± 39.735
		31	762.0	-	2.97	6.777	44.014	1715.217	± 3.217
		32	800.0	0.597	0.80	6.953	43.745	1708.435	± 9.435
JJP98-17	biotite	1	339.0	1.605	1.02	-	49.172	1840.479	± 23.826
		2	356.0	-	4.10	0.015	44.342	1723.433	± 6.317
		3	374.0	-	6.54	0.008	43.810	1710.067	± 4.402
		4	392.0	-	7.97	0.012	43.922	1712.891	± 3.241
		5	412.0	-	4.48	0.007	43.736	1708.220	± 6.878
		6	432.0	0.354	5.07	0.026	43.298	1697.126	± 5.103
		7	455.0	0.177	14.39	0.009	42.424	1674.785	± 4.312
		8	477.0	0.074	12.08	0.013	42.525	1677.366	± 3.298

Table III
ARGON DATA SUMMARY [2/3]

Discussion et conclusion

Chapitre 9

Apport de l'étude du socle polymétamorphique du Craton de Terre Adélie

9.1 Le travail de synthèse

Les campagnes de terrain réalisées sur les îlots répartis le long de la côte de Terre Adélie et de Gorge Vth Land ont permis de donner une vision nouvelle et plus moderne de la géologie de cette région. Malgré la faible surface d'affleurement, la cartographie réalisée à différentes échelles a permis la levée de cartes géologiques et leur publication dans un article de synthèse (Ménot et al., 2007).

Les nouvelles données géochronologiques (Duclaux et al., soum) ont permis de préciser l'histoire de la déformation au sein des différents domaines du craton et ont également confirmé l'absence de toute reprise Grenvillienne ou Pan-Africaine. Cette préservation exceptionnelle fait du Craton de Terre Adélie un exemple unique au sein du bouclier Est-Antarctique. En effet toutes les zones où affleurent des parties de socle Archéen ou Paléoprotérozoïque présentent des traces majeures de reprise tectonique postérieure : Rauer Group : Delor and Rock (1991); Harley and Fitzsimons (1995); Harley and Kelly (2007), Prince Charles Mountains : Mikhalsky et al. (2006); Boger et al. (2006), Enderby Land : Harley (1983); Kawasaki et al. (2002), Dronning Maud

Land : Gose et al. (1997); Bisnath and Frimmel (2005).

Le Craton de Terre Adélie apparaît comme un terrain d'étude exceptionnel pour la compréhension des mécanismes tectoniques précambriens.

9.2 Précision sur les corrélations Antarctique–Australie

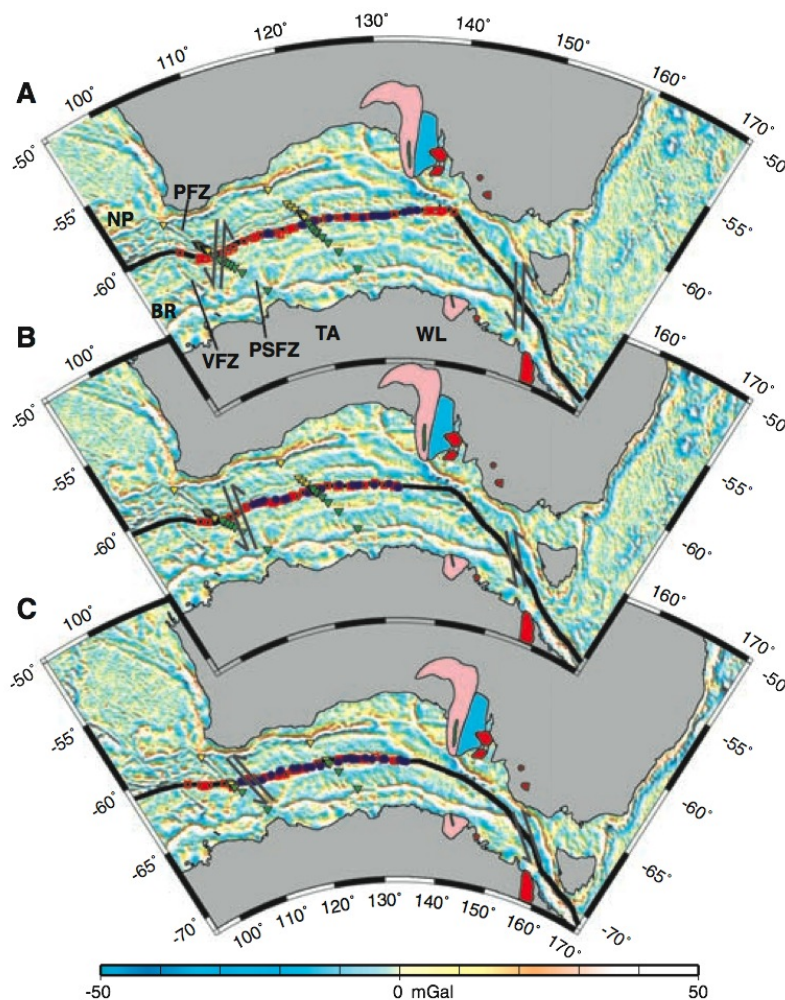
La position relative de l'Antarctique et de l'Australie (Mawson block) au sein du Supercontinent Rodinia (1.1 Ga) a fait l'objet de nombreuses études et de nombreux modèles (Dalziel (1997); Gose et al. (1997); Meert and Torsvik (2003)). L'évolution et les corrélations entre les deux continents sont par contre moins bien définies pour l'histoire archéenne et paléoprotérozoïque. Toutefois, une continuité a été démontrée entre les unités continentales du bouclier Antarctique Est et le Sud de l'Australie (Oliver and Fanning, 1997; Fitzsimons, 2000).

Plus récemment, Whittaker et al. (2007) ont également démontré, en se basant sur des reconstructions palinspastiques établies à partir de la correspondance d'anomalies magnétiques au sein du plancher océanique de l'Océan Circum-Polaire (Fig. 9.1), la correspondance entre les marges australienne et antarctique et par la même occasion ont confirmé d'une manière nouvelle la continuité des cratons de Terre Adélie et du Gawler.

Au sein même des cratons, de bons marqueurs structuraux peuvent être utilisés afin de préciser les corrélations entre les deux domaines aujourd'hui séparés du *Mawson continent*. La figure 9.2 propose un essai de corrélation basé sur (1) l'orientation des structures dans les socles néoarchéens, (2) la continuité de la limite entre les domaines amphibolitiques et granulitiques et (3) l'orientation des bassins de phylites de Cape Hunter et de Price Island.

Dans un référentiel où l'Australie est fixe, la meilleure corrélation est obtenue par une rotation horaire de 26° du bloc Antarctique. L'ouverture du bassin océanique séparant les deux cratons ne s'est pas déroulée de manière cylindrique mais a certainement été complexe. On observe une bonne corrélation entre les deux domaines continentaux malgré l'absence d'information sur la géologie entre la côte et la marge océanique de

Fig. 3. Australia–Antarctica reconstructions based on our rotations at three stage boundaries: (A) 47.9 Ma, chron 21; (B) 61 Ma, chron 27; and (C) 83 Ma, chron 34. All magnetic chron ages are based on the time scale of Cande and Kent (30). Underlying image shows downward continued gravity anomalies. At 83 Ma, the Naturaliste Plateau (NP) is located to the east of the Bruce Rise (BR), there is no overlap between southeast Australia and Antarctica, and the Australian/Antarctic geological provinces align. Dark gray arrows show direction of motion of Australia and Antarctica for stages chron 21 to chron 18, chron 27 to chron 21, and chron 34 to chron 27 in (A), (B), and (C), respectively. Magnetic anomaly identifications for Australia and Antarctica for each reconstruction time are shown as red circles and black squares, respectively.



Inverted triangles are fracture zone identifications for each chron older than the time of reconstruction. Geological provinces are as follows: pink, Neoproterozoic basement [~2.5 billion years ago (Ga)]; green, Paleoproterozoic basin (~1.69 Ga); light blue, metasediments (~2 Ga); and red, plutonic belt (~500 Ma) (16, 31, 32). WL, Wilkesland; TA, Terra Adelie; PFZ, Perth Fracture Zone; PSFZ, Perth South Fracture Zone; and VFZ, Vincennes Fracture Zone.

Fig. 9.1 – Reconstructions palinospastiques illustrant la dérive des plaques Antarctique et Australienne entre 48 et 83 Ma. La géologie du socle du Craton de Terre Adélie et du Craton du Gawler est extraite de Duclaux et al. (2007a); Ménot et al. (2007) (d'après Whittaker et al., 2007).

part et d'autre de l'océan. L'allongement et la continuité Nord-Sud des structures est remarquable. On peut enfin noter qu'après réorientation relative du Craton de Terre Adélie, la Mertz Shear Zone, limitant le Craton de Terre Adélie à l'Est, présente une

forte obliquité avec la Kalinjala Shear Zone et rend l'hypothèse faite sur la corrélation de ces deux accidents majeurs par Talarico et Kleinschmidt (2003) difficilement envisageable dans le cas d'une géométrie simple. Il serait alors possible que la Kalinjala Shear Zone, qui est une zone de cisaillement intracontinentale, finisse au Sud de la Péninsule de Eyre par une terminaison en queue de cheval comme proposé par Vassallo and Wilson (2002) et n'ait pas d'équivalent direct côté Antarctique.

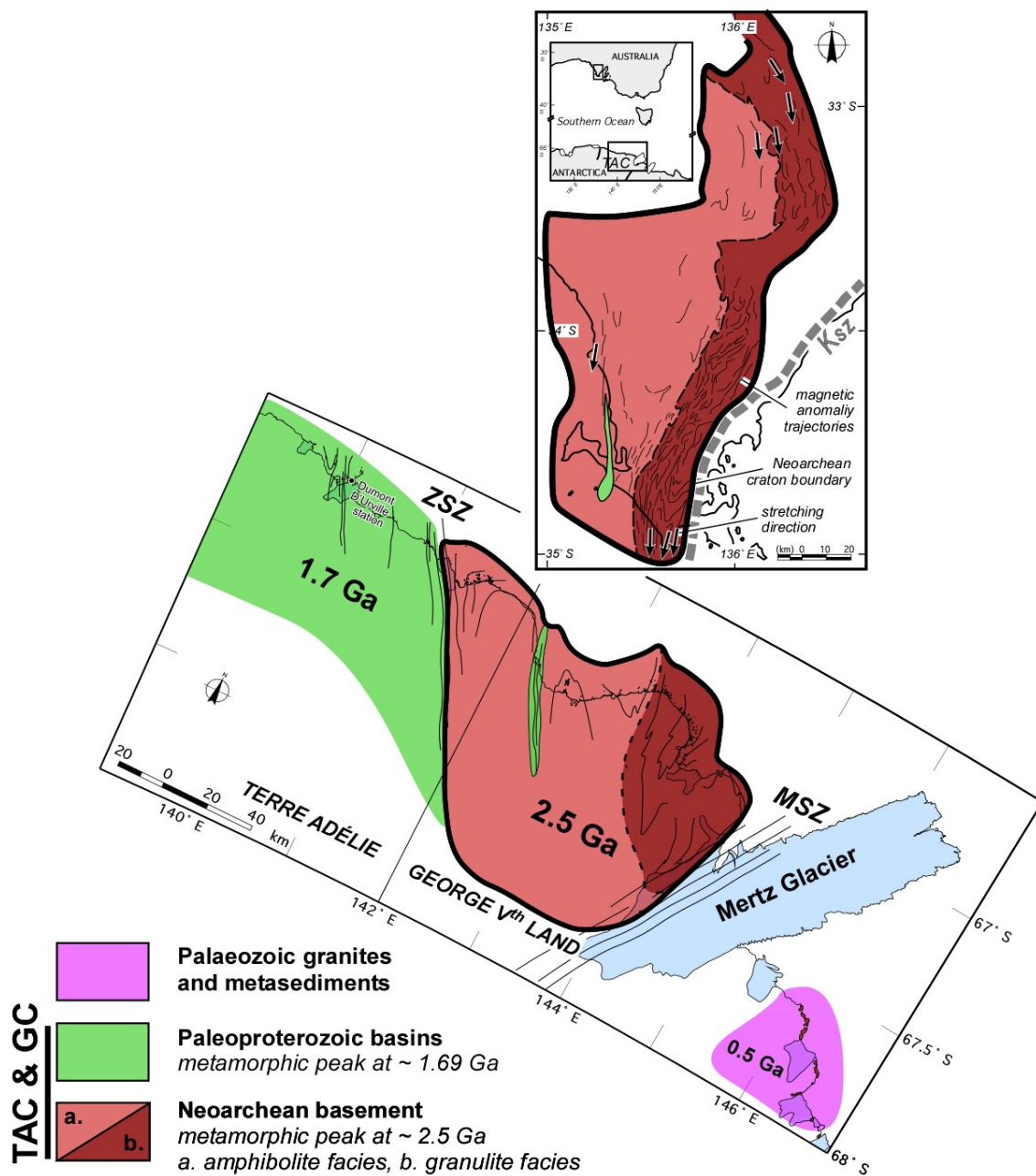


Fig. 9.2 – Essai de corrélation entre les cratons de Terre Adélie et du Gawler basée sur l'orientation des structures observées dans le socle métamorphique néoarchéen et sa couverture autochtone. Les cartes géologiques du socle du Craton de Terre Adélie et du Craton du Gawler sont extraites respectivement des articles de Ménot et al. (2007); Duclaux et al. (2007a).

Chapitre 10

La déformation des lithosphères chaudes

Les parties précédentes illustrent des différences majeures entre les épisodes tectono-métamorphiques à 2.5–2.44 et 1.71–1.68 Ga à l’origine de la structuration polyphasée du socle du *Mawson continent*.

Il apparaît cependant que les domaines néoarchéen et paléoprotérozoïque se sont déformés tous deux de manière ductile, respectivement autour de 2.5 Ga et de 1.7 Ga. Nous avons dans les deux cas des arguments permettant de démontrer qu’il y a eu un fluage horizontal des matériaux au sein de la croûte.

Lors de sa structuration autour de 2.5 Ga, la lithosphère néoarchéenne semble présenter un gradient géothermique fort par rapport aux zones orogéniques modernes. Les observations et les modèles que nous avons réalisés démontrent un comportement mécanique fortement ductile et la possibilité d’un fluage horizontal des matériaux crustaux. Près d’un milliard d’années plus tard, un peu avant 1.7 Ga, la rhéologie de cette lithosphère a dramatiquement changé, elle est devenue fortement rigide. Deux raisons majeures à cela : la diminution de la productivité radioactive dans les roches qui la constituent et l’érosion de la partie supérieure de la croûte connue pour renfermer les plus grandes concentrations de ces mêmes éléments producteurs de chaleur. Ces matériaux érodés et fortement enrichis en radioéléments vont alors se déposer dans des bassins sédimentaires à proximité.

Ainsi, lors de la phase compressive suivante, la lithosphère néoarchéenne est devenue

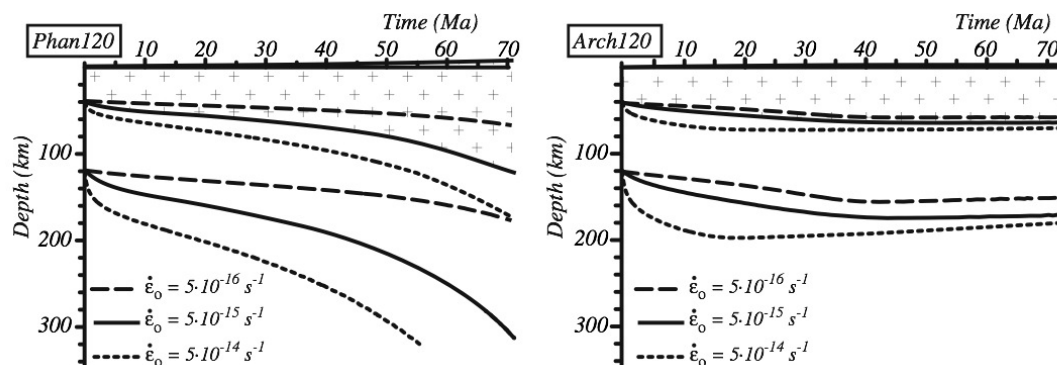
froide et rigide, c'est donc dans les épais bassins détritiques voisins que va se localiser la déformation. Les gradients thermiques forts dans ces bassins vont même permettre un important fluage horizontal des matériaux (Gapais et al., 2007). Par un processus de recyclage de surface et de transport mécanique, il semble que la chaleur ait pu être advectée d'un domaine à l'autre de la croûte continentale via la remobilisation de radioéléments.

10.1 Durant la convergence

Rey and Houseman (2006) ont montré à travers leurs modélisations que la lithosphère continentale archéenne ne pouvait pas s'épaissir au-delà d'une valeur seuil, dépendant du taux de déformation appliquée au modèle (Fig. 10.1). Les raisons de l'existence de cette valeur seuil sont (1) la flottabilité du manteau sous-jacent et (2) le plus fort gradient géothermique régnant dans la croûte continentale à cette époque. Lorsque l'épaississement atteint sa valeur seuil, les forces de gravité deviennent trop importantes et vont alors pousser les matériaux à s'échapper le long de zones de cisaillement transpressives. Ce comportement est très différent de celui des zones de convergences modernes (exemple du modèle Phan 120, représenté sur la figure 10.1, correspondant à une lithosphère de type phanérozoïque de 120 km d'épaisseur) où l'épaississement crustal et lithosphérique ne semble pas être limité.

Des travaux de modélisation analogique (Cruden et al., 2006; Cagnard et al., 2006) arrivent aux mêmes conclusions que les auteurs précédents démontrant l'échappement latéral des matériaux constitutifs de la lithosphère chaude par le biais de grande zones de cisaillement compatibles avec des mécanismes transpressifs.

Cette "flottabilité" de la lithosphère archéenne a de nombreuses implications, par exemple sur la topographie des orogènes. Si la croûte ne peut pas s'épaissir sans fluer latéralement, l'existence de chaînes de montagnes élevées est fortement remise en cause pour les temps archéens.



Evolution of the position of the main density interfaces during convergence. In the Archaean model, the continental lithosphere reaches a plateau stage during which the depths of the density interfaces do not change much. The timescale at which this stage is reached is proportional to the initial thickness of the lithosphere. [...] The depth of the density interfaces for Phan120 [...] increases at an increasing rate. In these models, the thickening rate increases despite convergence being driven by a decreasing horizontal stress.

Fig. 10.1 – *Modèle triaxial illustrant la différence d'épaississement entre une lithosphère archéenne (Arch120) et phanérozoïque (Phan120) lorsque la convergence est maintenue (d'après Rey and Houseman, 2006).*

10.2 En fin de convergence

Les modèles triaxiaux que nous avons présentés dans ce mémoire mettent en évidence les mécanismes en jeu lors de la fin de la convergence continentale. Lors du relâchement de la convergence, une compétition a lieu entre la force tectonique et la force de gravité. L'équilibre de ces deux forces va permettre le fluage horizontal des matériaux crustaux dans une direction parallèle à celle de l'orogène par des mécanismes de déformation purement co-axiale, en particulier de la constriction horizontale.

Le passage d'une fabrique en aplatissement vers une fabrique en constriction est un résultat majeur que nous avons obtenu à partir des modélisations triaxiales. En effet nous montrons (Duclaux et al., 2007a) que ce changement progressif de mode de déformation peut être uniquement causé par une réponse mécanique intrinsèque au système, dans un contexte de convergence normale (pure shear) sans avoir à invoquer de processus transpressif ou transtensif.

10.2.1 Préservation des fabriques constrictives horizontales

Les modèles triaxiaux ont permis de mettre en évidence une chute du taux de déformation lors du passage dans le domaine de la constriction (Duclaux et al., 2007a). Cette chute de plusieurs ordres de grandeur permet la préservation des structures constrictives alors que la lithosphère n'est pas encore revenue dans un état d'équilibre isostatique.

Le fait que la constriction soit bien représentée au sein du socle néoarchéen du *Mawson continent* montre que l'état de la déformation finie que nous avons modélisée n'est pas parfaitement correct. On observe une surreprésentation de la constriction sur le terrain. Il peut s'agir d'un stade figé de l'histoire post-néoarchéenne pour lequel on observe des structures reliques.

La très bonne préservation de ces structures dans les migmatites pourrait avoir un lien avec la présence de grandes quantités de magmas issus de la fusion partielle de la croûte. Lors de la phase de constriction, la présence de ces jus pourrait faciliter le fluage et donc l'échappement latéral de la croûte. La cristallisation de ces liquides granitiques figerait alors les structures.

10.3 Le fluage de la croûte et l'effondrement gravitaire des orogènes archéens

Nous avons pu mettre en évidence l'importance du fluage latéral induit par la force de gravité afin de contrebalancer l'épaississement crustal lors de la convergence. Il est probable que ce fluage ait pu être facilité par la présence de migmatites et de liquides anatectiques dans les niveaux structuraux intermédiaires à profonds de la croûte (Vanderhaeghe and Teyssier, 2001).

Dans une croûte anormalement chaude, les forces de volume comme la gravité vont avoir une importance plus forte sur les mécanismes de déformation. Si cette croûte est partiellement fondue, ce qui sera probablement le cas compte tenu des fortes températures qui y règnent, l'action de la gravité sera encore facilitée et un fluage

important pourra se produire. L'épaississement de la croûte continentale deviendra alors encore plus improbable.

À l'Archéen, lorsque la convergence continentale est maintenue, les domaines orogéniques ne peuvent s'épaissir de manière aussi importante que dans les orogènes actuels (Rey and Houseman, 2006). Lors de la diminution de la force de convergence un amincissement généralisé des domaines orogéniques va se produire, induit par le fluage latéral de la croûte via des mécanismes de constriction horizontale (Duclaux et al., 2007a). Ces processus impliquent que la croûte continentale ne peut pas présenter d'épaississement important sauf si les taux de convergences sont très fortement élevés. De fait, les lithosphères archéennes chaudes n'étaient certainement pas sujettes au processus d'effondrement gravitaire post-orogénique – le *collapse*. L'absence de démantèlement (effondrement, érosion et recyclage) de ces orogènes pourrait être une cause majeure de la préservation de ces domaines anciens jusqu'à l'actuel.

La dualité rhéologique au sein du Craton de Terre Adélie

11.1 Localisation de la déformation tardive sur des discontinuités rhéologiques majeures

Autour de 1.7 Ga, soit près d'un milliard d'années après l'événement majeur affectant le domaine archéen, l'état thermique de la croûte continentale néoarchéenne est stabilisé (Ménot et al., 2007; Duclaux et al., soum, 2007b). Durant cette période, une activité tectonique transtensive – hypothèse appuyée par la géométrie longiligne du bassin Paléoprotérozoïque de Cape Hunter et sa continuité au niveau du Gawler – permet l'ouverture de bassins sédimentaires détritiques intracontinentaux (avant 1.73 Ga) comblés par les matériaux en provenance du socle néoarchéen proche. Dans le secteur de Pointe Géologie, le passage de métagrauwackes vers des métapélites en allant vers l'Ouest laisse présumer des variations latérales de faciès lors du remplissage du bassin (Pelletier, 2001). Cette variation de faciès sédimentaire pourrait indiquer un approfondissement du paléo-bassin d'Est en Ouest.

L'actuel emplacement du Glacier de la Zélée, entre l'archipel de Port Martin et Cap Jules doit alors correspondre à la marge de ce bassin. Cette marge va représenter une discontinuité rhéologique latérale majeure entre le bloc néoarchéen et le bassin paléoprotérozoïque. De même, le socle bordant la bassin de Cape Hunter marque

une zone de faiblesse du coeur du craton néoarchéen. Même si nous n'avons pas pu l'observer directement sur le terrain, le socle doit présenter une fracturation tardive importante comme cela est observé dans le Gawler où des gouges d'orientation similaire à celle du bassin de Price Island fracturent le socle granitique néoarchéen (cf. Photo 3.4-F).

Au sein du bloc Néoarchéen, lors de l'épisode de convergence entre 1.71 et 1.69 Ga, la déformation se localise au niveau de ces hétérogénéités rhéologiques (paléo-marge au niveau du Nunatak Lacroix et bordure du bassin de Cape Hunter). De plus un réseau complexe de zones de cisaillement verticales anastomosées, d'échelle métrique, se développe partout dans le socle. Ces zones de cisaillement en faciès schiste vert sont souvent conjuguées mais présentent un jeu dextre dominant (Stüwe and Oliver, 1989). Les linéations minérales observées sont faiblement pentées indiquant une composante de transport horizontal. Ces mouvements sont compatibles avec des mécanismes transpressifs (Fossen and Tikoff, 1998; Teyssier and Tikoff, 1999; Tikoff and Fossen, 1999) comme ceux décrits au sein du bassin de DDU par Pelletier et al. (2002).

La zone de cisaillement visible sur le Nunatak Lacroix (Heurtebize, 1952a) est donc une zone de faiblesse accommodant une grande partie de la déformation Paléoproterozoïque. En l'absence de mise en évidence de collage tectonique nous pouvons conclure que cet épisode tectonique a eu lieu en contexte intra-continental. En effet, nous n'avons encore observé aucune preuve d'océanisation Paléoproterozoïque au sein de bassin de DDU. Le bassin de DDU ne correspond donc pas à un domaine allochtone collé par des processus tectoniques comme cela avait été supposé (Monnier et al., 1996), mais bien à un bassin autochtone.

11.2 L'inertie et le rôle de "butoir" de la lithosphère néoarchéenne au Paléoproterozoïque

La variation latérale des modalités de la déformation au sein du bassin de DDU mise en évidence par Pelletier et al. (2002), avec le passage de structures en dômes vers l'Ouest, vers des zones de cisaillement verticales aux jeux majoritairement dextres vers l'Est, implique que le noyau Archéen joue le rôle d'un "butoir" tectonique localisant la

déformation sur sa périphérie (Gapais et al., 2007). Les zones de cisaillement dextres en bordure du bassin portent des linéations minérales pentées vers le Sud indiquant un déplacement selon une composante à la fois verticale et horizontale.

D'après les travaux de Cagnard et al. (2006) et Gapais et al. (2007), ce partitionnement de la déformation pourrait être dû à un contraste rhéologique majeur entre les deux domaines. Ce contraste rhéologique pourrait découler d'un contraste thermique majeur. Dans ce cas, la cause pourrait en être soit des gradients géothermiques différents au sein de la croûte, soit des différences de flux thermique à la base de la lithosphère, ou encore l'effet conjoint de ces deux phénomènes. La figure 11.1 illustre ce contraste rhéologique entre le noyau néoarchéen froid et rigide et le bassin paléoprotérozoïque chaud et ductile lors de l'événement tectonique à 1.7 Ga.

Cette figure illustre la localisation de la déformation sur la bordure du bassin. Sur la marge du bassin de DDU, vers le Cap Jules, les âges obtenus par la méthode Ar-Ar nous ont permis de calculer des vitesses d'exhumation relativement faibles, de l'ordre de 2 mm.an^{-1} , mais néanmoins deux fois supérieures à celles estimées pour la zone de Pointe Géologie au coeur du bassin là où les dômes sont bien représentés et où le fluage horizontal l'emporte sur les mouvements verticaux. Le gradient d'exhumation calculé d'Est en Ouest dans le bassin est proportionnel au gradient de déformation du socle.

La cratonisation du domaine de Terre Adélie fait suite à l'évènement majeur Paléoprotérozoïque qui structure et métamorphise les bassins détritiques de Dumont D'Urville et de Cape Hunter (voir le chapitre 8). Les âges "jeunes", autour de 1500 Ma obtenus sur la limite orientale du craton (Mertz Shear Zone) sont difficiles à interpréter en terme d'âge géologique. Il peuvent marquer un événement à part, fortement localisé ou correspondre à un âge de mélange entre un pôle ancien et un pôle Pan-Africain qui pourrait par exemple être expliqué par une circulation importante de fluides.

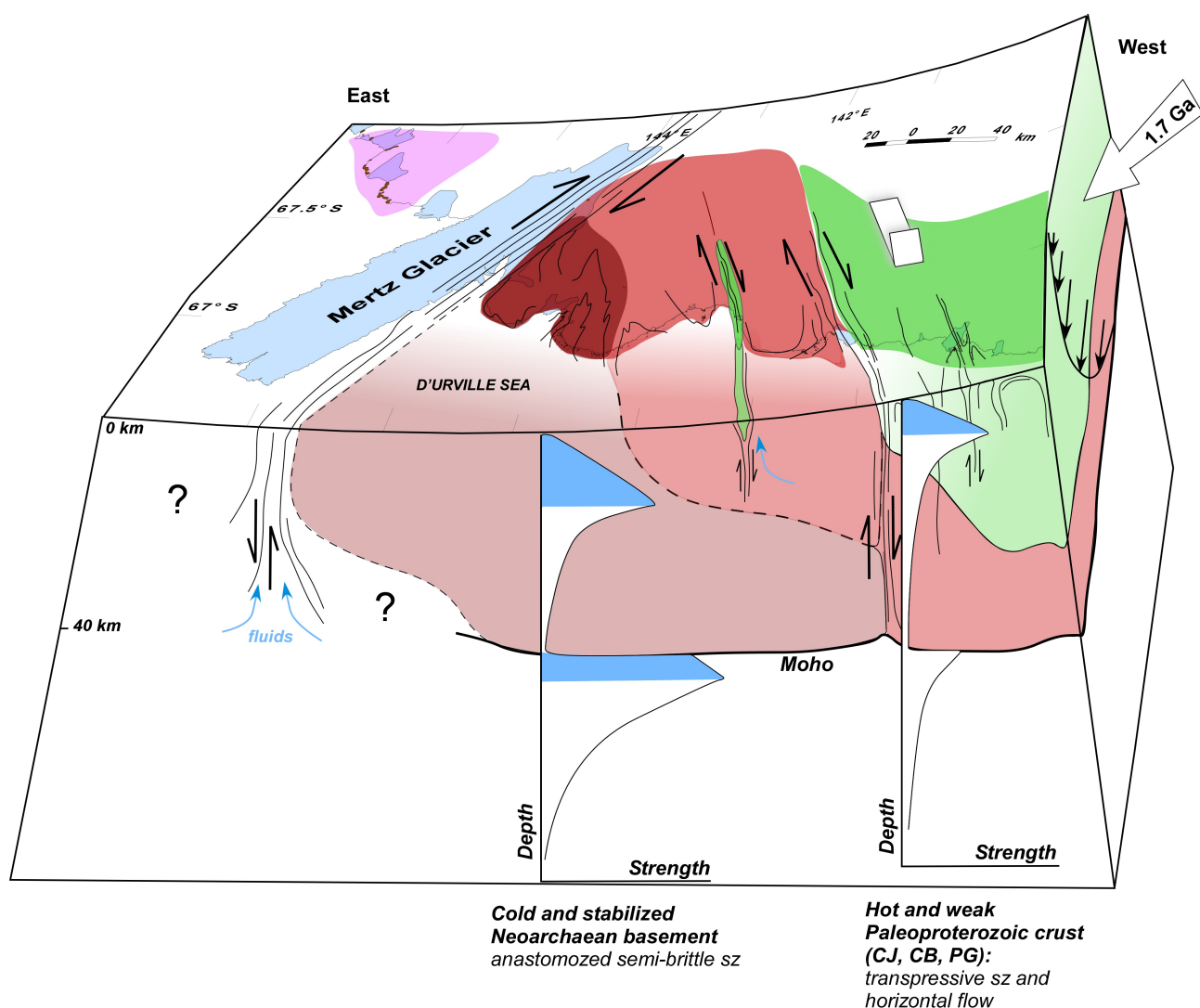


Fig. 11.1 – Schéma illustrant la dualité de comportement rhéologique lors de l'événement tectonique transpressif Paléoproterozoïque entre la croûte néoarchéenne froide et stabilisée (marron) et le domaine chaud et ductile paléoproterozoïque de DDU (en vert). Les profils rhéologiques indiquent en bleu les domaines fragiles au sein des deux domaines. Le bassin de DDU présente un gradient de déformation d'Est en Ouest avec le passage progressif de zones de cisaillement transpressives verticales facilitant l'exhumation des matériaux vers des structures en dômes permettant le fluage horizontal des matériaux.

Chapitre 12

Perspectives

Les travaux présentés dans ce mémoire sont principalement axés sur l'évolution tectonique des lithosphères chaudes et les processus de reprise tardive au sein des domaines cratoniques. Les chantiers de Terre Adélie et du Gawler ont démontré de nombreux intérêts pour l'étude de ces problèmes et ont soulevé de nombreuses autres questions qui méritent maintenant d'être étudiées. Deux points en particulier me semblent primordiaux :

- i. préciser l'évolution pression-température des différents domaines structuraux reconnus dans le craton. Cela pourra se faire à travers une étude thermobarométrique précise, en particulier au sein de la croûte néoarchéenne. Il sera ainsi possible (1) de tester et préciser les modèles géodynamiques présentés dans ce mémoire et (2) de quantifier avec précision l'impact des roches basiques sur l'état thermique de la croûte continentale profonde et intermédiaire afin de mieux comprendre l'origine des assemblages de haute voire ultra-haute température.
- ii. caractériser géochimiquement les roches du socle archéen et de la couverture paléoprotozoïque afin de mieux comprendre les processus à l'origine de leur genèse et leurs sources.

Bibliographie

Bibliographie

- Albarède, F. (1998). The growth of continental crust. *Tectonophysics* 196, 1–14.
- Ancey, M., F. Bastenaire, and R. Tixier (1978). Application des méthodes statistiques en microanalyse. In F. Maurice, L. Meny, and R. Tixier (Eds.), *Microanalyse, microscopie électronique à balayage*, pp. 323–347. Les éditions du physicien, Orsay.
- Arndt, N. T. and E. G. Nisbet (1982). *What is a komatiite ?* Abteilung Geochemie, Max-Planck-Inst. für Chemie, Postfach 3060, 6500 Mainz, W Germany. : George Allen & Unwin.
- Asami, M., K. Suzuki, and E. S. Grew (2002). Chemical Th-U-total Pb dating by electron microprobe analysis of monazite, xenotime and zircon from the Archean Napier Complex, East Antarctica : evidence for ultra-high-temperature metamorphism at 2400 Ma. *Precambrian Research* 114 (3-4), 249–275.
- Ashwal, L. D., P. Morgan, and T. D. Hoisch (1992). Tectonics and heat sources for granulite metamorphism of supracrustal-bearing terranes. *Precambrian Research* 54 (1-4), 525–538.
- Aubert de la Rüe, E. and P. Tchernia (1951). Sur quelques roches de Terre Adélie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 232, 995–996.
- Bédard, J. H. (2006). A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(5), 1188–1214.
- Bédard, J. H., P. Brouillette, L. Madore, and A. Berclaz (2003). Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada : an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. *Precambrian Research* 127(1-3), 61–87.
- Bellair, P. and L. Delbos (1962). Age absolu de la dernière granitisation en Terre Adélie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 254, 1465–1466.

- Bickle, M. J., L. F. Bettenay, C. A. Boulter, and D. J. Groves (1980). Horizontal tectonic interaction of an Archaean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology* 8, 525–529.
- Bickle, M. J., A. Martin, and E. G. Nisbet (1975). Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Earth and Planetary Science Letters* 27(2), 155–162.
- Bisnath, A. and H. E. Frimmel (2005). Metamorphic evolution of the Maud Belt : P-T-t path for high-grade gneisses in Gjelsvikfjella, Dronning Maud Land, East Antarctica. *Journal of African Earth Sciences* 43(5), 505–524.
- Bleeker, W. (1990). New structural-metamorphic constraints on Early Proterozoic oblique collision along the Thompson Nickel Belt, Manitoba. *Canadian Geological Association Special Paper* 37, 57–73.
- Bleeker, W. (2003). The late Archean record : a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos* 71(2-4), 99–134.
- Boger, S. D., C. J. L. Wilson, and C. Mark Fanning (2006). An Archaean province in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica : U-Pb zircon evidence for c. 3170 Ma granite plutonism and c. 2780 Ma partial melting and orogenesis. *Precambrian Research* 145(3-4), 207–228.
- Bohlen, S. R. (1987). Pressure–temperature–time paths and tectonic model for evolution of the granulites. *Journal of Geology* 95, 617–632.
- Bohlen, S. R. (1991). On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 9(3), 223–229.
- Bohlen, S. R. and K. Mezger (1989). Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Science* 244(4902), 326–329.
- Bouhallier, H., D. Chardon, and P. Choukroune (1995). Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures : The Dharwar craton (Karnataka, South India). *Earth and Planetary Science Letters* 135(1-4), 57–75.
- Boyd, F. R., J. J. Gurney, and S. H. Rischerson (1985). Evidences for a 150–200 km thick Archean lithosphere from diamond inclusions thermobarometry. *Nature* 315, 387–389.
- Brace, W. F. and D. L. Kohlstedt (1980). Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* 85, 6248–6252.

- Braun, I., J.-M. Montel, and C. Nicollet (1998). Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology* 146(1-2), 65–85.
- Caby, R. (1987). The Pan-African belt of West Africa from the Sahara to the Gulf of Benin. In J. P. Schaer and J. Rogers (Eds.), *Anatomy of Mountain Ranges*. Princeton Series in Geology and Paleontology.
- Caby, R., C. Delor, and O. Agoh (2000). Lithologie, structure et métamorphisme des formations birrimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'Ivoire) : rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *Journal of African Earth Sciences* 30, 351–374.
- Cagnard, F., J. P. Brun, and D. Gapais (2006). Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics* 421, 145–160.
- Cagnard, F., N. Durrieu, D. Gapais, J. P. Brun, and C. Ehlers (2006). Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova* 18(1), 72–78.
- Chardon, D. (1997). *Les déformations continentales archéennes. Exemples naturels et modélisation thermomécanique*. Mémoires Géosciences Rennes, Université de Rennes 1.
- Chardon, D., P. Choukroune, and M. Jayananda (1996). Strain patterns, decollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar Craton (south India). *Journal of Structural Geology* 18(8), 991–1004.
- Chardon, D., P. Choukroune, and M. Jayananda (1998). Sinking of the dharwar basin (south india) : implications for archaean tectonics. *Precambrian Research* 91(1-2), 15–39.
- Cheng, L. Z., J. C. Mareschal, C. Jaupart, F. Rolandone, C. Griepy, and M. Radigon (2002). Simultaneous inversion of gravity and heat flow data : constraints on thermal regime, rheology and evolution of the Canadian Shield crust. *Journal of Geodynamics* 34, 11–30.
- Cherniak, D. J., E. B. Watson, M. Grove, and T. M. Harrison (2004). Pb diffusion in monazite : A combined RBS/SIMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(4), 829–840.
- Choukroune, P., H. Bouhallier, and N. T. Arndt (1995). Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. *Early Precambrian processes, Published by Geological Society, London ; Special Publication, Editors Coward M.P. and Ries A.C.* 95, 67–86.

- Choukroune, P., J. N. Ludden, D. Chardon, A. J. Calvert, and H. Bouhallier (1997). *Archaean crustal growth and tectonic processes : a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India*. Geosciences-Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France : Geological Society, London ; Special Publication, 121.
- Clark, C., A. Schmidt Mumm, and K. Faure (2005). Timing and nature of fluid flow and alteration during Mesoproterozoic shear zone formation, Olary domain, South Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 23(3), 147–164.
- Cocherie, A., O. Legendre, J. J. Peucat, and A. N. Kouamelan (1998). Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination : Implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(14), 2475–2497.
- Collins, A. S., S. M. Reddy, C. Buchan, and A. Mruma (2004). Temporal constraints on Palaeoproterozoic eclogite formation and exhumation (Usagaran Orogen, Tanzania). *Earth and Planetary Science Letters* 224(1-2), 175–192.
- Collins, W. J., M. J. Van Kranendonk, and C. Teyssier (1998). Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia : driving mechanisms and tectonic implications. *Journal of Structural Geology* 20(9-10), 1405–1424.
- Coltice, N., B. R. Phillips, H. Bertrand, Y. Ricard, and P. Rey (2007). Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. *Geology* 35(5), 391–394.
- Condie, K. C. (1984). Archean geotherms and supracrustal assemblages. *Tectonophysics* 105, 29–41.
- Condie, K. C. (1998). Episodic continental growth and supercontinents : a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters* 163, 97–108.
- Copeland, P., R. R. Parrish, and T. M. Harrison (1988). Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature* 333(6175), 760–763.
- Coward, M. P. and L. I. Lintern, B. C. Wright (1976). The pre-cleavage deformation of the sediments and the gneisses of the Northern Limpopo belt. In B. F. Windley (Ed.), *The early history of the Earth*, pp. 323–330. John Wiley & Sons.
- Cruden, A. R., M. H. B. Nasser, and R. Pysklywec (2006). Surface topography and internal strain variation in wide hot orogens from three-dimensional analogue and two-dimensional numerical vice models. *Geological Society Special Publication* 253, 79–104.

- Culshaw, N., J. W. F. Ketchum, N. Wodicka, and P. Wallace (1994). Deep crustal extension following thrusting in the southwestern Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 160–175.
- Culshaw, N., M. Purves, P. Reynolds, and G. Stott (2006). Post-collisional upper crustal faulting and deep crustal flow in the eastern Wabigoon subprovince of the Superior Province, Ontario : Evidence from structural and Ar/Ar data from the Humboldt Bay High Strain Zone. *Precambrian Research* 145(3-4), 272–288.
- Dalziel, I. W. D. (1997). Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics : review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin* 109(1), 16–42.
- Davies, G. F. (1995). Punctuated tectonic evolution of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 363–379.
- Davis, B. K. and E. Maidens (2003). Archaean orogen-parallel extension : evidence from the northern Eastern Goldfields Province, Yilgarn Craton. *Precambrian Research* 127(1-3), 229–248.
- De Wit, M. J. (1982). Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *Journal of Structural Geology* 4, 117–136.
- Delor, C., J.-P. Burg, and G. Clarke (1991). Diapirism-metamorphism relationships in the Pilbara Province (Western Australia) : implications for thermal and tectonic regimes in the Archaean. *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II* 312(3), 257 – 263.
- Delor, C. and N. Rock (1991). Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (East Antarctica) : primitive magmas of deep mantle origin. *Antarctic Science* 3(4), 419 – 432.
- Di Vincenzo, G., F. Talarico, and G. Kleinschmidt (2007). An ^{40}Ar - ^{39}Ar investigation of the Mertz Glacier area (George V Land, Antarctica) : Implications for the Ross Orogen-East Antarctic Craton relationship and Gondwana reconstructions. *Precambrian Research* 152(3-4), 93–118.
- Dietz, R. S. (1961). Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature* 190, 854–857.
- Duclaux, G., R. P. Ménot, S. Guillot, Y. Agbossoumonde, and N. Hilaireret (2006). The mafic layered complex of the Kabyé massif (North Togo and North Benin) : Evidence of a Pan-African granulitic continental arc root. *Precambrian Research* 151(1-2), 101–118.

- Duclaux, G., P. Rey, S. Guillot, and R.-P. Ménot (2007a). Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archean field examples. *Geology* 35(8), 715–718.
- Duclaux, G., P. Rey, S. Guillot, and R.-P. Ménot (2007b). Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archean field examples ; REPLY TO COMMENT. *Geology Online Discussion Forum*.
- Duclaux, G., Y. Rolland, G. Ruffet, R.-P. Ménot, S. Guillot, J.-J. Peucat, M. Fanning, P. Rey, and A. Pêcher (souv.). Superimposed Neoarchean and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica) : evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages. *Precambrian Research* (submitted in August 2007).
- Dutch, R., M. Hand, and A. Reid (2007). Orogen-parallel flow during continental convergence : Numerical experiments and Archean field examples ; COMMENT. *Geology Online Discussion Forum*.
- England, P. and D. McKenzie (1982). A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophysical Journal, Royal Astronomical Society* 70(2), 295–321.
- England, P. and D. McKenzie (1983). Correction to : a thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophysical Journal, Royal Astronomical Society* 73(2), 523–532.
- England, P. C. and M. J. Bickle (1984). Continental thermal and tectonic regimes during the Archean. *Journal of Structural Geology* 92, 353–367.
- Escher, A. and C. Beaumont (1997). Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale : a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *Journal of Structural Geology* 19(7), 955–974.
- Evans, B. and C. Goetze (1979). The temperature variation of hardness of olivine and its implication for polycrystalline yield stress. *Journal of Geophysical Research* 84(B10), 5505–5524.
- Fanning, C., D. Moore, V. Bennett, S. Daly, R. Ménot, J. Peucat, and R. Oliver (1999). The 'Mawson Continent', the East Antarctic Shield and Gawler Craton, Australia. In *International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, Volume 8, pp. 103.
- Fitzsimons, I. C. W. (2000). A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents. *Journal of African Earth Sciences* 31(1), 3–23.
- Förster, H. J. (1998). The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany, Part I : the monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. *American Mineralogist* 83(3-4), 259–272.

- Fossen, H. and B. Tikoff (1998). Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *Geological Society Special Publication* (135), 15–33.
- Fountain, D. M. and M. H. Salisbury (1981). Exposed cross-sections through the continental crust : implications for crustal structure, petrology, and evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 56, 263–277.
- Franz, G., G. Andrehs, and D. Rhede (1996). Crystal chemistry of monazite and xenotime from saxothuringian-moldanubian metapelites, ne bavaria, germany. *European Journal of Mineralogy* 8(5), 1097–1118.
- Fyfe, W. S. (1973). The granulite facies, partial melting and the archean crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London – Serie A* 273, 457–461.
- Gapais, D., A. Pelletier, R.-P. Ménot, and J.-J. Peucat (2007). Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica). *Lithos in press*.
- Gapais, D., A. Potrel, N. Machado, and E. Hallot (2005). Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt, Manitoba, Canada. *Tectonics* 24(TC3002), 1–16.
- Gibson, R. L. and M. Q. W. Jones (2002). Late Archaean to Palaeoproterozoic geotherms in the Kaapvaal craton, South Africa : Constraints on the thermal evolution of the Witwatersrand Basin. *Basin Research* 14(2), 169–181.
- Goncalves, P. (2002). *Pétrologie et géochronologie des granulites de Ultra-Hautes températures de l'unité basique d'Andriamena (centre-nord Madagascar)*. Ph. D. thesis, Université Blaise Pascal.
- Goncalves, P., M. L. Williams, and M. J. Jercinovic (2005). Electron-microprobe age mapping of monazite. *American Mineralogist* 90(4), 578–585.
- Gorman, B. E., T. H. Pearce, and T. C. Birkette (1978). On the structure of Archaean greenstone belts. *Precambrian Research* 6, 23–41.
- Gose, W. A., M. A. Helper, J. N. Connelly, F. E. Hutson, and I. W. D. Dalziel (1997). Paleomagnetic data and U-Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica : implications for late Proterozoic plate reconstructions. *Journal of Geophysical Research* 102(B4), 7887–7902.
- Griffin, W., S. O'Reilly, N. Abe, S. Aulbach, R. Davies, N. Pearson, B. Doyle, and K. Kivi (2003). The origin and evolution of archean lithospheric mantle. *Precambrian Research* 127(1-3), 19 – 41.

- Griffin, W., S. Y. O'Reilly, C. G. Ryan, O. Gaul, and D. Ionov (1998). Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle. *Structure and Evolution of the Australian continent, Geodynamics Series, American Geophysical Union 26*, 1–25.
- Grove, T. L. and S. W. Parman (2004). Thermal evolution of the Earth as recorded by Komatiites. *Earth and Planetary Science Letters 219*, 173–187.
- Hamilton, W. B. (2003). An alternative earth. *GSA Today 13*(11), 4 – 12.
- Harley, S. L. (1983). Regional geobarometry-geothermometry and metamorphic evolution evolution of Enderby Land, Antarctica. In R. L. Oliver and J. B. Jago (Eds.), *Antarctic Earth Sciences*, Australian Academy of Sciences, Canberra, pp. 25–30. Cambridge University Press.
- Harley, S. L. and I. C. W. Fitzsimons (1995). High-grade metamorphism and deformation in the Prydz Bay region, East Antarctica : terranes, events and regional correlations. *Memoirs - Geological Society of India 34*, 73–100.
- Harley, S. L. and N. M. Kelly (2007). The impact of zircon-garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U-Pb ages in complex high-grade terrains : An example from the Rauer Islands, East Antarctica. *Chemical Geology 241*(1-2), 62–87.
- Hawkesworth, C. J. and A. I. S. Kemp (2006). The differentiation and rates of generation of the continental crust. *Chemical Geology 226*(3-4), 134–143.
- Hess, H. H. (1962). *History of Oceanic Basins. Petrologic Studies : A volume in honour of A.F Buddington*. Geological Society Of America Boulder Colorado.
- Heurtebize, G. (1952a). Sur les environs de Port Martin (Terre Adélie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 234*, 1780–1782.
- Heurtebize, G. (1952b). Sur les formations géologiques de la Terre Adélie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 234*, 2209–2210.
- Holmes, A. (1931). Radioactivity and earth movements. *Transactions of the Geological Society of Glasgow for 1928–29 18*, 559–606.
- Houseman, G. and P. England (1986). Finite strain calculations of continental deformation 1. Method and general results for convergent zones. *Journal of Geophysical Research 91*, 3651–3663.
- Jaupart, C., J. C. Mareschal, H. D. Holland, and K. K. Turekian (2003). *Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data*, pp. 65–84. Oxford : Pergamon.
- Jordan, T. H. (1975). The continental tectosphere. *Reviews of Geophysics 13*, 1–2.

- Jordan, T. H. (1978). Composition and development of the continental tectosphere. *Nature* 274, 544–548.
- Jordan, T. H. (1997). Mineralogies, densities and seismic velocities of garnet lherzolites and their geophysical implications. In F. R. Boyd and H. O. A. Meyer (Eds.), *The Mantle Sample : Inclusions in Kimberlites and other volcanics*, Washington, DC, pp. 1–14. American Geophysical Union.
- Jourdan, F., C. Verati, and G. Feraud (2006). Intercalibration of the Hb3gr $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard. *Chemical Geology* 231(3), 177–189.
- Kawasaki, T., K. Sato, and Y. Motoyoshi (2002). Experimental Constraints on the Thermal Peak of a Granulite from McIntyre Island, Enderby Land, East Antarctica. *Gondwana Research* 5(4), 749–756.
- Kelly, N. M., G. L. Clarke, and S. L. Harley (2006). Monazite behaviour and age significance in poly-metamorphic high-grade terrains : A case study from the western Musgrave Block, central Australia. *Lithos* 88(1-4), 100–134.
- Kloppenburg, A., S. H. White, and T. E. Zegers (2001). Structural evolution of the Warrawoona Greenstone Belt and adjoining granitoid complexes, Pilbara Craton, Australia : implications for Archaean tectonic processes. *Precambrian Research* 112(1-2), 107–147.
- Krogh, T. E. (1994). Precise U–Pb ages for Grenville and Pre-Grenville thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages on the Grenville front tectonic zone, Canada. *Tectonics* 13, 963–982.
- Kröner, A. (1985). Ophiolites and the evolution of tectonic boundaries in the Late Proterozoic Arabian-Nubian shield of northeast Africa and Arabia. *Precambrian Research* 27, 277–300.
- Kröner, A., S. A. Wilde, J. H. Li, and K. Y. Wang (2005). Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. *Journal of Asian Earth Sciences* 24(5), 577–595.
- Kusky, T. M. and A. Polat (1999). Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons. *Tectonophysics* 305(1-3), 43–73.
- Lambert, R. S. J. (1976). Archaean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the Earth. In J. W. . Sons (Ed.), *The early history of the Earth*, London, pp. 363–373. Windley, B. F.
- Lardeaux, J. M., S. Schwartz, P. Tricart, A. Paul, S. Guillot, N. Béthoux, and F. Masson (2006). A crustal-scale cross-section of the South-Western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova* 18(6), 412–422.

- Ledru, P., J. Eko N'dong, V. Johan, J. P. Prian, B. Coste, and D. Haccard (1989). Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt : Collision tectonics in the Lower Proterozoic? *Precambrian Research* 44, 227–241.
- Ledru, P., V. Johan, J. P. Milesi, and M. Tegye (1994). Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision : evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69(1-4), 169–191.
- Ludden, J. and A. Hynes (2000). The Lithoprobe Abitibi–Grenville transect : two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 459–476.
- Marshak, S. (1999). Deformation style way back when : thoughts on the contrasts between Archean/Paleoproterozoic and contemporary orogens. *Journal of Structural Geology* 21(8-9), 1175–1182.
- Martin, H. and J. F. Moyen (2002). Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of earth. *Geology* 30(4), 319–322.
- Mattauer, M. (1980). *Les déformations des matériaux de l'écorce Terrestre* (2nd ed.). Paris : Hermann.
- Mc Gregor, A. M. (1951). Some milestones in the Precambrian of South Rhodesia. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 54, 27–71.
- McCaffrey, K. J. W., J. Grocott, A. A. Garde, and M. A. Hamilton (2004). Attachment formation during partitioning of oblique convergence in the Ketilidian orogen, south Greenland. *Geological Society Special Publications vertical coupling and decoupling in the lithosphere*(227), 231–248.
- McKenzie, D., J. Jackson, and K. Priestley (2005). Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 233(3-4), 337–349.
- McLaren, S., M. Sandiford, and R. Powell (2005). Contrasting styles of Proterozoic crustal evolution : A hot-plate tectonic model for Australian terranes. *Geology* 33(8), 673–676.
- Meert, J. G. and T. H. Torsvik (2003). The making and unmaking of a supercontinent : Rodinia revisited. *Tectonophysics* 375(1-4), 261–288.
- Ménot, R.-P. (1991). Recherches géologiques en Terre Adélie : bilans et perspectives. *Recherches et Technologies Polaires* 25, 36–43.
- Ménot, R. P., G. Duclaux, J. J. Peucat, Y. Rolland, S. Guillot, M. Fanning, J. Bascou, D. Gapais, and A. Pêcher (2007). Geology of Terre Adélie Craton (135 – 146°E). In A. K. Cooper and

- C. R. Raymond (Eds.), *Antarctica : A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES*, Short Research Paper 048. USGS Open-File Report 2007-1047.
- Ménot, R.-P., A. Pêcher, Y. Rolland, J.-J. Peucat, A. Pelletier, G. Duclaux, and S. Guillot (2005). Structural Setting of the Neoproterozoic Terrains in the Commonwealth Bay Area (143-145E), Terre Adélie Craton, East Antarctica. *Gondwana Research* 8(1), 1–9.
- Michaut, C. (2006). *Nouveaux Effets Thermiques Transitoires en Géologie, Des Continents aux Systèmes Volcaniques*. Ph. D. thesis, Institut de Physique du Globe de Paris.
- Mikhalsky, E. V., B. V. Beliatsky, J. W. Sheraton, and N. W. Roland (2006). Two distinct proterozoic terranes in the southern prince charles mountains, east antarctica : Shrimp dating and geochemical constraints. *Gondwana Research* 9(3), 291–309.
- Monnier, O. (1995). *Le socle protérozoïque de Terre Adélie (Antarctique Est)*. Ph. D. thesis, Université Jean Monnet, Saint Etienne.
- Monnier, O., R.-P. Ménot, J.-J. Peucat, M. Fanning, and A. Giret (1996). Terre Adélie revisited (East Antarctica) : evidence for a Proterozoic tectonic "collage". *Comptes Rendus - Académie des Sciences, Série II : Sciences de la Terre et des Planètes* 322(1), 55–62.
- Montel, J. M., S. Foret, M. Veschambre, C. Nicollet, and A. Provost (1996). Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* 131(1-4), 37–53.
- Morelli, A. and S. Danesi (2004). Seismological imaging of the Antarctic continental lithosphere : a review ; Ice sheets and neotectonics. *Global and Planetary Change* 42(1-4), 155–165.
- Morgan, W. J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research* 73, 1959.
- Myers, J. S. (1979). Granitoid sheets, thrusting, and Archean crustal thickening in West Greenland. *Geology* 5, 265–268.
- Myers, J. S. and A. Kröner (1994). Archean tectonics. In P. L. Hancock (Ed.), *Continental deformations*, Oxford, pp. 355–369. Pergamon Press.
- Nanjo, K. Z., D. L. Turcotte, and R. Shcherbakov (2005). A model of damage mechanics for the deformation of the continental crust. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth* 110(7), 1–10.
- Nisbet, E. G., M. J. Cheadle, N. T. Arndt, and M. J. Bickle (1993). Constraining the potential temperature of the Archean mantle : A review of the evidence from komatiites. *Lithos* 30(3-4), 291–307.

- Oliver, R. and C. Fanning (1997). Australia and Antarctica : precise correlation of Palaeoproterozoic terrains. In C. Ricci (Ed.), *The Antarctic Region : Geological Evolution and Processes*, Siena, pp. 163–172. Terra Antarctica Publication.
- Paquette, J.-L., J.-M. Montel, and C. Chopin (1999). U-Th-Pb dating of the Brossasco ultrahigh-pressure metagranite, Dora-Maira massif, western Alps. *European Journal of Mineralogy* 11(1), 69–77.
- Parrish, R. R. (1990). U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27(11), 1431–1450.
- Pelletier, A. (2001). *Étude structurale et métamorphique du socle de Terre Adélie – George V Land, un exemple de la transition Archéen/Paléoproterozoïque*. Ph. D. thesis, Université Jean Monnet, Saint Etienne.
- Pelletier, A., D. Gapais, R.-P. Menot, and J.-J. Peucat (2002). Tectonique transpressive en Terre Adélie au Paleoproterozoïque (Est Antarctique) : Palaeoproterozoic transpression in Terre Adélie (East Antarctica). *Comptes Rendus Geosciences* 334(7), 505–511.
- Peucat, J. J., R. Capdevila, C. M. Fanning, R. P. Menot, L. Pecora, and L. Testut (2002). 1.60 Ga felsic volcanic blocks in the moraines of the Terre Adélie Craton, Antarctica : Comparisons with the Gawler Range Volcanics, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 49(5), 831–845.
- Peucat, J. J., R. P. Ménot, O. Monnier, and C. M. Fanning (1999). The Terre Adélie basement in the East-Antarctica Shield : geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal event ; comparison with the Gawler Craton in South Australia. *Precambrian Research* 94(3-4), 205–224.
- Ranalli, G. (1995). *Rheology of the Earth* (2 ed.). Chapman & Hall, London.
- Rasmussen, B., I. R. Fletcher, and J. R. Muhling (2007). In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite : Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71(3), 670–690.
- Rey, P., O. Vanderhaeghe, and C. Teyssier (2001). Gravitational collapse of the continental crust : definition, regimes and modes. *Tectonophysics* 342(3-4), 435–449.
- Rey, P. F. and G. Houseman (2006). Lithospheric scale gravitational flow : The impact of body forces on orogenic processes from Archaean to Phanerozoic. *Geological Society Special Publication* 253, 153–167.

- Rey, P. F., P. Philippot, and N. Thebaud (2003). Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2.75-2.65 Ga global crisis. *Precambrian Research* 127(1-3), 43-60.
- Richet, P. and Y. Bottinga (1986). Thermochemical properties of silicate glasses and liquids : a review. *Reviews of Geophysics* 24, 1-25.
- Roddick, J. C. (1983). High precision intercalibration of ^{40}Ar - ^{39}Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47(5), 887-898.
- Rudnick, R. L. and D. M. Fountain (1995). Nature and composition of the continental crust : a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33(3), 267-309.
- Rudnick, R. L., S. Gao, H. D. Holland, and K. K. Turekian (2003). *Composition of the Continental Crust*, pp. 1-64. Oxford : Pergamon.
- Ruffet, G., G. Feraud, and M. Amouric (1991). Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Tregor Batholith. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55(6), 1675-1688.
- Ruffet, G., G. Feraud, M. Balevre, and J. R. Kienast (1995). Plateau ages and excess argon in phengites : an ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chemical Geology* 121(1-4), 327-343.
- Sandiford, M. and S. McLaren (2002). Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 204(1-2), 133-150.
- Sandiford, M., S. McLaren, and N. Neumann (2002). Long-term thermal consequences of the redistribution of heat-producing elements associated with large-scale granitic complexes. *Journal of Metamorphic Geology* 20(1), 87-98.
- Sawyer, E. W. and S.-J. Barnes (1994). Thrusting, magmatic intraplate, and metamorphic core complex development in the Archaean Belleterre-Angliers Greenstone Belt, Superior Province, Quebec, Canada. *Precambrian Research* 68(3-4), 183-200.
- Schärer, U., T. E. Krogh, and C. F. Gower (1986). Age and evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals. *Contributions to Mineralogy & Petrology* 94(4), 438-451.
- Schermer, E. R., D. G. Howell, and D. L. Jones (1984). The origin of allochthonous terranes : perspectives on the growth and shaping of continents. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 12, 107-131.

- Slater, J. G., C. Jaupart, and D. Galson (1980). The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 18(1), 269–311.
- Seydoux-Guillaume, A.-M., J.-L. Paquette, M. Wiedenbeck, J.-M. Montel, and W. Heinrich (2002). Experimental resetting of the U-Th-Pb systems in monazite. *Chemical Geology* 191(1-3), 165–181.
- Sibson, R. H. (1974). Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature* 249, 542–544.
- Simpson, R. L., R. R. Parrish, M. P. Searle, and D. J. Waters (2000). Two episodes of monazite crystallization during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. *Geology* 28(5), 403–406.
- Smith, H. A. and B. J. Giletti (1997). Lead diffusion in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(5), 1047–1055.
- Steiger, R. H. and E. Jäger (1977). Subcommittee on geochronology : Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36(3), 359–362.
- Stillwell, F. L. (1918). The metamorphic rocks of Adelie Land. *Australasian Antarctic Expedition reports III (A)*, 1–228.
- Stüwe, K. and R. Oliver (1989). Geological history of Adelie Land and King George V Land, Antarctica : evidence for a polycyclic metamorphic evolution. *Precambrian Research* 43(4), 317–334.
- Suarez, G., P. Molnar, and B. C. Burchfiel (1983). Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *Journal of Geophysical Research* 88, 10403–10428.
- Suzuki, K., M. Adachi, and T. Tanaka (1991). Middle precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan : Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. *Sedimentary Geology* 75(1-2), 141–147.
- Swain, G., A. Woodhouse, M. Hand, K. Barovich, M. Schwarz, and C. M. Fanning (2005). Provenance and tectonic development of the late Archaean Gawler Craton, Australia ; U-Pb zircon, geochemical and Sm-Nd isotopic implications. *Precambrian Research* 141(3-4), 106–136.
- Tapponnier, P. and P. Molnar (1976). Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature* 264(5584), 319–324.

- Tapponnier, P., G. Peltzer, A. Y. Le Dain, R. Armijo, and P. Cobbold (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10(12), 611–616.
- Taylor, S. R. and S. M. McLennan (1985). *The Continental Crust : its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Oxford & Palo Alto, Blackwell Scientific Publications.
- Taylor, S. R. and S. M. McLennan (1986). The chemical composition of the archaean crust. *The Nature of the Lower Continental Crust, Published by Blackwell Scientific ; Geological Society Special Publication, 24, Editors J. B. Dawson*, 173–178.
- Taylor, S. R. and S. M. McLennan (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33(2), 241–265.
- Teyssier, C. and B. Tikoff (1999). Fabric stability in oblique convergence and divergence ; questions in structural geology. *Journal of Structural Geology* 21(8-9), 969–974.
- Thomson, B. (1990). *The Solid Earth*, pp. 237–238. Royal Holloway Univeristy of London.
- Thorpe, R. S., P. W. Francis, and R. S. Harmon (1980). Andean andesites and crustal growth. *Revista Geologica de Chile*, 55–73.
- Tikoff, B. and H. Fossen (1999). Three-dimensional reference deformations and strain facies. *Journal of Structural Geology* 21(11), 1497–1512.
- Tingey, R. J. (1991). Commentary on schematic geological map of Antarctica Scale 1 :10 000 000. *Bulletin - Bureau of Mineral Resources, Geology & Geophysics, Australia* 238.
- Townsend, K. J., C. F. Miller, J. L. D'Andrea, J. C. Ayers, T. M. Harrison, and C. D. Coath (2001). Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada : Geochronological implications. *Chemical Geology* 172(1-2), 95–112.
- Turner, G., J. C. Huneke, F. A. Podosek, and G. J. Wasserburg (1971). ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and cosmic ray exposure ages of Apollo 14 samples. *Earth and Planetary Science Letters* 12(1), 19–35.
- Valli, F., S. Guillot, and K. H. Hattori (2004). Source and tectono-metamorphic evolution of mafic and pelitic metasedimentary rocks from the central Quetico metasedimentary belt, Archean Superior Province of Canada. *Precambrian Research* 132(1-2), 155–177.
- Van Kranendonk, M. J. and W. J. Collins (1998). Timing and tectonic significance of Late Archaean, sinistral strike-slip deformation in the Central Pilbara Structural Corridor, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research* 88(1-4), 207–232.

- Van Kranendonk, M. J., W. J. Collins, A. Hickman, and M. J. Pawley (2004). Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research* 131(3-4), 173–211.
- Van Kranendonk, M. J., A. H. Hickman, and W. J. Collins (2001). Comment on "Evidence for multiphase deformation in the Archaean basal Warrawoona group in the Marble Bar area, East Pilbara, Western Australia" by van Haafden, W.M., White, S.H., 1998 : *Precambrian Research* 88, 53-66. *Precambrian Research* 105(1), 73–78.
- Van Staal, C. R. and P. F. Williams (1983). Evolution of the Svecofennian-mantle gneiss dome in SW Finland, with evidence for thrusting. *Precambrian Research* 21, 101–128.
- Vanderhaeghe, O. and C. Teyssier (2001). Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* 342(3-4), 451–472.
- Vassallo, J. J. and C. J. L. Wilson (2002). Palaeoproterozoic regional-scale non-coaxial deformation : An example from Eastern Eyre Peninsula, South Australia. *Journal of Structural Geology* 24(1), 1–24.
- Veizer, J. (1989). Strontium isotopes in seawater through time. *Annual review of earth and planetary sciences, Vol. 17, Published by Annual Reviews Inc., Palo Alto, CA, Editors Wetherill G.W. and et al.*, 141–167.
- Veizer, J., J. Hoefs, D. R. Lowe, and P. C. Thurston (1989). Geochemistry of Precambrian carbonates : II. Archean greenstone belts and Archean sea water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53(4), 859–871.
- Veizer, J., J. Hoefs, R. H. Ridler, L. S. Jensen, and D. R. Lowe (1989). Geochemistry of Precambrian carbonates : I. Archean hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53(4), 845–857.
- Wegener, A. (1915). *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Friedrich Vieweg and Sohn.
- Wegener, A. (1922). *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Friedrich Vieweg and Sohn.
- Wells, P. R. A. (1980). Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 46, 253–265.
- Wendt, I. and C. Carl (1991). The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 86(4), 275–285.
- Whittaker, J. M., R. D. Muller, G. Leitchenkov, H. Stagg, M. Sdrolias, C. Gaina, and A. Goussarov (2007). Major Australian-Antarctic Plate Reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time. *Science* 318(5847), 83–86.

- Williams, P. R. and K. L. Currie (1993). Character and regional implications of the sheared Archaean granite-greenstone contact near Leonora, Western Australia. *Precambrian Research* 62(3), 343–365.
- Windley, B. F. (1984). The Archaean–Proterozoic boundary. *Tectonophysics* 105(1-4), 43–53.
- Wing, B. A., J. M. Ferry, and T. M. Harrison (2003). Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites : Petrology and geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145(2), 228–250.
- Zhao, G., M. Sun, S. A. Wilde, and S. Li (2004). A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent : assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews* 67(1-2), 91–123.
- Zwanzig, H. V. (1999). Structure and stratigraphy of the south flank of the Kiseynew Domain in the Trans-Hudson Orogen, Manitoba : implications for 1.845-1.77 Ga collision tectonics. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 1859–1880.

Annexes

Année 2004

– SCAR Open Science conference, Bremen, Allemagne, Juillet 2004 –

Structural setting of the Archean terrains in the Commonwealth Bay area (143°–145°E, Terre Adélie – George V Land, East Antarctica)

Ménot, R.P.¹ ; Pêcher, A.² ; Rolland, Y.³ ; Peucat, J.J.⁴ ; Rey, P.⁵ ; Duclaux, G.^{1,5} ; Guillot, S.⁶

¹ *LTL, UMR CNRS 6524, University of St Etienne, 42023 Saint Etienne Cedex 02, FR ;*

² *LGCA, UMR CNRS 5025, University of Grenoble, 38041 Grenoble, FR ;*

³ *Geosciences Azur, UMR CNRS 6526, University of Nice, 06000 Nice, FR ;*

⁴ *Geosciences Rennes, UMR CNRS 6118, University of Rennes, 35000 Rennes, FR ;*

⁵ *School of Geoscience –Bldg H11– The University of Sydney – NSW2006, AU ;*

⁶ *LST, UMR CNRS 5570, University of Lyon, 69100 Villeurbanne, FR.*

The Terre Adélie Craton (TAC) represents a large part of the Archean Mawson continent, i.e. remnant of the Rodinia supercontinent (1,2). It results from the tectonic collage, in Paleoproterozoic times, of various lithotectonic units that differ by their ages and/or their contrasted metamorphic evolutions (3,4,5) : (i) Two Paleoproterozoic units, of mainly sedimentary origin, they display a single metamorphic event at 1.7Ga under high grade amphibolite (Pointe Géologie unit) and greenschist (Cape Hunter) facies conditions ; (ii) Two Late Archean units (Port Martin (PMA) and Est Commonwealth Bay (ECB) units) where Late Archean gneisses, of both metasedimentary and igneous origin, are intruded by early Paleoproterozoic intrusives of intermediate and silicic composition (5,6). They underwent a polyphased metamorphic evolution with a pervasive recrystallization at circa 2.5-2.4 Ga and very localised reworking at 1.7 Ga. The earliest event is characterized by only amphibolite metamorphic facies conditions in the western unit (PMA) when both rocks with amphibolitic and granulitic imprints are recorded in the eastern ones (ECB) (5,7,8,9). But spatial relationships between early Proterozoic amphibolites and granulites of the ECB unit are still unknown. In the same way, the ECB is thought to be affected by 1.7Ga recrystallisation (9) and tectonics (10) but very little is known about the real extension of such processes. These were questioned by the last GEOLETA field investigations during austral summer 2003.

Lithological and structural maps from the GEOLETA project are presented with a summary of the main structural and metamorphic features of the East Commonwealth Bay Unit (ECB; Terre Adélie). The ECB unit is structured during the Archean (at c. 2.4 Ga), with (i) granulite metamorphism at 9 - 6 kbar and 800 ± 50 °C of the lower-mid crust and amphibolite metamorphism of the upper crust (ii) NE-SW shortening and uplift of the lower granulite crust, amphibolite retrogression of granulites at 550 ± 50 °C - 5 Kbar. (iii), top-to-the-East thrusting and nappe piling occurred under greenschist grade conditions. It seems that (iv) The Neo-Proterozoic 1.7 Ga structural imprint may have only affected the rims of the Archean units, with mainly E-W shortening component and vertical extrusion in Cape Hunter 1.7 phyllites and dextral shearing occurs along the Port Martin and Mertz vertical shear zones.

References

- (1) Fanning, C.M.F. et al., 1995. 7th Internat. Symp. on Antarctic Earth Sci., Siena, Italy. Abstract vol., p.124.
- (2) Peucat, J.-J. et al., 2002. Australian Journal of Earth Sciences, 49, 831-845.
- (3) Ménot, R.P. et al., 1995. 7th Internat. Symp. on Antarctic Earth Sci., Siena, Italy. Abstract vol., p.266
- (4) Monnier, O., et al., 1996. Comptes Rendus Acad. Sciences, Paris, 322 , II, 53-62.
- (5) Ménot, R.P. et al., 1999. 8th Internat. Symp. on Antarctic Earth Sci., Wellington, NZ. Abstract vol., p.208.
- (6) Peucat, J.J., et al., 1999. 8th Internat. Symp. on Antarctic Earth Sci., Wellington, NZ. Abstract vol., p.242.
- (7) Stillwell, F.L., 1918. Australian Antarctic Expedition 1911-14. Sci.Rep., A, III, 1-230.
- (8) Pelletier, A. et al., 2001. European Union of Geosciences, Abstract vol., p.380.
- (9) Oliver, R. and Fanning, C.M., 2002. Royal Society of New Zealand Bull., 35, 51-58.
- (10) Kleinschmidt, G. and Talarico, F., 2000. Terra Antarctica, 5, 109-115.

– SCAR Open Science conference, Bremen, Allemagne, Juillet 2004 –
From Partial melting to retrogression in the Pointe Géologie migmatitic complex (Terre Adélie, East Antarctica) : an history of the heterogeneous distribution of fluids

Guiraud, M.¹ ; Ménot, R.P.² ; Pelletier, A² ; Duclaux, G.^{2,3} ; Gerbe, M.C.²

¹ *USM Minéralogie, FRE CNRS 2456, MNHN, 75005 Paris, FR ;*

² *LTL, UMR CNRS 6524, University of St Etienne, 42023 Saint Etienne Cedex 02, FR ;*

³ *School of Geoscience –Bldg H11– The University of Sydney – NSW2006, AU.*

In the Pointe Géologie area (66 ° 40'S ; 140 ° 00'E ; Terre Adélie, East Antarctica), the Paleoproterozoic basement consists in a migmatitic complex of metasedimentary origin. Metasediments underwent a thermal event, leading to the high-grade amphibolite facies assemblages biotite–cordierite–sillimanite and to dehydration melting reactions at 4-6 kbar and 700±50 ° C, followed by retrogression in greenschist facies.

In most of the archipelago, K-feldspar gneisses (KFG) are characterized by a Sil+Crd+Kfs+Bt assemblage and many K-feldspar-rich leucosomes. Locally, a spectacular rock type occurs as North dipping bands of about 10 m thick and consists in nodular gneisses (NG) that display less abundant, K-feldspar-poor leucosomes.

Commonly, the retrograde imprint facies is quite weak in KFG and only expressed by sporadic Bt–Ms±And equilibrium assemblage, where as it developed more extensively in NG. A pseudosection calculated at constant P = 4 kbar shows that the differences between NG and KFG assemblages can be considered to be mainly driven by difference in H₂O proportions and much less by differences in FeO/MgO or K₂O/MgO ratios. The hydrated assemblage (Bt–Ms nodules) in NG requires at least 10–20% more H₂O than the Crd+Kfs+Sil/And assemblage does in KFG. Parageneses and mineral compositions indicate that this difference in H₂O occurred early in the history, at least as early as the anatexis stage. Therefore, differences between NG and KFG are related to the variation in partial melting features (water distribution, proportion of melt extraction), which appears to be spatially controlled by cryptic tectonic structures. The particular shape and orientation of NG bands are interpreted as a complex history of melt extraction in the Pointe Géologie area which could involve a two stage melting process.

Année 2005

– STOMP conference, Townsville, Australie, Juin 2005 –

**Contrasting finite strain field at Archean/Proterozoic transition –
example of Terre Adélie (East-Antarctica)**

G. Duclaux^{1,2}, P. Rey¹, R.-P. Ménot² & J.-J. Peucat³

¹ *School of Geoscience –Bldg H11– The University of Sydney – NSW2006, AU;*

² *LTL, UMR CNRS 6524, University of St Etienne, 42023 Saint Etienne Cedex 02, FR;*

³ *Geosciences Rennes, UMR CNRS 6118, University of Rennes, 35000 Rennes, FR.*

Archean and Proterozoic domains around the world are known to display very different geochemical and structural features (Taylor & MacLennan 1985, Choukroune et al. 1997). Many Archean cratons are characterized by large scale homogeneous finite strain fields that contrast with Post-Archean where heterogeneous strain dominates.

The Terre Adélie and George V Land coast (East Antarctica), offer the opportunity to document contrasting Archean and Proterozoic finite strain fields. During the GEO-LETA* project, 2 types of units have been recognized (Monnier et al., 1996, Peucat et al., 1999) : granulite and amphibolite Late-Archean terrains (ca. 2.53 Ga) located in the East Commonwealth Bay (ECB) and Port Martin (PM) respectively; and amphibolite and greenschist Paleoproterozoic terrains (ca. 1.7 Ga) near Pointe Géologie (PG) and Cape Hunter (CH).

Archean units display over 200 km across strike, a large-scale homogeneous finite strain characterized by a near-vertical foliation. This foliation is axial planar to crustal-scale folds with near-horizontal axes (Ménot et al. 2005). This strain field contrasts with Paleoproterozoic units, where strain is partitioned into localized shear zones (Monnier et al. 1996, Pelletier et al. 2002).

Cratonized Archean units display limited reactivation during Paleoproterozoic tectonic event. Localized meter to decameter-scale greenschist shear zones have been recognized and dated in the Archean units at ca. 1.7 Ga. This contrasting style of deformation could be due to a cratonization-related change in mechanical properties of the continental lithosphere at the Archean/Proterozoic transition.

Acknowledgements

The GEOLETA project (Géologie Terre Adélie), program 233, is supported by French Polar Institute (IPEV).

References

- Choukroune P., Ludden P., Chardon D., Calvert A.J. & Bouhallier H., 1997, Archean crustal growth and tectonic processes : A comparison of the Superior Province, Canada, and the Dharwar Craton, India, in *Orogeny Through Time*, Burg J.P. & Ford M., Geol. Soc., London, 63-98, Special Publications 121.
- Ménot R.-P., Pêcher A., Rolland Y., Peucat J.-J., Pelletier A., Duclaux G., Guillot S., (2005) – Structural setting of the Neoarchean terranes in the Commonwealth Bay area (143-145°E), Terre Adélie Craton, East Antarctica. *Gondwana Research*, vol.8, 1, 1-9.
- Monnier O., Ménot R.-P., Peucat J.-J., Fanning M., Giret A., 1996, Actualisation des données géologiques sur Terre Adélie (Antarctique Est) : mise en évidence d'un socle protérozoïque hétérogène, *C.R. Acad. Sci., Paris*, 322, IIa, 55-62.
- Pelletier A., Gapais D., Ménot R.-P. & Peucat J.-J., 2002, Tectonique transpressive en Terre Adélie au paléoprotérozoïque (Est Antartique), *Comptes Rendus. Geosciences*, 334, 505-511.
- Taylor S.R. & MacLennan S.M., 1985, *The Continental Crust : its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 p.

Année 2006

– SCAR Open Science conference, Hobart, Australie, Juillet 2006 –
**Late-Archaean UHT metamorphism : evidence for break-up of the first
Supercontinent ? Insights from the Terre Adélie Craton**

G. Duclaux^{1,2}, P. Rey², N. Coltice³, R.-P. Ménot¹, S. Guillot⁴, J.-J. Peucat⁵ & B. Philips⁶

¹ *LTL, UMR CNRS 6524, University of St Etienne, 42023 Saint Etienne Cedex 02, FR ;*

² *School of Geoscience –Bldg H11– The University of Sydney – NSW2006, AU ;*

³ *LST, UMR CNRS 5570, University of Lyon, 69100 Villeurbanne, FR ;*

⁴ *LGCA, UMR CNRS 5025, University of Grenoble, 38041 Grenoble, FR ;*

⁵ *Geosciences Rennes, UMR CNRS 6118, University of Rennes, 35000 Rennes, FR ;*

⁶ *Earth and Environmental Sciences Division, Los Alamos National Laboratory, USA.*

Onset of Archaean era is marked out by the 4.03 Ga age of the oldest continental crust. By the Late Archaean the volume of the continental crust was large enough to account for the emergence of continental blocks. This is supported by crustal growth curve (1) and by the increase in seawater radiogenic strontium (2). Between 2.6 and 2.4 Ga this continental crust, as seen in many cratons, recorded a high temperature to ultra high temperature (UHT) metamorphic event along with widespread intrusive mafic rocks.

The Terre Adélie Craton (TAC) preserves the imprint of this UHT event in the granulitic complex of the East Commonwealth Bay area (ECB) where sediments, granitoids and numerous mafic bodies recorded UHT conditions ($T > 900^{\circ}\text{C}$, $P \sim 700$ MPa) between 2.53 and 2.44 Ga (3). The significance of temperature above 900°C at crustal level and at regional scale is a problem.

We performed triaxial numerical experiments to constrain the necessary conditions for UHT metamorphism. These show that lower crustal flow, perpendicular to the direction of convergence, limits crustal thickening therefore buffering the crustal geotherm. Assuming fast convergence rate, the Moho reaches a temperature of 870°C only if the convergence is maintained for at least 100 Myr. We conclude that crustal thickening alone is unlikely to account for UHT metamorphism. Therefore, UHT at crustal le-

vel requires an external heat source. Field investigations suggest that the intrusion of mafic material may have advected heat into the crust. Such a magmatism points toward significant partial melting of the mantle, a common process prior to continental break-up. Because of the global repartition of this long term (ca. 2.5-2.4 Ga) HT event and that of the associated magmatism, we propose that both could result from the initiation of the first continental break-up following the first Supercontinent amalgamation.

References

- (1) Taylor, S., McLennan, S., 1985. *Continental Crust : Its Composition & Evolution*. E. Oxford, Blackwell Science.
- (2) Veizer, J., Compston, W., 1976. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 40, p. 905-914.
- (3) Ménot, R.P., Pêcher, A., Rolland, Y., Peucat, J.J., Pelletier, A., Duclaux, G., Guillot, S., 2005. Structural Setting of the Neoproterozoic Terrains in the Commonwealth Bay Area (143-145°E), Terre Adélie Craton, East Antarctica. *Gondwana Research*, v. 8, p. 1-9.

– SCAR Open Science conference, Hobart, Australie, Juillet 2006 –
An Updated Geological map of the Terre Adélie Craton (East Antarctica), from 132° to 148°E

G. Duclaux^{1,2}, R.-P. Ménot¹, O. Monnier¹, A. Pelletier¹, J.J. Peucat³, S. Guillot⁴, Y. Rolland⁵, M. Fanning⁶, D. Gapais³, A. Pêcher⁴, J. Bascou¹, P. Rey²

¹ *LTL, UMR CNRS 6524, University of St Etienne, 42023 Saint Etienne Cedex 02, FR;*

² *School of Geoscience –Bldg H11– The University of Sydney – NSW2006, AU;*

³ *Geosciences Rennes, UMR CNRS 6118, University of Rennes, 35000 Rennes, FR;*

⁴ *LGCA, UMR CNRS 5025, University of Grenoble, 38041 Grenoble, FR,*

⁵ *Geosciences Azur, UMR CNRS 6526, University of Nice, 06000 Nice, FR;*

⁶ *Earth Science Department, ANU, Canberra, ACT, AU.*

We propose here a reassessment of the Terre Adélie Craton geology presented on a large map summarizing the GEOLETA campaigns in Terre Adélie and George V Land between 1991 and 2005. Map projection has been chosen in UTM 53S in order to minimize distortions and rotations of the geological structures which could occur on a Polar Stereographic projection. A mosaic of ASTER satellite images has been built to provide a realistic coastline map between the Mertz glacier and Rocher Janet, and to assess islands relative positions.

– XXI RST, Dijon, France, Décembre 2006 –

Crustal scale constrictional ductile flow in the Archaean lithosphere

G. Duclaux^{1,2}, P. Rey², S. Guillot³, R.-P. Ménot¹

¹ *LTL, UMR CNRS 6524, University of St Etienne, 42023 Saint Etienne Cedex 02, FR;*

² *School of Geoscience –Bldg H11– The University of Sydney – NSW2006, AU;*

³ *LGCA, UMR CNRS 5025, University of Grenoble, 38041 Grenoble, FR.*

Understanding regional strain fields in Archaean craton requires understanding the thermo-mechanical behavior of the Archaean continental lithosphere submitted to plate boundary stresses. Here we investigate, through triaxial numerical experiments, the evolution of the bulk strain regime during ongoing convergence and progressive tectonic unloading of a hot and weak lithosphere during the Neoarchaeon. Various unloading histories of the driving tectonic force are explored. These experiments reveal that during convergence the bulk strain regime evolves from vertical flattening at an early stage, to horizontal plane strain when the gravitational force balances the tectonic force. As the tectonic force progressively relaxes the bulk strain regime evolves from horizontal plane strain, to horizontal constriction in a direction perpendicular to that of convergence, and finally to horizontal flattening. With progressive unloading of the tectonic force driving convergence, bulk constrictional strain is very efficient at releasing accumulated gravitational stress. The resulting decrease of the triaxial strain rates to low values, reduces the potential for the constrictional fabric to be erased by horizontal flow. Field investigations in the high-grade metamorphic terrains from the Sleafordian (ca. 2.5 Ga) Gawler Craton and the Terre Adélie Craton reveal deep crustal-scale constrictional structures associated with anatexis. Such a generalized constriction in the weakest part of the lithosphere illustrates massive constrictional lateral flow in a direction perpendicular to that of convergence as predicted by our numerical experiments.

– AGU Fall meeting, San Francisco, Californie, Décembre 2006 –
The impact of body forces on Orogenic Bulk Strain Regimes Through Time

P.F. Rey¹, G. Duclaux^{1,2} and G. Houseman³

¹ *School of Geoscience –Bldg H11– The University of Sydney – NSW2006, AU;*

² *UMR CNRS 6524, University of St Etienne, 42023 Saint Etienne Cedex 02, FR;*

³ *School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, LS2 9JT, UK.*

In the Archaean, the combination of warmer continental geotherm with a lighter subcontinental lithospheric mantle suggests that gravitational forces played a more significant role in continental lithospheric deformation. To test this hypothesis, we compare the evolution of the bulk strain regime and the regional state of stress in “Archaean-like” and “Phanaerozoic-like” lithospheres submitted to the same boundary conditions in a triaxial stress-field with imposed convergence in one direction.

For plausible physical parameters, thickening of normal to cold Phanaerozoic lithospheres produces relatively weak buoyancy forces either extensional or compressional. In contrast, for Archaean continental lithospheres, or for anomalously warm Phanaerozoic lithospheres, lateral gravitationally driven flow prevents significant thickening and promotes bulk plane strain and strike-slip faults. This conclusion is broadly consistent with : (1) the relative homogeneity of the erosional level now exposed at the surface of Archaean cratons, (2) the sub-aerial conditions that prevailed during the emplacement of up to 20 km of greenstone cover, (3) the relatively rare occurrence in the Archaean record of voluminous detrital sediments, (4) the near absence of significant tectonic, metamorphic and magmatic age gradients across Archaean cratons, (5) the relative homogeneity of strain across large areas, and (6) the ubiquitous presence of crustal-scale strike slip faults in many Late Archaean cratons.

Upon tectonic unloading, our triaxial experiments predict that the bulk strain regime goes through horizontal constriction in a direction perpendicular to that of convergence, a strain regime particularly well expressed in the Gawler craton.

Année 2007

– Xth ISAES conference, Santa Barbara, Californie, Août 2007 –

Voir les pages suivantes.

Superposition of Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica): evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages

G. Duclaux,¹ Y. Rolland,² G. Ruffet,³ R. P. Ménot,⁴ S. Guillot,⁵ J. J. Peucat,⁶ M. Fanning,⁷ and A. Pêcher⁸

¹UMR-CNRS 6524 “Magmas et Volcans”, Université Jean Monnet, Saint Étienne, 42023, France (guillaume.duclaux@univ-st-etienne.fr) and EarthByte group, School of Geosciences, The University of Sydney, Sydney, NSW 2006, Australia (gduclaux@geosci.usyd.edu.au)

²UMR-CNRS 6526 “Geosciences Azur”, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, 06103, France (yrolland@unice.fr)

³UMR-CNRS 6118 “Geosciences Rennes”, Université de Rennes 1, Rennes, 35042, France (gilles.ruffet@univ-rennes1.fr)

⁴UMR-CNRS 6524 “Magmas et Volcans”, Université Jean Monnet, Saint Étienne, 42023, France (menot@univ-st-etienne.fr)

⁵UMR-CNRS 5025 “Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines”, Université Joseph Fourier, Saint Martin d’Hères, 38041, France (sguillot@ujf-grenoble.fr)

⁶UMR-CNRS 6118 “Geosciences Rennes”, Université de Rennes 1, Rennes, 35042, France (jean-jacques.peucat@univ-rennes1.fr)

⁷Research School of Earth Sciences, Australian National University, ACT 0200, Australia (Mark.Fanning@anu.edu.au)

⁸UMR-CNRS 5025 “Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines”, Université Joseph Fourier, Saint Martin d’Hères, 38041, France (arnaud.pecher@ujf-grenoble.fr)

Summary In order to emphasize the tectonic behaviour of stabilized continental crust during later tectonic activity, we investigated the composite metamorphic basement of the Terre Adélie Craton (TAC). Two domains are recognized: (1) a Neoproterozoic basement, made of a deep granulitic crust to the East, and an amphibolitic crust to the West, and (2) two Paleoproterozoic basins overlying the Neoproterozoic amphibolitic crust and extending further West. New geochronological data from the TAC reveal a tectonic evolution with two major events. Monazite ages from the Neoproterozoic granulitic crust illustrate a main tectono-metamorphic event around 2.45Ga. Localized resetting of monazite geochronometer occurred around 1.7Ga within small fluid bearing shear zones. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages from amphibole, and micas from both Neoproterozoic basement and Paleoproterozoic basins illustrate their differential evolution during a major 1.69Ga event. Finally, 1.55-1.5Ga ages are only recognized close to the Mertz Shear Zone along the Eastern craton boundary.

Citation: Duclaux, G., Y. Rolland, G. Ruffet, R.P. Ménot, S. Guillot, J.J. Peucat, M. Fanning, A. Pêcher (2007), Superposition of Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica): evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages, in Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES, edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract 072, 4 p.

Introduction

Structures in high-grade Precambrian terrains remain complex to understand as they often result in a polyphased tectonic history due to superposition of orogenic events in a same area. Field investigations and new geochronology analyses performed on metamorphic rocks from Terre Adélie and George Vth Land sampled during the GEOLETA program allow constraining the tectonic evolution of this Precambrian continental province. The Terre Adélie province is built up by two major domains (Monnier et al., 1996) of Archean and Paleoproterozoic ages. These domains have been interpreted as two accreted terrains delimited by a major tectonic boundary (Monnier et al., 1996; Pelletier et al., 1999). The main tectono-metamorphic event structuring the Paleoproterozoic domain, which may account for the craton stabilization, has been dated at about 1.69 Ga (Peucat et al., 1999; Pelletier et al., 2002). In contrast, the Archean basement which formed at *ca.* 2.8-2.7 Ga (Nd model ages) suffered a polyphased evolution with a late and major event at *ca.* 2.5 - 2.4 Ga (Ménot et al., 1999, 2005; Peucat et al., 1999). Ages at *ca.* 1.7 Ga are considered either as a local thermal resetting related to shear zones (Oliver and Fanning, 2002; SHRIMP U-Pb zircon) or as a regional and pervasive event (Di Vincenzo et al., 2007; ⁴⁰Ar/³⁹Ar laserprobe biotite dating). Consequently, the tectonic and metamorphic history of the Neoproterozoic domain appears to be complex. Thus, its Paleoproterozoic evolution needs to be re-appraised in order to estimate the spatial extension of tectonic reworking in an already cooled Archean continental domain.

We propose here a reassessment of the geodynamic evolution in the light of new geochronological data, assuming a double method approach, comprising Th-U-Pb dating of monazite (for high temperature processes dating or fluid induced recrystallization) and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of amphibole (closure temperature at *ca.* 500°C), biotite (closure temperature around 300°C), and muscovite (closure temperature around 350°C).

Geological setting

The Terre Adélie and George Vth Land rock basement is built up by two main domains (Monnier et al., 1996) (see Ménot et al. (2007) for further details and maps): (1) a Neoproterozoic to Siderian age (2.7 to 2.42 Ga), below referred as the Neoproterozoic domain, to the East and (2) a Statherian (1.7 Ga) domain below referred as the Paleoproterozoic domain. These domains have been interpreted as two accreted terrains delimited by a major tectonic boundary (Monnier et al., 1996; Ménot et al., 1999). They are considered as a single geological province cratonized during

Paleoproterozoic times: the Terre Adélie Craton (TAC) (Peucat et al., 1999). The TAC is a part of the Mawson block of Fanning et al. (2003). The composite TAC extends along the Antarctic coast between 135°E (?) and 144,5°E and represents the easternmost area of the East Antarctic Shield (Fig. 1). The eastern boundary is marked by the prominent Mertz Shear Zone (SZ) (144.3°E) (Talarico and Kleinschmidt, 2003; Di Vincenzo et al., 2007), which separates the Archean and Proterozoic basement of the TAC from the Ross-Delamerian granitoids and metasediments from the Cape Webb area (Fanning et al., 2002; Di Vincenzo et al., 2007).

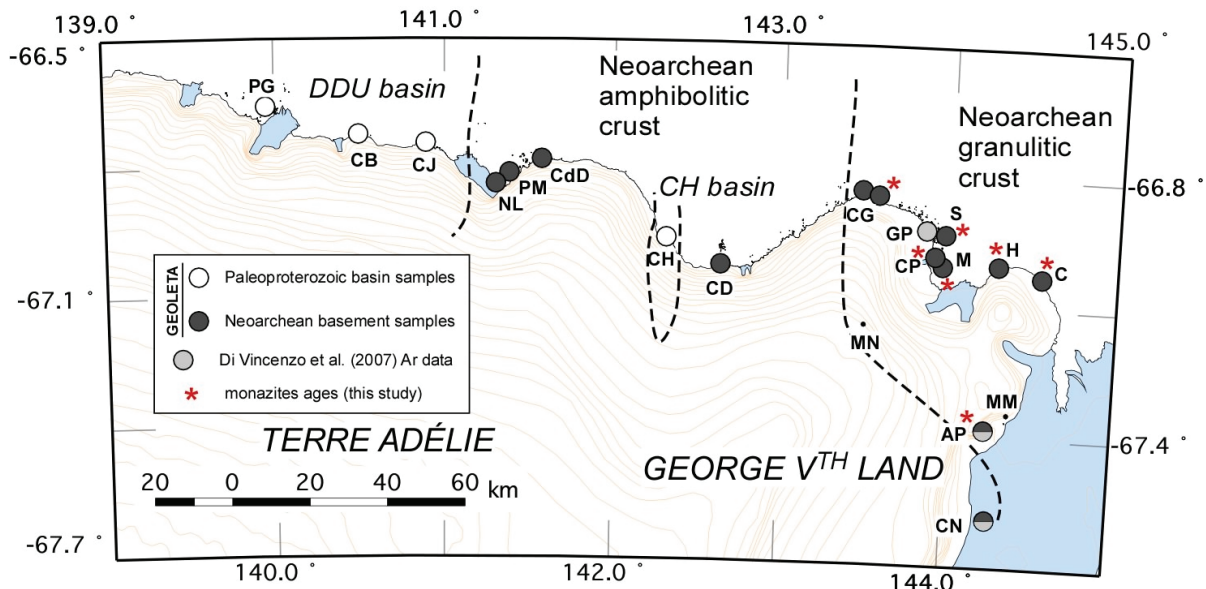


Figure 1. General map of the Terre Adélie Craton coast (including Terre Adélie and George Vth Land) indicating samples locations for Ar/Ar and monazites dating. *From West to East*, PG: *Pointe Géologie*, CB: *Cap Bienvenüe*, CJ: *Cap Jules*, NL: *Nunatak Lacroix*, PM: *Port Martin*, CdD: *Cap de la Découverte*, CH: *Cape Hunter*, CD: *Cape Denison*, MN: *Madigan Nunatak*, CG: *Cape Grey*, GP: *Garnet Point*, S: *Stillwell Island*, CP: *Cape Pigeon*, M: *Moyes Archipelago*, H: *Hodgemann Archipelago*, C: *Close Island*, MM: *Murchinson Mount*, AP: *Aurora Peak*, CN: *Correll Nunatak*. – Dashed lines correspond to crustal domains boundaries (see text for further explanation).

Observations and results

The Neoarchaean basement

The Neoarchean basement corresponds to the easternmost domain, extending from the Zélée SZ (141°E) to the Mertz SZ (145°E). It is made of felsic to mafic orthogneisses and intrusive granodiorites together with subordinate metasediments including carbonates. At regional scale, two successive metamorphic foliations may be defined, respectively marked by granulite or amphibolite facies parageneses. The granulitic foliation when preserved from transposition is relatively flat, gently deeping to the South. The amphibolite foliation is steeper and associated with large isoclinal folds (Ménot et al, 2005). Further horizontal boudinaged mafic rods and calc-silicate layers, parallel to the mineral stretching lineation, indicate horizontal flow in the crust (Duclaux et al., 2007). These later fabrics are compatible with the dome shape structure of the granulitic crust in the Neoarchean domain.

The Neoarchean granulitic crust tectonic evolution has first been constrained by in situ monazites analyses. Ages have been modelled according to the method of Montel et al. (1996). Bulk data display two peaks at *ca.* 2500 Ma and 1780 Ma. These two population ages are neither statistically valid nor representative of accurate tectonic events ages as they regroup some inheritance and mixing ages due to Pb loss. Nevertheless, these new data indicate a tectonic history featured by two distinct stages: (1) Neoarchean and (2) Paleoproterozoic. A closer look at some selected samples, as those from C Island, selected for their evidenced field relationships allow precisising the robustness of the different ages. A fluid bearing mylonitic shear zone dated at *ca.* 1696 Ma cross-cut an isotropic hectometric tonalitic body dated at *ca.* 2433 Ma that includes foliated granulitic mafic xenoliths dated at *ca.* 2629 Ma. Some other monazites display clear Pb loss, suggesting intermediate ages between 2.5 and 1.7 Ga, but without geologic significance. Then, ⁴⁰Ar/³⁹Ar data from amphibole display staircase shape spectra with ages ranging from *ca.* 1540 to >1900 Ma close to the Mertz Shear Zone. In the same area, biotite ages range between *ca.* 1510 and 1610 Ma. Further west, amphibole ages range between

ca. 1750 and 1920 Ma and biotite ages are at ca. 1700 Ma. The Neoproterozoic amphibolitic crust tectonic evolution is constrained by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data from amphibole and biotite. Previous zircon ages in between ca. 2.6 and 2.44 Ga had been discussed by Ménot et al. (1999), Peucat et al. (1999) and Fanning et al. (2002). Amphibole ages are very homogeneous at ca. 1720 Ma toward the amphibolitic crust and close to the Zélée SZ to the west. Three disturbed amphibole spectra exhibit ages ranging from 1900 Ma to 2350 Ma indicating only partial resetting of the amphibole chronometer. Biotite plateau ages are homogeneous and range between 1680 and 1700 Ma, underlining a positive age gradient from east to west.

The Paleoproterozoic basins

Two basins are considered in the Paleoproterozoic domain: (1) the Cape Hunter phyllites overlying the Neoproterozoic amphibolitic crust, and (2) the western Dumont D'Urville (DDU) basin. The Cape Hunter phyllites correspond to squeezed metapelites and is considered as a Paleoproterozoic autochthonous sedimentary basin that recrystallized in greenschist conditions at ca. 1.7 Ga (Oliver and Fanning, 1997). The western Dumont D'Urville basin extends west of the Zélée SZ (141°E). It corresponds to a highly strained and metamorphosed Paleoproterozoic basin with a W-E deformation gradient with domes and flat foliations to the west, to predominant transpressive vertical shear zones to the east (Pelletier et al., 2002). Metamorphic conditions were significantly higher and it consists in metapelitic migmatitic gneisses with subordinate metagraywackes, silicic metavolcanics and mafic intrusives. Oldest crustal precursors are 2.2-2.4 Ga old (T_{DM}) with inherited zircons up to 2.8 Ga. A short time period, from 1.72 to 1.69 Ga, brackets the time between deposition, HT-LP metamorphism, anatexis and coeval intrusion of mafic magmas (Peucat et al, 1999).

In Cape Hunter phyllites, a single $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age yields a slightly "U" shaped disturbed spectrum, with an average age at ca. 1585 Ma with parts of the spectra remaining older. So, this might be regarded as a maximum age since "U" shaped spectra are generally interpreted as reflecting the presence of excess or inherited ^{40}Ar . In the three areas from the DDU basin, Capes Jules (the easternmost area) samples exhibit plateau ages in all analysed amphibole and biotite samples. Biotite ages are comprised within the range of 1643 Ma and 1663 Ma. Amphibole ages range between 1678 and 1691 Ma. Cap Bienvenüe (the central area) biotite samples have plateau and mini-plateau ages of 1651 Ma and 1606 Ma respectively. Pointe Géologie (the westernmost area) samples exhibit a biotite plateau age of 1567 Ma and a muscovite mini-plateau age of 1577 Ma. Thus, amphibole and mica ages show a W-E gradient with increasing ages toward the basin rim. Within the basin, in the Pointe Géologie area, exhumation rate is low at 0.1 mm.yr⁻¹ and increases eastward, up to 0.2 mm.yr⁻¹, in the Cap Jules area.

Mesoproterozoic processes

Latest geochronological record seems to be of limited spatial extension. The eastern boundary of the TAC, along the Mertz SZ, records recrystallization between 1550 and 1500 Ma associated with fluid circulation. This time bracket is also recorded in the DDU basin and in moraines blocks dated by Peucat et al. (1997). Nevertheless, no tectonic reactivation has been recognized in these later areas.

Discussion and conclusion

The combination of structural and geochronological studies allow us to propose a detailed geological scenario for the TAC, from the Neoproterozoic to the Mesoproterozoic:

(1) During the Archean: following a period of juvenile crust formation prior to 2.6 Ga, the Neoproterozoic domain underwent a major tectono-metamorphic event at ca. 2.44 Ga. Retrogression from granulite to amphibolite occurred within a short time period before 2.44 Ga. Diapiric rise of the Lower crust is evidenced by dome-structures cored by granulites, juxtaposed with Upper crust amphibolites during this major orogenic episode (Ménot et al., 2005; Duclaux et al., 2007).

(2) During the Paleoproterozoic period: basins probably opened in a transcurrent regime within an already exhumed Archean basement. This phase was shortly followed by convergence and basin domain closure at ca. 1.7 Ga. Within the already cooled Archean crust, deformation at the ductile/brittle transition is localized within meter-scale anastomosed shear zones. The Mertz SZ is active during this period. While in the DDU basin, the HT deformation is more penetrative at hectometre-scale. Despite contrasted exhumation rates within the basin, exhumation rates remain low (0.1 to 0.2 mm.yr⁻¹) reflecting massive horizontal flow of the Paleoproterozoic crust, in agreement with fabrics described by Pelletier et al. (2002).

(3) During the Mesoproterozoic period: A large magmatic event affects the Mawson Continent. In our study, this event is only recorded at the eastern margin of the craton and marked by fluid induced recrystallization of biotite.

These detailed chronological, metamorphic and tectonic data allow precisising the view generally admitted for the cratonic evolution in the Archean to Proterozoic times. In general models, cratons growth is explained in terms of progressive accretion of tectonic blocks of smaller dimensions, with little internal deformation within the Craton itself. In contrast, the data presented here strongly support the idea that much of the deformation is accommodated by internal

transcurrent deformation, with significant extension and compression within the Craton. Further, most of the peripheral growth is featured by recycling of the products of erosion of the Craton itself. No tectonic collage such as suture zone or accretionary collage has been evidenced.

Acknowledgements. We gratefully thank Xth ISAES co-editors for handling the present extended abstract. This work has been funded by the French Polar Institute (IPEV) during the GEOLETA program and by INSU-CNRS (Dyeti project).

References

- Di Vincenzo, G., F. Talarico and G. Kleinschmidt, (2007), An 40Ar-39Ar investigation of the Mertz Glacier area (George V Land, Antarctica): implications for the Ross Orogen- East Antarctic Craton relationship and Gondwana reconstruction, *Precambrian Res.*, 152, 93-118.
- Duclaux, G., P. Rey, S. Guillot and R.P. Ménot, (2007), Orogen-parallel flow during continental convergence: Numerical experiments and Archaean field examples, *Geology*, in press.
- Fanning, C.M., Ménot, R.P., Peucat, J.J. and A. Pelletier, (2002) A closer examination of the direct links between southern Australia and Terre Adélie and George V Land. In "Preiss V.P. (Ed.), *Geosciences 2002, Expanding Horizons. Abstracts of the 16th Australian Geological Conference*, vol.67, Adelaïde, p.224.
- Fanning, C.M., J.J. Peucat and R.P. Ménot, (2003), Whither the Mawson continent? 9th ISAES, Potsdam, Germany, Abstract volume.
- Ménot, R.P., A. Pelletier, J.J. Peucat, C.M.F. Fanning, R.M. Oliver, (1999) – Petrological and structural constraints on the amalgamation of the Terre Adélie Craton (135-145°E), East Antarctica. . 8th ISAES, Wellington, NZ, July 1999. Abs. vol., 208.
- Ménot, R.P., A. Pêcher, Y. Rolland, J.J. Peucat, A. Pelletier, G. Duclaux and S. Guillot, (2005), Structural setting of the Neoproterozoic terrains in the Commonwealth Bay Area (143–145°E), Terre Adélie Craton, East Antarctica, *Gondwana Research*, 8, 1–9.
- Ménot, R.P., G. Duclaux, J.J. Peucat, Y. Rolland, S. Guillot, M. Fanning, J. Bascou, D. Gapais and A. Pêcher, (2007), Geology of the Terre Adélie Craton (135-146°E), 10th ISAES, Santa Barbara, USA, August 2007.
- Monnier, O., R.P. Ménot, J.J. Peucat, M. Fanning and A. Giret (1996), Actualisation des données géologiques sur Terre Adélie (Antarctique Est) : mise en évidence d'un collage tectonique au Paléoproterozoïque, *C.R.A.S., Paris*, 322, Ila, 55-62.
- Montel, J.M, S. Foret, M. Veschambre, C. Nicollet and A. Provost, (1996), Electron microprobe dating of monazite, *Chem. Geology*, 131, 37-53.
- Oliver, R.L. and C.M. Fanning, (2002), Proterozoic geology east and southeast of Commonwealth Bay, George V land, Antarctica, and its relationship to that of adjacent Gondwana terranes, in Gamble J.A., Skinner D.N.B and Henry S. (Eds), *Antarctic at the close of a millennium*, The Royal Soc. of N.Z. Bull., 35, 51-58.
- Pelletier A., D. Gapais, R.P. Ménot, M. Guiraud, (1999), The 1.7 Ga tectonic and metamorphic event in the Terre Adélie Craton (East Antarctica). 8th ISAES, Wellington, NZ, July 1999. Abstract vol., 239.
- Pelletier, A., D. Gapais, R.P. Ménot and J.J. Peucat, (2002), Tectonique transpressive en Terre Adélie au Paléoproterozoïque (Est Antarctique), *C.R. Geoscience*, 334, 505-511.
- Peucat, J.J., R.P. Ménot, O. Monnier and C.M. Fanning, (1999), The Terre Adélie basement in the East Antarctica Shield: geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal event; comparison with the Gawler Craton in South Australia, *Precam. Res.*, 94, 205–224.
- Peucat J.J., R. Capdevila, C.M. Fanning, R.P. Ménot, L. Pécora and L. Testut, (2002), 1.60 Ga felsic volcanic blocks in the moraines of the Terre Adélie Craton, Antarctica: comparisons with the Gawler Range Volcanics, South Australia, *Australian J. E.S.* 49, 831–845.
- Talarico, F. and G. Kleinschmidt, (2003) Structural and Metamorphic Evolution of the Mertz Shear Zone (East Antarctica Craton, George V Land): Implications for Australia/Antarctica Correlations and East Antarctic Craton/Ross Orogen Relationships, *Terra Antarctica*, 10, 229-24.