HAL
open science

La tectonique extensive en Mongolie orientale au Mésozoïque supérieur - modalités et implications géodynamiques

Yannick Daoudene

▶ **To cite this version:**

Yannick Daoudene. La tectonique extensive en Mongolie orientale au Mésozoïque supérieur - modalités et implications géodynamiques. Tectonique. Université Rennes 1, 2011. Français. NNT : . tel-00818050

HAL Id: tel-00818050

https://theses.hal.science/tel-00818050v1

Submitted on 25 Apr 2013

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.

N° d'ordre : 4365 **ANNÉE 2011**

THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

École doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Yannick DAOUDENE

préparée à l'unité de recherche UMR 6118 CNRS
Géosciences Rennes
U.F.R. Structure et Propriété de la Matière

La tectonique extensive en Mongolie orientale au Mésozoïque supérieur – modalités et implications géodynamiques

Thèse soutenue à Rennes le 07 Juillet 2011

devant le jury composé de :

Yan CHEN
Rapporteur, Université Orléans, Orléans

Karel SCHULMANN
Rapporteur, Université Louis Pasteur, Strasbourg

Jean-Pierre BRUN
Examinateur, Université Rennes 1

Marc JOLIVET
Examinateur, Université Rennes 1

Patrick LEDRU
Examinateur, AREVA/KATCO, Almaty, Kazakhstan

Denis GAPAIS
Directeur de thèse, Université Rennes 1

Membres invités :

Antonio BENEDICTO
AREVA, Paris-La-Défense

Gilles RUFFET
Université Rennes 1

Avant propos – Remerciements

Ce sujet de thèse s'inscrit dans la continuité de mon stage de Master 2 effectué au laboratoire Géosciences Rennes, en partenariat industriel entre la compagnie AREVA et le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM). Durant ce stage, j'ai travaillé sur la chaîne d'Ereendavaa localisée au Nord de la Mongolie orientale. Cette chaîne, interprétée comme un dôme métamorphique extensif, a permis de montrer qu'à l'instar des régions voisines (la région transbaïkale au Sud de la Sibérie et le Nord de la Chine orientale) le socle de la Mongolie orientale avait lui aussi été affecté par un régime tectonique extensif au Mésozoïque supérieur. Parallèlement, la Mongolie orientale est une région réputée riche en minéralisation uranifères et aurifères d'âge mésozoïque supérieur. Ainsi, la caractérisation d'un dôme métamorphique en Mongolie orientale, la première dans cette région encore pratiquement vierge d'études géologiques récentes, a conduit AREVA et le BRGM à financer cette thèse afin d'établir un cadre géodynamique visant à replacer les minéralisations uranifères dans un schéma tectono-métamorphique.

Ainsi, je tiens d'abord à remercier la compagnie AREVA pour m'avoir permis de travailler sur ce projet qui s'annonçait risquer en raison du peu d'information géologique dont nous disposions initialement. Je remercie particulièrement Patrick Ledru (qui m'a réellement initié au travail de terrain) et Jean-Luc Lescuyer qui ont tous les deux souhaité que mon travail de Master 2 se poursuive en thèse. J'en profite aussi pour remercier ici toutes les personnes d'AREVA qui m'ont accompagné sur le terrain et m'ont fourni un soutien logistique irréprochable. Merci notamment à Antonio Benedicto, Jean-Pierre Milési, Gilbert Stein, Sébastien Hocquet, Jean-Luc Nolf, Tula et la société COGEGOBI dans son ensemble.

Je tiens aussi à remercier le BRGM qui a financé l'acquisition des données géochronologiques U-(Th-)Pb sur zircons, monazites et xénotimes, présenté dans ce mémoire. Merci tout particulièrement à Alain Cocherie pour l'acquisition et le traitement des données. Merci aussi à Laurent Bailly et Vincent Bouchot pour l'accompagnement sur le terrain, ainsi qu'à Eric Gloaguen pour sa compagnie sur le terrain et nos discussions prolifiques.

Je remercie tout particulièrement mon directeur de thèse Denis Gapais pour m'avoir fait confiance depuis le Master 2 et surtout pour sa présence (bien qu'étant chef du laboratoire durant mon doctorat, cela n'a pas du être tout le jour facile). J'ai beaucoup apprécié sa compagnie sur le terrain. J'en ai énormément bénéficié. Si maintenant je suis un géoloque de terrain comme il me l'a fait remarquer le jour de ma soutenance, c'est en majeure partie grâce lui. J'ai aussi énormément apprécié nos discussions scientifiques et autres. Elles m'ont notamment permis d'avoir une vision extrêmement diversifiée de la géologie. De plus, ses qualités d'écriture scientifiques m'ont beaucoup appris quant à la rédaction d'un article. Encore une fois, Merci!

Je remercie également Gilles Ruffet que je considère comme mon deuxième directeur de thèse. Gilles a contribué énormément à la qualité des données géochronologique $^{40}Ar/^{39}Ar$, présentées dans ce mémoire. Il m'a appris à échantillonner une roche, il m'a initié à la géochronologie, et il m'a grandement aidé dans l'acquisition de données. Par ailleurs, point très important à mes yeux, Gilles m'a fait confiance quand je manipulais seul sur le spectromètre de masse. Enfin, j'ai beaucoup apprécié les quinze jours passés en sa compagnie sur le terrain, dans la région du massif de Nartyn.

Je remercie aussi Tatiana V. Donskaya, Dimitry P. Gladkochub et Anatoli M. Mazukabzov de l'académie des sciences de Russie, à Irkoutsk. Ils nous ont permis, à Denis et à moi, de faire du terrain dans le sud-est de la région transbaïkale.

Je remercie aussi les permanents du laboratoire Géosciences Rennes avec qui j'ai pu avoir des discussions passionnantes et qui ont ainsi plus ou moins contribué aux bons résultats de ce travail. Merci à Philippe Boulvais (pour les discussions sur le rôle des fluides et la métallogénie), à Jean-Pierre Brun (pour son aide sur l'interprétation des lignes sismiques), Kerry Gallagher (pour les pintes au O'Connell's), Pierre Gautier (pour sa disponibilité et nos nombreuses discussions de tectonique), Erwan Hallot (aussi pour sa disponibilté et pour sa science des roches magmatiques), Laurent Husson, Marc Jolivet (pour m'avoir fait partager ces connaissances de l'Asie orientale), Jean-Jacques Peucat (pour l'aide sur l'interprétation de données U-(Th-)Pb), Pavel Pitra (pour sa compagnie très apprécié pendant les pauses) , Marc Poujol (aussi pour nos discussions sur les interprétations des données U-(Th-)Pb), et Philippe Yamato (pour plein de choses).

Pendant presque 6 ans, le laboratoire Géosciences Rennes, et plus particulièrement le bureau 127, a été mon deuxième foyer. J'ai donc une pensée toute particulière pour mes collègues de bureau : Céline qui elle aussi me supportait depuis le M2, Nico pour les séance quiz « mon légionnaire », Mélo et les instants Groland, et Gloria ; mais aussi pour les étudiants de M2 qui sont passés par là : Cécile, Gwen et Besnoit. Je remercie enfin tous mes collègues M2, doctorants et Post-docs avec qui j'ai pu partager de super moments sur Rennes et boire pas mal de coups : Ben (un des frères Hanson, l'autre étant moi), Flo, Nol, Erwan, Blaise, Nuno, Fab, Elise, Chris, Rico, Pipo, Laure, Olivier, Cédric, Nico, Adrien, Edouard, Manu , Seby (mon ancien coloc), Matthieu, Yann, Camille, Guillaume, Mans, Christelle, Lionel (Yo), Romain (Tartouille), Claudine, Lauren, Nathan, Justine, Alain, Gwenaël, Romain, Etienne, Alex, Delphine, Stéphane, Lisa et aussi à tous dont ma mémoire fait défaut.

Je remercie enfin ma famille qui a toujours eu confiance en mes choix depuis le début de mon aventure universitaire. Et un très grand Merci à Morgane qui m'a toujours soutenu et qui a préparé un pot remarquable à ma soutenance et pour lequel je lui attribue la mention très honorable et mes félicitations.

Pour conclure, je tiens à souligner que cela a été pour moi un réel plaisir que de travailler dans un pays aussi beau que la Mongolie. J'y ai découvert une géologie passionnante, des paysages stupéfiants et une culture incroyable. J'ai d'ailleurs développé une véritable passion pour l'histoire de ce pays et pour les descendants du grand Gengis Khan.

Résumé

Au Mésozoïque supérieur, l'Asie orientale est marquée par un événement tectonique extensif majeur. Les marqueurs sont distribués sur une région qui s'étend depuis la Transbaïkalie jusqu'au nord-est de la Chine. Cependant, aucune étude n'a caractérisé les déformations extensives du socle en Mongolie orientale. L'objectif de ce travail est de préciser les modalités et l'âge de la déformation extensive de ce secteur. À travers l'étude structurale de trois objets représentatifs, nous montrons que l'extension se caractérise ici par l'exhumation d'un dôme métamorphique, la mise en place d'intrusions granitiques syn-cinématiques, et la formation d'un système de horsts et de grabens. L'acquisition de nombreuses données géochronologiques (U-Pb sur zircons, U-Th-Pb sur monazites et xénotimes, et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles) contraint l'exhumation du dôme métamorphique et la mise en place des intrusions entre ca. 138 Ma et 125 Ma. Cette gamme d'âge est comparable à celle attribuée à la sédimentation syn-rift des bassins sus-jacents, et aux âges disponibles contraignant l'exhumation de dômes métamorphiques dans les régions voisines. Ces résultats permettent de proposer un modèle géodynamique dans lequel un changement majeur de la cinématique du domaine paléo-Pacifique vers 140-135 Ma est responsable de l'extension de la lithosphère continentale est-asiatique, thermiquement amollie depuis le Jurassique supérieur. Sur la base d'observations de terrain et d'arguments géochronologiques, l'extension du Mésozoïque supérieur pourrait être un contexte tectonique favorable à la genèse de fluides minéralisés en uranium et à leur circulation du socle vers les bassins en formation.

Mots-clefs : Asie de l'Est, Tectonique extensive, Mésozoïque supérieur, Géodynamique

Abstract

In late Mesozoic times, Eastern Asia was affected by a large-scale extensional event that extended from Transbaikalia to the NW to northeastern China to the SE. However, before this work, extensional deformation of the eastern Mongolian basement was not documented. Thus the aim of this study was to describe the modes of extension that marked eastern Mongolia. Through structural analyses of three representative regions at the scale of eastern Mongolia, we show that extension is marked by exhumation of a metamorphic core complex, emplacement of syn-thinning granite intrusions, and development of a horst and graben system. Numerous geochronological data (obtained from U-Pb on zircons, U-Th-Pb on monazites and xenotimes, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ on micas and amphiboles) constrain the exhumation of the metamorphic core complex and the emplacement of the granite intrusions between ca. 138 Ma and 125 Ma. This time range appears similar to that generally attributed for the deposition of syn-rifts series within overlying basins and to those available for exhumation of metamorphic core complexes in the adjacent regions. We further propose that extension resulted from a major change in kinematic of the paleo-Pacific domains around 140-135 triggering the horizontal spreading of the abnormally hot eastern Asian continental lithosphere. Finally, on the basis of field observations and geochronological arguments, we suggest that extension might have favoured the onset of transfers of uranium-rich fluids from the basement to the overlying basins.

Keyword: Eastern Asia, Extension, Late Mesozoic, Geodynamic

Table des matières

Introduction **21**

PARTIE I : L'extension continentale et le cas de l'Asie orientale

Chapitre 1 : Les déformations extensives de la lithosphère continentale **31**
1. La lithosphère continentale 33
2. Rhéologie de la lithosphère continentale 34
3. Modes d'extension de la lithosphère continentale 37
3.1. Le mode de rift étroit (« Narrow rift ») 37
3.2. Le mode de rift large (« wide rift ») 39
3.3. Le mode du dôme métamorphique extensif (« metamorphic core complex ») 40
4. Rôle du magmatisme et de la fusion partielle dans l'extension 43
5. Exemples de systèmes extensifs 43
5.1. Le graben du Rhin 44
5.2. La province du « Basin & Range » 45
5.3. Le domaine égéen 48

Chapitre 2 : L'Extension en Mongolie orientale et dans les régions adjacentes au Mésozoïque supérieur **55**
1. Contexte géologique avant l'extension du Mésozoïque supérieur 57
1.1. La Ceinture Orogénique d'Asie Centrale 57
1.2. La zone de suture de l'Océan Mongol-Okhotsk 61
2. L'extension continentale Mésozoïque en Asie orientale 65
2.1. Les marqueurs de l'extension 65
2.1.1. Les bassins extensifs 67
2.1.2. Les dômes métamorphiques extensifs 69
2.2. Le magmatisme associé à l'extension 72
2.2.1. Le volcanisme 72
2.3.2. Le plutonisme 74
3. Particularités de la lithosphère d'Asie orientale 75
3.1. Épaisseur de la croûte et de la lithosphère 75
3.2. Flux de chaleur 77
4. Les moteurs de l'extension Mésozoïque 79
4.1. La subduction de la paléo-plaque pacifique 79
4.2. Effondrement gravitaire d'une croûte épaissie 82
4.3. Rôle de la convergence entre le bloc de Lhassa et l'Eurasie 84
4.4. Délamination et érosion thermique du manteau lithosphérique 84
4.5. Panache mantellique 87
5. Résumé et rappel des questions 88

PARTIE II : Données structurales et géochronologiques

Chapitre 3 : La chaîne d'Ereendavaa (Nord de la Mongolie orientale) : un argument supplémentaire en faveur d'une tectonique extensive mésozoïque en Asie orientale. **91**
Résumé 93
Abstract 95
1. Introduction 96

2. Regional tectonic setting 97
3. Geological features of the Ereendavaa Range 99
3.1 Lithologies 99
3.2. Structures 101
3.3.Microstructures 103
4. Age of synkinematic dykes 105
4.1. Method 106
4.2. Results 109
5. Discussion 109
5.1. Exhumation mode of the Ereendavaa Range 109
5.2. Large-scale Mesozoic crustal extension 110
5.3. Extension mode and implications 114
6. Conclusions 114

***Chapitre 4 : Histoire de l'exhumation du dôme métamorphique d'Ereendavaa, Nord de la Mongolie orientale* 117**
Résumé 119
Abstract 121
1. Introduction 122
2. Geological setting 125
3. Geochronological analyses 128
3.1. U-Pb zircon dating 128
3.1.1. Description of samples 128
3.1.2. Method 128
3.1.3. Results and interpretations 132
3.2. Step-heating $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses 134
3.2.1. Description of samples 134
3.2.2. Methodology 137
3.2.3. Brief note about isotopic closure temperatures 138
3.2.4. Results and interpretations 140
4. Discussion 142
4.1. Evolution of the Ereendavaa Range 142
4.1.1. Late Jurassic to Early Cretaceous magmatism 142
4.1.2. Early Cretaceous exhumation of the Ereendavaa Range 144
4.2. Implications on the late Mesozoic extension 146
4.2.1. Hot thermal conditions from late Jurassic times 146
4.2.2. Synchronous formation of metamorphic core complexes 147
5. Conclusions 149

***Chapitre 5 : Mise en place d'intrusions granitiques en contexte d'amincissement crustal durant l'extension mésozoïque en Mongolie orientale* 151**
Résumé 153
Abstract 155
1. Introduction 156
2. Lithologies of the Nartyn area 158
3. Structure 161
3.1. The Choyr Shear Zone 161
3.2. The Nartyn intrusion 164
3.2.1. Granite core 164
3.2.2. Granite margins 165

3.2.3. Xenoliths and country-rocks sheets 167
3.2.4. Structure of country rocks 170
4. The Altanshiree granite: a comparable intrusion 172
5. Geochronology 173
5.1. U-Pb dating 174
5.1.1 Short description of samples 174
5.1.2. Results 174
5.2. $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses 178
5.2.1 Short descriptions of samples 178
5.2.2. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Results from the Nartyn area 179
5.2.3. $^{40}Ar/^{39}Ar$ results from the Altanshiree area 186
6. Interpretation 187
6.1. Mechanism of granite emplacement 187
6.2. Emplacement ages of the Nartyn and Altanshiree intrusions 189
6.3. Age of the Choyr Shear Zone 191
6.4. Pre-extension history 192
7. Geodynamic implications 193
7.1. Pre-extensional tectonics in eastern Mongolia 193
7.2. Early Cretaceous extension 193
8. Conclusions 195
Appendix 5.1: U-Pb and U-Th-Pb datings 196
Appendix 5.2: $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings 198

***Chapitre 6 : Déformation supracrustale au Mésozoïque supérieur: Exemple de la région du Massif de Dulaan Uul, sud de la Mongolie orientale* 201**
Résumé 203
1. Introduction 205
2. Contexte géologique 207
3. Le socle du massif de Dulaan Uul 209
3.1. Lithologies 209
3.2. Métamorphisme 213
3.3. Structures 216
3.3.1. Le Domaine Nord 216
3.3.2. Le Domaine Sud 217
3.3.3. La zone de contact entre les Domaines Nord et Sud 217
3.3.4. La Faille Nord de Zuunbayan 219
3.3.5. Déformation fragile 222
3.4. Analyses géochronologiques 224
3.4.1. Age U-Pb sur zircons d'une rhyolite du socle 224
3.4.2. Age U-Th-Pb sur monazites d'un orthogneiss cisaillé 225
3.4.3. Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovite d'un filon de pegmatite 226
3.5. Interprétations sur le socle du massif de Dulaan Uul 227
3.5.1. Age du socle 227
3.5.2. Ages et significations des déformations du socle 228
4. Les bassins mésozoïques 230
4.1 Brève description de la pile stratigraphique 230
4.1.1. La Formation de Tsagaantsav 231
4.1.2. La Formation de Zuunbayan 232
4.1.3. La Formation de Saynshand 234
4.1.4. La Formation de Bayanshiree 236

4.2. Structures 236
4.2.1. Observations de terrain 236
4.2.2. Sismique réflexion 240
4.2.2.1.Les faciès sismiques 240
4.2.2.2. Structures des bassins 241
4.3. Interprétations et discussion 246
4.3.1. Ages et caractéristiques de l'extension 246
4.3.2. Évolution post-extension 248
5. Conclusions 249

PARTIE III : Implications géodynamiques et métallogéniques

***Chapitre 7 : L'extension Crétacé inférieur au Nord de l'Asie orientale et la cinématique du domaine paléo-Pacifique* 253**
Résumé 255
Abstract 257
1. Introduction 258
2. Modes of extension in eastern Mongolia 258
3. Age of extension 260
4. Causes of extension 262
4.1. Post-orogenic collapse 262
4.2. Kinematics of the paleo-Pacific domain 262
4.3. A model for extension 263
5. Conclusions 265

***Chapitre 8 : Implications métallogéniques* 267**
Résumé 269
1. Introduction 271
2. Bref rappel sur l'évolution tectonique de la Mongolie orientale 272
3. Cadre métallogénique de la Mongolie orientale 273
3.1. Ressources minérales et énergétiques 273
3.2. L'uranium 275
4. Les évidences de circulation de fluides en Mongolie orientale 275
4.1. Evidences de terrain 275
4.1.1. Le dôme métamorphique d'Ereendaavaa 275
4.1.2. Les régions de Nartyn et d'Altanshiree 277
4.1.3. La région de Dulaan Uul 279
4.2. Arguments géochronologiques 279
4.2.1. Le dôme métamorphique d'Ereendavaa 280
4.2.2. La région du massif de Nartyn 281
5. Implications 282
5.1. Les sources de l'Uranium en Mongolie orientale 282
4.2. Circulation de fluides durant l'extension 283
5. Conclusions 285

***Conclusions et perspectives* 287**
1. Conclusions principales de l'étude 289
2. Perspectives 292

***Références bibliographiques* 295**

Annexes **325**

Annexe 1 : Méthodes de datation **327**
1. Généralités 329
2. Les bases de la datation radiochronologique absolue 329
3. Le système U-Th-Pb en géochronologie 330
3.1. Datation chimique sur monazite et xénotime 331
3.1.1 Caractéristiques chimiques de la monazite et du xénotime 331
3.1.1.1. La monazite 331
3.1.1.2. Le xénotime 332
3.1.2. Le plomb initial dans la monazite et le xénotimes 332
3.1.3. Diffusion de l'uranium, du thorium et du plomb 333
3.1.4. Température de fermeture de la monazite et du xénotime 334
3.1.5. Environnement de formation et stabilité 334
3.1.6. La méthode de datation chimique U-Th-Pb 335
3.1.6.1.Calcul d'un âge ponctuel 335
3.1.6.2. Incertitude sur l'âge calculé 336
3.1.6.3. Moyenne des âges ponctuels 337
3.1.6.4 Isochrone Th/Pb = f(U/Pb) 337
3.2. La méthode U-Pb sur zircons 339
3.2.1. Caractéristiques chimiques du zircon 339
3.2.2. Méthode de datation isotopique U-Pb sur zircons 340
3.2.2.1. Méthode des isochrones U-Th-Pb 340
3.2.2.2. Méthode ^{207}Pb-^{206}Pb (Pb-Pb) 341
3.2.2.3. Méthode U-Pb pour les systèmes enrichis 341
3.2.3. Protocoles d'analyses 344
3.2.3.1. Séparation et sélection des grains 344
3.2.3.2. Description des dispositifs d'analyses 345
4. La méthode de datation ^{40}Ar/^{39}Ar 347
4.1. Principe de la Méthode ^{40}K-^{40}Ar (K-Ar) 347
4.1.1. La désintégration radioactive du ^{40}K 347
4.1.2. Calcul d'un âge par la méthode K-Ar 348
4.2. Principe de la méthode ^{40}Ar/^{39}Ar 349
4.2.1. Calcul d'un âge par la méthode ^{40}Ar/^{39}Ar 350
4.2.2. Le rapport ^{40}Ar/^{39}Ar$_K$ de l'échantillon à dater* 351
4.2.3. Erreur sur l'âge 352
4.3. Diffusion de l'Argon 352
4.4. Températures de fermetures des minéraux analysés 354
4.5. Représentation graphique des âges 356
4.6. Graphique complémentaire 358
4.7. Protocole d'analyse 359
4.7.1.Séparation des grains 359
4.7.2. Irradiation des échantillons 359
4.7.3. Analyses des grains 360
4.7.3.1. Description du dispositif utilisé 360
4.7.3.2. Description d'une étape d'analyses 361
4.8. Corrections 361
4.8.1. Discrimination de masse 361
4.8.2. Interférences isotopiques associées au potassium et au calcium 362

4.8.3. Autres corrections 362
Annexe 2 : Photographies au MEB et en cathodo-luminescence de zircons, de monazites et de xénotimes datés. **363**

Annexe 3 : Tableaux des analyses géochronologiques **377**

Annexe 4 : Autres résultats géochronologiques **405**

Annexe 5 : Résumés de congrès et conférences **411**

Table des figures

Chapitre 1 :
Fig. 1.1 : Structure interne du globe terrestre et modèle PREM.....33
Fig. 1.2 : Profil rhéologique d'une lithosphère continentale et géotherme associé.....35
Fig. 1.3 : Profils rhéologiques d'une lithosphère continentale en compression, "froide" et "chaude".....36
Fig. 1.4 : Les différents modes de l'extension continentale 38
Fig. 1.5 : Structures associées aux dômes métamorphiques extensifs et à leur détachement..42
Fig. 1.6 : Exemple de rift étroit (« narrow rift ») : le graben du Rhin 45
Fig. 1.7 : Exemple de rift large (« wide rift »): la province du « Bassin & Range » 47
Fig. 1.8 : Coupe géologique à la l'échelle de la croûte de la région du Grand Bassin.. 47
Fig. 1.9 : Carte tectonique du domaine égéen......50
Fig. 1.10 : Coupes géologiques de structures extensives du domaine égéen.....51
Fig. 1.11 : Imagerie géophysique de la croûte du domaine égéen 53
Fig. 1.12 : Compilation d'âge de différents événements du domaine égéen. 53

Chapitre 2 :
Fig. 2.1 : Carte tectonique simplifiée de l'Asie 58
Fig. 2.2 : Carte des unités de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale.....59
Fig. 2.3 : Carte des unités tectono-stratigraphiques de Mongolie 60
Fig. 2.4 : La zone de suture Mongol-Okhotsk 63
Fig. 2.5 : Graphique des paléo-latitudes entre les blocs de Sibérie et de Mongolie – Chine du nord au Mésozoïque......64
Fig. 2.6 : Carte des marqueurs d'un événement tectonique extensif au nord de l'Asie orientale au Mésozoïque supérieur.. 66
Fig. 2.7 : Profil de sismique-réflexion d'un d'hémi-graben du nord de la Chine. 69
Fig. 2.8 : Coupe interprétative du dôme métamorphique de Zagan en Transbaïkalie. 70
Fig. 2.9 : Carte de l'épaisseur crustale à l'aplomb de la Mongolie et de la Transbakaïlie. ...76
Fig. 2.10 : Carte de l'épaisseur de la croûte à l'aplomb de la Chine. 77
Fig. 2.11 : Carte du flux de chaleur à l'échelle de l'Asie orientale.....78
Fig. 2.12 : Modèle d'extension arrière-arc en Asie orientale. 81
Fig. 2.13 : Modèle d'extension impliquant l'effondrement gravitaire de l'orogène Mongol-Okhotsk. 83
Fig. 2.14 : Modèle d'extension impliquant la convergence bloc de Lhassa-Eurasie pour rendre compte de l'ouverture de bassins transtensifs dans la région du corridor d'Heixi 85
Fig. 2.15 : Modèles d'érosion thermique et de délamination de la croûte est chinoise 86
Fig. 2.16 : Modèle d'extension impliquant un panache mantellique. 87

Chapitre 3 :
Fig. 3.1: Carte des marqueurs d'un événement tectonique extensif au nord de l'Asie orientale au Mésozoïque supérieur 98
Fig. 3.2: Carte structurale simplifiée de la chaîne d'Ereendavaa.....100
Fig. 3.3: Photographies d'indicateurs cinématiques de la zone de cisaillement de l'Onon...102
Fig. 3.4: Microstructures de roches quartzo-feldspathiques de la chaîne d'Ereendavaa.....105

Fig. 3.5: Photographies, dessins interprétatifs et résultat d'analyses U-Pb sur zircons de deux filons syncinématiques de la zone de cisaillement de l'Onon. 108
Fig. 3.6: Coupe géologique simplifiée de la bordure sud-est du dôme métamorphique extensif de Zagan en Transbaïkalie. 112
Fig. 3.7: Coupe géologique simplifiée de la bordure nord-ouest du massif de Nartyn. 113

Chapitre 4 :

Fig. 4.1: Carte des marqueurs de la tectonique extensive au nord de l'Asie orientale au Mésozoïque supérieur 124
Fig. 4.2: Carte et coupe géologiques du dôme métamorphique d'Ereendavaa 126
Fig. 4.3: Photographies et dessins interprétatifs d'affleurements où des échantillonnées ont été prélevés pour les analyses U-Pb sur zircons 129
Fig. 4.4: Photographies MEB de zircons representatifs des échantillons datés en U-Pb. 130
Fig. 4.5: Diagramme U-PB des échantillons datés 133
Fig. 4.6: Caractéristiques structurales et pétrographiques d' échantillons selectionnés pour les analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles 137
Fig. 4.7: Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ des amphiboles et des micas de la chaîne d'Ereendavaa . 141
Fig. 4.8: Possible trajet Température-temps et modèle d'evolution du dôme métamorphique d'Ereendavaa 145
Fig. 4.9: Compilation des âges disponibles concernant l'exhumation des dômes métamorphiques extensifs en Asie de l'Est. 149

Chapitre 5 :

Fig. 5.1: Carte des marqueurs de la tectonique extensive au nord de l'Asie orientale au Mésozoïque supérieur 157
Fig. 5.2: Carte géologique simplifiée de la région du massif de Nartyn 160
Fig. 5.3: Coupe géologique Est-Ouest simplifiée de la bordure nord-ouest du massif de Nartyn: la zone de cisaillement de Choyr 162
Fig. 5.4: Photographies et dessins interpretatifs d'indicateurs cinématiques observés dans la zone de cisaillement de Choyr 162
Fig. 5.5: Photographies de structures fragiles observées dans la partie la plus sommitale de la zone de cisaillement de Choyr 163
Fig. 5.6: Photographies illustrant les fabriques observées au coeur du granite de Nartyn .. 165
Fig. 5.7: Photographies des fabriques acquises à l'état solide observées le longs des marges du granite de Nartyn 166
Fig. 5.8: Carte géologique, projections stéréographiques des fabriques ductiles, et coupe Nord-Sud de la partie septentrionale de l'intrusion de Nartyn. 168
Fig. 5.9: Photographies de xénolithes de la partie septentrionale de l'intrusion de Nartyn . 169
Fig. 5.10: Photographie illustrant une fabrique héritée observée dans un xénolithe d'amphibolite de la partie septentrionale de l'intrusion de Nartyn 170
Fig. 5.11: Carte géologique et coupe NO-SE de la partie sud-est du massif de Nartyn 171
Fig. 5.12: Photographies de quelques éléments structuraux des roches encaissantes du granite de Nartyn 171
Fig. 5.13: Carte géologique simplifiée de la région d'Altanshiree 172
Fig. 5.14: Photographies d'éléments structuraux observés dans la région d'Altanshiree 173
Fig. 5.15: Diagrammes U-Pb et U-Th-Pb des zircons, monazites et xénotimes, des granites de Nartyn et d'Altanshiree, et d'un gneiss migmatitique 176
Fig. 5.16: Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ des micas prélevés dans l'intrusion de Nartyn 180

Fig. 5.17: Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ age des micas et des amphiboles prélevés dans des xénolithes du granite de Nartyn 181
Fig. 5.18: Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ des micas et des amphiboles prélevés dans les roches encaissantes du granite de Nartyn 183
Fig. 5.19: Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ des micas et des amphiboles prélevés dans la zone de cisaillement de Choyr. 186
Fig. 5.20: Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ des micas et des amphiboles prélevés dans la région d'Altanshiree. 186
Fig. 5.21: Coupe géologique NO-SE interprétative du massif de Nartyn. 187
Fig. 5.22: Possible évolution thermique du massif de Nartyn et modèle de l'histoire extensive de la région d'étude 190

Chapitre 6 :

Fig. 6.1 : Cartes iluustrant l'étendue de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale et les unités tectono-stratigraphiques du sud de la Mongolie orientale 206
Fig. 6.2 : Carte structurale simplifiée du sud de la Mongolie orientale 208
Fig. 6.3 : Catre géologique simplifiée du massif de Dulaan Uul 210
Fig. 6.4 : Photographies des lithologies observées dans le Domaine Nord du massif de Dulaan Uul 211
Fig. 6.5 : Photographies des lithologies rencontrées dans le Domaine Sud du massif de Dulaan Uul. 212
Fig. 6.6 : Carte structurale et métamorphique du Domaine Nord du massif de Dulaan Uul 214
Fig. 6.7 : Photographies de lames minces de différents faciès métamorphiques observés dans le massif de Dulaan Uul. 215
Fig. 6.8 : Photographie d'amphibolites rubanées de la bordure sud-est du Domaine Nord du massif de Dulaan Uul. 216
Fig. 6.9 : Projections stéréographiques de la foliation, de la schistosité et de la linéation du Domaines Nord et de la bordure nord du Domaine Sud du massif de Dulaan Uul. 217
Fig. 6.10 : Photographies d'éléments structuraux observés dans le Domaine Nord du massif de Dulaan Uul. 218
Fig. 6.11 : Photographie et dessin interprétatif d'un filon de pegmatite de la bordure sud-est du Domaine Nord du massif de Dulaan Uul 219
Fig. 6.12 : Photographies illustrant la déformation décrochante senestre observée le long de la Faille Nord de Zuunbayan. 220
Fig. 6.13 : Carte géologique détaillée d'une partie de la bordure nord-ouest du massif de Dulaan Uul.. 221
Fig. 6.14 : Photographies de structures fragiles observées dans le socle du massif de Dulaan Uul et projections stéréographiques des mesures de miroirs de failles et des stries associés 223
Fig. 6.15 : Diagramme U-Pb des analyses des zircons d'une rhyolite du socle du massif de Dulaan Uul. 225
Fig. 6.16 : Diagramme isochrone Th/Pb=f(U/Pb) des analyses des monazites d'un orthogneiss cisaillé de la Faille Nord de Zuunbayan. 226
Fig. 6.17 : Photographies d'un filon de pegmatite et spectre d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ d'une muscovite prélevée à l'intérieur 227
Fig. 6.18 : Coupe interprétative NO-SE du massif de Dulaan Uul. 229
Fig. 6.19 : Photographie de la discordance de la Formation de Tsagaantsav sur les roches du socle du massif de Dulaan Uul 231
Fig. 6.20 : Photographies des principaux faciès de la Formation de Tsagaantsav 233
Fig. 6.21 : Photographies des principaux faciès de la Formation de Zuunbayan 234

Fig. 6.22 : Photographies des principales caractéristiques de la Formation de Saynshand. 235
Fig. 6.23 : Photographies illustrant la géométrie des formations sédimentaires mésozoïques aux voisinage de la Faille Nord de Zuunbayan 237
Fig. 6.24 : Panorama NW-SE et dessin interprétatif du flanc nord-ouest du bassin de Zuunbayan, à proximité de la bordure sud-est du massif de Dulaan Uul 238
Fig. 6.25 : Photographies de structures fragiles observées dans les Formations de Tsagaantsav et de Zuunbayan et projections stéréographiques des mesures de miroirs de failles et des stries associés 239
Fig. 6.26 : Caractéristiques sismiques des unités distinguées dans les profils réflexion. 241
Fig. 6.27 : Profils sismiques réflexion et dessin interprétatifs 243

Chapitre 7 :
Fig. 7.1: Carte des marqueurs de la tectonique extensive au nord de l'Asie orientale au Mésozoïque supérieur et coupes géologiques interprétatives des trois objets étudiés dans ce travail 259
Fig. 7.2: Photographie illustrant la discordance anguliare d'une Formation syn-rift sur le socle du massif de Dulaan Uul 260
Fig. 7.3: Compilation des âges disponibles pour l'exhumation des dômes métamorphiques extensifs, la mise en place d'intrusions syn-cinématiques, et le dépôt de séries syn-rift, en Asie de l'Est 261
Fig. 7.4: Relations temporelles et cinématiques entre l'extension NO-SE du Mésozoïque supérieur et la cinématique du domaine paléo-pacifique 264

Chapitre 8 :
Fig. 8.1 : Carte structurale et métallogénique simplifiée de la Mongolie orientale et des régions adjacentes au Mésozoïque supérieur 274
Fig. 8.2 : Observations de terrains impliquant des circulations de fluides magmatiques et/ou métamorphiques dans la zone de cisaillement de l'Onon 276
Fig. 8.3 : Observations de terrains impliquant des circulations de fluides magmatiques et/ou métamorphiques dans la région de Nartyn 278
Fig. 8.4 : Observations de terrains impliquant des circulations de fluides dans les sédiments crétacés inférieurs du pourtour du massif de Dulaan Uul 280
Fig. 8.5 : Schéma illustrant les possibles circulations de fluides à l'échelle de la croûte en Mongolie orientale durant l'extension du Mésozoïque supérieur 284

Annexe 1 :
Fig. A1.1 : Diagramme Concordia (Wetheril, 1956) confrontant les rapports $^{206}Pb^{*}/^{238}U$ *et* $^{207}Pb^{*}/^{235}U$ *de populations théoriques* 343
Fig. A1.2 : Diagramme Concordia de Terra et Wasserburg (1972) du rapport $^{238}U/^{206}Pb$ *en fonction du rapport* $^{207}Pb/^{206}Pb$ *de populations théoriques* 344
Fig. A1.3 : Schéma simplifié de la désintégration radioactive naturelle de l'isotope de masse 40 du potassium (^{40}K) 347
Fig. A1.4 : Exemples théoriques de quelques spectres d'âge couramment observés 357
Fig. A1.5 : Schéma simplifié du dispositif utilisé pour les analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$. 361

Annexe 2 :
Fig. A2.1 : Photographies MEB de zircons de pegmatites datés en U-Pb dans les chapitres 3 et 4 365

Fig. A2.2 : Photographies en cathodo-luminescence des zircons de la rhyolite M319 du massif de Dulaan Uul. 366
Fig. A2.3 : Photographies en cathodo-luminescence des zircons du granitoïde M330 de la région d'Altanshiree 367
Fig. A2.4 : Photographies en cathodo-luminescence des zircons de la rhyolite M331b de la région d'Altanshiree 368
Fig. A2.5 : Photographies en cathodo-luminescence des zircons du granitoïde M342b de la région d'Altanshiree 369
Fig. A2.6 : Photographies en cathodo-luminescence des zircons de la rhyolite M345 de la région d'Altanshiree 370
Fig. A2.7 : Photographie en cathodo-luminescence des zircons de la rhyolite M348 de la région d'Altanshiree 370
Fig. A2.8 : Photographies en cathodo-luminescence des zircons du granite d'Altanshiree M357a 371
Fig. A2.9: Photographies en cathodo-luminescence des zircons du gneiss migmatitique MN471 en xénolithe dans le granite de Nartyn 372
Fig. A2.10 : Photographies en cathodo-luminescence de zircons du filon de rhyolite M364e du massif cristallin de Jirgalanta 373
Fig. A2.11 : Photographies en cathodo-luminescence de zircons du granite de Nartyn M372 374
Fig. A2.12 : Photographies MEB de monazites des granites d'Altanshiree M357a et de Nartyn M372 375
Fig. A2.13 : Photographies MEB de xénotimes et de monazites du gneiss migmatitique MN471 en xénolithe dans le granite de Nartyn 376
Fig. A2.14 : Photographie MEB d'une monazite de l'orthogneiss cisaillé MN835 de la bordure nord-ouest du massif de Dulaan Uul 376

Annexe 4 :

Fig. A4.1 : Diagrammes Tera et Wasserburg (1972) pour les analyses U-Pb sur zircons d'échantillons de roches magmatiques de la région d'Altanshiree. 408
Fig. A4.2 : Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ de micas et d'un monograin de roche totale d'échantillons de roches magmatiques et métamorphiques du massif de Jirgalanta. ... 409
Fig. A4.3 : Diagramme Tera et Wasserburg (1972) pour l'analyse U-Pb sur zircons d'un filon rhyolitique du massif de Jirgalanta 409

Liste des tableaux

Chapitre 3 :
Tableau 3.1: Analyses U-Pb sur zircons de deux filons granitiques syn-cinématiques de la zone de cisaillement de l'Onon 107

Chapitre 4 :
Tableau 4.1: Analyses U-Pb sur zircons de deux orthogneiss et quatre pegmatites de la chaîne d'Ereendavaa 131
Tableau 4.2: Analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ d'amphiboles et de micas issus de roches métamorphiques et magmatiques de la chaîne d'Ereendavaa 139

Annexe 3 :
Tableau A3.1 : Analyses U-Pb sur zircons effectuées à la SHRIMP pour des échantillons issus de roches magmatiques des régions d'Altanshiree, de Nartyn et de Dulaan Uul..... 379
Tableau A3.2 : Analyses U-Pb sur zircons effectuées à la SHRIMP pour l'échantillon de gneiss migmatitique MN471b en xénolithe dans le granite de Nartyn 381
Tableau A3.3 : Résumé des analyses à la microsonde électronique sur les xénotimes du gneiss migmatitique MN471b en xénolithe dans le granite de Nartyn 382
Tableau A3.4 : Résumés des analyses à la microsonde électronique des monazites des granites d'Altanshiree M357a et de Nartyn M372, du gneiss migmatitique MN471b, et de l'orthogneiss cisaillé MN835..... 382
Tableau A3.5 : Analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas du granite de Nartyn. 383
Tableau A3.6 : Analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles de xénolithes du granite de Nartyn. 385
Tableau A3.7 : Analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles du socle encaissant du granite de Nartyn. 388
Tableau A3.8 : Analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles de la zone de cisaillement de Choyr. 393
Tableau A3.9 : Analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles de la région du granite d'Altanshiree. 398
Tableau A3.10 : Analyse $^{40}Ar/^{39}Ar$ d'une muscovite d'une pegmatite du massif de Dulaan Uul. 401
Tableau A3.11 : Analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et monograin de roche totale de roches magmatiques et métamorphiques du massif de Jirgalanta. 402

INTRODUCTION

La lithosphère est l'enveloppe la plus superficielle du globe terrestre. Elle est constituée d'une croûte océanique ou continentale et de la partie supérieure du manteau. À l'échelle du globe terrestre, cette couche est subdivisée en un certain nombre de plaques lithosphériques, également appelées plaques tectoniques. La lithosphère repose sur le manteau asthénosphérique, plus facilement déformable car il est composé de roches aux viscosités relativement faibles.

Les transferts de chaleur du noyau à la surface du globe terrestre se font principalement par convection au sein de l'asthénosphère. Les mouvements de matière, qui en découlent, entraînent les plaques lithosphériques sus-jacentes. Les mouvements relatifs entre les plaques seront alors convergents, divergents, ou transcurrents. Deux plaques sont en divergence quand elles s'éloignent l'une de l'autre. Dans ce cas, la frontière est caractérisée par la présence d'une dorsale océanique, où de la lithosphère océanique est nouvellement créée. En revanche, deux plaques sont convergentes quand elles se rapprochent l'une de l'autre. Une plaque lithosphérique océanique ou continentale peut alors être subduite sous une autre plaque océanique ou continentale moins dense, avant de s'enfoncer dans l'asthénosphère. Ces zones d'affrontement entre les plaques sont les lieux privilégiés où elles se déforment. Les marges de ces plaques y seront soumises à des régimes tectoniques compressifs et/ou extensifs. En compression, la lithosphère continentale subit un raccourcissement horizontal et un épaississement. En revanche, une lithosphère continentale en extension est allongée horizontalement et amincie.

Au début des année 1980, England (1983) nota que des lithosphères continentales soumises à de l'extension pouvaient présenter différents styles de déformations. Par la suite, Buck (1991) proposa à partir de modélisations numériques qu'une lithosphère continentale en extension puisse se déformer selon trois modes. Dans le premier cas, l'extension peut se traduire par la formation d'un ou de plusieurs rifts étroits localisés. C'est le mode de rift étroit (« narrow rift »). Dans le second cas, l'extension est marquée par la présence de petits bassins séparés par des rides montagneuses, le tout étant distribué sur de grandes distances. Cette extension diffuse est celle du mode de rift large (« wide rift »). Enfin, dans le troisième cas, l'extension induit la formation d'un dôme métamorphique extensif, qui implique l'exhumation de la croûte inférieure ductile. Ce type de structure, historiquement reconnue dans la province du « Basin & Range » le long de la cordillère nord américaine (Coney et Harms, 1984), est rattaché au mode des dômes métamorphiques (« core complex »). Toutefois, Brun (1999) proposa que ce troisième mode d'extension doive être considéré comme une anomalie locale du mode de rift large. La prévalence d'un mode d'extension

plutôt qu'un autre est caractéristique des conditions physiques de la lithosphère continentale qui se déforme. Dans le cas d'une lithosphère continentale « froide » et peu épaisse, l'extension sera localisée et se traduira par la formation d'un système de rifts étroits (e.g. les rifts Ouest-Européen, le rift Est-Africain, le lac Baïkal, la Mer Rouge). En revanche, dans le cas d'une lithosphère « chaude » (flux de chaleur supérieur à 90 $mW.m^{-2}$) et épaisse (supérieure à 45 km), l'extension s'exprimera par la formation de petits bassins distribués sur de larges distances, ainsi que par la formation de dômes métamorphiques extensifs (e.g. la province du « Basin & Range » ou le domaine égéen).

L'extension du Mésozoïque supérieur en Asie orientale et les problématiques

À la fin du Mésozoïque, une vaste région de l'Asie orientale, qui s'étend depuis la région transbaïkale jusqu'au nord-est de la Chine, est affectée par un événement tectonique extensif majeur. Il est marqué par la présence de nombreux bassins longs et étroits, globalement orientés NE-SW, et remplis par des roches sédimentaires continentales et des roches volcaniques (e.g. Zorin, 1999 ; Ren et al., 2002 ; Meng, 2003). Par ailleurs, certains bassins bordent localement des dômes métamorphiques de type « core complex », principalement documentés avant ce travail de thèse en Transbaïkalie et au nord-est de la Chine (e.g. Sklyarov et al., 1994 ; 1997 ; Webb et al., 1999 ; Davis et al., 1996 ; 2002 ; Darby et al., 2004 ; Liu et al., 2005 ; Donskaya et al., 2008).

Bien que des bassins extensifs, d'âge Jurassique supérieur – Crétacé inférieur aient été reconnus en Mongolie orientale depuis le milieu des année 1990 (e.g. Traynor et Sladen, 1995), il n'existait à notre connaissance aucune étude ayant documenté des déformations extensives dans le socle sous-jacent. Toutefois, les cartes géologiques disponibles de la Mongolie orientale montrent la présence de zones où des roches déformées et métamorphiques du socle affleurent (e.g. la chaîne d'Ereendavaa au nord-est de la Mongolie). Ces secteurs y sont cartographiés comme des ensembles de roches mis en place et/ou déformés durant des événements géologiques paléozoïques ou antérieurs. L'un des postulats couramment utilisé était que des roches métamorphiques très déformées doivent être assez vieilles pour avoir accommodé des quantités de déformation importantes (voir la discussion de Donskaya et al., 2008 concernant la région transbaïkale). Ainsi, la caractérisation des déformations et du métamorphisme ayant affecté le socle de cette région paraît primordiale afin de mieux comprendre l'évolution de l'Asie orientale au Mésozoïque. En effet, la Mongolie orientale est une région clé, puisqu'elle est géographiquement localisée entre deux

secteurs (i.e. la Transbaïkalie et le nord de la Chine Orientale) où la croûte ductile profonde a clairement enregistré de la déformation extensive.

Par ailleurs, il existe une ambiguïté concernant les âges attribués à l'exhumation des dômes métamorphiques extensifs et ceux relatifs à la formation des bassins. En effet, les études qui se sont attachées à estimer l'âge des dômes métamorphiques en Transbaïkalie et au nord-est de la Chine suggèrent qu'ils ont été principalement exhumés au Crétacé inférieur. En revanche, les sédiments syn-rifts qui remplissent les bassins intracontinentaux semblent s'être déposés dès le Jurassique supérieur (e.g. Graham et al., 2001).

Enfin, des études ont montré que l'Asie orientale était le lieu d'un magmatisme important, dès le Jurassique supérieur en Mongolie orientale (e.g. Yarmolyuk et Kovalenko, 2001 ; Wu et al., 2003a ; Kovalenko et al., 2004 ; Jahn et al., 2009), avec un pic d'activité compris entre 130 et 120 Ma au nord de la Chine orientale (e.g. Wu et al., 2005 ; Wang et al., 2006) et en Transbaïkalie - Mongolie septentrionale (Litvinovsky et al., 1999, 2002a ; Jahn et al., 2009). Si bon nombre d'études ont montré que ce magmatisme et en particulier les intrusions impliquent des sources en partie dérivées du manteau (e.g. Wu et al., 2003b ; Jahn et al., 2004 ; 2009), il existe à notre connaissance peu d'études qui ont caractérisé le contexte tectonique au moment de leur mise en place.

Ce travail abordera ainsi les problématiques suivantes :

- ***Quelles sont les relations structurales et temporelles entre les déformations du socle, le plutonisme et la formation des bassins extensifs ?***
- ***Quelles sont les modalités de l'extension en Mongolie orientale ?***
- ***Quelles sont les relations avec les régions voisines (i.e. la Transbaïkalie et le nord de la Chine de l'Est) ?***
- ***Quel est l'âge de l'extension ?***
- ***Et enfin quel est le moteur de l'Extension ?***

À travers l'analyse structurale de trois objets géologiques représentatifs à l'échelle de la Mongolie orientale (i.e. la chaîne d'Ereendavaa, le massif de Nartyn, et la région du massif de Dulaan Uul, respectivement localisés au nord, au centre et au sud), ce travail a pour objectif de réexaminer l'évolution tectonique, métamorphique et magmatique du socle au Mésozoïque supérieur, afin d'établir les modalités de l'extension. En outre, l'acquisition d'un nombre important de données géochronologiques (U-Pb sur zircons, U-Th-Pb sur monazites et xénotimes, et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles) permettra d'appréhender l'évolution

temporelle et thermique des secteurs d'études. L'intégration de ces données à une échelle régionale nous permettra par la suite de proposer un modèle géodynamique.

Parallèlement, plusieurs bassins mésozoïques de Mongolie orientale sont caractérisés pas des indices en uranium favorables à l'exploration minière. En aval de ce travail, l'objectif est d'illustrer que la tectonique extensive s'accompagne d'une intense circulation de fluides magmatiques et métamorphiques, qui auraient pu contribuer à d'importants transferts d'éléments du socle vers les bassins.

Choix des zones d'études

La superficie de la Mongolie orientale correspond approximativement à 1,2 fois celle de la France. Dans cet immense espace, principalement dominé par des paysages de steppes, à l'aridité croissante vers le Sud, il paraissait difficile d'identifier des zones d'études, qui auraient permis de répondre à la problématique de ce travail. Par ailleurs, au commencement, nos connaissances du sous-sol de la Mongolie orientale se limitaient à quelques cartes géologiques à l'échelle du territoire mongol. Dans un premier temps, il était donc nécessaire de cibler un certain nombre d'objets géologiques susceptibles de nous aider à comprendre les modalités de l'extension en Mongolie orientale au Mésozoïque supérieur.

La chaîne d'Ereendavaa au nord de la Mongolie orientale est le premier objet à avoir attiré notre attention. Cette chaîne, qui a fait l'objet d'une première mission de reconnaissance en 2005 menée dans le cadre d'une Recherche en Partenariat Industriel entre la société AREVA et le Bureau de Recherche Géologique et Minière (Lescuyer et al., 2005) a révélé la présence en son coeur de roches métamorphiques aux fabriques sub-horizontales. Durant cette mission, la bordure ouest de la chaîne a été reconnue comme une zone de forte déformation plongeant à faible angle vers l'Ouest, sous un bassin extensif d'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur, le bassin de l'Onon. Ces caractéristiques nous ont donc conduit à nous intéresser à la tectonique qui a permis l'exhumation de cette chaîne.

Pour compléter cette étude, nous avons entrepris au cours de l'été 2007 une géotraverse du sud au nord de la Mongolie orientale, depuis le secteur de Dulaan Uul dans le désert de Gobi jusqu'au massif de Buteel-Burgutoy à la frontière russo-mongole. Cet itinéraire nous a permis de sélectionner deux régions supplémentaires.

La région de Nartyn, localisée au centre de la Mongolie Orientale, est composée d'un massif de roches peu métamorphiques, dans lequel affleure un pluton granitique (le granite de Nartyn), présentant une fabrique interne sub-horizontale. Au nord-ouest, l'interface avec le bassin de Choyr, au remplissage sédimentaire détritique d'âge crétacé inférieur, se caractérise

par une zone de forte déformation. Cette dernière a été identifiée comme une zone de cisaillement normale de faible pendage vers le bassin. Ainsi, les analyses structurales et géochronologiques de cette région nous permettront de faire le lien entre le magmatisme et la déformation extensive du Mésozoïque supérieur. À environ 140 km à l'Est, le massif granitique d'Altanshiree a été brièvement étudié afin de servir d'élément de comparaison.

Enfin, la troisième zone d'étude est le massif de Dulaan Uul (appelé aussi dans la littérature Tavan Har), localisé au sud de la Mongolie orientale. Ce massif montre un socle déformé et au métamorphisme varié. Ce massif est délimité au nord-ouest et au sud-est par deux bassins extensifs, les bassins d'Unegt et de Zuunbayan, qui ont fait l'objet d'un certain nombre d'études sédimentologiques, structurales et sismiques. Cette zone nous a permis d'étudier les relations entre la formation des bassins extensifs et la déformation du socle.

Plan du mémoire

PARTIE 1

Afin de poser les bases nécessaires à l'étude de l'extension mésozoïque en Mongolie orientale, le ***chapitre 1*** fournit des notions fondamentales concernant la lithosphère continentale, sa rhéologie, ainsi que les modes d'extension qui l'affectent. À titre d'exemple, trois objets géologiques sont brièvement décrits : le graben du Rhin, la province du « Basin & Range » et le domaine égéen. **Le *chapitre 2*** dresse l'état des connaissances sur le contexte géotectonique de la Mongolie orientale et des régions adjacentes, plus particulièrement au Mésozoïque.

PARTIE 2

Cette partie est écrite sous la forme de 4 chapitres dont 3 sont des articles rédigés en anglais. Elle fournit l'ensemble des données acquises durant ce travail.

Le premier chapitre de cette partie (***chapitre 3***) est rédigé sous la forme d'un article publié en 2009 dans la revue *International Journal of Earth Sciences.* Cet article est consacré à l'analyse structurale de la chaîne d'Ereendavaa localisée au nord de la Mongolie orientale. Cette chaîne est alors interprétée comme un dôme gneissique de type « core complex », impliquant l'exhumation de croûte ductile profonde à la faveur d'un événement tectonique extensif NO-SE. Cet article fournit des analyses géochronologiques préliminaires (U/Pb sur zircons issus de filons de pegmatite) qui ont dans un premier temps permis d'estimer l'exhumation du dôme au Jurassique supérieur – Crétacé inférieur. Toutefois, l'acquisition de

donnée géochronologiques complémentaires (U-Pb sur zircon et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles) nous a permis de préciser l'histoire tectonique et thermique de la région. Ces résultats géochronologiques sont présentés dans un deuxième chapitre (***chapitre 4*****),** rédigé aussi sous la forme d'un article qui a été récemment accepté pour publication en avril 2011 dans la revue *Journal of Asian Earth Sciences*.

Le troisièmes chapitre de cette partie du mémoire (***chapitre 5***) est consacré à l'analyse structurale et géochronologique du massif de Nartyn, situé au centre de la Mongolie orientale. Ce chapitre est lui aussi rédigé sous la forme d'un article récemment soumis à *Tectonics*. Le massif de Nartyn se compose d'un laccolithe qui s'est mis en place dans la croûte moyenne aux alentours de 132-130 Ma, à la faveur du fonctionnement d'une zone de cisaillement normale datée entre ca. 138 Ma et 125 Ma. L'étude structurale et géochronologique du massif de Nartyn, ainsi que celle d'un granite comparable, localisé à près de 140 km à l'Est dans la région d'Altanshiree, indiquent que ces intrusions se sont mises en place en contexte d'amincissement crustal durant un épisode tectonique extensif NO-SE au Crétacé inférieur.

Le dernier chapitre de cette partie (***chapitre 6***) est consacré à l'étude structurale du massif de Dulaan Uul, localisé au sud de la Mongolie orientale. Cette région permet d'observer les déformations supracrustales, et notamment un système de type horsts et grabens, ainsi que les relations entre le socle et les bassins sus-jacents.

PARTIE 3

Cette partie du mémoire est présentée sous la forme de deux chapitres. Le premier (***chapitre 7***) est rédigé sous la forme d'un article en préparation. Cet article synthétise et intègre l'ensemble des résultats structuraux et géochronologiques présentées dans la partie II de ce mémoire. Cette synthèse permet alors de discuter les modalités de l'extension, de préciser son âge et de proposer un modèle qui rende compte d'une telle dynamique en Asie orientale au Mésozoïque supérieur.

Le deuxième chapitre de cette partie du mémoire (***chapitre 8***, rédigé en français) aborde les implications métallogéniques, en particulier pour l'uranium. Dans ce chapitre, des évidences de terrain et des arguments basés sur des résultats géochronologiques illustrent l'importance des circulations de fluides magmatiques et métamorphiques à tous les niveaux de la croûte durant l'extension du Mésozoïque supérieur. Ces fluides auraient pu jouer un rôle important dans les premiers transferts de matières uranifères du socle vers les bassins sus-jacents en formation.

PARTIE I

L’extension continentale et le cas de l’Asie orientale

Chapitre 1 :

Les déformations extensives de la lithosphère continentale

1. La lithosphère continentale

Le globe terrestre peut être subdivisé en couches concentriques, qui possèdent des propriétés chimiques et physiques différentes (Fig. 1.1a). Parmi ces couches, la lithosphère est la plus superficielle. Cette enveloppe comprend la croûte (partie supérieure) et le manteau lithosphérique (partie inférieure), dont la distinction repose sur leur minéralogie. La croûte est principalement composée de quartz, de feldspath et de pyroxène alors que le manteau est en majeure partie constituée par de l'olivine, du pyroxène et des oxydes. En revanche, la distinction entre la lithosphère et le manteau asthénosphérique sous-jacent (Fig. 1.1a) repose sur des comportements rhéologiques différents. En d'autres termes, ces deux enveloppes ne se déforment pas de la même manière sous l'effet d'une contrainte.

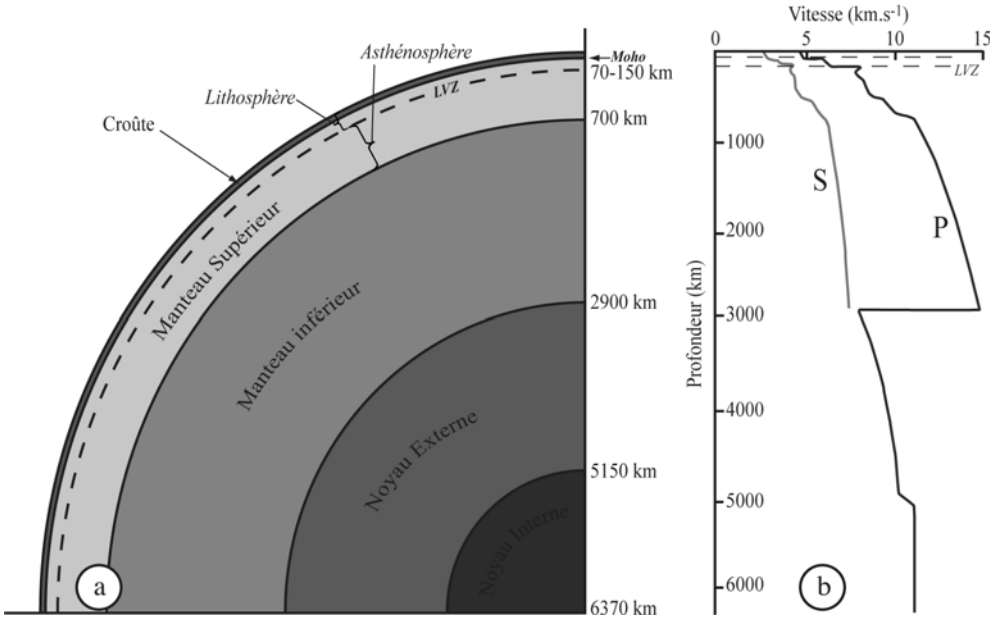


Fig. 1.1 : (a) *Structure interne du globe terrestre illustrant les différentes couches concentriques.* ***(b)*** *Comportement des ondes sismiques P et S : modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model), modifié d'après Dziewonski et Anderson (1981).*

La transition entre la lithosphère et l'asthénosphère est définie à partir de critères sismiques et thermiques. Sous les continents, un ralentissement des ondes P et S est observé aux alentours de 120-150 km (Fig. 1.1b). Ce ralentissement traduit le passage vers un milieu dont la viscosité diminue rapidement. En termes de température, cette zone appelée zone de

moindre vitesse (« low velocity zone », LVZ) (Fig. 1.1a) équivaut en moyenne à l'isotherme 1300°C (Turcotte et Schubert, 1982). Cependant, l'épaisseur de la lithosphère n'est pas uniforme. Elle varie fortement en fonction du lieu considéré. Elle est pratiquement nulle à l'aplomb des dorsales océaniques et peut en revanche atteindre plus de 200 km sous les vieux cratons continentaux. La lithosphère continentale regroupe la croûte continentale (partie supérieure) et le manteau lithosphérique (partie sommitale du manteau supérieur). La discontinuité qui sépare ces deux enveloppes est appelée discontinuité de Mohorovicic (en abrégé Moho). Elle est mise en évidence par une accélération brutale des ondes sismiques qui traduit un changement du milieu. En effet, les compositions moyennes de ces deux enveloppes ont été estimées comme étant proches de celle du granite et de la péridotite (Ronov et Yaroshevsky, 1956 ; Ringwood et Hart, 1969). La différence de minéralogie qui en découle va impliquer des résistances différentes en raison notamment du comportement différent des minéraux sous l'effet d'une contrainte.

2. Rhéologie de la lithosphère continentale

La compréhension des différents paramètres qui vont favoriser un mécanisme de déformation plutôt qu'un autre, passe par une description de l'état rhéologique de la lithosphère. Sous l'effet d'une contrainte, les roches de la partie supérieure de la croûte se déforment de façon fragile. Pour une profondeur donnée, si l'intensité de la contrainte s'accroît, alors la déformation au sein de ces roches peut entraîner la rupture. Ce comportement fragile de la croûte est décrit par la loi de friction de Byerlee (1978) (Fig. 1.2). Cette loi linéaire, qui s'applique pour la majorité des matériaux solides (sauf les argiles), donne le seuil de rupture de la roche. Cette loi montre aussi que la résistance d'un matériau augmente avec la profondeur. Alors que dans la partie supérieure de la croûte, les roches se déforment de façon fragile, les roches sous-jacentes se déforment de façon ductile. En d'autres termes, les roches fluent. Ceci se traduit par une déformation pénétrative impliquant une déformation intracristalline des minéraux constitutifs. Ce comportement ductile des roches est modélisé par des lois de fluage non-linéaires (e.g. Goetze et Evans, 1979 ; Gleason et Tullis, 1995) (Fig. 1.2). À l'inverse de la loi de friction, les lois de fluage montrent que la résistance des matériaux diminue avec la profondeur, car elle dépend de la température. Les mêmes comportements de déformation fragile et ductile sont observés pour le manteau lithosphérique. Ainsi, à l'échelle de la lithosphère, un modèle d'enveloppe rhéologique, ou

profil de résistance maximale (Sibson, 1977 ; Bird, 1978 ; Goetze et Evans, 1979 ; Kirby, 1980 ; Sawyer, 1985), est classiquement utilisé pour décrire le comportement des roches sous l'effet d'une contrainte, en fonction de la profondeur (e.g. Brace et Kohlstedt, 1980) (Fig. 1.2). Les parties supérieures de la croûte et du manteau lithosphérique se déforment de façon fragile, alors que les parties inférieures de ces deux enveloppes se déforment de façon ductile.

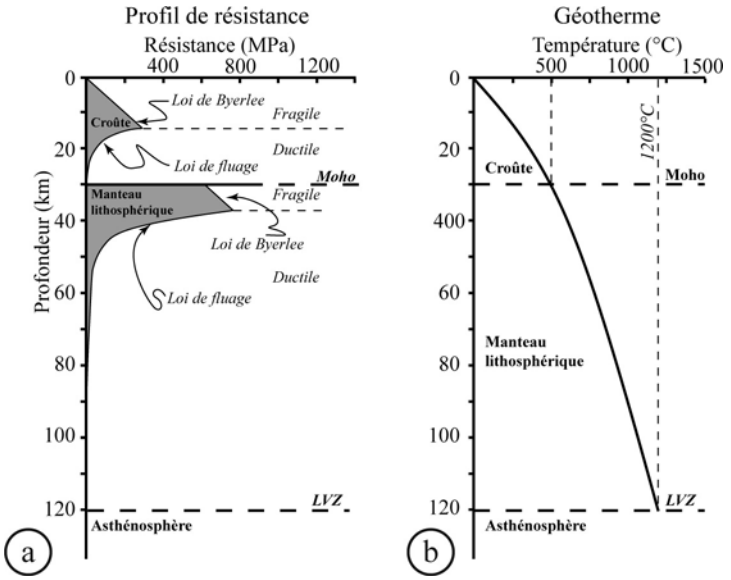


Fig. 1.2 : (a) *Exemple de profil de résistance théorique (enveloppe rhéologique) d'une lithosphère continentale ayant une épaisseur de croûte de 30 km.* ***(b)*** *Géotherme théorique associé.*

Le profil de résistance de la lithosphère dépend des paramètres physiques et chimiques du milieu (e.g. Alfonso et Ranalli, 2004). Il s'agit (1) de l'évolution des conditions en température en fonction de la profondeur qui affecte la portion de lithosphère considérée (le géotherme), (2) de la composition minéralogique des roches ainsi que de leur taux d'hydratation, (3) du contexte tectonique (extensif ou compressif), et (4) de la vitesse de déformation.

Les lois de fluage dépendent fortement de la température (Fig. 1.3) (e.g. Davy, 1986, Davy et Cobbold, 1991). Une augmentation du géotherme aura pour effet de déplacer les transitions fragile-ductile de la croûte et du manteau lithosphérique vers des profondeurs plus superficielles (Fig. 1.3). La résistance totale de la lithosphère en sera alors diminuée. Dans les

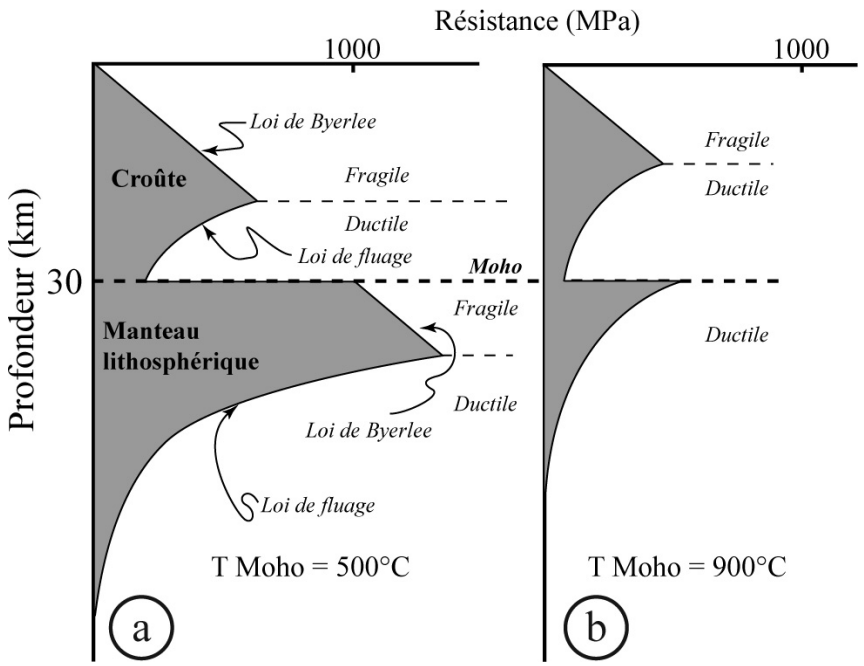


Fig. 1.3 : *Exemples de profils rhéologiques d'une lithosphère continentale en compression.* ***(a)*** *Cas d'un géotherme « froid » avec une température au Moho (T Moho) de 500°C.* ***(b)*** *Cas d'une géotherme « chaud » avec une température au Moho de 900°C. Figure modifiés d'après Davy et Cobbold (1991).*

cas où le géotherme est très élevé, le manteau lithosphérique peut n'avoir qu'un comportement ductile (Fig. 1.3b).

Si la loi de Byerlee (1978) est commune à tous les matériaux solides (sauf les argiles), il n'en va pas de même en ce qui concerne les lois de fluage qui sont thermo-dépendantes. En effet, les minéraux constituant les roches ne montrent pas les mêmes mécanismes de déformation pour une gamme de température donnée (e.g. Passchier et Trouw 2005). Par exemple, le quartz se déforme de façon ductile dans des conditions de faible grade métamorphique (ca. 300°C), alors que le feldspath reste fragile (e.g. Simpson, 1985 ; Gapais, 1989 ; Pryer, 1993). Ainsi, en fonction de leur composition minéralogique et de leur état thermique, la croûte et le manteau lithosphérique auront des transitions fragile-ductile qui peuvent variées en profondeur.

3. Modes d'extension de la lithosphère continentale

Au début des année 80, England (1983) nota que les déformations observées dans des contextes géodynamiques semblables pouvaient être différentes. En effet, il remarqua que la tectonique extensive dans la province du « Basin & Range », localisée à l'ouest des Etats-Unis, le long de la cordillère nord américaine, s'exprimait par une succession de horsts et de grabens, sur plus de 800 km. En revanche, au niveau du rift Est-Africain ou encore du graben du Rhin, les régions affectées par de la tectonique extensive sont bien plus étroites (environ une centaine de kilomètres de large). Ces deux styles de déformations extensives impliqueraient des différences du comportement rhéologique de la lithosphère. Buck (1991) considéra deux principales forces, les contraintes lithosphériques et la flottabilité, qui s'opposant agissent sur les mécanismes de déformation de ces deux modes d'extension continentale. Il montra que la prédominance de l'une des deux forces contrôle le mode d'extension, alors dit soit en rift étroit (« narrow rift », e.g., le graben du Rhin) soit en rift large (« wide rift », e.g. la province du « Basin & Range ») (Fig. 1.4a et b). De plus, Buck (1991) ajoutât un troisième mode d'extension (Fig. 1.4c), qui fait référence à la formation de structures particulières, les dômes métamorphiques extensifs (« metamorphic core complexes), historiquement identifiées dans la province du « Basin & Range » à partir des années 1980 (Davis and Coney, 1979).

3.1. Le mode de rift étroit (« Narrow rift »)

Ce mode d'extension est caractérisé par une localisation de la déformation en une région assez étroite. Les exemples naturels les plus connus sont le système de rift Ouest-Européen, le rift Est-Africain, le lac Baïkal, ou encore la Mer Rouge. En carte, ces régions se caractérisent par une très forte densité de failles normales, le long d'une bande étroite. Le fonctionnement de ces failles a alors donné naissance à une zone de rift localisée (Fig. 1.4a). Les rifts peuvent atteindre jusqu'à 100 à 150 km en largeur, et des profondeurs très importantes, remplies par de grandes quantités de sédiments. À titre d'exemple, le lac Baïkal montre une épaisseur d'eau maximale supérieure à 1600 m, qui repose sur plus de 7000 m de sédiments (Hutchinson et al., 1992). À l'aplomb du rift, la lithosphère est généralement très amincie (e.g. Brun et al., 1992 ; Prodehl et al., 1997). Néanmoins, un épaississement relatif peut être observé au niveau des épaulements du rift. Cet épaississement est alors interprété comme le résultat de la mise en place d'intrusions magmatiques ou comme un effet de

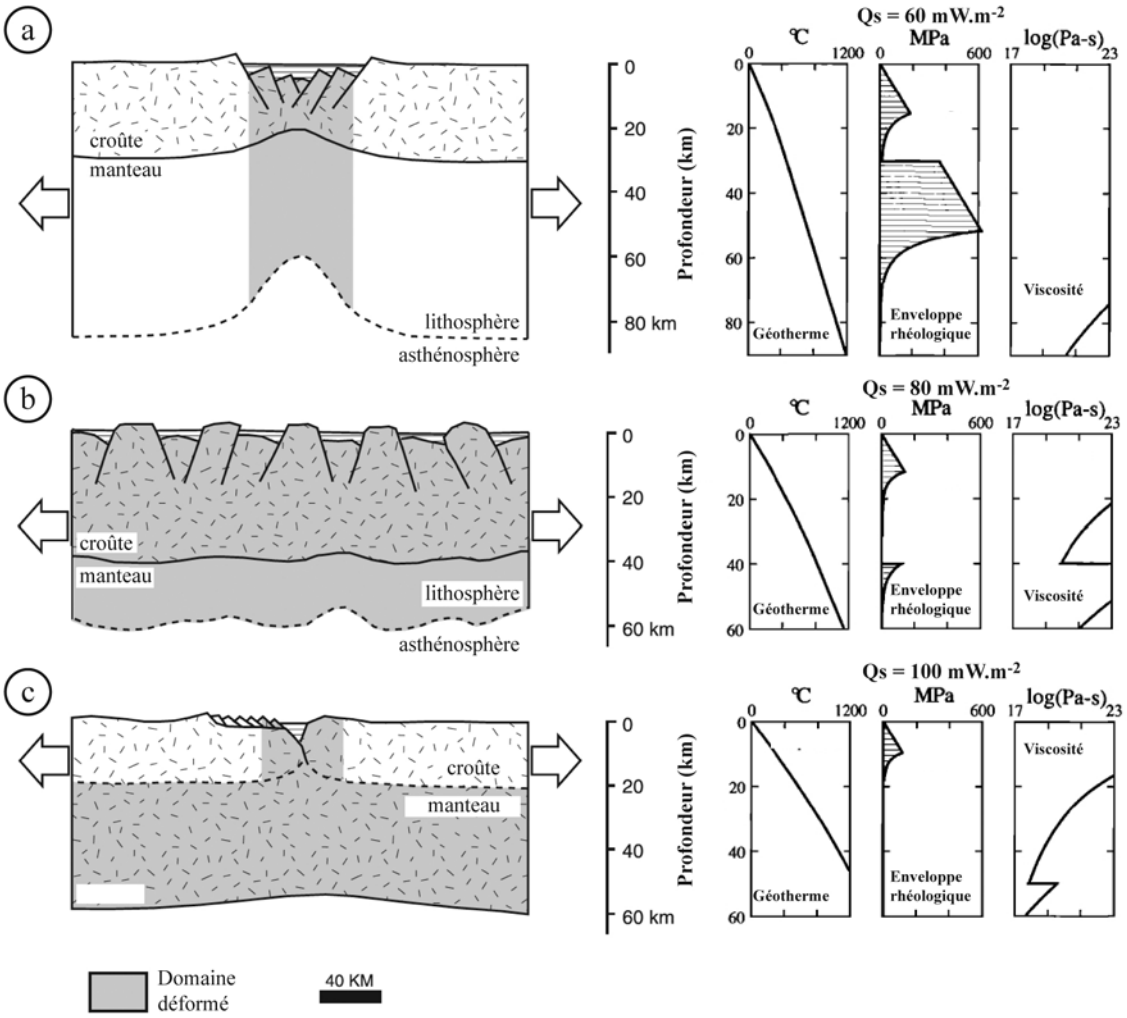


Fig. 1.4 : *Les différents modes de l'extension continentale proposés par Buck (1991), à partir de différents profils rhéologiques.* ***(a)*** *Mode de rift étroit (« narrow rift ») d'une lithosphère résistante et « froide ».* ***(b)*** *Mode de rift large (« wide rift ») d'une lithosphère moins résistante et « chaude ».* ***(c)*** *Mode d'extension de type dôme métamorphique (« core complex ») d'une lithosphère très peu résistante et encore plus « chaude ». Qs est le flux de chaleur en surface.*

l'écoulement latéral de la croûte inférieure ductile (e.g. Zeyen et al., 1996 ; Burov et Cloethingh, 1997 ; Prodehl et al., 1997 ; Ziegler et Cloethingh, 2004). En surface, le flux de chaleur à l'aplomb du rift est particulièrement élevé par comparaison aux régions adjacentes (e.g. Bonatti, 1985 ; Ruppel, 1995). Cette caractéristique et les évidences géophysiques qui montrent un ralentissement des ondes sismiques à l'aplomb du rift (e.g. Prodehl et al., 1997),

suggèrent la présence d'un manteau supérieur anormalement chaud (possiblement asthénosphérique). En termes de rhéologie, ce mode d'extension de la lithosphère continentale se caractérise par une croûte supérieure fragile, une croûte inférieure ductile, ainsi qu'un manteau lithosphérique supérieur fragile. Buck (1991) a montré que pour une température en base de croûte inférieure à 700°C (flux de chaleur inférieur à 60-70 $mW.m^{-2}$), les contraintes lithosphériques sont supérieures aux forces de flottabilité, ce qui aurait pour conséquence de localiser la déformation et d'aboutir à la formation d'un rift étroit. Les estimations moyennes du taux d'extension crustale associé à ce mode de rift restent généralement inférieures à 30% (Corti et al., 2003).

3.2. Le mode de rift large (« wide rift »)

Les régions affectées par ce mode d'extension, comme la province du « Basin & Range » le long de la cordillère nord américaine, le domaine égéen dans la partie orientale de la mer Méditerranée, ou encore le plateau tibétain, sont caractérisées par des déformations extensives distribuées (e.g. England, 1983 ; Armijo et al., 1986 ; Hamilton, 1987 ; Jackson, 1994). Ceci se traduit par la présence d'un grand nombre de bassins plus ou moins isolés (Fig. 1.4b), se distribuant sur des étendues pouvant atteindre jusqu'à 1000 km de large. En profondeur, l'épaisseur de la croûte est uniforme sous l'ensemble des régions concernées (e.g. Coney and Harms, 1984 ; Tirel et al., 2004). D'un point de vue rhéologique, ce mode d'extension se produit quand une croûte supérieure fragile repose sur une croûte inférieure et un manteau lithosphérique entièrement ductiles. Ce type de profil rhéologique peut être expliqué par l'apport d'une source de chaleur importante. En effet, Buck (1991) a montré que ce type d'extension distribuée est réalisable pour une température au Moho supérieure à 700°C, et que dans ce cas les forces de flottabilités sont dominantes sur les contraintes lithosphériques. Ceci a conduit de nombreux auteurs à interpréter ce mode d'extension comme étant lié à l'effondrement gravitaire d'une lithosphère préalablement sur-épaissie et donc instable. Généralement, ce mode d'extension diffuse se caractérise par de fort taux d'extension à l'échelle de la zone impliquée (entre 50 et 100% d'extension dans le cas de la province du « Basin & Range », e.g. Hamilton et Meyers, 1966 ; Zoback et al., 1981 ; Wernicke et al., 1982 ; Wernicke, 1992).

3.3. Le mode du dôme métamorphique extensif (« metamorphic core complex »)

Ce mode d'extension introduit par Buck et al. (1991) (Fig. 1.4c) est à l'origine un cas particulier de structure extensive, mis en évidence dans les années 60-70, à la suite d'études structurales dans la province du « Basin & Range ». Ces travaux ont montré la présence de dômes métamorphiques associés à des failles normales de faible pendage. Ces failles sont l'expression d'une déformation fragile extensive le long d'une zone de cisaillement ductile, qui se localise entre une unité supérieure non-métamorphique ou au métamorphisme antérieur à la déformation et une unité inférieure au métamorphisme contemporain de la déformation (Misch, 1960). Dans un premier temps, ces structures ont été interprétées comme s'étant formées en relation étroite entre des chevauchements issus d'une tectonique d'épaississement crustal et des failles normales à faible pendage. Par la suite, la mise en évidence du découplage entre l'histoire compressive puis extensive de la région (Armstrong, 1972), a contraint la communauté scientifique à abandonner cette hypothèse. Ce n'est que vingt ans après les premiers travaux, que Davis et Coney (1979) ont proposé que le développement des dômes métamorphiques résulte de l'extension d'un large domaine crustal soumis à une intense activité volcanique.

Depuis les premiers travaux dans la province du « Basin & Range », les dômes métamorphiques sont devenus des structures fréquemment reconnues dans les régions orogéniques, comme la cordillère nord américaine (Davis et Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980 ; Vanderhaege et al., 1999), la Mer Egée (Lister et al., 1984 ; Jolivet et al., 1991 ; Sokoutis et al., 1993 ; Gautier et al., 1993 ; Gautier et Brun, 1994a ; 1994b), et la chaîne de l'Himalaya (Chen et al., 1990 ; Lee et al., 2000 ; 2004). Ces structures extensives ont aussi été décrites dans des orogènes plus anciens, comme la chaîne hercynienne (Van Den Driessche et Brun, 1989 ; 1991 ; Echtler et Malavieille, 1990 ; Malavieille et al., 1990 ; Burg et al., 1994 ; Cagnard et al., 2004), ou encore la chaîne calédonienne (Norton, 1986 ; Séranne et Seguret, 1987 ; Andersen et al., 1991). Depuis le milieu des années 90, des dômes métamorphiques extensifs ont été régulièrement découverts et étudiés en Asie orientale (voir le ***chapitre 2***).

La particularité des dômes métamorphiques est la présence d'un contact soustractif entre deux unités, inférieure et supérieure. La première se compose de roches métamorphiques et plutoniques, affectées par de la déformation ductile. À l'échelle de la structure, les trajectoires de foliations dessinent généralement une forme en dôme. L'unité supérieure est caractérisée par la présence de roches non-métamorphiques, ou au métamorphisme antérieur à la formation du dôme. Cette unité peut aussi présenter des roches sédimentaires, qui se sont déposées de façon synchrone à la formation du dôme

métamorphique. La zone de séparation entre ces deux unités, le détachement extensif, correspond à une zone de forte déformation généralement peu pentée. Le long de ce détachement, dont l'origine reste très controversée depuis de nombreuses années (e.g. Wernicke, 1981 ; 1985 ; Buck, 1988 ; Wernicke et Axen, 1988 ; Tirel et al., 2006 ; 2008), la superposition complexe des fabriques ductiles puis fragiles témoigne du caractère progressif de la déformation. Brun et Van Den Driessche (1994) ont décrit les structures qui peuvent être observées dans un dôme métamorphique, des niveaux les plus profonds au plus superficiels (Fig. 1.5a). Au flanc du dôme métamorphique (zone D1), les roches montrent des structures mylonitiques de type C/S (Cisaillement/Foliation) (Berthé et al., 1979a) développées dans des conditions métamorphiques de haute température. Durant le fonctionnement du détachement, ces roches vont franchir la transition fragile-ductile, ce qui aura pour conséquence la formation de cataclasites (zone D2). En dessous (zone D3), les roches mylonitiques montrent la présence de bandes de cisaillement extensives de type C' (Berthé et al., 1979b ; Gapais, 1989). La partie la plus superficielle du détachement (zone D4) est marquée par une forte déformation fragile, se caractérisant par la présence de cataclasites et de brèches tectoniques. Ainsi, la progression des déformations depuis des structures ductiles de haute température, dans les parties profondes du dôme métamorphique, jusqu'à des structures fragiles vers les parties les plus superficielles, témoigne d'un refroidissement des roches durant leur exhumation. Malavieille (1993) fournit une description plus détaillée des structures, qui peuvent être observées dans un détachement (Fig. 1.5b). Ce schéma montre clairement l'enchaînement des structures ductiles puis fragiles, vers le toit du dôme.

Les dômes métamorphiques extensifs se localisent souvent au sein des zones affectées par de l'extension diffuse (« wide rift ») comme dans la province du « Basin & Range » et le domaine égéen. Cette caractéristique a été interprétée comme impliquant des phases successives d'extension dont les modes diffèrent (e.g. Sokoutis et al., 1993 ; Parsons, 1995). Toutefois, Brun (1999) a considéré les dômes métamorphiques extensifs comme des anomalies locales au sein du mode de rift large et non comme un mode particulier d'extension.

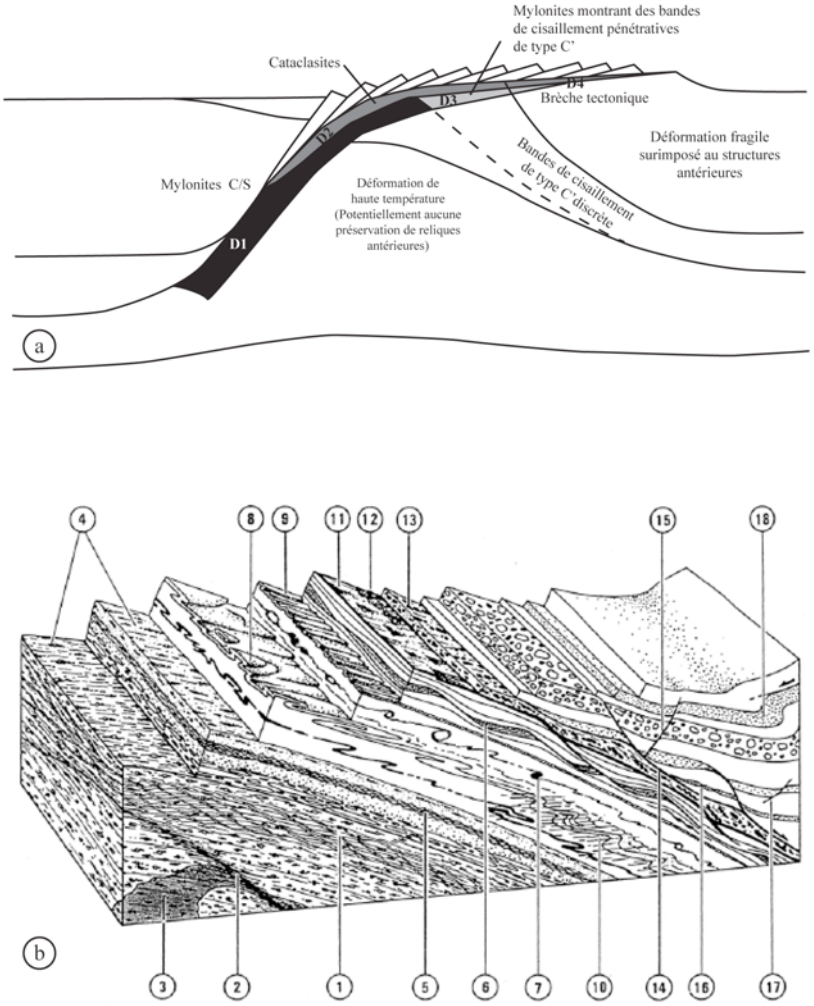


Fig. 1.5 : *Description de structures associées aux dômes métamorphiques extensifs et à leur détachement.* ***(a)*** *Figure illustrant les structures à l'échelle d'un dôme métamorphique (modifiée d'après Brun et Van Den Driessche, 1994).* ***(b)*** *Description détaillée des déformations qui affectent les roches au mur et au toit d'un détachement (Malavieille, 1983). 1, Roches foliées montrant des bandes de cisaillement extensives de type C'. 2, Zone de cisaillement normale macroscopique. 3, Intrusion granitique syn-cinématique, mylonitisé et boudiné. 4, linéation minérale et d'étirement. 5, Schistosité de crénulation extensive.6, boudinage à différentes échelles. 7, Indicateur de cisaillement (structure d'enroulement). 8, Plis en fourreau dans une zone de forte déformation. 9, Plis aux axes parallèles à la linéation d'étirement. 10, Plis isoclinaux aux plans axiaux subhorizontaux. 11, cristallisations en zones abritées sur des surfaces fragiles du détachement. 12, brèches cataclastiques. 13-18, structures dans les formations sédimentaires associées à la formation des bassins. 13 galets fracturés, étiré et striés. 14, décollement de faible angle. 15, faille de fort angle. 16, couches étirées. 17, failles syn-sédimentaires. 18, plis gravitaires.*

À partir d'exemples régionaux actuels, Buck (1991) proposa que la formation des dômes métamorphiques de type « core complex » soit liée à des températures particulièrement élevées au sein de la lithosphère. Ainsi, selon ce modèle, le flux de chaleur doit être initialement égal ou supérieur à 90 $mW.m^{-2}$ et l'épaisseur de la croûte doit être au moins de l'ordre de 60 km. Plus récemment, des modèles numériques thermo-mécaniques imposent des températures au Moho d'au moins 800°C, un flux de chaleur élevé et une croûte épaisse d'au moins 45 km (Tirel et al., 2008). Dans ces conditions, l'enveloppe rhéologique de la lithosphère se caractérise par une croûte fragile qui repose sur une croûte inférieure et un manteau lithosphérique entièrement ductiles. Ainsi, l'amincissement de la croûte supérieure durant l'extension est compensé par une remontée locale de la croûte moyenne ductile. Le bombement qui en découle n'est en revanche pas compensé par une remontée locale du Moho (e.g. Tirel et al., 2004, 2009). En effet, les modèles de sismique réflexion et réfraction montrent que le Moho reste plat à l'aplomb des régions où se localisent des dômes métamorphiques (e.g. McCarthy et Thompson, 1988 ; McCarthy et al., 1991).

4. Rôle du magmatisme et de la fusion partielle dans l'extension

La mise en place de corps magmatiques au sein de la lithosphère continentale est un processus majeur par le biais duquel des modifications des propriétés physiques du système peuvent avoir lieu durant l'extension. L'introduction de volumes de magmas chauds dans la lithosphère peut en outre adoucir la lithosphère, et permettre la localisation de la déformation (e.g. Lynch et Morgan, 1987 ; Chéry et al., 1989 ; Geoffroy, 1998 ; Morley, 1999). Parallèlement, la fusion partielle de la croûte peut fortement réduire sa résistance (e.g. Arzi, 1978).

5. Exemples de systèmes extensifs

Dans la partie qui suit, trois exemples de domaines affectés par un régime tectonique extensif sont brièvement décrit afin d'illustrer les différents modes d'extension : le graben du Rhin, la province du « Basin & Range » et le domaine égéen. Ces trois exemples concernent des domaines maintenant assez bien cernés par les apports d'un grand nombre de données structurales, géophysiques et géochronologiques.

5.1. Le graben du Rhin

Localisé à la frontière entre la France et l'Allemagne, le graben du Rhin fait partie du système de rifts Ouest-Européen, qui s'étend de la Mer du Nord au nord à la Méditerranée au sud (Fig. 1.6a). Ce rift est formé de plusieurs grabens, parmi lesquels la Limagne, le fossé de Bresse et le fossé d'Alès.

D'un point de vue topographique, le graben du Rhin est une dépression longitudinale s'étendant sur près de 300 km, de Bâle au sud à Mayence et Francfort au nord (Fig. 1.6b). Sa largeur est globalement comprise entre 30 et 40 km. Cette dépression est délimitée par deux massifs cristallins qui culminent à plus de 1000 m d'altitude, les Vosges à l'Ouest et la Forêt-Noire à l'Est.

En termes de structure, le graben du Rhin est délimité par deux zones de failles bordières d'orientation N15°E au nord et au sud et N30-35°E dans la partie médiane. Les failles qui les composent ont de forts pendages de l'ordre de 75°. En outre, depuis les massifs des Vosges et de la Forêt-Noire et jusqu'à la plaine du Rhin au centre du graben, des champs de fractures découpent les terrains en bandes s'affaissant progressivement en marches d'escalier. Les failles bordières montrent des rejets verticaux importants pouvant atteindre 1800 m.

Le graben du Rhin est principalement rempli par des sédiments lacustres et marins d'âges compris entre l'Eocène supérieur et le Miocène. L'épaisseur de ces sédiments varie entre 1000 et 3500 m.

Des études de sismique réflexion ont montré que le graben du Rhin est asymétrique (Wenzel et al., 1991 ; Brun et al., 1992). Au nord, c'est la faille se développant le long du flanc est du rift qui contrôle l'effondrement du fossé, alors qu'au sud, c'est celle du flanc ouest (Brun et al., 1992). D'autres part, ces études montrent que les failles bordières traversent la totalité de la croûte fragile. Elles sont reprises dans la croûte ductile par des zones de cisaillement de faible pendage (Fig. 1.6c). La croûte à l'aplomb de ces zones de cisaillement apparaît alors très amincie (environ 24 km d'épaisseur). Ces études sismiques suggèrent aussi la présence d'un manteau anormalement chaud, qui pourrait être interprété comme une remontée de l'asthénosphère. Ceci est corroboré par des études géochimiques du volcanisme au sein du graben du Rhin (e.g. les massifs volcaniques miocènes du Vogelsberg et du Kaiserstuhl ; Schleicher et al., 1990 ; Wedepohl et al., 1994 ; Bogaard et Wörner, 2003).

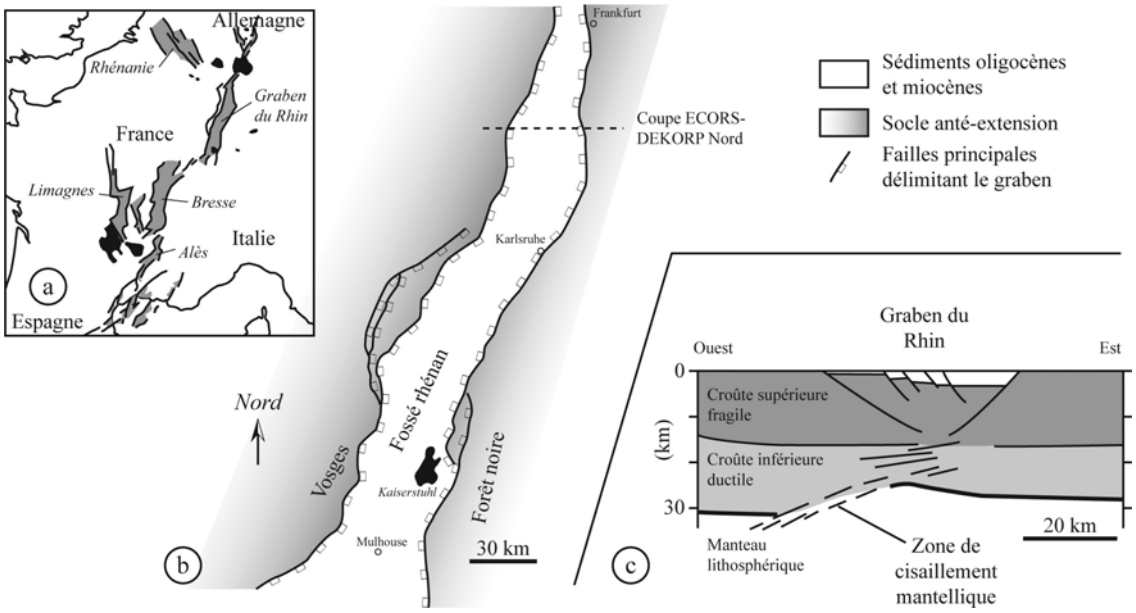


Fig. 1.6 : *Exemple de rift étroit (« narrow rift ») : le graben du Rhin.* ***(a)*** *Etendue du système de rifts Ouest-Européen (modifiée d'après Dèzes et al., 2004).* ***(b)*** *carte géologique simplifiée du graben du Rhin (modifiée d'après Brun et al., 1992).* ***(c)*** *Coupe interprétative du profil sismiques DEKORP-ECORS Nord, localisé en b (modifiée d'après Brun et al., 1992).*

Avant la tectonique extensive qui a conduit à la formation du graben du Rhin, la croûte dans la région devait avoir une épaisseur de l'ordre de 30 km comme le suggère son épaisseur à l'aplomb des régions localisées de part et d'autre de la structure (Fig. 1.6c) (e.g. Brun et al., 1992 ; Dèzes et Ziegler, 2002).

5.2. La province du « Basin & Range »

Le long de la bordure ouest de l'Amérique du Nord (Fig. I.7a), la cordillère nord américaine s'est formée au cours de l'Orogène Laramien du Crétacé supérieur à l'Oligocène (e.g. Atwater, 1970 ; Dickinson et Snyder, 1978 ; Bird, 1988 ; Miller et al., 1992). Par la suite, cette tectonique compressive laisse place à une tectonique décrochante dextre le long de la bordure occidentale du continent nord américain (e.g. Wallace, 1990 ; Walcott, 1993). La province du « Basin & Range » (en français : bassin et chaîne) est une région située le long de la cordillère nord américaine. Cette province s'étend sur près de 440 000 km^2 à cheval entre le sud-ouest des Etats-Unis et le nord-ouest du Mexique (Fig. 1.7b). Elle est délimitée par la faille de San Andreas à l'Ouest et le plateau du Colorado à l'Est. La région du Grand Bassin (« Great Basin ») qui occupe la partie centrale de la province du « Basin & Range » est

affectée par une tectonique extensive à la fin de l'Eocène et au début du Miocène (e.g. Smith 1992 ; Miller et al., 1999 ; Hudson et al., 2000 ; Egger et al., 2003 ; Howard, 2003). En termes de morphologies, cette région est l'exemple typique du mode d'extension de rift large décrit par Buck (1991).

D'un point de vue topographique, cette immense surface d'altitude moyenne 1600 m se caractérise par une succession plus ou moins régulière de petites chaînes montagneuses (horsts) séparées à intervalle régulier par des bassins (grabens) (Fig. 1.7a). Les rides montagneuses peuvent culminer à plus de 3000 m d'altitude et elles présentent des longueurs et des largeurs pouvant atteindre plus de 100 et 25 km, respectivement. Les chaînes et les bassins montrent généralement des orientations Nord-Sud à NE-SO. La séparation entre les bassins et les chaînes est généralement caractérisée par la présence de failles normales à fort pendage. Ces failles sont listriques en profondeur (Fig. 1.8). En effet, elles montrent une forme concave vers le haut. De plus, elles délimitent des blocs basculés d'échelles variables, depuis la ride montagneuse jusqu'à des blocs dont la largeur est inférieure à 90 m (Stewart, 1980). Un autre type de structure a été historiquement identifié dans cette région (Mish, 1960 ; Armstrong, 1972 ; Coney, 1974, 1980 ; Davis et al., 1975). Il s'agit de zones de forte déformation cisaillante dans lesquelles des mylonites sont notamment observées. Ces zones de déformation sont généralement peu pentées ou plates. Elles séparent une unité inférieure métamorphique et déformée d'une unité supérieure constituée de roches non-métamorphiques ou au métamorphisme antérieur à la déformation. Au sein de l'unité inférieure, les trajectoires de la foliation dessinent généralement une forme en dôme. Coney (1974) définit le terme « Metamorphic Core Complex » (MCC) pour désigner ces dômes métamorphiques qui sont séparés de domaines supracrustaux et sédimentaires non métamorphiques par une zone de forte déformation appelée détachement. Parmi les dômes métamorphiques extensifs les plus célèbres, peuvent être cités ceux du « Snake Range » (Misch, 1960 ; Coney, 1974), du « Whipple Moutains » (Davis et al., 1980 ; Lister et Davis, 1989) ou encore du « Ruby Mountains » (Howard, 1971).

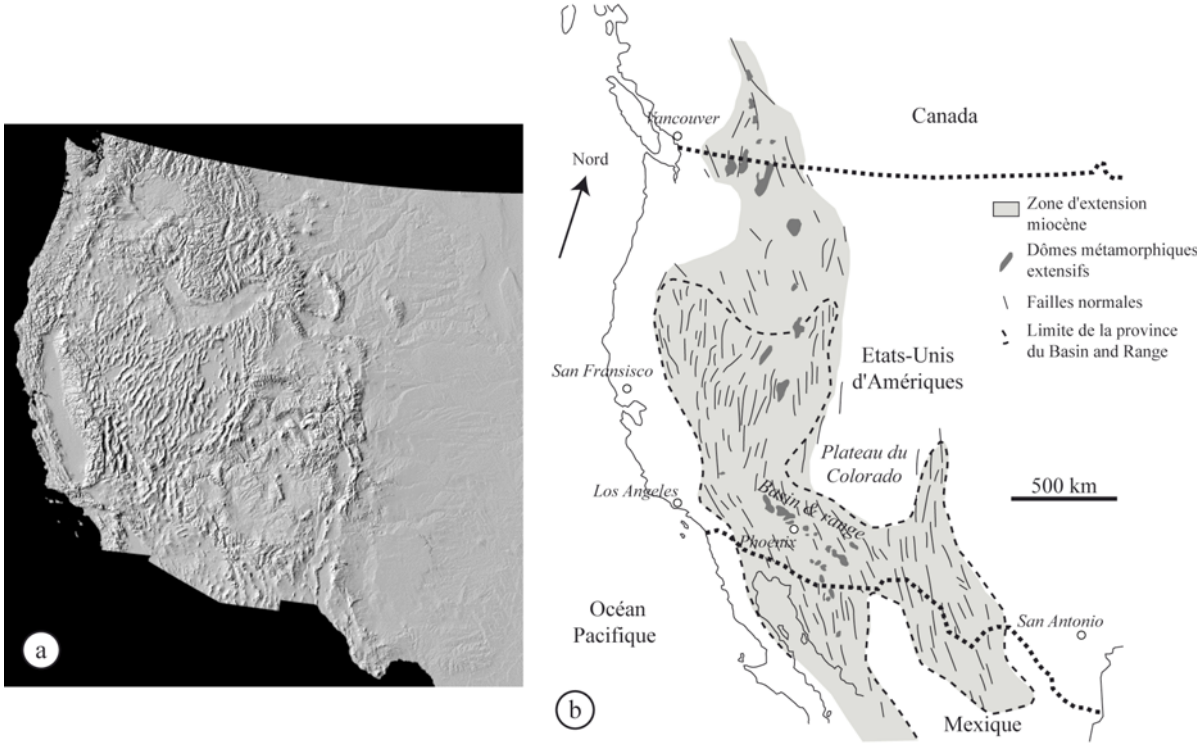


Fig. 1.7 : *Exemple de rift large (« wide rift ») : la province du « Bassin & Range ».* ***(a)*** *Modèle numérique de terrain de la partie occidentale des Etats-Unis.* ***(b)*** *Carte schématique montrant l'étendue de l'extension miocène et de la province du « Basin & Range » (modifiée à partir de Coney et Harms, 1984).*

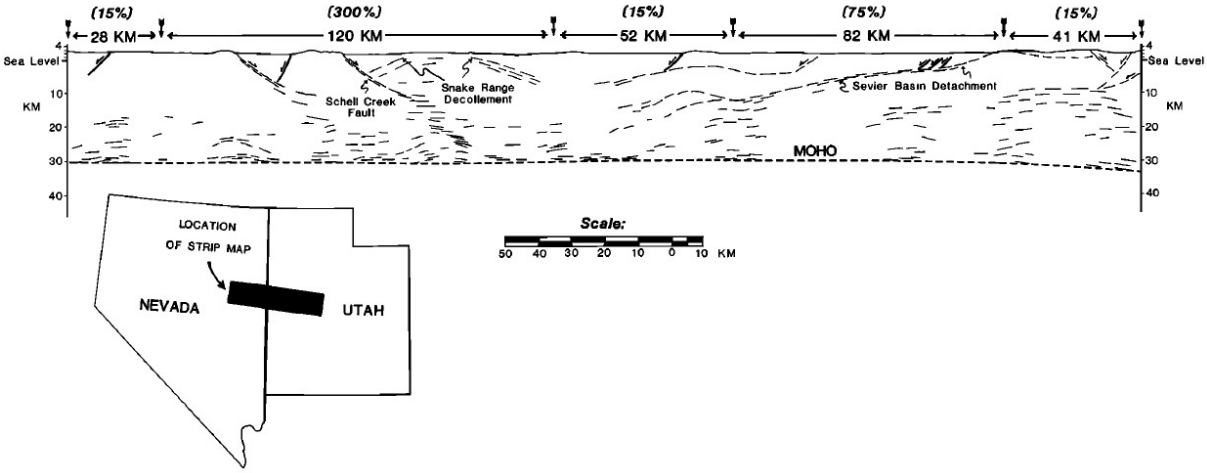


Fig. 1.8 : *Coupe géologique à la l'échelle de la croûte, passant à travers la partie orientale de la région du Grand Bassin. Figure de Gans (1987) qui s'est appuyé sur les profils sismiques décrits par Allmendiger et al. (1983), Hauser et al. (1984), Gans et al. (1985) McCarthy (1986) et Klemperer et al. (1986). Les pourcentages en haut de la coupe sont des estimations des taux d'extension, à l'aplomb des régions délimitées par les doubles flèches.*

Cartographiquement, ces dômes métamorphiques extensifs ne sont pas répartis aléatoirement. Ils se localisent principalement à l'est de la province du « Basin & Range » (voir les cartes de synthèses de Coney and Harms, 1984, et Dickinson, 2002). Ils sont disposés le long d'une bande plus ou moins large et sinueuse qui s'entend depuis le sud-ouest du Canada jusqu'au nord-ouest du Mexique (Fig. 1.7b).

Un grand nombre d'études sismiques a montré que le Moho est relativement plat sur l'ensemble de la région du « Basin & Range » et compris entre 30 et 35 km de profondeur (Fig. 1.8) (Allmendiger et al., 1987 ; Hauser et al., 1987 ; McCarthy et Thompson, 1988 ; McCarthy et al., 1991). En outre, le taux d'extension crustale moyen dans cette région est estimé entre 50 et 100 % (e.g. Hamilton et Meyers, 1966 ; Zoback et al., 1981 ; Wernicke et al., 1982 ; Wernicke, 1992). Toutefois, cette quantité d'extension n'est pas homogène. En effet, la province du « Basin & Range » est partitionnée entre des secteurs montrant des taux d'extension extrêmement élevés entre 100 et 400 % (les dômes métamorphiques extensifs) et d'autres secteurs où ces taux seraient inférieurs à 10 % (Fig. 1.8) (e.g. Miller et al., 1983 ; Gans, 1987). En tenant compte de ces études, l'épaisseur de la croûte anté-extension a été estimée à 50 km ou plus (Coney et Harms, 1984 ; Parsons et al., 1996).

La province du « Basin & Range » résulterait de l'effondrement gravitaire d'une croûte préalablement surépaissie durant l'Orogène Laraminenne. Ce type d'extension est dit post-orogénique, puisqu'il fait suite à un régime tectonique compressif.

Par ailleurs, la région est caractérisée par un flux de chaleur important souvent supérieur à 80 $mW.m^{-2}$ (Blackwell,1978, 1983 ; Lachenbruch et Sass, 1978).

5.3. Le domaine égéen

Le domaine égéen se localise dans la partie orientale de la Mer Méditerranée, entre la Grèce à l'Ouest et la Turquie à l'Est. Ce domaine correspond à la partie centrale de la chaîne des Héllénides-Taurides, qui résulte de la convergence entre les plaques Apulienne et Eurasiatique (Aubouin et Dercourt, 1965 ; Brunn et al., 1976 ; Jacobshagen et al., 1978).

À partir de l'Eocène, le domaine égéen est affecté par un régime tectonique extensif (Fig. 1.9) qui a fait l'objet d'un certain nombre de synthèses récentes (e.g. Jolivet et al., 2008 ; 2009 ; Jolivet et Brun, 2010). Les premières études ont interprété l'extension du domaine égéen comme la réponse à une tectonique compressive imposée latéralement par une dynamique de collision contemporaine (i.e. entre les plaques arabe et eurasiatique, Brunn,

1960 ; McKenzie, 1972 ; Tapponnier, 1977 ; Dewey et Sengör, 1979). Cette tectonique extensive a aussi été interprétée comme étant liée à des variations du gradient latéral de pression lithostatique entre les croûtes océanique et continentale, ou bien au sein même de la croûte continentale (Mercier et al., 1979 ; 1989). D'autres auteurs ont interprété cette extension comme l'étalement gravitaire d'une croûte continentale en raison de la migration vers le Sud de la zone de subduction (Berckhemer, 1977 ; Le Pichon et Angelier, 1979 ; 1981 ; Le Pichon, 1982). Dans ces modèles, cette migration serait due au fait que le slab plongeant coule rapidement, alors que la convergence entre les plaques africaine et eurasiatique est lente.

Depuis le milieu des années 1980, plusieurs dômes métamorphiques de type « core complex » ont été reconnus dans le domaine égéen (i.e. Lister et al., 1984 ; Gautier et al., 1990 ; 1993 ; Sokoutis et al., 1993). Ils se répartissent dans trois secteurs : le Rhodope au Nord de la Grèce, les Cyclades et le Menderes au centre du domaine égéen, et la Crète au Sud (Figs. 1.9 et 1.10). Toutefois, ces dômes métamorphiques n'auraient pas été exhumés au même moment. Dans les Cyclades, l'exhumation des dômes métamorphiques débuterait à l'Oligocène alors que plus au Nord, le dôme métamorphique du Rhodope aurait été exhumé à partir du milieu du Miocène (Brun et Sokoutis, 2007).

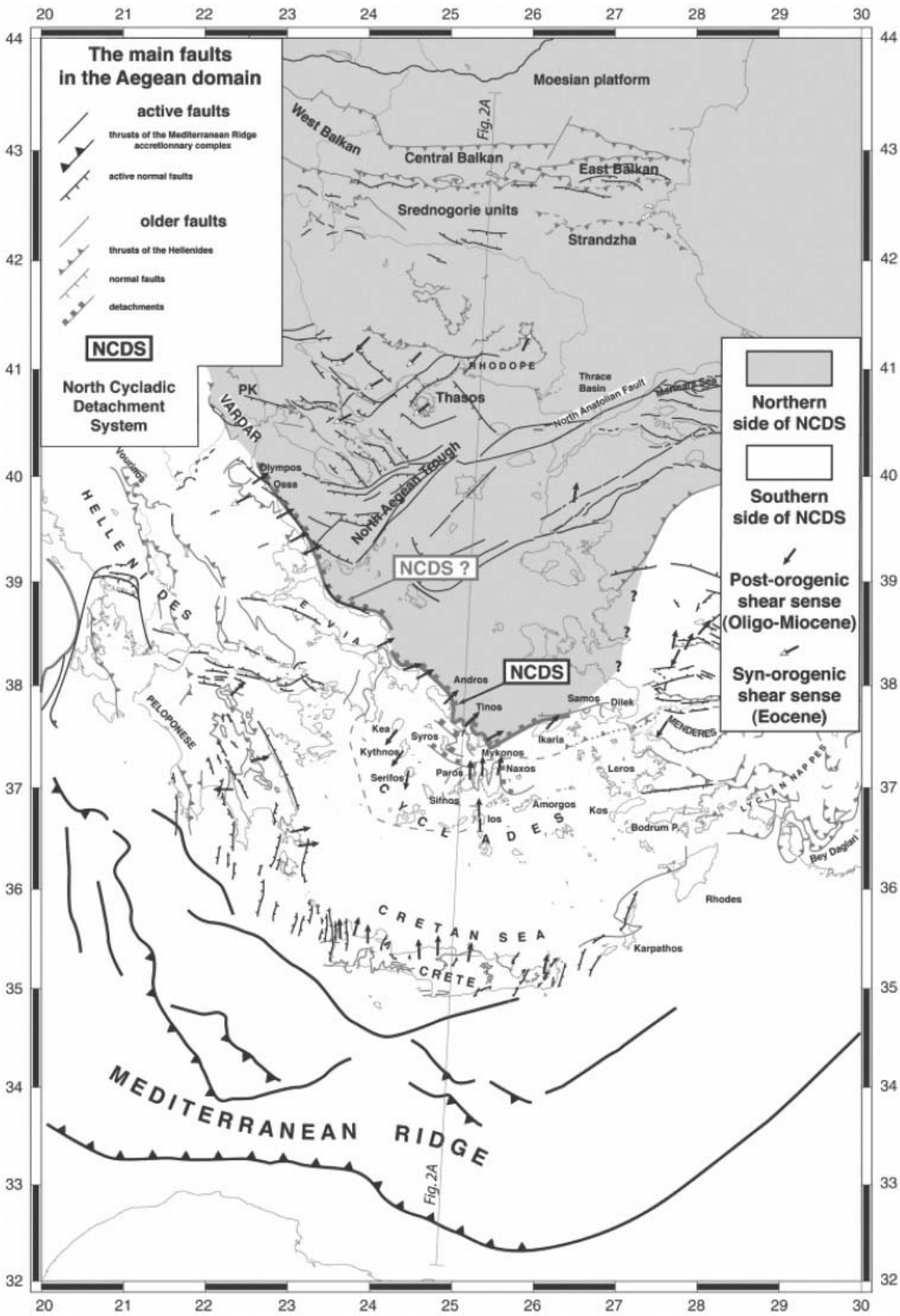


Fig. 1.9 : *Carte tectonique du domaine égéen (d'après Jolivet et al., 2010 et références incluses).*

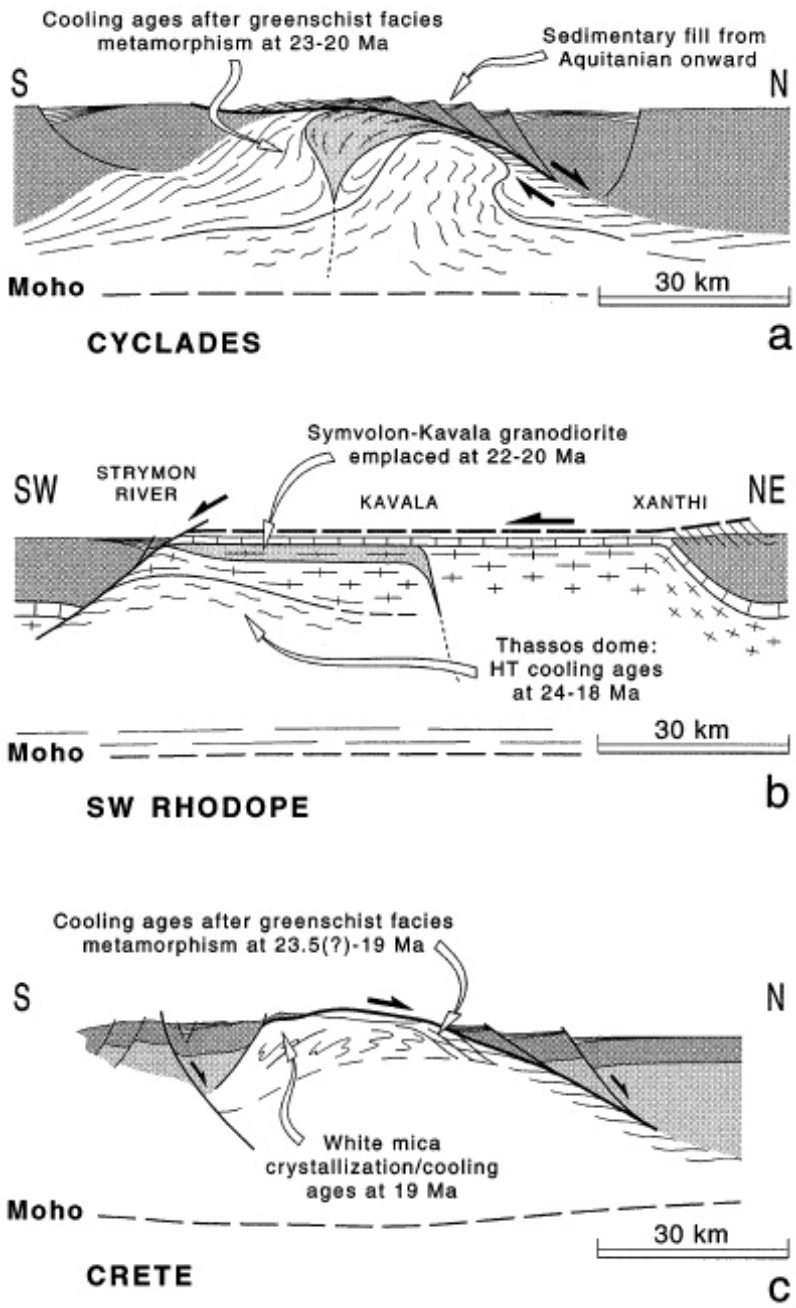


Fig. 1.10 : *Coupes géologiques illustrant quelques structures extensives du domaine égéen (Gautier et al., 1999).* ***(a)*** *Dôme métamorphique extensif des îles de Naxos et Paros dans la partie centrale des Cyclades (d'après Gautier et al., 1993).* ***(b)*** *Partie méridionale du massif du Rhodope (d'après Moriceau et al., 1997).* ***(c)*** *Dôme métamorphique extensif en Crète (modifié d'après Le Pichon et Angelier, 1979 et Jolivet et al., 1996).*

De nombreuses estimations de l'épaisseur de la croûte sous le domaine égéen ont été proposées ces trente dernières années, à partir d'études géophysiques variées (Makris, 1978 ; Tsokas et Hansen, 1997 ; Saunders et al., 1998 ; Karagianni et al., 2002 ; Vigner, 2002 ; Li et al., 2003 ; van der Meijde et al., 2003 ; Tirel et al., 2004). À quelques détails près, les résultats sont très similaires et l'épaisseur moyenne de la croûte sous le domaine égéen est estimée à 25-26 km (Vigner 2002 ; Tirel et al., 2004) (Fig. 1.11). En outre, le flux de chaleur dans la région est élévé (supérieur à 62 mWm^{-2}) (e.g. Makris et Stobbe, 1984).

Le domaine égéen comprend deux ceintures de roches au métamorphisme de haute pression (schistes bleus). La plus septentrionale d'entre elles se situe dans les Cyclades alors que l'autre s'étend du Péloponnèse au sud-ouest de la Turquie en passant par la Crète. L'exhumation de ces roches de hautes pression est associée à la dynamique de subduction de l'Océan du Pinde au nord pour les Cyclades à l'Eocène moyen, et à celle de la lithosphère océanique méditerranéenne au sud pour la Crète au Miocène inférieur. La compilation des données géochronologiques montre un synchronisme entre l'exhumation des roches de haute pression et la formation des dômes métamorphiques (e.g. Jolivet et Brun, 2010 ; Jolivet et al., 2010) (Fig. 1.12). En effet, l'exhumation syn-orogénique des schistes bleus en Crète a eu lieu dans le même intervalle de temps que l'extension (parfois dite post-orogénique) qui entraîne la formation des dômes métamorphiques extensifs dans les Cyclades. Bien que plus discuté, le même constat a été fait concernant la formation du dôme métamorphique du Rhodope et l'exhumation des schistes bleus dans les Cyclades (Krohe et Mposkos, 2002 ; Brun et Faccenna, 2007 ; Brun et Sokoutis, 2007). Ainsi, la dynamique extensive dans le domaine égéen migre du nord au sud.

Le moteur de cette extension serait lié au retrait du panneau plongeant africain qui est actuellement toujours en subduction sous la Crète (Le Pichon et Angelier, 1981 ; Gautier et al., 1999 ; Jolivet et Faccenna 2000). Ce retrait vers le Sud est de l'ordre de 500 km (Jolivet et al., 2008).

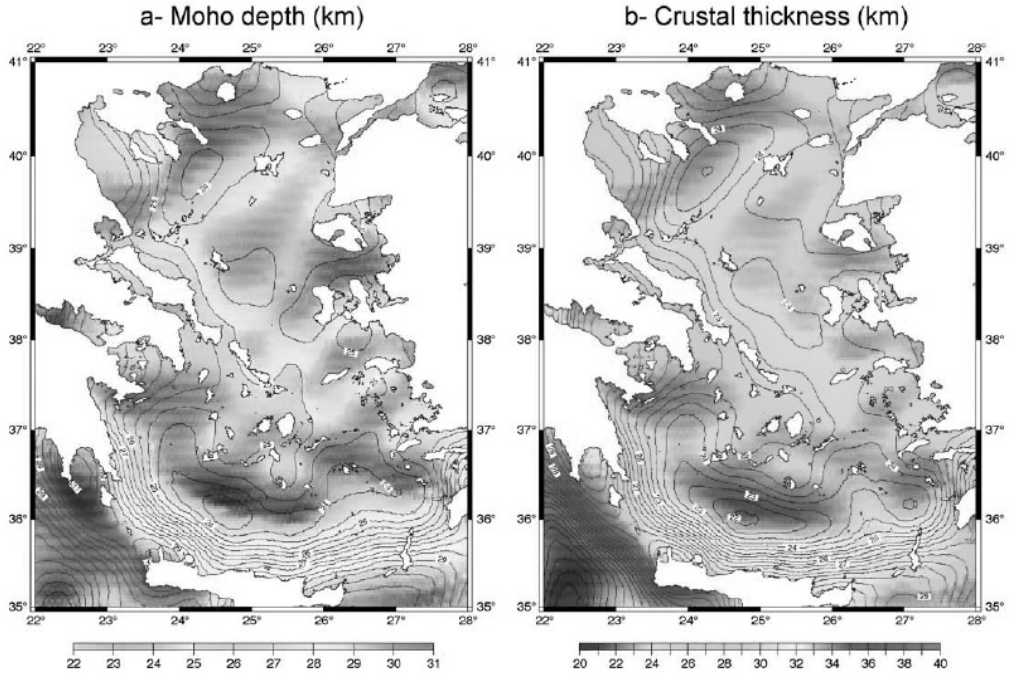


Fig. 1.11 : *Imagerie géophysique de la croûte du domaine égéen (Tirel et al., 2004).* ***(a)*** *Profondeur du Moho déduite à partir de l'inversion de l'anomalie de Bouguer complète filtrée et sans effet du slab africain subduit.* ***(b)*** *Epaisseur de la croûte calculé à partir de la profondeur du Moho et de la bathymétrie.*

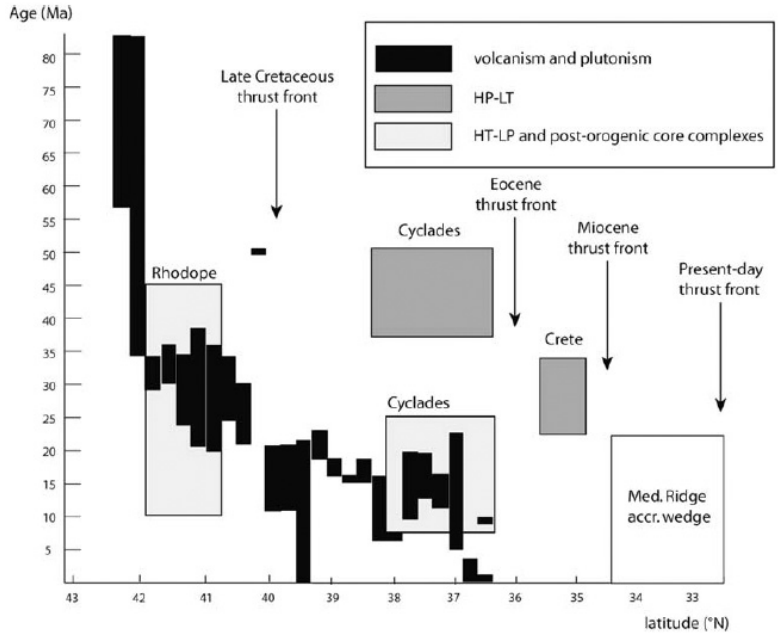


Fig. 1.12 : *Diagramme confrontant la latitude en fonction de l'âge pour différents événements qui ont eu lieu dans le domaine égéen à partir du Tertiaire (d'après Jolivet et Brun, 2010, et références incluses).*

Chapitre 2 :

L'Extension en Mongolie orientale et dans les régions adjacentes au Mésozoïque supérieur

1. Contexte géologique avant l'extension du Mésozoïque supérieur

1.1. La Ceinture Orogénique d'Asie Centrale

La Mongolie est située au centre d'une vaste structure orogénique communément appelée dans la littérature la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale (abrégé CAOB : Central Asian Orogenic Belt) (Coleman, 1989 ; Zonenshain et al., 1990 ; Mossakovsky et al., 1993, Badarch et al., 2002 ; Windley et al., 2007). Cependant, d'autres auteurs lui ont attribué les noms de Chaîne des Altaïds, de Ceinture Mobile d'Asie Centrale (Central Asian Mobil Belt) ou de Ceinture Plissée d'Asie Centrale (Central Asian Fold Belt) (e.g. Suess, 1908 ; Sengör et al., 1993 ; Sengör et Natal'in, 1996 ; Yakubchuk et al., 2001 ; 2004). Ce vaste domaine orogénique, qui s'étend d'ouest en est depuis la chaîne de l'Oural jusqu'en mer d'Okhotsk, est délimité par les cratons d'Europe de l'Est et de Sibérie, respectivement à l'ouest et au nord-est, et par les cratons du Tarim et de la Chine du nord (ou Sino-Koréen) au sud (Fig. 2.1). Ainsi, la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale s'étend sur une partie du territoire Kazakh, le sud de la Sibérie, l'ensemble de la Mongolie, et les régions les plus septentrionales de la République Populaire de Chine.

Sur le plan géologique, la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale correspond à un ensemble d'unités tectono-stratigraphiques, communément observées dans les chaînes de montagnes (Fig. 2.1). Elle contient des unités interprétées comme des arcs insulaires, des bassins d'avant- et d'arrière-arc, des prismes d'accrétion, des marges passives, ainsi que des unités ophiolitiques (e.g. Badarch et al., 2002). Cette ceinture s'est formée par l'accrétion successive de ces différentes unités, principalement contre les marges sud et est du craton sibérien (Suess, 1908 ; Sengör et al., 1993 ; Sengör et Natal'in, 1996). En effet, plusieurs études ont mis en évidence le rajeunissement vers le Sud depuis le craton de Sibérie des séquences mafiques et ultramafiques, dont certaines ont été interprétées comme des unités ophiolitiques, (Kepezhinskas et al., 1991 ; Buchan et al., 2002 ; Tomurtogoo et al., 2005), et du volcanisme d'arc (Zonenshain et al., 1990 ; Sengör et al., 1993).

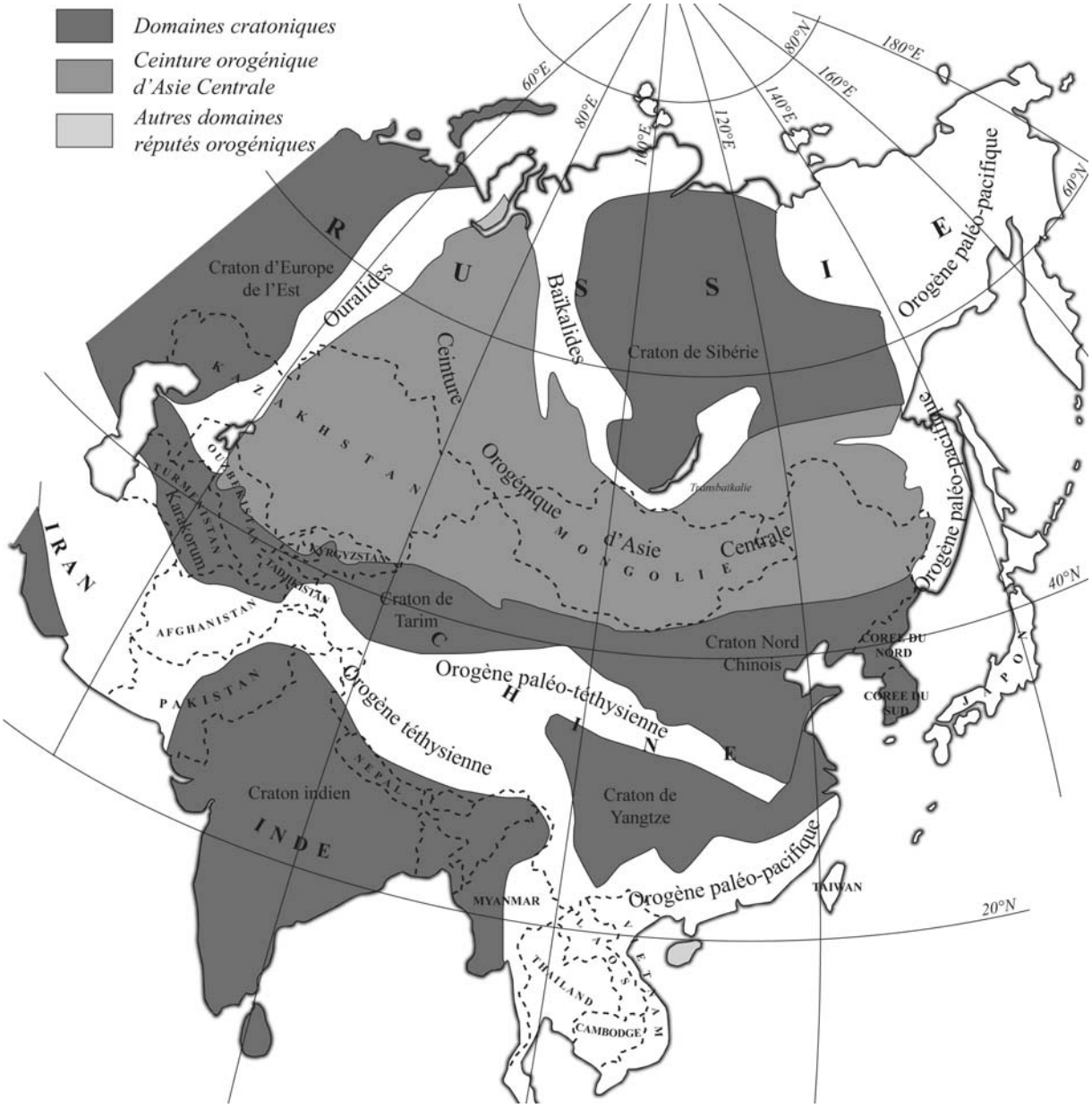


Fig. 2.1 : *Carte tectonique simplifiée de l'Asie illustrant l'étendue de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale (modifiée d'après Sengör et al., 1993 ; Li 2006 ; Xiao et al., 2009).*

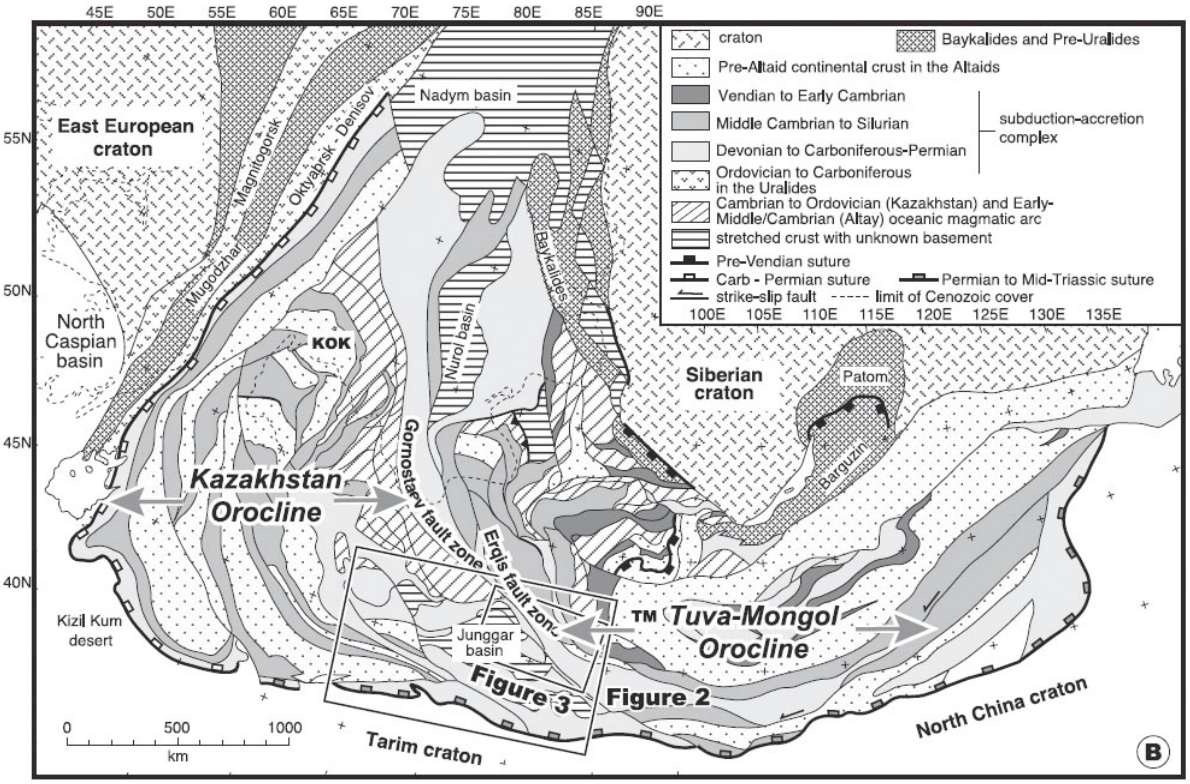


Fig. 2.2 : *Carte des principales unités tectono-stratigraphiques de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale. Figure de Xiao et al. (2009) modifiée d'après Sengör et al. (1993) et Sengör et Natal'in (1996).*

Badarch et al. (2002) ont proposé une carte répertoriant les principales unités tectono-stratigraphiques de Mongolie (Fig. 2.3). Selon ce modèle, deux principaux domaines d'accrétion seraient séparés par une limite structurale majeure appelée le linéament principal de Mongolie (Main Mongolian Lineament). Cette limite s'étend d'ouest en est, et se superpose approximativement à un alignement de rides montagneuses constituées par la chaîne du Gobi-Altaï. À l'Est, cette structure se perd sous les dépôts sédimentaires mésozoïques et tertiaires de la partie orientale du désert de Gobi et du bassin du Tamsag. Au Nord de cette limite, le socle de Mongolie est constitué par un ensemble d'unités s'apparentant à des arcs insulaires, des prismes d'accrétion, des marges continentales passives et actives ainsi que des portions de croûte continentale. Ce domaine nord se serait accrété avant la fin de l'Ordovicien pour former un ensemble stable (Badarch et al., 2002 ; Windley et al., 2007). Le socle du domaine situé au sud du linéament principal de Mongolie est quant à lui constitué par des roches volcaniques et volcano-clastiques d'arc, ainsi que par des

complexes d'accrétion siluriens, dévoniens et carbonifères (Lamb et Badarch, 1997). Le linéament principal de Mongolie serait une limite de plaques majeure à l'Ordovicien supérieur, sous laquelle de la croûte océanique aurait été subduite vers le Nord, au Paléozoïque supérieur (Windley et al., 2007).

Certains massifs cristallins de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale ont été interprétés comme d'anciens microcontinents (Zonenshain et al., 1990 ; Fedorovskii et al., 1995 ; Gordienko, 1996 ; Kozakov et al., 1997). En Mongolie, sept unités tectono-stratigraphiques d'affinité cratonique ont été proposées (Badarch et al., 2002). C'est le cas de l'unité de Gargan qui constituerait la bordure nord du microcontinent de Touva-Mongolie (Sengör et Natal'in, 1996 ; Buslov et al., 2001 ; Dobretsov et al., 2004). Des gneiss y ont été datés en U-Pb sur zircons à 2 Ga (Khain et al., 1995).

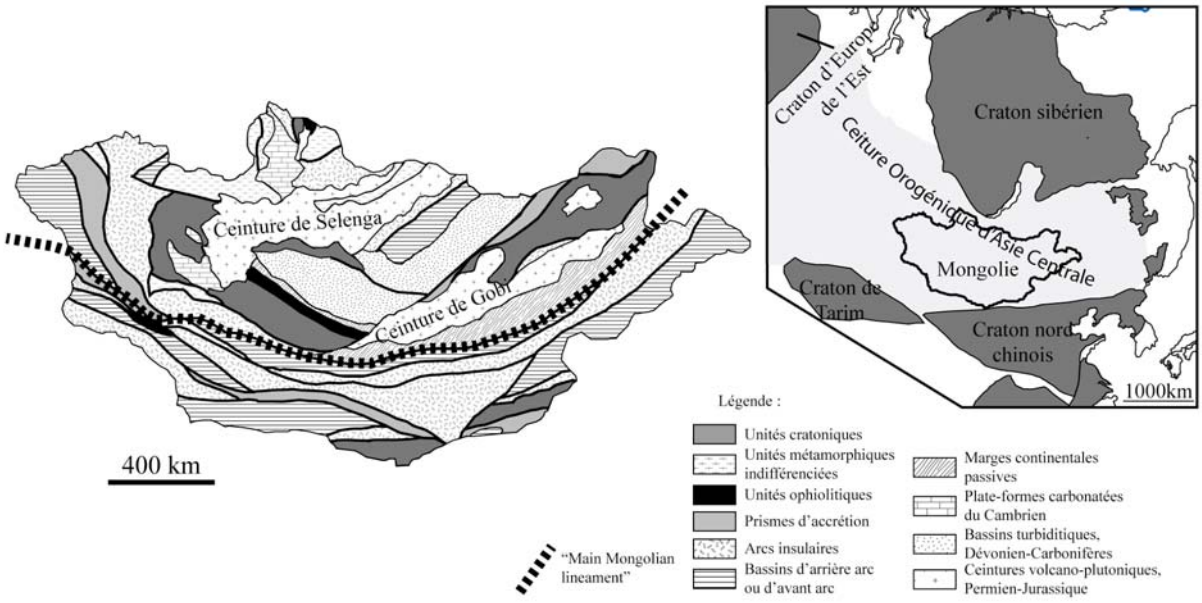


Fig. 2.3 : *Carte des unités tectono-stratigraphiques de Mongolie (modifiée d'après Badarch et al, 2002).*

L'accrétion de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale s'est échelonnée sur près de 750 Ma, du début du Néo-Protérozoïque à la limite permo-triasique (e.g. Windley et al., 2007). Un basalte provenant du complexe ophiolitique de Nyurundukan à l'extrémité nord du lac Baïkal à donné un âge Sm-Nd sur roche totale de 1035 ± 92 Ma (Ritsk et al., 1999). Plus récemment, un plagiogranite du complexe ophiolitique de Dunzhugur, dans la région du Sayan oriental, à été daté à 1020 ± 10 Ma (U-Pb sur zircons, Khain et al., 2002). Ces roches

témoigneraient de la présence d'un domaine océanique, appelé l'Océan Paléo-asiatique, au sud de la marge sud du craton sibérien. L'existence de ce domaine océanique est confirmée par la présence de roches liées à une dynamique de subduction, dès le Néo-Protérozoïque, le long de la marge sud du craton sibérien. En effet, Turkina (2002) a obtenu un âge de 1017 ± 47 Ma (U-Pb sur zircons) à partir d'un échantillon de tonalite, Kuzmichev et al. (2005) rapportent un âge de 800 ± 3 Ma (U-Pb sur zircons) obtenu sur une rhyolite d'arc, enfin Ritsk et al. (2001) ont fourni un âge de 812 ± 19 Ma (U-Pb sur zircons) pour un plagiogranite en intrusion dans une série volcanique d'arc.

L'accrétion de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale se serait achevée au nord de la Chine, par la fermeture de l'Océan Paléo-asiatique et la formation de la suture de Solonker, séparant le craton nord chinois au sud du bloc Mongolie au nord. L'âge de la fermeture de l'Océan Paléo-asiatique reste toutefois un sujet de controverse. Elle aurait eu lieu soit au Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur (Tang 1990 ; Shao 1991 ; Xu et Chen 1997), soit au Permien supérieur (Hsü et al., 1991 ; Sengör et Natal'in, 1996 ; Xiao et al., 2003). Plus récemment, il a été proposé que la fermeture définitive de ce domaine océanique aurait eu lieu au Permien terminal. En effet, Wu et al. (2007) ont daté à environ 250 Ma le métamorphisme schistes verts et amphibolitique du groupe de Hulan, localisé au nord-est de la Chine, dans le prolongement de la suture de Solonker. Ils ont aussi daté un granite en intrusion dans cet ensemble à 248 ± 4 Ma. Cependant, Chen et al. (2009a) ont proposé que la suture de Solonker se soit formée entre le Permien et le Trias inférieur. Ils s'appuient sur la présence d'un granite non déformé, daté à 234 ± 7 Ma (U-Pb sur zircons), intrusif dans les roches déformées et métamorphiques de la suture. Selon eux, ce granite se serait mis en place immédiatement après la formation de la suture de Solonker, ce qui impliquerait une fermeture définitive de l'Océan Paléo-asiatique au Trias inférieur. Ceci est aussi argumenté par la datation d'un autre granite intrusif dans cette suture et daté à 239 ± 5 Ma (U-Pb sur zircons, Li et al., 2007b).

1.2. La zone de suture de l'Océan Mongol-Okhotsk

La fermeture définitive de l'Océan Paléo-asiatique, dont témoigne la suture de Solonker, n'est pas le dernier stade de la tectonique de convergence nord-sud qui a affecté l'Asie Orientale.

Au nord de la Mongolie orientale et en Transbaïkalie, Nagibina (1963) et Yanshin (1974) ont identifié une zone de séquences sédimentaires marines plissées, d'âge Paléozoïque

moyen à Mésozoïque inférieur, appelée ceinture Mongol-Okhotsk. Au sein de cette zone, qui contient un grand nombre d'intrusions granitiques, se trouvent des roches basiques et ultrabasiques dont certaines ont été interprétées comme des séquences ophiolitiques (e.g. Tomurtogoo et al., 2005). La présence de ces roches, ainsi que celle d'intrusions de gabbro-tonalite et de plagiogranite, a conduit de nombreux auteurs à proposer que cette région représente une zone de suture entre le craton sibérien et un bloc continental mongol ou amourien (Zonenshain et al., 1976, 1990 ; Kuzmin et Fillipova, 1979 ; Misnik et Shevchuk, 1980 ; Parfenov, 1984 ; Nie, 1991 ; Sorokin, 1992). Il n'existe pas encore de point de vue unanime concernant la position exacte de cette suture (e.g. Zorin, 1999). Toutefois, elle s'étendrait d'ouest en est sur près de 3000 km, depuis le centre de la Mongolie jusqu'en mer d'Okhotsk, en passant par la région transbaïkale et la province de l'Amour (Fig. 2.4). Cette zone de suture a été attribuée à la fermeture d'un domaine océanique appelé l'océan Mongol-Okhotsk (Zonenshain et al., 1990 ; Sengör et Natal'in, 1996 ; Zorin, 1999), l'océan Khangai-Khantey (Sengör et al., 1993), ou encore l'océan amourien (Scotese, 2001). Cet océan aurait constitué un énorme golf communicant avec l'Océan Paléo-Pacifique à l'Est.

La zone de suture Mongol-Okhotsk est bordée au nord et au sud par des ceintures de roches plutoniques et volcaniques d'affinitées calco-alcalines à peralcalines (e.g. Tormurtogoo et al., 2005). Il s'agit des ceintures de la Selenga au nord et du Gobi central au sud (Badarch et al., 2002) (Fig. 2.4). Elles ont été interprétées comme des ceintures volcano-plutoniques continentales de type andin (Parfenov et al., 1999 ; Zorin, 1999). Les datations radiométriques de roches intrusives au sein de ces ceintures indiquent un rajeunissement des âges de mise en places d'ouest en est, depuis le Carbonifère supérieur en Mongolie centrale jusqu'au Crétacé dans la province de l'Amour (Kuzmin 1985 ; Zonenshain et Kuzmin, 1997). Ce rajeunissement a été interprété comme étant le résultat d'une fermeture en ciseau de l'Océan Mongol-Okhotsk (e.g. Zonenshain et al., 1990 ; Sengör et Natal'in, 1996 ; Kravchinsky et al., 2002 ; Cogné et al., 2005 ; Tomurtogoo et al., 2005). Selon ce schéma, la collision entre le craton sibérien et le bloc Mongolie aurait débuté à la fin du Carbonifère dans la partie centrale de la Mongolie et se serait achevée plus à l'est au début du Crétacé.

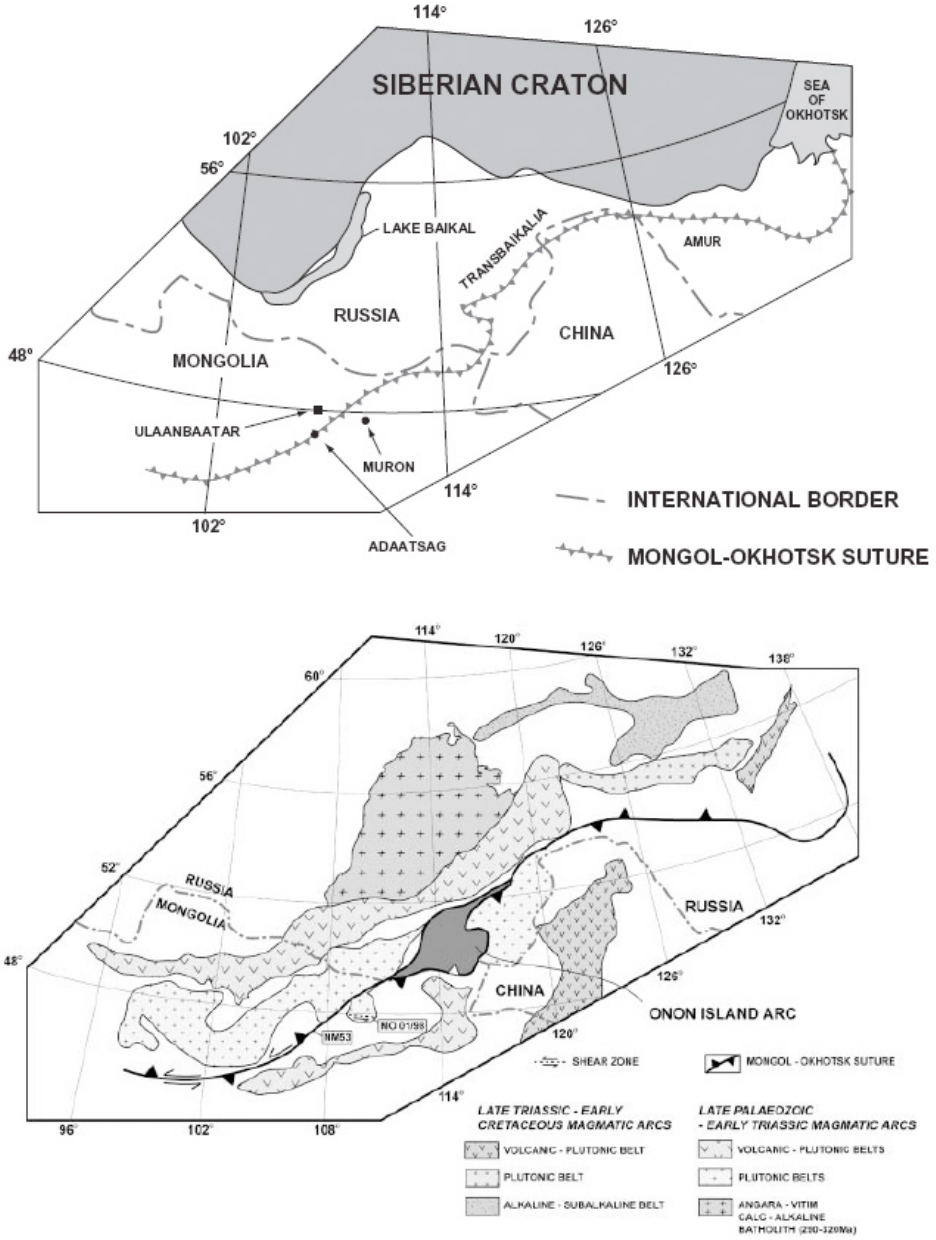


Fig. 2.4 : (haut) *Carte simplifiée de la Transbaïkalie et des régions voisines montrant la position de la zone de suture Mongol-Okhotsk.* ***(Bas)*** *Carte géologique simplifiée de l'orogène Mongol-Okhotsk. Figure d'après Tomurtogoo et al. (2005).*

Toutefois, l'âge de la fermeture définitive de l'Océan Mongol-Okhotsk reste débattu. Selon Zonenshain et al. (1990) et Sengör et Natal'in (1996), l'océan se serait fermé en Mongolie au Trias, et dans la région de l'Amour au Jurassique supérieur. Zorin (1999) propose sur la base de données géologiques et géophysiques une fermeture à la limite Jurassique inférieur-moyen. En outre, cette zone de suture et les régions voisines ont fait

l'objet d'un certain nombre d'études paléomagnétiques. Ainsi, Xu et al. (1997) puis Kravchinsky et al. (2002) ont noté qu'il existait un écart important entre les paléo-latitudes des blocs sibériens et mongol au Permien. Des études paléomagnétiques concluent que l'Océan Mongol-Okhotsk était toujours ouvert au Jurassique supérieur (Kravchinsky et al., 2002 ; Metelkin et al., 2007) et qu'il se serait alors fermé au Crétacé inférieur (e.g. Enkin et al., 1992 ; Halim et al., 1998 ; Scotese, 2001). Récemment, Cogné et al. (2005) ont suggéré une fermeture légèrement plus précoce à la limite Jurassique-Crétacé (Fig 2.5).

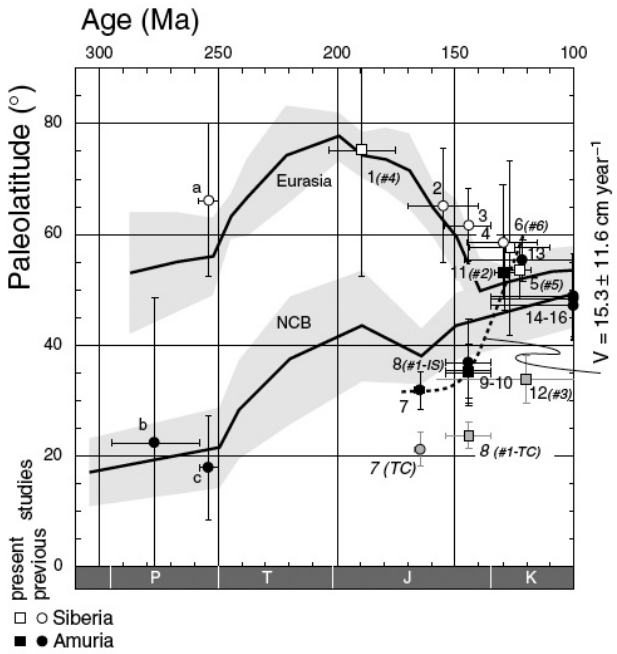


Fig. 2.5 : *Graphique des paléo-latitudes des blocs de Sibérie (Eurasia) et de Mongolie (Amuria) – Chine du nord (NCB) en fonction du temps pour un point de référence situé au niveau de la zone de suture Mongol-Okhotsk à 51°N,112°E. P Permien, T Trias, J Jurassique et K Crétacé. (d'après Cogné et al., 2005 et référence incluses).*

Il n'existe pas non plus de consensus quant à la vergence de la subduction de l'Océan Mongol-Okhotsk. La présence des ceintures volcano-plutoniques de la Selenga et du Gobi central, de part et d'autre de la zone de suture, a conduit Zorin (1999) à proposer qu'au Permien inférieur une dynamique de subduction ait eu lieu à la fois sous la marge sibérienne et la marge mongole. Selon cette étude, la collision Mongolie – Chine du nord aurait engendré à la fin du Permien un réajustement de la marge nord du bloc Mongolie, qui serait alors devenue inactive. À partir d'une étude tomographique, Van der Voo et al. (1999) proposent que le slab subduit de l'Océan Mongol-Okhotsk se trouverait actuellement dans le manteau

inférieur, à l'aplomb de la Sibérie centrale, à l'ouest de la région transbaïkale. Ceci suggère que la subduction de l'Océan Mongol-Okhotsk s'est déroulée sous la marge sud du craton sibérien.

Bien que l'ensemble des études dans la région s'accorde sur l'existence de l'Océan et de l'Orogène Mongol-Okhotsk, plusieurs points restent actuellement sans réponse. En Mongolie orientale, il n'existe à notre connaissance aucune évidence impliquant une dynamique de convergence liée à la fermeture de cet océan. Une subduction de l'Océan Mongol-Okhotsk sous la marge méridionale de la Sibérie, suivie de la collision entre la Sibérie et la Mongolie aurait probablement contribué à un raccourcissement horizontal conséquent de la croûte à l'aplomb de la Mongolie orientale, ce qui devrait se traduire par la présence d'un grand nombre de contacts chevauchants. Ce qui n'est pas le cas. Zorin (1999) signale toute de même dans la région transbaïkale la présence de chevauchements qu'il rattache à la dynamique de collision de l'Orogène Mongol-Okhotsk. Par ailleurs, aucune étude n'a pour le moment décrit la présence de roches ayant enregistré des conditions métamorphiques de haute de pression le long de la zone de suture Mongol-Okhotsk.

2. L'extension continentale Mésozoïque en Asie orientale

Depuis le début des années 1990, des objets géologiques marquant un ou plusieurs événements tectoniques extensifs ont été reconnus en Asie orientale, depuis la région Transbaïkale au sud de la Sibérie jusqu'au nord de la Chine de l'Est. Ces objets géologiques sont des bassins extensifs et des dômes métamorphiques, auxquels est associée une activité magmatique importante. L'étendue de cette zone d'extension pourrait être encore plus importante puisque d'autres évidences géologiques sont documentées ailleurs au centre et à l'est de la Chine (e.g. Faure et al., 1996 ; Ratschbacher et al., 2000 ; Chen et al., 2003 Zhu et al., 2010).

2.1. Les marqueurs de l'extension

Dans la partie qui suit, nous nous intéresserons tout particulièrement à la partie septentrionale de l'Asie orientale qui comprend la région transbaïkale, la Mongolie orientale et le nord-est de la Chine (Fig. 2.6).

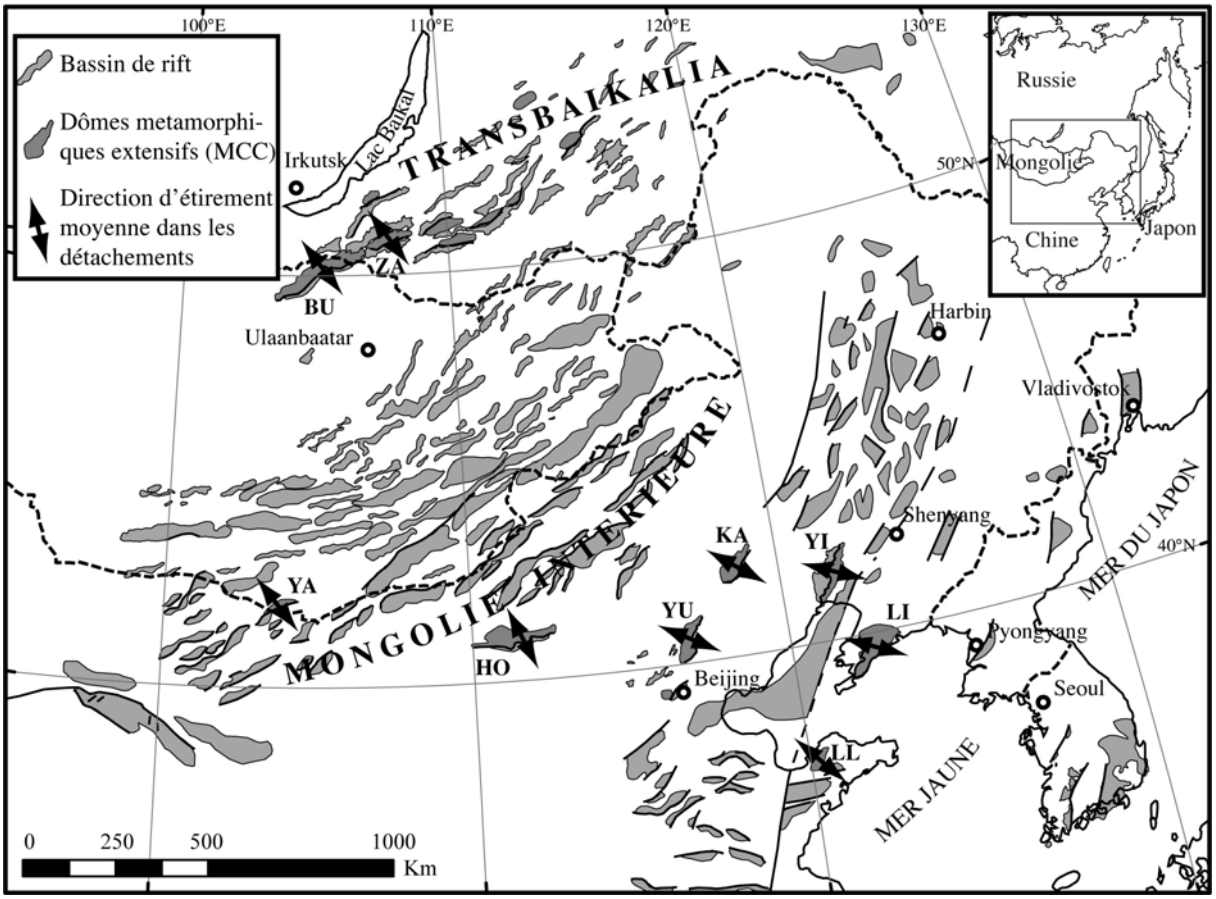


Fig. 2.6 : *Carte structurale simplifiée à l'échelle de la partie nord de l'Asie orientale (Transbaïkalie, Mongolie orientale et nord de la Chine de l'Est) montrant la localisation des marqueurs témoignant d'un événement tectonique extensif. Les bassins ont été principalement dessinés à partir de Zorin (1999), Ren et al. (2002) et Meng (2003). Dômes métamorphiques extensifs : BU Buteel-Burgutoy (Mazukabzov et al., 2006 ; Donskaya et al., 2008), HO Hohhot (Davis et al., 2002), KA Kalaqin (Zhang et al., 2003), LI Liaoning (Liu et al., 2005), LL Linglong (Charles et al., 2010), dômes de la région transbaïkale (Zorin, 1999 ; Mazukabzov et al., 2006 ; Donskaya et al., 2008), YA Yagan-Onch Hayrhan (Zheng et al., 1996 ; Webb et al., 1999), YI Yiwulüshan (Zhang et al., 2003 ; Darby et al., 2004), YU Yunmengshan (Davis et al., 1996), ZA Zagan (Sklyarov et al., 1994, 1997 ; Donskaya et al., 2008).*

2.1.1. Les bassins extensifs

Si les nombreuses dépressions sédimentaires (e.g. bassin du Gobi oriental, bassin de Songliao) qui jalonnent l'Asie orientale n'ont été rattachées que récemment à un événement d'extension crustale, elles ont été reconnues depuis plus d'un siècle en Transbaïkalie et en Mongolie orientale (Suess, 1908), et plus récemment au nord de la Chine (Chen, 1959). Ces dépressions sont principalement remplies par des sédiments continentaux, des coulées volcaniques et des roches volcano-sédimentaires d'âges jurassiques supérieurs à tertiaires. Au nord de la Chine, et plus sporadiquement en Mongolie, certains de ces bassins ont fait l'objet d'études structurales et stratigraphiques détaillées en raison de la présence d'hydrocarbures, de charbon et de gaz (e.g. Gilder et al., 1991 ; Tian et al., 1992 ; Khand et al., 2000 ; Graham et al., 2001 ; Dill et al., 2004 ; Johnson, 2004 ; Prost, 2004 ; Erdenetsogt et al., 2009).

Dans le détail, ces larges domaines sédimentaires sont constitués par de nombreux petits bassins généralement longs et étroits, principalement orientés NE-SO (Fig. 2.6). Dans la littérature, ils sont donc fréquemment regroupés, définissant ainsi de grands domaines de bassins dont les surfaces varient entre 30 et 3500 km^2 (Meng, 2003). À titre d'exemple, le bassin du Gobi oriental au sud de la Mongolie (e.g. Watson et al., 1987 ; Traynor et Sladen, 1995 ; Graham et al., 2001 ; Johnson, 2004 ; Prost, 2004) est constitué par de nombreux bassins, globalement orientés NE-SO. Des études géophysiques montrent que ces petits bassins se présentent principalement sous la forme d'hémi-grabens (Zorin, 1999 ; Meng, 2003 ; Meng et al., 2003) (Fig. 2.7). Au nord de la Chine et dans le désert du Gobi oriental en Mongolie, la base de ces bassins extensifs est relativement peu profonde, puisqu'elle atteint rarement plus de 3 km (e.g. Meng, 2003 ; Johnson, 2004).

D'un point de vue lithologique, ces bassins se caractérisent essentiellement par un remplissage de sédiments détritiques terrigènes continentaux. Peu de publications se sont attachées à estimer l'âge des premiers dépôts associés à la formation des bassins extensifs. Néanmoins, ces premiers dépôts de sédiments continentaux alternent fréquemment avec des niveaux de coulées volcaniques et des séries volcano-sédimentaires. Les coulées volcaniques sont même parfois prédominantes à la base de certains bassins (Meng, 2003). En effet, au nord-est de la Chine, le bassin de Songliao est constitué à sa base par des formations volcaniques, qui pourraient atteindre plus de 2 km d'épaisseur (Xie, 2000) et qui ont été datées entre 145 et 160 Ma (Zhang et al., 1996 ; Wang et al., 2002 ; Wang et al., 2006). Au nord de la Chine et au sud de la Mongolie orientale, les données géochronologiques disponibles suggèrent que les premiers dépôts syn-rifts sont jurassiques supérieurs. Dans la partie orientale du désert de Gobi en Mongolie, une intercalation volcanique dans une

formation syn-rift à la base du bassin d'Unegt a été datée à 155 ± 1 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite, Graham et al., 2001). À l'extrême est de la Mongolie orientale, des coulées de basaltes et de rhyolites, intercalées dans une série volcano-sédimentaire syn-rift de la base du bassin de Tamsag, sont réputées s'être formées vers 152 et 149 Ma (voir Davaa, 2010 et références incluses). Les premiers dépôts syn-rifts du bassin d'Erlian, localisé à la frontière entre la Mongolie et la Chine, consistent en une alternance de roches volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires. Ces dernières contiennent des assemblages fossiles qui indiqueraient un âge de dépôts au Jurassique supérieur (Wang et al., 1995a,b). Non loin de là au sud-ouest, des spores et des pollens du Jurassique supérieur ont été raportés dans des dépôts du bassin de Yingen (Wu et al., 1998). Enfin, en Transbaïkalie, des sédiments détritiques et des coulées volcaniques réputées d'âge jurassique supérieur sont confinées dans les bassins (e.g. Tserkhovsky et al., 2005). Ainsi, l'ouverture de ces bassins débuterait au Jurassique supérieur (Changsong et al., 2001 ; Meng, 2003 ; Feng et al., 2010), mais non avant comme le suggère l'âge à 165 ± 3 Ma (U-Pb sur zircons) d'un granite mylonitique échantillonné au toit du socle de la base du bassin de Songliao (Wu et al., 2001).

Le remplissage crétacé inférieur de ces bassins a été beaucoup plus étudié, en raison notamment de la présence de réservoirs importants d'hydrocarbures, de houille et de gaz (Watson et al., 1987 ; Traynor et Sladen, 1995 ; Graham et al., 2001 ;Dill et al., 2004 ; Johnson, 2004 ; Prost, 2004 ; Davaa, 2010). Les séquences sédimentaires de cette époque montrent plusieurs cycles de dépôts, débutant par des conglomérats fluviatiles et se terminant par des sédiments lacustres (e.g. Johnson et Graham, 2004). Ces cycles ont été interprétés comme reflétant des phases de riftings multiples (Graham et al., 2001 ; Meng, 2003).

Certain de ces bassins se sont développés en concomitance avec l'exhumation de dômes métamorphiques extensifs adjacents (e.g. Darby et al., 2004 ; Liu et al., 2005 ; Ritts et al., 2010).

Par ailleurs, il est à noter qu'au nord de la Chine occidentale (i.e. région de l'Alashan et corridor de Heixi), des bassins se seraient ouvert en pull-apart à la faveur du jeu dextre de décrochement NO-SE au Jurassique supérieur Crétacé inférieur (Vincent et Allen, 1999).

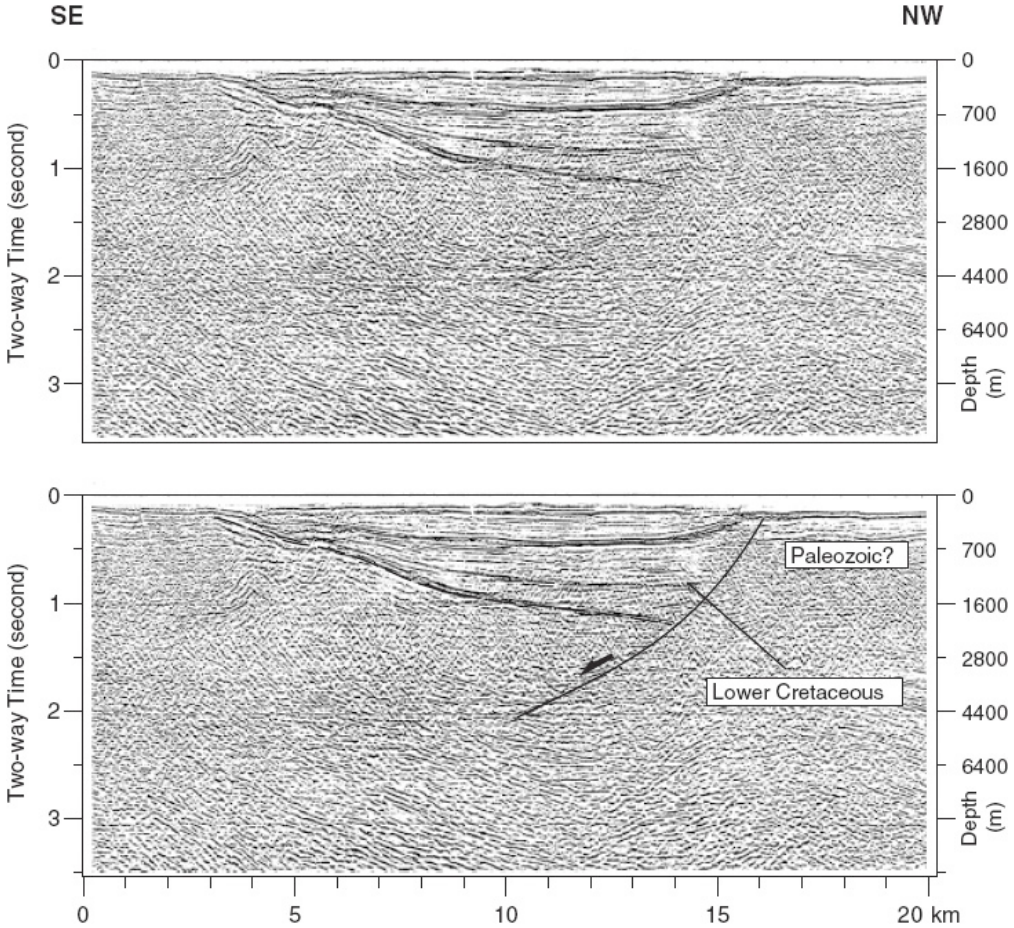


Fig. 2.7 : *Profil de sismique-réflexion et dessin interprétatif montrant la géométrie d'hémi-graben d'un petit bassin dans le domaine de Yingen (figure de Meng et al., 2003 à partir de Jin et al., 1997).*

2.1.2. Les dômes métamorphiques extensifs

La formation de dômes métamorphiques extensifs, documentés depuis le milieu des années quatre-vingt-dix, accompagne l'ouverture des bassins précédemment décrits (Fig. 2.6). Avant ce travail, ces dômes métamorphiques ont été identifiés et étudiés au nord-est de la Chine, le long des ceintures de Yinshan et de Yanshan (Davis et al., 1996 ; 2002 ; Zhang et al., 2003 ; 2005 ; Darby 2004), dans la péninsule de Liaoning (Liu et al., 2005 ; Lin et al., 2007, 2008a), ainsi qu'à la frontière entre la Mongolie et la Chine (Zheng et al., 1996 ; Webb et al., 1999). Plus récemment, un dôme métamorphique extensif a été documenté dans la péninsule de Jiadong, au sud-est de la Mer Jaune (Charles et al., 2010). Cependant, ils ont été historiquement identifiés dans la région transbaïkale (Fig. 2.6). En effet, des chaînes de collines précédemment cartographiées comme des ensembles de roches précambriennes, en raison de l'intensité des déformations et du métamorphisme qui peuvent y êtres observés (voir

discussion de Donskaya et al., 2008), ont été réinterprétées en termes de dômes métamorphiques extensifs (Sklyarov et al., 1994 ; 1997 ; Zorin, 1999 ; Mazukabzov et al., 2006 ; Donskaya et al., 2008). Il s'agit des dômes de Zagan et de Buteel-Burgutoy. Ce dernier est localisé à cheval entre le nord de la Mongolie et la Russie.

En carte, ces dômes métamorphiques se caractérisent par une forme plus ou moins oblongue dont le grand axe est orienté NE-SO (voir aussi les cartes de synthèse de Zorin, 1999 ; Darby et al., 2004 ; Donskaya et al., 2007 ; Lin et al. 2008a), parallèlement à l'allongement des bassins (Fig. 2.6). Ces dômes métamorphiques sont bordés par une ou plusieurs zones de cisaillement de faible pendage. Ces zones de forte déformation mettent en contact des roches sédimentaires et volcaniques non-métamorphiques des bassins sus-jacents (e.g. Davis et al., 2002 ; Ritts et al. 2010) ou du socle fragile non-métamorphique ou au métamorphisme ancien (e.g. Liu et al., 2005), avec des roches aux déformations ductiles et au métamorphisme de haute température localisées au cœur des dômes (Fig. 2.8) (e.g. Webb et al., 1999 ; Davis et al., 2002 ; Donskaya et al., 2008). Ces zones de cisaillement se caractérisent par la présence de fortes linéations minérales et d'étirement, orientées globalement NO-SE , et auxquelles sont associés des critères cinématiques indiquant des mouvements normaux (e.g. Liu et al., 2005 ; Donskaya et al., 2005 ; Charles et al., 2010).

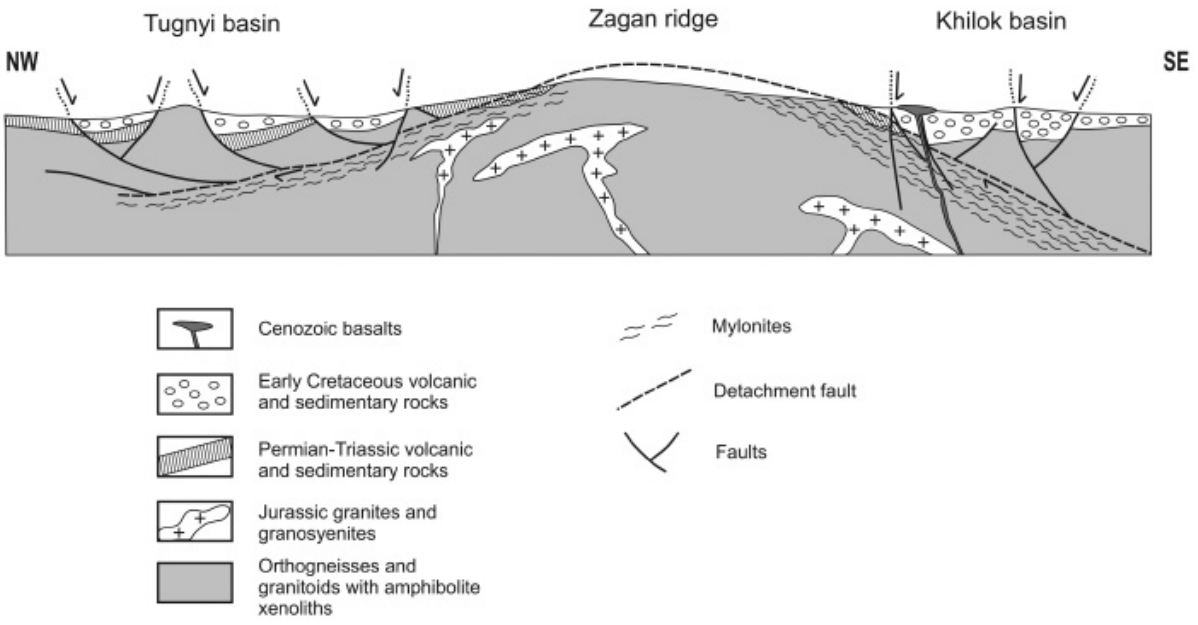


Fig. 2.8 : *Coupe schématique du dôme métamorphique extensif de la chaîne de Zagan localisée dans la région transbaïkale (d'après Donskaya et al., 2008).*

Durant les dix dernières années, un nombre croissant d'études géochronologiques dédiées aux dômes métamorphiques extensifs du nord de la Chine a montré qu'ils ont été principalement exhumés au Crétacé inférieur. En effet, des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des biotites, qui ont cristallisé durant la formation du dôme Yagan-Onch Hayrhan, à la frontière entre la Mongolie et la Chine (Fig. 2.6), ont fourni des âges compris entre 129 et 126 Ma (Webb et al., 1999). Plus à l'Est, dans la région du Daqing Shan, une biotite et une hornblende prélevées dans un schiste localisé structuralement sous le détachement du dôme métamorphique de Hohhot, présentent des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ concordants, indiquant une exhumation rapide avant ca. 121 Ma (Davis et al., 2002). Dans la partie occidentale de la province de Liaoning, les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus à partir de biotites, qui ont cristallisé pendant le fonctionnement de la zone de cisaillement de Waziyu, se répartissent entre 130 et 116 Ma (Zhang et al., 2003 ; 2005). Ils suggèrent que la formation du dôme métamorphique extensif associé (appelé Yiwulüshan) puisse avoir eu lieu au Crétacé inférieur (Darby et al., 2004). Non loin de là, le dôme métamorphique de Kalaqin est bordé à l'Est par la zone de cisaillement normale de Louzidian (e.g. Han et al., 2006). Une biotite et un feldspath potassique issus de cette zone de cisaillement ont fourni des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ compris entre 133 et 126 Ma, impliquant une exhumation du dôme métamorphique au Crétacé inférieur (Zhang et al., 2003). Le long de la ceinture de Yinshan, l'âge du détachement de Shuiyu-Hefangkou qui borde le dôme métamorphique de Yunmengshan a été estimé entre 126 et 116 Ma à partir d'un âge de refroidissement $^{40}Ar/^{39}Ar$ d'un feldspath potassique (Davis et al., 1996). Le dôme métamorphique de la partie méridionale de la péninsule de Liaodong présente des mylonites, des orthogneiss, des gneiss migmatitiques, ainsi que des granitoïdes, dont les amphiboles, les biotites et les muscovites ont donné des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ plus dispersés entre 153 et 110 Ma (Yin et Nie, 1996 ; Yang et al., 2007 ; Lin et al., 2007 ; 2008a). Toutefois, Lin et al. (2007) ont proposé que le refroidissement et l'exhumation de ce dôme métamorphique puisse avoir eu lieu entre 130 et 122 Ma. Ceci apparaît cohérent avec la mise en place d'un certain nombre d'intrusions décrites comme syn-cinematiques entre 130 et 120 Ma (Liu et al., 2005). Enfin, le dôme métamorphique de Linglong localisé dans la péninsule de Jiaodong aurait été exhumé du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Charles et al., 2010). Cette large gamme de temps repose sur des âges U-Pb vers 160-150 Ma obtenus à partir de zircons issus de roches au métamorphisme de haute température, prélevées dans le dôme (Miao et al., 1998 ; Wang et al., 1998 ; Luo et al., 1999) et par la mise en place vers 130-126 Ma d'une intrusion syn-cinématique qui recoupe le dôme (Guan et al., 1998 ; Wang et al., 1998).

Bien que dans la région transbaïkale et au nord de la Mongolie les âges de formation des dômes métamorphiques extensifs restent encore peu documentés, quelques études suggèrent des exhumations contemporaines de celle des dômes métamorphiques du nord de la Chine de l'Est. Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus à partir d'une hornblende et d'une biotite, provenant du dôme métamorphique de Buteel, indiquent une exhumation entre 134 et 121 Ma (Mazukabzov et al., 2006 ; Donskaya et al., 2008). Sur la base d'un âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenu sur une amphibole, le dôme métamorphique voisin de Zagan aurait été exhumé vers 127 Ma (Sklyarov et al., 1997).

Avant ce travail, il n'existait à notre connaissance aucune étude qui ait identifié des dômes métamorphiques extensifs en Mongolie orientale (à l'exception de ceux de Buteel-Burgutoy et de Yagan-Onch Hayrhan, respectivement localisés aux frontières Russo-mongole et Mongolie-Chine). Il existait donc un écart conséquent en termes de distance (environ 900 km en nord-sud) entre les dômes documentés dans la région transbaïkale et ceux qui sont répertoriés au nord-est de la Chine. Il convient tout de même de signaler que Cunningham et al. (2009) ont récemment proposé la présence d'une zone de cisaillement normal de faible pendage à la bordure nord-ouest du massif d'Altan Uul, localisé dans la région du Gobi Altaï. Sur la base du registre palynologique des sédiments reposant en discordance sur cette zone de cisaillement, ils ont daté sa formation à l'Aptien (ca. 120-112 Ma). Toutefois, il n'existe aucun argument métamorphique permettant de considérer cette partie du massif d'Altan Uul comme un dôme métamorphique extensif.

2.2. Le magmatisme associé à l'extension

2.2.1. Le volcanisme

D'importants volumes de roches volcaniques éruptives sont connus dès le Jurassique supérieur au nord de l'Asie orientale. Au nord-est de la Chine des ensembles de séquences volcaniques atteignent plusieurs kilomètres d'épaisseur (Xie, 2000 ; Fan et al., 2003 ; Wang et al., 2006). En outre, des épanchements volcaniques couvriraient des surfaces pouvant atteindre 100 000 km^2 (Wu et al., 2005). En Mongolie, le volcanisme jurassique supérieur-crétacé inférieur représenterait une surface d'environ 117 000 km^2 (Yarmolyuk et Kovalenko, 2001).

Ce volcanisme est principalement confiné dans les bassins précédemment décrits (e.g. Graham et al., 2001). Il apparaît même prédominant à la base de certains bassins extensifs du

nord de la Chine (Meng, 2003). Des roches volcaniques sont aussi largement répandues dans la partie orientale de la Mongolie, au sud de la ceinture Mongol-Okhotsk (Yarmolyuk et Kovalenko 2001). Dans la région transbaïkale et au nord de la Mongolie orientale, des épanchements volcaniques sont aussi associés à la formation de complexes volcaniques localisés sur des rides (horsts), séparant les bassins. La caldéra de Streltsovka en Transbaïkalie orientale (e.g. Chabiron et al., 2001 ; 2003), celle de la région de Dornod au nord de la Mongolie orientale (e.g. Dahlkamp, 2009), ou encore le complexe volcanique de Khambin dans la partie occidentale de la région transbaïkale (Andryushchenko et al., 2010), en sont des exemples.

En termes de lithologies, ce volcanisme est composé de roches variées basiques, intermédiaires et acides, sous saturées ou non en silice (Yarmolyuk et Kovalenko, 2001 ; Fan et al., 2003 ; Jahn et al., 2009). Toutefois, au début du Crétacé inférieur, le volcanisme est principalement dominé par la mise en place de basaltes subalcalins. Par la suite, il serait plutôt constitué par des successions de coulées acides (Yarmolyuk et Kovalenko, 2001). Des études géochimiques ont montré que ce volcanisme est caractérisé par de faibles rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et une valeur du $\varepsilon_{Nd}(t)$ élevé. Cette caractéristique suggère des sources dérivées d'un manteau soit faiblement appauvri (implicitement asthénosphérique) ou bien appauvri et sujet à de la contamination crustale (e.g. Fan et al., 2003 ; Zhang et al., 2007 ; Gao et al., 2008). La présence de petits xénolithes de lherzolithes à spinelle dans des coulées de basalte d'âge crétacé inférieur en Mongolie, confirme une origine mantellique (Yarmolyuk et Kovalenko, 2001).

En termes d'âges, ce volcanisme semble débuter de façon intense au Jurassique supérieur (ca. 170 -155 Ma) en Mongolie orientale et en Transbaïkalie (e.g. Takahashi, 1983 ; Yarmolyuk et al., 1998 ; Graham et al., 2001 ; Yarmolyuk et Kovalenko, 2001 ; Kovalenko et al., 2004 ; Andryushchenko et al., 2010). Au nord de la Chine, cette activité volcanique débuterait dans la même gamme d'âges, vers 163-155 Ma (Chen et Chen, 1997 ;Lin et al., 1998 ; Fan et al., 2003 ; Wang et al., 2006). Dans la partie orientale de la région transbaïkale, la caldéra de Streltsovska est en partie composée par des coulées rhyolitiques datées en K-Ar à 142 ± 7 Ma (Chernyshev et Golubev, 1996). Cette activité volcanique se poursuit au Crétacé inférieur (ca. 113 Ma, Wang et al., 2006). Par ailleurs, Wang et al. (2006), à partir d'une compilation d'âges, suggèrent que cette activité volcanique en Asie orientale migre vers le Sud-ouest, de la Mongolie orientale (160-140 Ma) jusqu'au Japon (80 Ma). Ils suggèrent aussi que cette activité ait atteint un pic entre 130 et 120 Ma, au nord de la Chine de l'Est.

2.3.2. Le plutonisme

Au volcanisme précédemment décrit est associé un plutonisme tout aussi important. En effet, des intrusions magmatiques sont documentées en Transbaïkalie et au nord de la Mongolie dès le Jurassique supérieur (ca. 172-150 Ma, e.g., Yarmolyuk et Kovalenko, 2001 ; Tomurtogoo et al., 2005 ; Donskaya et al., 2008 ; Jahn et al., 2009).

Toutefois, ce plutonisme serait plus intense au Crétacé supérieur (Meng, 2003). Au nord-est de la Chine, le long de la chaîne du Grand Khingan, des granitoïdes se sont mis en place entre 134 Ma et 117 Ma (Jahn et al., 2001). Dans la péninsule de Liaodong, la mise en place des roches plutoniques s'effectue principalement entre 133 et 110 Ma (Guo et al., 2004 ; Wu et al., 2005), et entre 131 et 110 Ma le long de la chaîne de Yanshan (Yang et al., 2008). Un complexe intrusif localisé dans la province de Shanxi à l'Est de Pékin a récemment été daté en U-Pb sur zircons aux alentours de 127 Ma (Ying et al., 2007). Des intrusions granitiques d'âges comparables (ca. 130-126 Ma) ont été documentées plus au sud dans la péninsule de Jiadong (e.g. Guan et al., 1998 ; Wang et al., 1998 ; Li et al., 2006). À partir d'une compilation d'âges U-Pb sur zircons, Wu et al., (2005a) suggèrent que ce plutonisme aurait atteint un pic d'activité dans la partie nord de la Chine orientale entre 130 Ma et 120 Ma. Il apparaît comparable avec celui proposé pour l'activité volcanique (Wang et al., 2006). Au centre de la Mongolie orientale, Jahn et al. (2004) ont rapporté la présence de batholites et de filons granitiques, dont la mise en place aurait eu lieu peu avant 120 Ma (isochrone Rb-Sr sur roche totale). Dans la région transbaïkale, un certain nombre d'études mentionne aussi la présence d'intrusions granitiques d'âge crétacé inférieur (jusqu'à ca. 120 Ma, e.g. Litvinovsky et al., 2002b ; 2005 ; Badanina et al., 2006 ; Jahn et al., 2009 ; Zagorsky et Peretyazhko, 2010).

Ce plutonisme est principalement composé par des granites de type A (anorogénique) et de type I (source ignée basique à intermédiaire), peralcalins et à feldspaths alcalins (e.g. Wu et al., 2002 ; 2004 ; Jahn et al., 2009). Des études géochimiques focalisées sur l'origine de ce plutonisme s'accordent sur des sources partiellement dérivées d'un manteau enrichi en éléments incompatibles (Litivnosky et al. 2002b ; Jahn et al., 2009).

3. Particularités de la lithosphère d'Asie orientale

3.1. Épaisseurs de la croûte et de la lithosphère

Des études géophysiques se sont focalisées sur l'épaisseur de la croûte et de la lithosphère de la partie orientale du continent eurasiatique, de la plateforme sibérienne au Sud de la Chine. Il s'agit principalement d'études gravimétriques (Ma, 1989 ; Zorin et al., 1990 ; Petit et al., 1997 ; 2002 ; Chen et al., 2002), et sismiques (Chen et al., 1991 ; Li et Mooney, 1998 ; Suvorov et al., 1999 ; Li et al., 2006b).

En Mongolie et en Transbaïkalie, la croûte aurait en moyenne une épaisseur de l'ordre de 45 km, à l'exception de la région du lac Baïkal où son épaisseur chute abruptement jusqu'à 35 km, ainsi que de celle du dôme de Hangai où elle pourrait atteindre plus de 55 km (Fig. 2.9) (Zorin et al., 1990 ; Chen et al., 2002 ; Petit et al., 2002 ; Polyansky, 2002). Cette croûte est alors 10 à 15 km plus épaisse que la moyenne globale. Plus au nord, à l'aplomb de la partie méridionale de la plateforme sibérienne, la croûte présente une épaisseur de l'ordre de 37 km (Chen et al., 2002). L'épaisseur de cette croûte tend toutefois à s'accroître vers le Nord, en direction du centre du craton sibérien, pour atteindre environ 44-47 km (Petit et al., 1997 ; Chen et al., 2002). Ainsi la croûte de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale apparaît globalement plus épaisse que celle de la plateforme sibérienne.

À l'échelle de la Chine, la carte des anomalies de Bouguer (Ma, 1989), montre que la partie orientale de la Chine est constituée par deux domaines séparés par une zone de transition orienté NNE sur près de 3500 km. Cet alignement gravimétrique est appelé couramment dans la littérature « linéament gravimétrique nord-sud » (en anglais « north-south gravity lineament », e.g. Menzies et al., 2007 ; Kusky et al., 2007 ; Chen, 2010). Il sépare une région occidentale marquée par des anomalies de l'ordre -100 mGal, d'une région orientale aux anomalies de l'ordre de -40 mGal. Ces deux régions sont par ailleurs très distinctes en termes de topographie, de tectonique et de sismique (Ma, 1989 ; Griffin et al., 1998 ; Menzies et Xu, 1998 ;Niu, 2005 ; Menzies et al., 2007 ; Xu, 2007 ; Chen, 2010). Dans la partie orientale, qui inclue notamment les régions du bassin de Songliao, la plaine de Huabei, la mer de Bohai et le sud de la Chine orientale, l'altitude est faible et souvent inférieure à 200 m. À l'aplomb de ce domaine, des études sismiques montrent que l'épaisseur de la croûte est en moyenne de l'ordre de 35 km (e.g. Li et Mooney, 1998 ; Li et al., 2006b) (Fig. 2.10). En revanche, la croûte du domaine occidental est beaucoup plus épaisse (ca. 40-45 km). Par ailleurs, ce linéament gravimétrique nord-sud coïncide avec une chute brutale de l'épaisseur

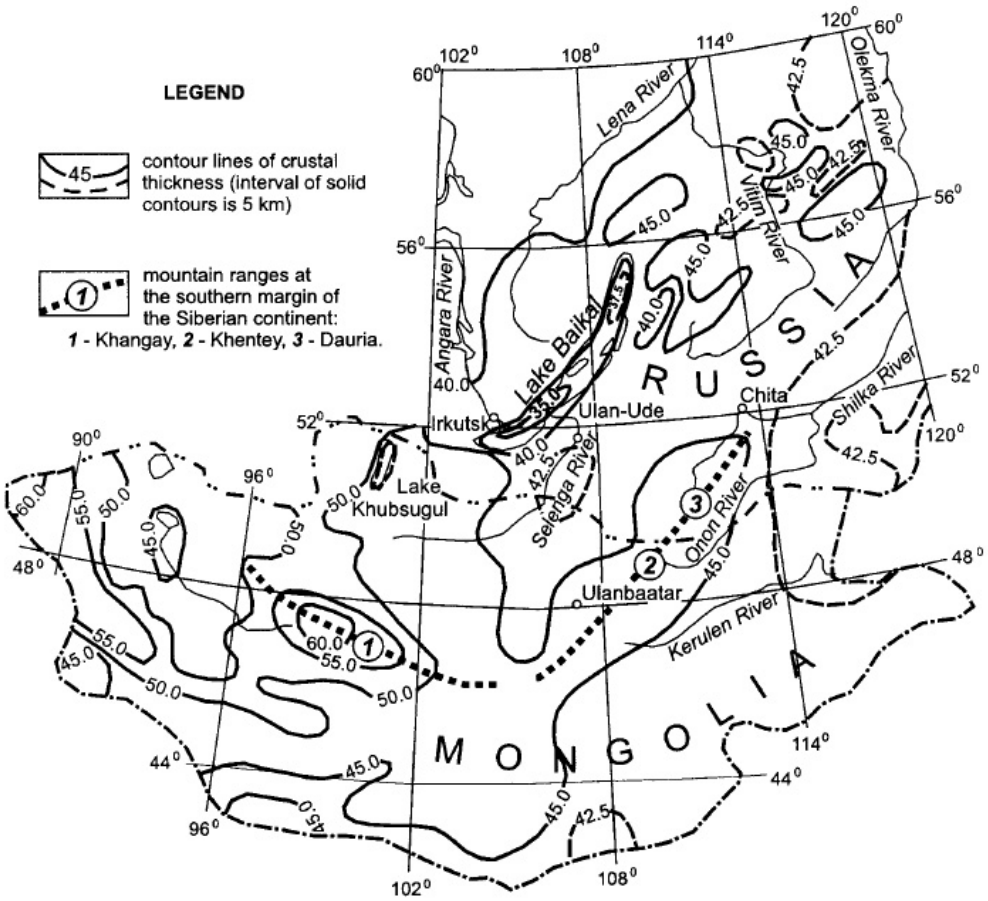


Fig. 2.9 : *Carte de l'épaisseur crustale à l'aplomb de la Mongolie et de la Transbakaïle obtenue à partir de l'analyse de données gravimétriques (figure de Zorin, 1999, modifiée à partir de Zorin et al., 1990).*

de la lithosphère vers l'Est, mise en évidence par un certain nombre d'études tomographiques (e.g. Chen et al., 1991, 2008, 2009b ; Chen, 2009). Sous le craton de Chine du Nord, l'épaisseur de la lithosphère décroît depuis ca. 140-160 km sous la région de la chaîne de Yanshan au nord-est de Pékin, pour atteindre 60 km sous la baie de Bohai.

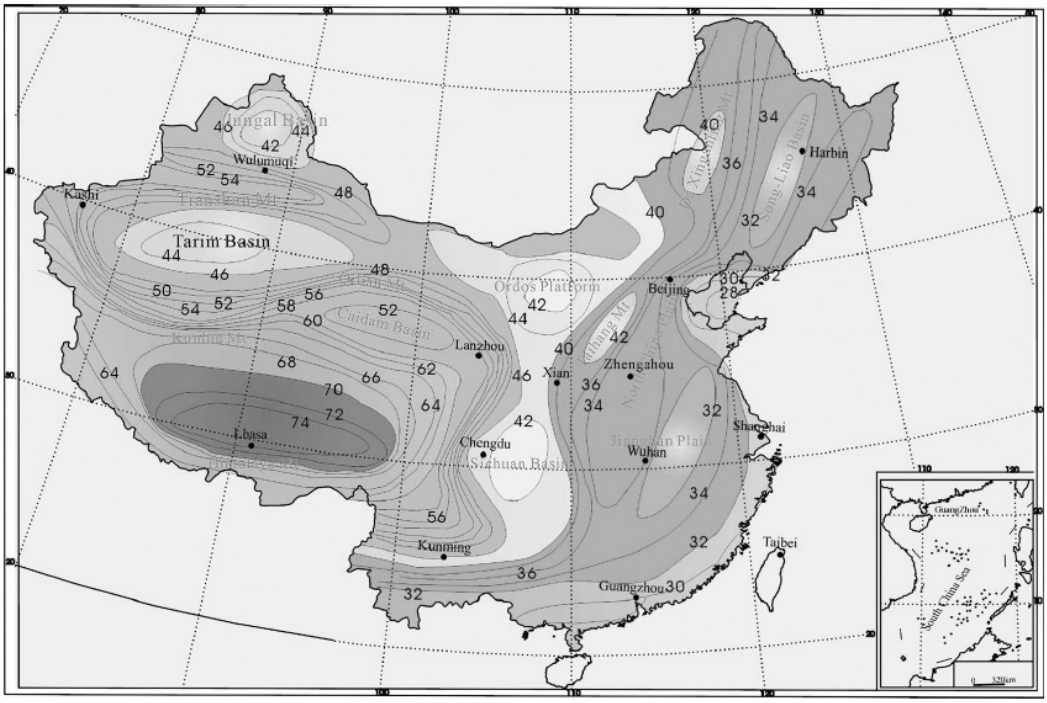


Fig. 2.10 : *Carte de l'épaisseur de la croûte à l'aplomb de la Chine obtenue à partir de données sismiques d'après Li et al. (2006b).*

3.2. Flux de chaleur

Sur la base de données de puits réparties sur une région s'étendant de la Transbaïkalie à la Chine, Dorofeeva et Lysak (2010) ont récemment publié une carte du flux de chaleur à l'échelle de l'Asie orientale (Fig. 2.11). Cette carte permet d'observer les régions qui possèdent actuellement une activité thermique significative ou non.

La partie méridionale de la plateforme sibérienne aurait un flux de chaleur moyen de 40 mW.m^{-2}. Au sud, la région transbaïkale montre des variations du flux de chaleur comprises entre 28 et 95 mW.m^{-2}. Dans ce secteur, ce flux est en moyenne estimé à 52 ± 11 mW.m^{-2}. Au niveau de la zone de rift du lac Baïkal, le flux de chaleur est toutefois très élevé et en moyenne estimé à 71 ± 21 mW.m^{-2}. Il dépasse localement les 200 mW.m^{-2} (Duchkov et al., 1999).

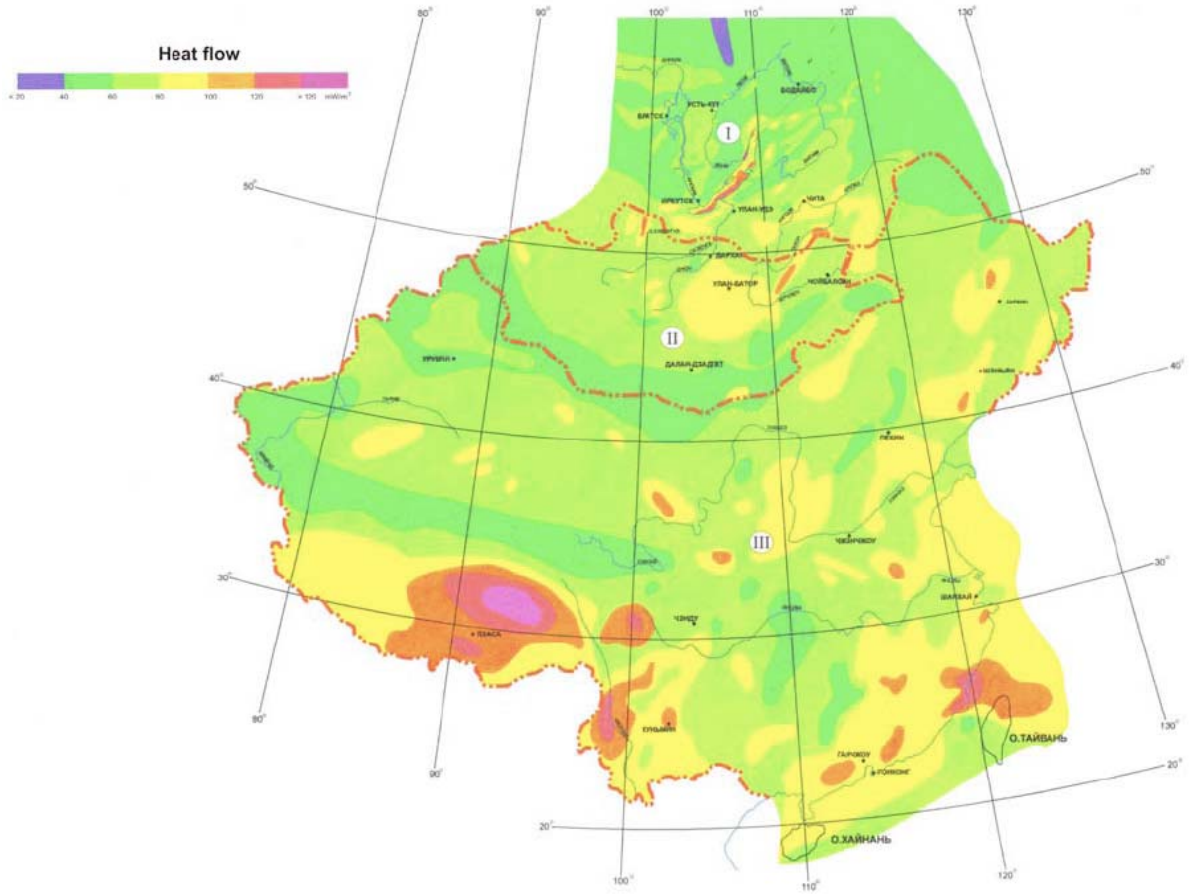


Fig. 2.11 : *Carte du flux de chaleur à l'échelle de l'Asie orientale, d'après Dorofeeva et Lysak, (2010). (I) région transbaïkale, (II) Mongolie, (III) Chine.*

En Mongolie orientale, la distribution du flux de chaleur montre la présence de régions à forte activité thermique. C'est le cas par exemple du bassin de l'Onon qui juxtapose à l'Ouest la chaîne d'Ereendavaa. Le long de ce bassin un flux de chaleur moyen a été estimé à 91 ± 7 mW.m^{-2}. À l'échelle de la Mongolie le flux de chaleur apparaît légèrement élevé à 62 ± 10 mW.m^{-2}.

Plus au sud, la Chine orientale montre un flux de chaleur moyen à 61 ± 2 mW.m^{-2}, comparable à celui qui est estimé en Mongolie.

4. Les moteurs de l'extension Mésozoïque

L'Asie orientale apparaît donc comme l'une des plus vastes régions de la surface du globe terrestre qui ait été soumise à un événement tectonique extensif. Depuis la fin des années 1980, plusieurs types de modèles ont été proposés pour rentre compte d'un tel événement. La plupart de ces modèles ont été construits sur la base d'interactions plus ou moins complexes entre différents mécanismes pouvant se produire à l'échelle de la lithosphère et qui ont été précédemment évoqués afin de rendre compte de dynamiques extensives ayant affectées d'autres régions du globe. Ces modèles impliquent la subduction de la lithosphère océanique du domaine paléo-Pacifique sous la marge orientale du continent eurasiatique (e.g. Watson et al., 1987 ; Traynor et sladen, 1995 ; Ratschbacher et al., 2000 ; Ren et al., 2002 ; Wu et al., 2005a, b), l'effondrement gravitaire d'une croûte surépaissie antérieurement dans un orogène (e.g. Webb et al., 1999 ; Zorin, 1999 ; Davis et al., 2002 ; Meng, 2003 ; Donskaya et al., 2008), la convergence entre le bloc de Lhassa et la marge méridionale du continent eurasiatique (e.g. Vincent et al., 1999), la délamination d'une partie de la lithosphère en Chine orientale (e.g. Qian et al., 2003 ; Lin et Wang, 2006), ou encore l'influence d'un panache mantellique (e.g. Okada, 1999, 2000). Ces différents modèles sont détaillés dans les parties qui suivent.

4.1. La subduction de la paléo-plaque pacifique

Les zones de convergence entre plaques lithosphériques représentent un intérêt particulier puisqu'elles sont reconnues comme étant l'un des moteurs principaux de la tectonique des plaques, via les processus de subduction et de collision consécutifs (Orowan, 1965 ; Elsasser, 1969 ; 1971 ; Forsyth et Uyeda, 1975 ; Uyeda et Kanamori, 1979). Les zones de subduction sous-continentales sont traditionnellement subdivisées en deux types selon leurs dynamiques par rapport aux régions avoisinantes (e.g. Forsyth et Uyeda, 1975). Dans l'un de ces deux types, une plaque océanique âgée et particulièrement dense plonge sous son propre poids à fort angle. C'est la subduction de type Mariannes. Dans ce contexte, la fosse de subduction peut migrer vers l'océan. Ce retrait (« roll-back » en anglais) de la fosse contribue à donner une forme convexe vers le domaine océanique à l'arc magmatique formé à l'aplomb de la subduction. En outre, cette dynamique de recul de la fosse de subduction induit une extension importante de la plaque supérieure, aboutissant à l'ouverture de bassins dit d'arrière-arc. C'est l'origine de la plupart des bassins de la région méditerranéenne (e.g.

Horvath et al., 1981 ; Royden, 1993a, b ; Faccena et al., 1997 ; 2001 ; Gautier et al., 1999 ; Jolivet et Faccena, 2000).

En Asie orientale, l'extension arrière arc est le premier mécanisme à avoir été évoqué pour expliquer l'extension du Mésozoïque supérieur (Watson et al., 1987 ; Traynor et Sladen, 1995 ; Ratschbacher et al., 2000 ; Ren et al., 2002 ; Yang et al., 2007). Dans ces modèles, l'extension serait alors liée à la dynamique de subduction de la paléo-plaque océanique en subduction sous la marge continentale eurasiatique (Fig. 2.12). Au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, il s'agissait de la plaque Izanagi, entièrement subduite dès le début du Crétacé supérieur (e.g. Maruyama et Seno, 1986 ; Maruyama et al., 1997). Il est à noter que la plupart de ces modèles ne font pas intervenir seulement le retrait de la fosse de subduction, mais font intervenir d'autres mécanismes lithosphériques (e.g. Ren et al., 2002 ; Wu et al., 2005a,b ; Zhao et al., 2007 ; Huang et Zhao, 2009). Par exemple, Ren et al., (2002) (Fig. 2.12) proposent que l'extension qui affecte la marge orientale du continent asiatique soit liée d'une part à l'interaction entre les différentes plaques océaniques subduites successivement et la plaque continentale eurasiatique, et d'autre part à un processus d'érosion thermique à la base de la lithosphère. Ren et al. (2002) suggèrent de plus que cette interaction aurait généré un écoulement du manteau vers l'Est et le Sud-est, entraînant l'extension de la lithosphère de la partie nord de l'Asie orientale du Mésozoïque supérieure au Tertiaire. Par ailleurs, Zhang et al. (2010) suggèrent que l'activité volcanique le long de la marge continentale est asiatique au Mésozoïque supérieur (180-80 Ma) a progressivement migré vers l'Est, en direction du domaine pacifique. Ces auteurs interprètent ce phénomène comme étant lié au retrait de la fosse de subduction.

Cependant, un certain nombre d'études refusent de considérer ce mécanisme comme le moteur de l'extension, car il ne pourrait expliquer à lui seul la présence de marqueurs extensifs dans des régions aussi éloignées de la zone de subduction que la Transbaïkalie (actuellement à environ 2000 km de la zone de subduction, voir discussion de Meng, 2003, Lin et Wang, 2006 ; Donskaya et 2008).

Toutefois, la cinématique du domaine Pacifique à la fin du Mésozoïque doit jouer un rôle important dans l'évolution de la marge orientale du continent eurasiatique. L'évolution des vecteurs vitesse des plaques du domaine Pacifique au Mésozoïque (Maruyama et Seno, 1986), calculés à partir des quantités de rotation finie entre différentes plaques tectoniques (Engebretson et al., 1985), montre que la plaque d'Izanagi est affectée par un changement cinématique majeur vers la limite Jurassique-Crétacé. En effet, alors que la direction de convergence entre les plaques Izanagi et eurasiatique était quasiment orthogonale à la marge

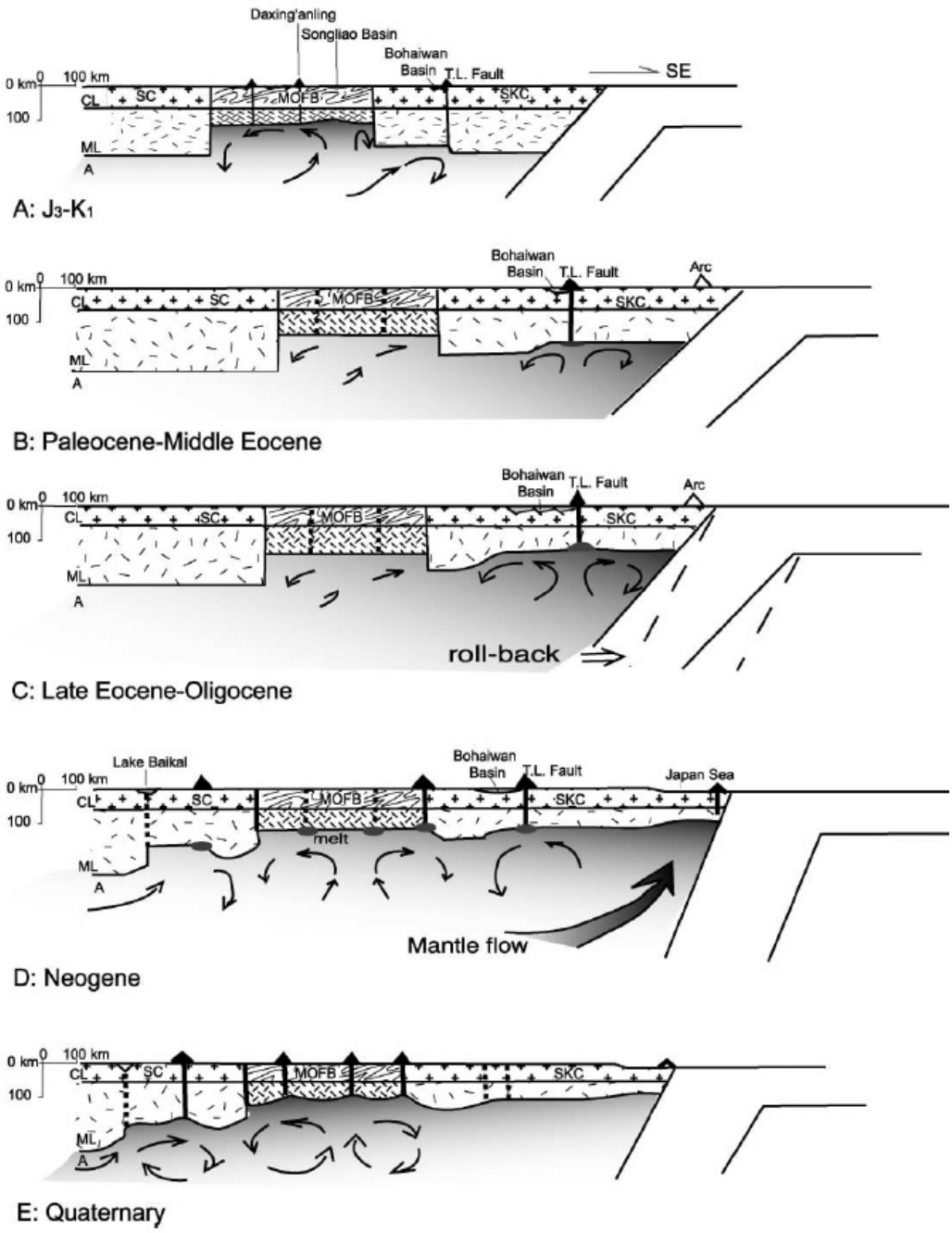


Fig. 2.12 : *Modèle impliquant de l'extension arrière-arc en Asie orientale (d'après Ren et al., 2002). Ce modèle fait aussi intervenir du panache mantellique et de l'érosion thermique de la lithosphère. A Asthénosphère, CL croûte, ML Manteau Lithosphérique, MOFB Ceinture Orogénique d'Asie Centrale, SC Craton Sibérien, SKC Craton nord chinois (Sino-Koréen).*

active, vers 145-135 Ma elle devient fortement oblique (e.g. Maruyama et Seno, 1986 ; Maruyama et al., 1997). La conséquence directe est que la marge orientale du continent eurasiatique montre une forte composante décrochante du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. En effet, durant ce laps de temps (de ca. 155 à ca 110 Ma), un certain nombre de failles et de zones de cisaillement régionales, d'orientation Nord-Sud à NNE-SSW, jouent en décrochement senestre (e.g. la faille de Tan-Lu en Chine orientale, faille de Shkotovsky dans la région du kraï de Primorie en Russie orientale, ou encore la zone de cisaillement d'Honam en Corée du Sud ; Zhu et al., 2005 ; Cheong et al., 2006 ; Golozubov et al., 2007 ; Mercier et al., 2007 ; Kim et al., 2009). Ce changement cinématique majeur de la plaque Izanagi pose un certain nombre de questions sur l'effet qu'il pourrait avoir sur la vitesse de convergence orthogonale entre les plaques, ainsi que sur l'angle du slab subduit.

4.2. Effondrement gravitaire d'une croûte épaissie

Les chaînes de montagnes qui se forment durant la convergence entre des blocs crustaux sont des lieux privilégiés pour l'épaississement de la croûte. Cependant, depuis les années 1980, de nombreuses études ont documenté la présence de déformations extensives, à l'aplomb de régions en convergence active (e.g. Dalmayrac et Molnar, 1981 ; Molnar et Chen, 1983 ; Burg et al., 1984 ; Burchfield et Royden, 1985 ; Dewey, 1988 ; parmi de nombreux auteurs). England (1982) et Molnar et Chen (1982 ; 1983) ont proposé que la tectonique extensive pourrait en réalité affecter la croûte entière. Ce concept, appelé effondrement gravitaire, implique que l'énergie emmagasinée lors de l'épaississement d'une croûte durant un régime tectonique de convergence peut être relâchée (par exemple en raison d'un changement des conditions aux limites du système, e.g. England et Houseman, 1988 ; 1989), déclenchant ainsi l'extension et l'amincissement de la croûte (e.g. Dewey, 1988). En parallèle, les travaux concernant les dômes métamorphiques extensifs de la cordillère nord américaine ont permis d'importantes avancées sur la compréhension des mécanismes qui accommodent une telle extension crustale. Depuis lors le concept d'effondrement gravitaire a été maintes fois appliqué pour expliquer la tectonique extensive observée dans des systèmes orogéniques récents ou plus anciens (e.g. Coney and Harms, 1984 ; McClay et al., 1986 ; Norton, 1986 ; Ménard et Molnar, 1988 ; Platt et Vissers, 1989 ; Ratschbacher et al., 1989). L'Asie orientale ne déroge pas à cette règle.

De nombreuses études ont impliqué l'effondrement gravitaire de l'orogène Mongol-Okhotsk (Fig. 2.13) (Webb et al., 1999 ; Zorin 1999 ; Graham et al., 2001; Davis et al., 2002 ;

Meng, 2003 ; Darby et al., 2004 ; Mazukabzov et al., 2006 ; Donskaya et al., 2008). La fermeture de l'océan Mongol-Okhotsk, dont la suture (Fig. 2.4) serait la trace de orogène qui suit, implique de la convergence Nord-Sud entre le bloc sibérien au nord et le bloc Mongolie au sud et donc un possible épaississement de la croûte à la limite Jurassique - Crétacé (Cogné et al., 2005).

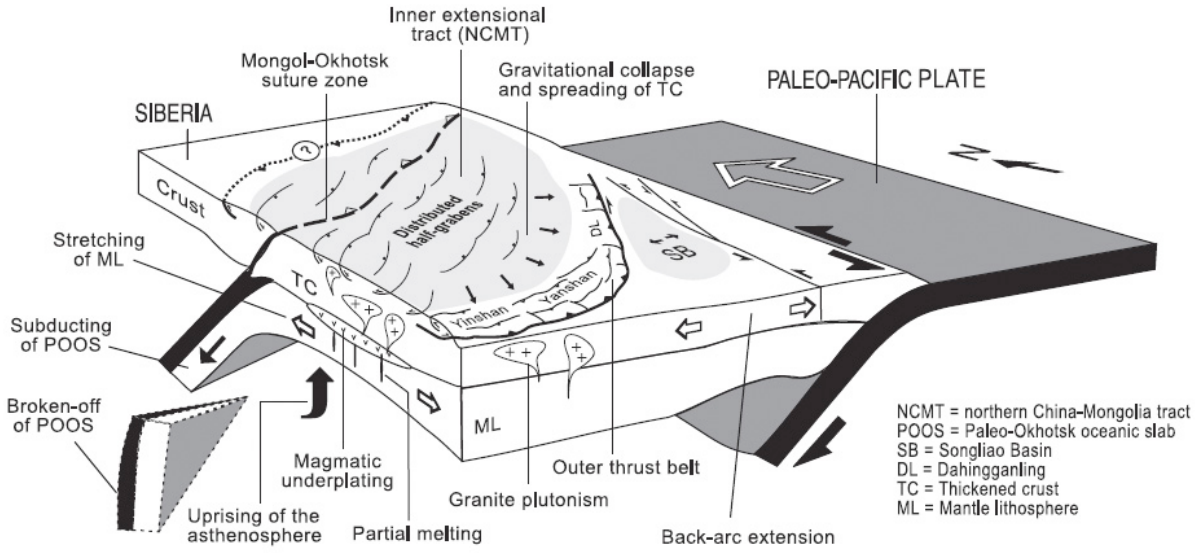


Fig. 2.13 : *Bloc diagramme 3d à l'échelle de l'Asie orientale illustrant un modèle d'effondrement gravitaire de l'orogène Mongol-Okhotsk (d'après Meng, 2003).*

Toutefois, plusieurs points ne favorisent pas une extension liée à l'effondrement gravitaire de cet orogène. D'une part, l'histoire de l'orogène reste encore mal connue. Comme précédemment évoqué, il n'existe à ce jour aucune évidence structurale impliquant la présence d'un relief même modeste, qui pourrait suggérer de l'épaississement crustal, dès la fin du Jurassique. De plus, il n'existe à notre connaissance aucune étude pétrologique décrivant la présence de roches au métamorphisme de haute pression le long de la zone de suture. D'autre part, comment concilier d'un point de vue temporelle la convergence entre les blocs de Sibérie et de Mongolie, et la tectonique extensive qui affecte les régions situées de part et d'autre de la zone de suture au Jurassique supérieur – Crétacé inférieur. De plus, la tectonique extensive a affecté une zone qui paraît bien plus large que celle à laquelle nous pourrions nous attendre pour une zone d'épaississement crustale qui se localiserait aux voisinages de la zone de suture. En effet, les marqueurs de l'extension (i.e. bassins de rift et dômes métamorphiques extensifs) sont reconnus au moins jusqu'à la côte de la Mer Jaune. En

outre, la distribution de ces marqueurs paraît homogène à l'échelle de l'Asie orientale. Si cet événement extensif était la conséquence de l'effondrement gravitaire de l'orogène Mongol-Okhotsk, il ne devrait probablement pas présenter un caractère aussi distribué (cf. Fig. 2.6).

4.3. Rôle de la convergence entre le bloc de Lhassa et l'Eurasie

Le plateau tibétain est le résultat de l'amalgamation successive de différents blocs crustaux contre la marge méridionale du continent eurasiatique (e.g. Dewey et al., 1988 ; Yin et Harrison, 2000 ; Kapp et al., 2007 ; Zhu et al., 2009). Le bloc de Lhassa est le plus méridional d'entre eux. Il est séparé du bloc de Qiangtang au nord par la zone de Bangon-Nujian qui a été considéré comme une zone de suture résultant de la fermeture de l'Océan Méso-Téthys au Jurassique moyen - Crétacé inférieur (Girardeau et al., 1984 ; Dewey et al., 1988 ; Tapponier et al., 2001). Cette zone de suture reste toutefois controversée (e.g. Haines et al., 2003 ; Tilmann et Ni, 2003 ; Ross et al., 2004, Kumar et al., 2006).

Ainsi, pour expliquer la formation de bassins en pull-apart d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur au Nord de la Chine occidentale (région du Corridor d'Heixi et région de l'Alashan), Vincent et Allen (1999) ont évoqué la convergence entre le bloc de Lhassa au Sud et l'Eurasie au Nord (Fig. 2.14). Selon ce modèle, l'ouverture des bassins dans ce secteur serait reliée aux mouvements décrochants senestres et dextres, respectivement le long des failles paléo-Altyn Tagh et paléo-Haiyuan.

4.4. Délamination et érosion thermique du manteau lithosphérique

La délamination lithosphérique est souvent évoquée pour tenter d'expliquer l'amincissement. Initialement, ce mécanisme de délamination implique qu'un manteau lithosphérique épaissi puisse se séparer de la croûte sus-jacente, en contexte de collision continentale (Bird, 1978). Ce mécanisme est évoqué quand le manteau lithosphérique épaissi de la racine orogénique devient plus dense que l'asthénosphère qui l'entoure du fait d'un processus d'éclogitisation. Ce manteau lithosphérique anormalement dense se sépare alors de la croûte et coule dans l'asthénosphère moins dense (e.g. Houseman et al., 1981 ; Kay and Kay, 1993). Alors que dans le modèle de Bird (1978), l'espace entre le manteau lithosphérique se détachant et la croûte sus-jacente est comblé par une remontée de l'asthénosphère, des cas pourraient exister où la lithosphère perdue est remplacée par celle de la plaque chevauchante (e.g. Schmid et al., 1996). En surface, les effets d'un tel mécanisme lithosphérique sont une remontée rapide de la lithosphère qui engendre un relief important et

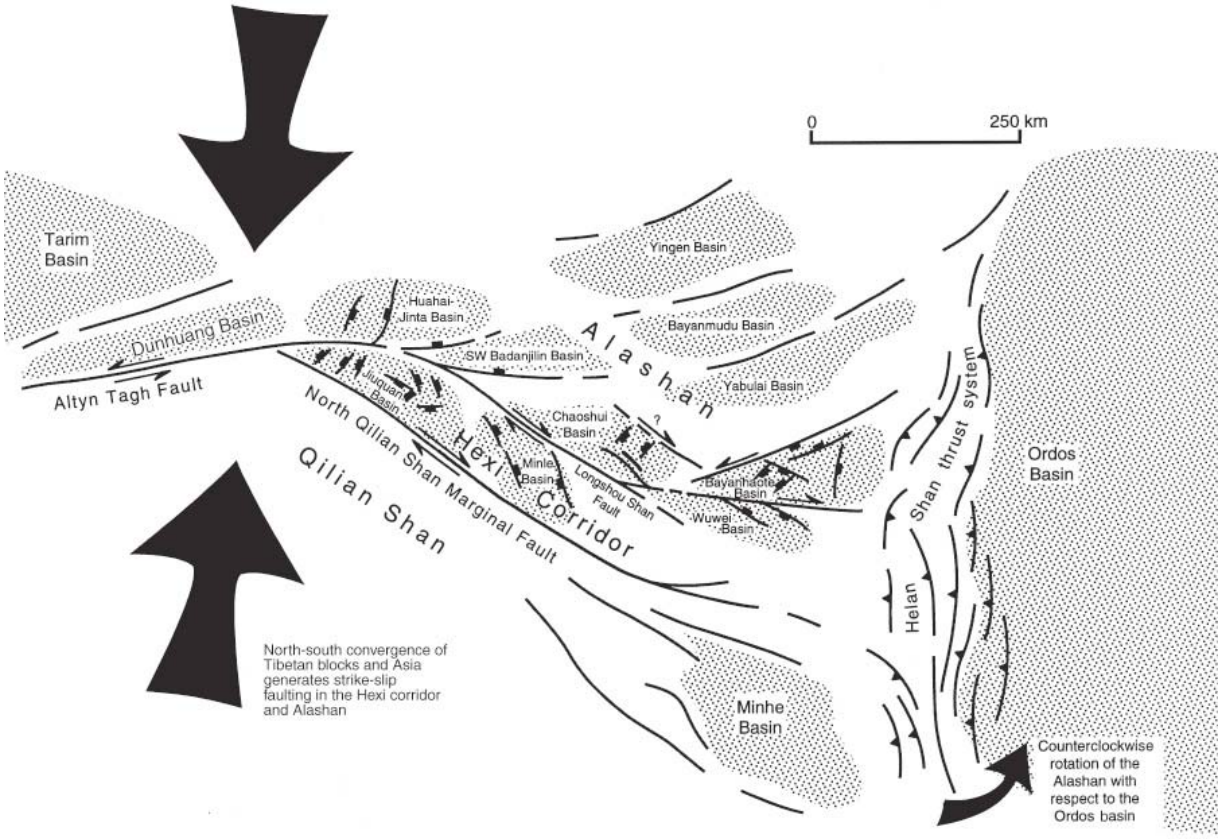


Fig. 2.14 : *Carte schématique structurale de la région du corridor de Heixi et des régions adjacentes (figure de Vincent et Allen, 1999). La formation des bassins en pull-apart est interprétée comme la conséquence de la convergence nord-sud entre les blocs tibétains (en particulier le bloc de Lhassa) et le continent eurasiatique.*

de grande longueur d'onde (i.e. le plateau du Tibet à 5000 m d'altitude en moyenne), ainsi qu'une période d'activité magmatique intense (e.g. Manley et al. 2000 ; Farmer et al., 2002).

Sur la base de données géochimiques, Qian et al. (2003) ont conclu que les granitoïdes mésozoïques riche en Ba et Sr, présents à la fois dans le socle du craton nord chinois et le long de la zone de suture du Dabie-Sulu, (zone de suture triasique qui s'étend le long de la bordure sud du craton nord chinois et dans la péninsule de Jiaodong), ont des caractéristiques en éléments incompatibles cohérentes avec les roches basiques associées. Pour rendre compte de cette observation, Qian et al. (2003) proposent une fusion étendue du manteau lithosphérique à l'aplomb des régions concernées. Ceci suggère que le mécanisme qui a généré ces magmas n'est pas seulement connecté à la subduction continentale triassique du Dabie-Sulu, mais doit être aussi rattaché à un processus lithosphérique de plus grande

ampleur. Qian et al. (2003) évoquent alors la délamination d'un manteau lithosphérique ancient sous la partie orientale du nord de la Chine au Mésozoïque supérieur. Ce mécanisme de délamination lithosphérique a par la suite été proposé comme étant responsable de l'amincissement de la lithosphère en Chine de l'Est (Lin et Wang, 2006 ; Lin et al., 2008a ; 2008b ; 2011), mis en évidence par les études tomographiques et gravimétriques (voir paragraphe partie 3.1. de ce chapitre).

Cependant, même si le modèle de délamination proposé par Lin et Wang (2006) pourrait expliquer l'extension en Chine de l'Est à proximité de la zone de subduction pacifique, il ne peut pas rendre compte de la présence de structures extensives en Mongolie orientale et en Transbaïkalie. En outre, un tel mécanisme ne peut en aucun cas créer l'espace nécessaire à l'extension de la partie nord de l'Asie orientale au Mésozoïque supérieur.

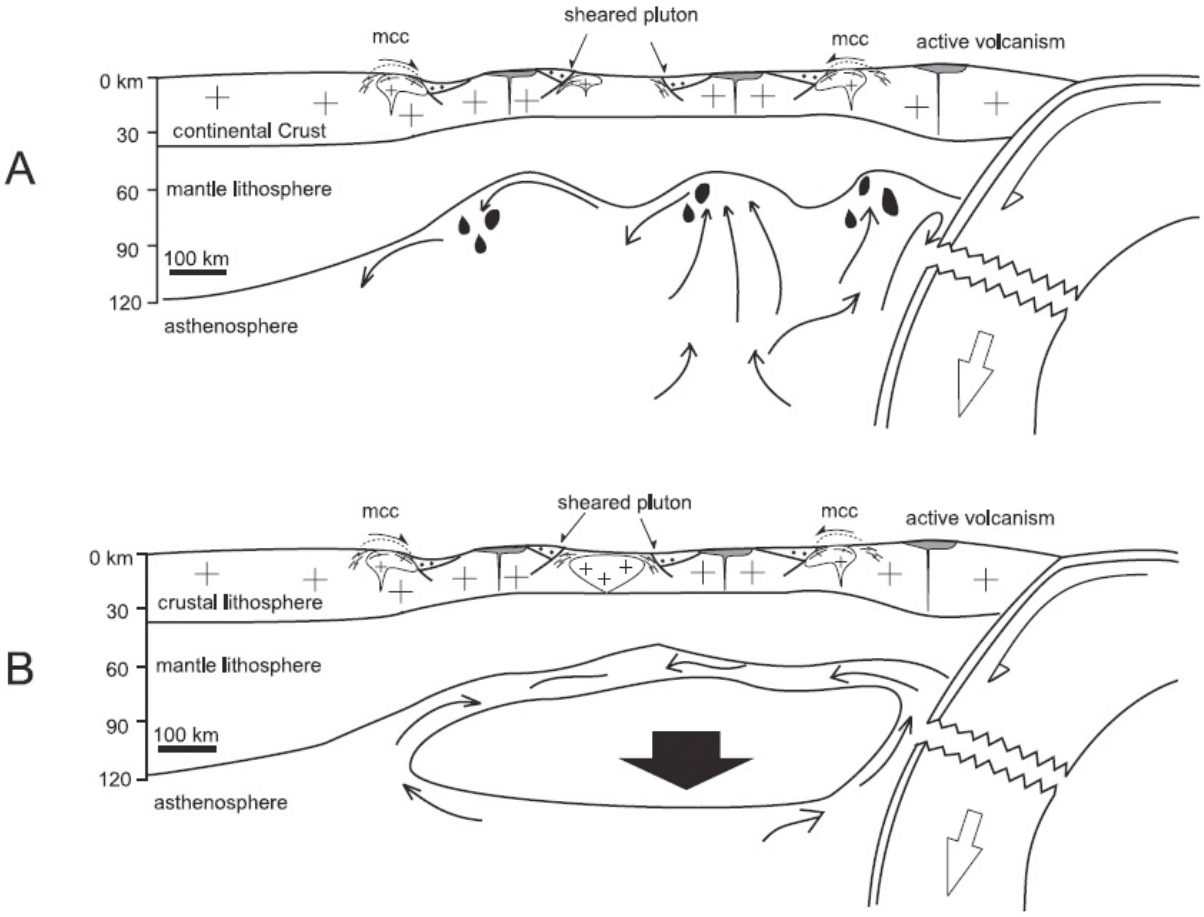


Fig. 2.15 : *Deux modèles proposés par Lin et Wang (2006) pour expliquer l'extension en Asie orientale à la fin du Mésozoïque, ainsi que l'amincissement de la lithosphère en Chine de l'Est.* ***(a)*** *modèle d'érosion thermique de la lithosphère.* ***(b)*** *modèle de délamination crustale.*

4.5. Panache mantellique

Des modèles géodynamiques ont considéré le magmatisme important de la fin du Mésozoïque - Cénozoïque, en Asie orientale, comme étant principalement la manifestation d'un panache mantellique (Yarmolyuk et al., 1994, 1995 ; Okada, 1999, 2000 ; Tatsumi et al., 2000). Okada (1999 ; 2000) considère qu'au Crétacé inférieur le magmatisme d'arc rattaché à la subduction de la plaque d'Izanagi sous la marge orientale du continent eurasiatique était pratiquement inexistant. Pour appuyer ses dires, Okada (1999, 2000) rappelle que la direction de déplacement vers le Nord de la plaque Izanagi était sub-parallèle à l'orientation de la marge orientale eurasiatique. Dans ce modèle, le magmatisme important qui affecte la Chine de l'Est au Crétacé supérieur est attribué à un panache mantellique, issu d'une remontée de l'asthénosphère (Fig. 2.6). La remontée d'un panache mantellique aurait engendré un bombement de la marge continentale de l'Asie orientale, sur près de 2500 km de large, ce qui aurait induit la formation de bassins extensifs en surface. Ce type de modèle s'appuie sur l'observation de remontées asthénosphériques depuis la base de la zone de transition (ca. 670 km), et donc d'un panache mantellique, à l'aplomb de croûtes continentales sous lesquelles est subduite de la croûte océanique (e.g. Coffin et Eldholm, 1994 ; Larson et Kindcaid, 1996).

Toutefois, un tel modèle ne peut rendre compte à lui seul de la formation des dômes métamorphiques extensifs, qui impliquent localement des taux d'extension importants.

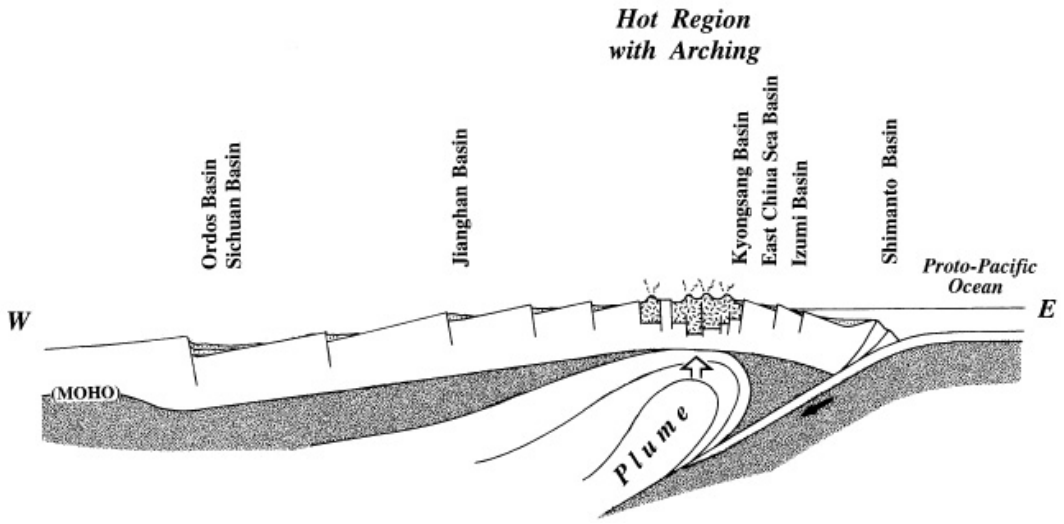


Fig. 2.16 : *Modèle du panache mantellique pour expliquer la formation des bassins extensifs intra-continentaux, ainsi que l'importance du magmatisme, à la fin du Mésozoïque (d'après Okada, 1999).*

5. Résumé et rappel des questions

La Mongolie orientale, ainsi qu'une partie des régions voisines, se serait principalement construite à la faveur d'une très longue dynamique de convergence nord-sud, principalement au Paléozoïque, aboutissant à la formation de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale (e.g. Mossakovsky et al., 1993 ; Sengör et al., 1993 ; Sengör et Natal'in, 1996 ; Windley et al., 2007). L'un des derniers stades impliquant de la convergence entre des blocs crustaux serait lié à la fermeture de l'océan Mongol-Okhotsk (e.g. Zonenshein et al., 1990 ; Zorin, 1999) probablement à la limite Jurassique-Crétacé (Cogné et al., 2005).

Dès le Jurassique supérieur, l'ensemble de l'Asie orientale est affecté par une tectonique extensive NO-SE qui se traduit par la formation d'un grand nombre de bassins (e.g. Traynor et Sladen, 1995 ; Ren et al., 2002 ; Meng, 2003), dont certains bordent localement des dômes métamorphiques extensifs au nord de la Chine de l'Est et dans la région transbaïkale, principalement exhumés au Crétacé inférieur (e.g. Webb et al., 1999 ; Davis et al., 2002 ; Liu et al., 2005 ; Donskaya et al., 2008). Parallèlement, cet événement extensif s'accompagne d'une intense activité magmatique qui débute au Jurassique supérieur en Mongolie orientale (e.g. Yarmolyuk et Kovalenko, 2001 ; Jahn et al., 2009) pour atteindre un pic entre 130 Ma et 120 au nord de la Chine de l'Est (Wu et al., 2005a, Wang et al., 2006).

Néanmoins, si l'extension a été spécifiquement reconnue au nord-est de la Chine et en Transbaïkalie, aucune donnée disponible ne permettait à notre connaissance de caractériser les déformations extensives qui ont affecté le socle de la Mongolie orientale. Ainsi, aucun travail précédent ne faisait directement le lien entre les structures extensives observées depuis le sud du craton sibérien jusqu'à la chine orientale.

Dans les deux parties du mémoire qui suivent, les données structurales et géochronologiques acquises durant ce travail fourniront des réponses aux questions suivantes :

- ***Quelles sont les relations structurales et temporelles entre les déformations du socle, le plutonisme et la formation des bassins extensifs ?***
- ***Quelles sont les modalités de l'extension en Mongolie orientale ?***
- ***Quelles sont les relations avec la région transbaïkale et le nord de la Chine de l'Est?***
- ***Quel est l'âge de l'extension ?***
- ***Quel est le moteur de l'Extension ?***

PARTIE II

Données structurales et géochronologiques

Chapitre 3 :

La chaîne d'Ereendavaa (Nord de la Mongolie orientale) : un argument supplémentaire en faveur d'une tectonique extensive mésozoïque en Asie orientale.

Résumé

De nombreux bassins extensifs dont certains bordent des dômes métamorphiques ont été largement reconnus en Transbaïkalie et au nord de la Chine. Par ailleurs, entre ces deux régions en Mongolie orientale, de nombreux massifs étaient jusqu'à présent rapportés à du socle d'âge pré-paléozoïque, en raison notamment des fortes déformations et de l'intensité du métamorphisme qui y sont observées. L'un de ces massifs, la chaîne d'Ereendavaa au nord de la Mongolie orientale, apparaît en fait comme un dôme gneissique caractérisé par la présence de roches aux conditions métamorphiques du faciès amphibolite. Cette chaîne est structuralement localisée sous un bassin orienté NO-SE et rempli par des formations volcaniques et sédimentaires du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, le bassin de l'Onon. Sous ce bassin, la partie supérieure de la chaîne consiste en une zone de cisaillement, faiblement pentée vers le nord-ouest et associée à un mouvement des parties sommitales vers le nord-ouest par rapport aux parties basales. Les caractéristiques structurales observées sont cohérentes avec l'exhumation syn-extensive de la chaîne. Les datations préliminaires en U-Pb sur zircons de deux filons de pegmatite, interprétés comme syn-cinématiques, indiquent que la zone de cisaillement est d'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur. Son fonctionnement apparaît alors contemporain du remplissage du bassin de l'Onon. Ces nouvelles données, ainsi que d'autres observations structurales issues du centre de la Mongolie orientale établissent un lien entre les structures extensives de la région transbaïkale et du nord-est de la Chine, indiquant qu'un régime tectonique extensif NW-SE a eu lieu au Mésozoïque sur la totalité des régions concernées.

The Ereendavaa Range (north-eastern Mongolia): an additional argument for Mesozoic extension throughout Eastern Asia

Article publié dans la cadre d'une édition spéciale de la revue International Journal of Earth Sciences

Yannick Daoudene[1,2], Denis Gapais[1,2], Patrick Ledru[3], Alain Cocherie[4], Sébastien Hocquet[3], Tatiana V. Donskaya[5]

[1] CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

[2] Université de Rennes 1, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

[3] AREVA, 1 place de la Coupole, Paris la Défense 92084 cedex, France

[4] BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009, Orléans 45060 cedex 2, France

[5] Institute of the Earth's crust, Siberian Division of Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St., Irkutsk 664033, Russia

Abstract

Mesozoic rift basins locally bounding metamorphic core complexes have been recognized in Transbaikalia and northern China. Numerous basement outcrops located between these two regions, in eastern Mongolia, are considered as pre-Palaeozoic in age. One of these, the Ereendavaa Range, appears as a gneissic core marked by amphibolite-facies metamorphic conditions. The range is overlain to the NW by the unmetamorphosed Mesozoic Onon Basin. Below the basin, the upper part of the range consists of a gently NW-dipping shear zone associated with top-to-the-NW motion. The structural pattern is consistent with syn-extensional exhumation of the range. Preliminary geochronological data indicate that the shear zone is late Jurassic to early Cretaceous in age, coeval with the Onon Basin. These new data from eastern Mongolia constitute a link between Transbaikalia and northern China, indicating that NW-SE extensional Mesozoic tectonics occurred throughout the entire region.

Keywords: North-eastern Mongolia, Normal shear zone, High-grade metamorphism, U-Pb geochronology, Mesozoic extension

1. Introduction

Many outcrops of “basement” in Transbaikalia and north-eastern Mongolia were mapped as pre-Palaeozoic in age (Yanshin 1983). As emphasized by Mazukabzov et al. (2006) and Donskaya et al. (2008), one evidence of pre-Palaeozoic was the occurrence of strongly deformed and high-grade metamorphosed rocks in contrast to the surrounding less deformed and unmetamorphosed rocks. Such interpretations were based on some implicit statement that the metamorphic rocks should be old enough to account for the large strains they have accumulated.

However, since the last decade, numerous outcrops of high-grade metamorphic basement have been interpreted in terms of metamorphic core complexes in Transbaikalia, northern Mongolia and north-eastern China (Sklyarov et al. 1994; Davis et al. 1996; Zheng et al. 1996; Webb et al. 1999; Davis et al. 2002; Darby et al. 2004; Liu et al. 2005; Mazukabzov et al. 2006; Donskaya et al. 2008). Interpretations involve deep crust exhumation during Mesozoic extensive tectonics that followed compression related to the Central Asian Orogenic Belt (Mazukabzov et al. 2006; Donskaya et al. 2008). The aim of this paper is to reconsider deformations that affect outcrops of deformed basement in north-eastern Mongolia.

This study is focussed on the Ereendavaa Range that was previously mapped as a series of magmatic and metasedimentary rocks of Precambrian to Palaeozoic age (Marinov 1972; Marinov et al. 1973). However, its location along the south-eastern border of the late Jurassic-early Cretaceous Onon basin, as well as its overall NE-SW structural trend comparable to that of core complexes described in Transbaikalia, northern Mongolia and northern China, led us to reappraise the tectonic significance of this range. The age and intensity of metamorphism observed in the Ereendavaa Range are presently unknown but are critical to constrain the local tectonic history and its relationships with neighbouring areas. We describe here the structure of the range, the associated metamorphic conditions, and discuss the tectonic context responsible for its emplacement. U-Pb geochronological data on zircons from two syn-kinematic granitic dykes constrain the age of observed deformations between 158 and 130 Ma. Additional preliminary field observations in central Mongolia, as well as a synthesis of previously published data in Transbaikalia and northern China lead us to emphasize that the observed structures in these regions were the result of a single tectonic extensional event of Mesozoic age.

2. Regional tectonic setting

The geological background of Mongolia and adjacent regions is generally related to formation of the Altaids (Suess, 1908; Sengör et al., 1993; Sengör and Natal'in, 1996) also known as the Central Asian fold belt (Zonenshain et al., 1990; Mossakosky et al., 1993). This belt, bounded by the Siberian craton to the north and the Sino-Korean and Tarim cratons to the south, might have developed from north to south mainly during Palaeozoic times, either by subduction-accretion along a single magmatic arc (Sengör et al., 1993) or by terrane accretion (Mossakovsky et al., 1993).

One of the latest stages in the geodynamic history of the area is generally attributed to the Mongol-Okhotsk Orogen that extended from central Mongolia and Transbaikalia to the Amur province and the Okhotsk Sea (Zorin, 1999). This orogen is attributed to the closure of the Mongol-Okhosk Ocean from central Mongolia to the Okhotsk Sea to the east. It is widely accepted that this ocean closed with a scissor-like motion, with a pin point located in central Mongolia (Zonenshain et al., 1990; Sengör and Natal'in, 1996; Kravchinsky et al., 2002; Cogné et al., 2005; Tomurtogoo et al., 2005). The age of ocean closure remains controversial, from early-middle Jurassic (Zorin, 1999) to late Jurassic-early Cretaceous (Kravchinsky et al., 2002; Cogné et al., 2005).

Numerous sedimentary basins were documented a long time ago in Transbaikalia and in eastern Mongolia (Suess, 1908) and more recently in northern China (Chen, 1959). The development of these NE-SW trending basins during late Jurassic to early Cretaceous times has been attributed to extensional tectonics (Traynor and Sladen, 1995; Zorin, 1999; Meng, 2003). Basin development was associated with important magmatic activity (Wu et al., 2005). Furthermore, several extensional metamorphic core complexes have been documented in Transbaikalia, northern Mongolia and northern China (Sklyarov et al., 1994; Davis et al., 1996, 2002; Zheng et al., 1996; Webb et al., 1999; Darby, 2003; Darby et al., 2004; Liu et al., 2005; Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008). On the other hand, numerous outcrops of basement in eastern Mongolia and surrounding areas have been mapped as pre-Palaeozoic to Palaeozoic in age (Yanshin, 1983) on the basis of their intense deformations and high metamorphic grade (see discussions in Mazukabzov et al., (2006) and Donskaya et al., (2008) for Transbaikalia). Their location between a northern and southern domain of documented extensional deformation raises the question of the tectonic significance and age of the metamorphic units observed in eastern Mongolia. The Ereendavaa Range (Fig. 3.1) that

mainly consists of Neoproterozoic metamorphic rocks (Marinov 1972; Marinov et al. 1973) is one of these domains.

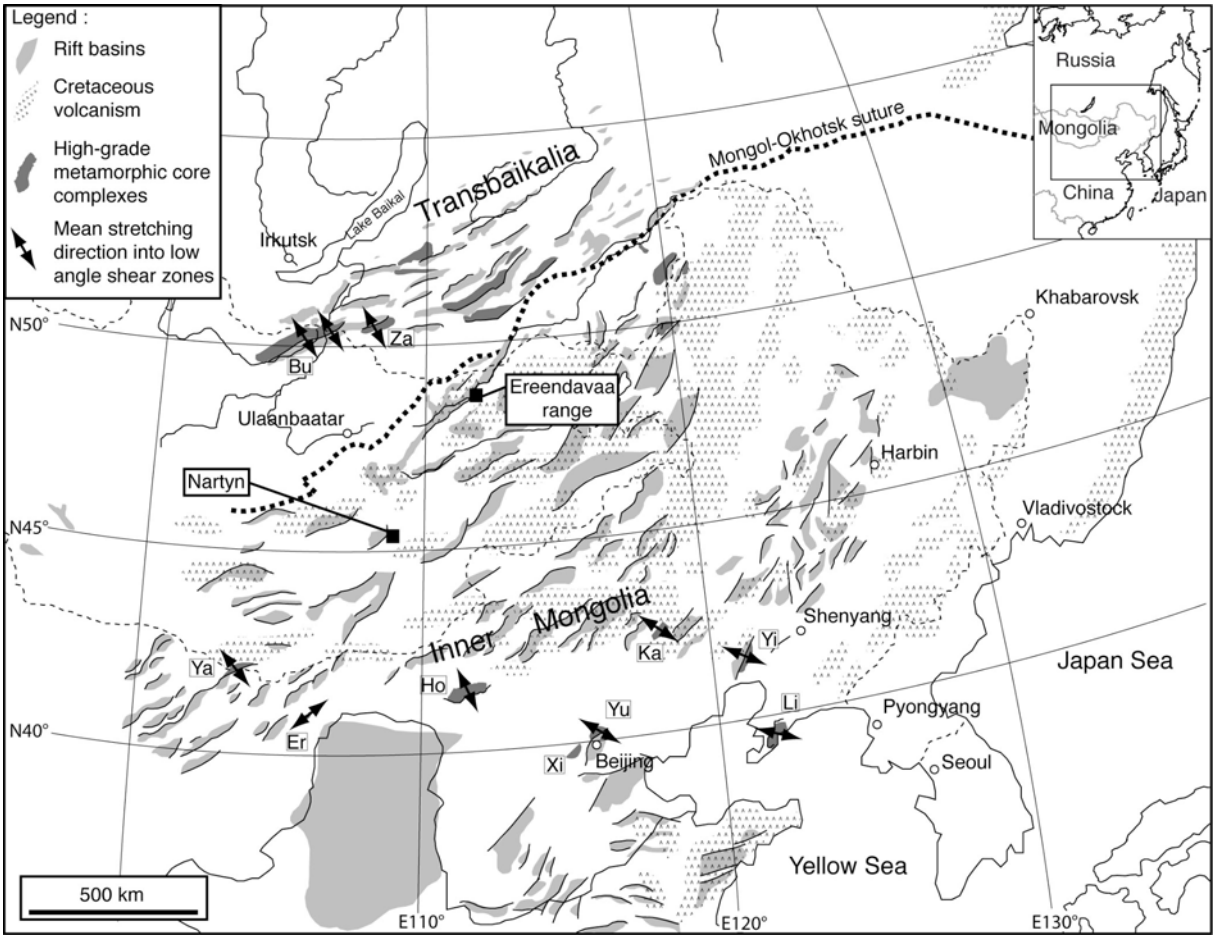


Fig. 3.1: *Late Jurassic to early Cretaceous extensional structures in eastern Asia. Rift basin localisation after Zorin (1999), Ren et al. (2002), Meng (2003) and Meng et al. (2003). Metamorphic core complexes in eastern Asia, Bu: Buteel-Burgutoy (Mazukabzov et al. 2006; Donskaya et al. 2008); Er: Ertomiao (Darby 2003); Ho: Hohhot (Davis et al. 2002); Ka: Kalaqin (Zhang et al. 2003; Lin et Wang 2006); Li: Liaoning (Liu et al. 2005); Tr: Transbakalia (Zorin 1999; Mazukabzov et al. 2006; Donskaya et al. 2008); Xi: Xishan (Lin and Wang 2006); Ya: Yagan-Onch Hayrhan (Zheng et al. 1996; Webb et al. 1999); Yi: Yiwulüshan (Darby et al. 2004); Yu: Yunmeng (Zhang et al. 2003; Davis et al. 1996); Za: Zagan (Donskaya et al. 2008). Distribution of early Cretaceous volcanism is drawn after Meng (2003). The Mongol-Okhotsk Suture is drawn after Zorin (1999). The grey dotted lines are the international borders.*

3. Geological features of the Ereendavaa Range

3.1 Lithologies

The Ereendavaa Range is a metamorphic NE-SW trending structure bounded by Mesozoic basins, the Uldz Basin to the east and the Onon Basin to the west (Fig. 3.2). The latter has been described as a half-graben (Cluer et al. 2000). The Onon Basin is filled by lenses of various continental sedimentary rocks alternating with unmetamorphosed basaltic and andesitic lava flows. According to palaeontological data and geological correlations, these rocks are of late Jurassic to early Cretaceous age (Badamgarav 1977). Incision by the Onon River on the western flank of the Ereendavaa Range has produced numerous outcrops, in which contrast with the eastern flank marked by a monotonous topography and only few outcrops. From bottom to top, the main features of the Ereendavaa Range are as follows.

The lowermost part is mainly composed of foliated orthogneisses, sparse isotropic granites well developed in the central and eastern borders of the range, and of km-scale metasedimentary units. This basically plutonic complex may correspond to the lower part of the Ereendavaa Proterozoic terrane of Badarch et al. (2002).

The overlying rocks mainly consist of foliated to mylonitized fine-grained gneisses marked by alternating leucocratic and amphibolitic horizons. The occurrence of sparse feldspar porphyroclasts suggests that these rocks are most probably orthogneisses. A Neoproterozoic age has been attributed to this layered metamorphic series (Marinov et al. 1973) that may be of volcanic origin. Orthogneisses are intruded by numerous granitic dykes with a more coarse-grained texture and diffuse contacts. High-grade metasediments are locally present, especially along the Onon River. They consist mainly of micaschists with garnet in minor proportion. These metasediments are intruded by numerous foliation-parallel dykes of garnet-rich leucogranite. In the southern and northern parts of the Range, sedimentary rocks show greenschist-facies or lower metamorphic grades. They consist of siltstones, sandstones, and conglomerates and in minor proportion of limestones. These sedimentary rocks are structurally above the metamorphic series.

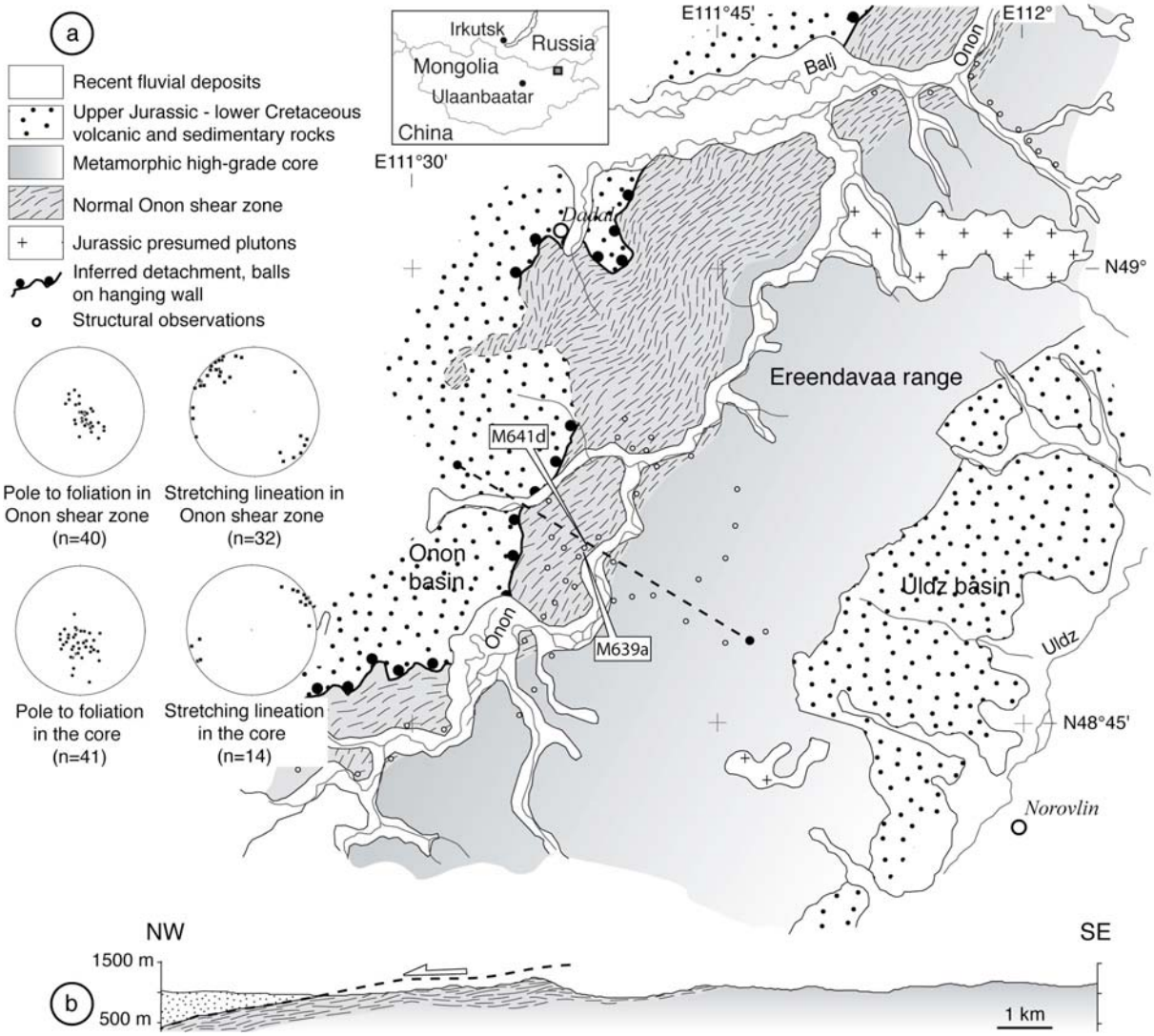


Fig. 3.2: (a) *Simplified structural map of the Ereendavaa Range based on our field investigations. Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) show ductile fabric elements (foliation and stretching lineation) in the core and in the western flank of the Range. Range boundaries drawn after Samovitch et al. (1976). M639a and M641d are locations of geochronological samples shown in fig. 3.5.* ***(b)*** *Simplified NW-SE cross-section of the western part of the Range (location on a).*

3.2. Structures

The Ereendavaa Range is marked by a flat-lying to gently dipping foliation (Fig. 3.2a). On its western flank, close to the Onon Basin, the foliation is well expressed, strikes NE-SW, and plunges slightly (10-25°) to the northwest. In contrast, the foliation shows much more variable attitudes in the eastern parts of the Range. Large-scale folds are common in orthogneissic rocks, with dominant NE-SW trending axes, sub-parallel to the trend of the complex. These folds are of low amplitude and large wavelength.

The foliation bears a stretching and mineral lineation marked by preferred orientations of biotite, amphibole, and quartz aggregates. In the western part of the Range, the foliation is generally mylonitic with NW-SE trending lineations that plunge slightly to the northwest or southeast (Fig. 3.2). In contrast, in the central and eastern parts of the Range, fabrics are less developed, and most lineations trend NE-SW, sub-parallel to the trend the Range (Fig. 3.2a).

The western part of the Range, below the contact with the Onon Basin, is strongly deformed. Outcrop-scale isoclinal folds occur, with axial planes and axes parallel to foliation and lineation, respectively. Well-developed shear sense indicators are widespread. They include mainly shear bands (Fig. 3.3a) and S-C fabrics, asymmetric boudinage and folds, rolling structures (Fig. 3.3b), and normal microfaults (Fig. 3.3c). All macroscopic and microscopic shear sense indicators point to top-to-the-northwest motion (Fig. 3.3). Thus, the north-western part on the Ereendavaa Range appears as a normal low angle shear zone, the Onon Shear Zone, located at the interface between the metamorphic range and the overlying Onon Basin (Fig. 3.2b).

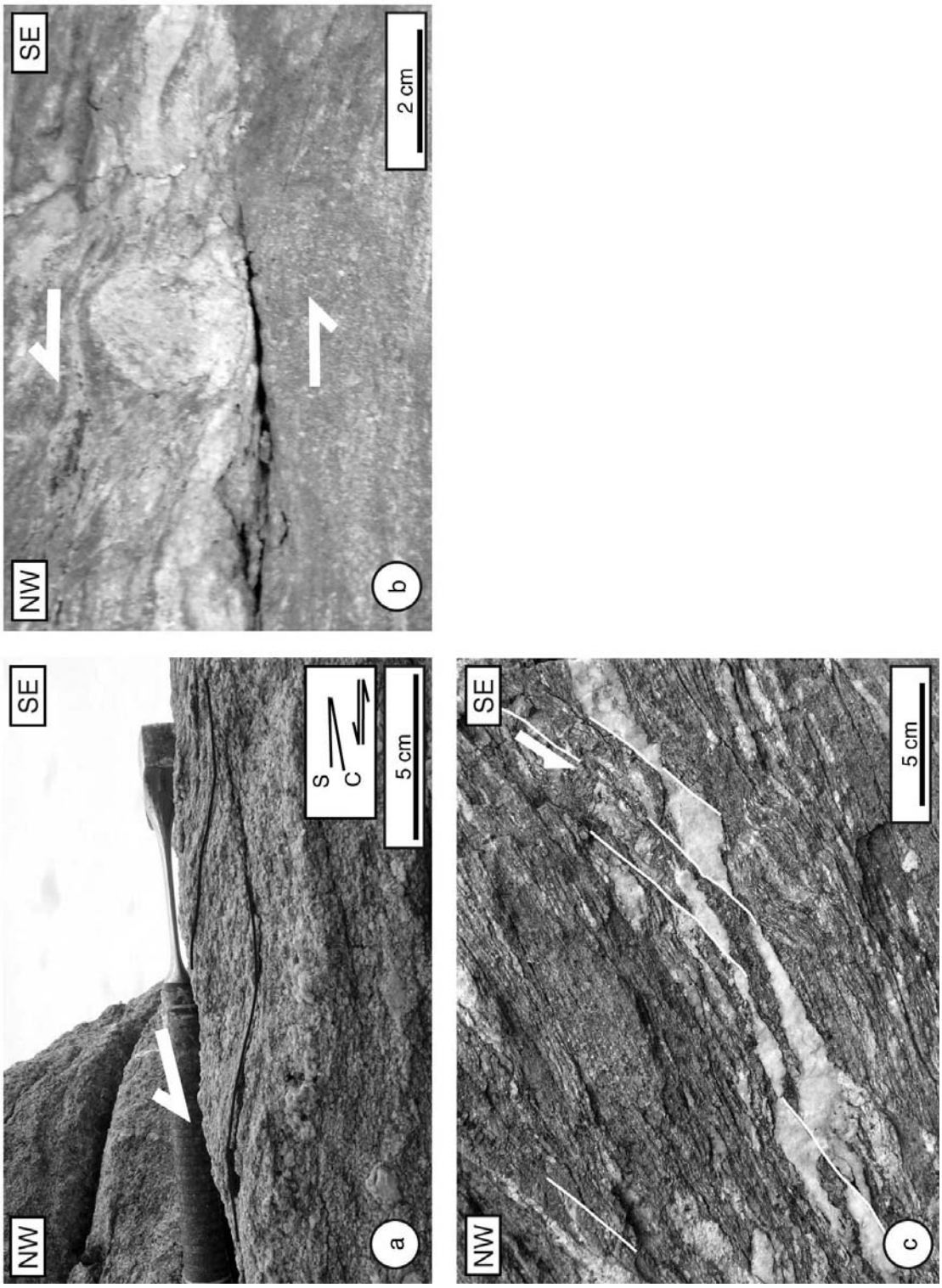


Fig. 3.3: *Photographs of top-to-the-NW kinematic indicators in the Onon Shear Zone (views perpendicular to foliation and parallel to lineation).* ***(a)*** *Shear band (C) in mylonitized orthogneiss (foliation: S).* ***(b)*** *Rolling structure in paragneiss.* ***(c)*** *Normal microfaults affecting quartz veins parallel to the foliation.*

3.3.Microstructures

The general texture of the orthogneisses is granoblastic. Alkali feldspars and plagioclases show syn-kinematic dynamic recrystallisation, and most microstructures attest to high-grade conditions of the amphibolite-facies. Both quartz and feldspar grains have lobate boundaries (Fig. 3.4a) that attest to extensive grain boundary migration (Gower and Simpson 1992). The development of myrmekites along exposed grain boundaries attests to quartz and plagioclase intergrowth at thermal conditions of at least 500-550°C (Simpson 1985; Simpson and Wintsch 1989). Quartz grains display chessboard textures (Fig. 3.4a), consistent with combined intracrystalline slip along <a> and <c> directions, which attests to high temperature plasticity (above 600°C) (Blumenfeld et al. 1986; Gapais and Barbarin 1986; Mainprice et al. 1986; Schmid and Casey 1986; Stipp et al. 2002). Consistently, many quartz grains show c-axes at low angle to foliation and stretching lineation, indicating activity of prism <c> slip typical of synkinematic thermal conditions around 600°C or more (Blumenfeld et al. 1986; Gapais and Barbarin 1986; Mainprice et al. 1986; Schmid and Casey 1986) (Fig. 3.4b). Moreover, some feldspar porphyroclasts contain numerous inclusions of quartz drops (e.g. Fig. 3.4c and d). This particular texture appears typical of subsolidus or even partial melting conditions within rocks of granitic composition (Ashworth 1986; Marquer et al. 1987; Sassier et al. 2006).

The strongly deformed zone at the western border of the Range shows important synkinematic retrogression down to brittle structures. Orthogneisses and mylonites show relicts of high-grade microstructures preserved within a retrogressed fine-grained matrix (Fig. 3.4d). Quartz-feldspar ribbons reflecting medium to high-grade conditions (Culshaw and Fyson 1984; McLelland 1984; MacKinnon 1997; Hippert et al. 2001) are cut by shear bands showing extensive grain size reduction (Fig. 3.4d), fractures and microfaults. Quartz <c> axes within shear bands lie at a high angle to the foliation plane, indicating basal slip (see review in Schmid and Casey 1986) (Fig. 3.4e). In addition, feldspars show abundant flame perthites along grain boundaries, together with a lack of core and mantle structures, which attests to retrograde conditions from amphibolite- to greenschist-facies (Pryer 1993).

These deformations are associated with a NW-plunging mylonitic foliation observed along the western border of the Range. They indicate an upward decrease in metamorphic grade from high-grade amphibolite-facies to greenschist-facies towards the overlying Onon Basin, a feature consistent with exhumation of the Range along the Onon Normal Shear Zone.

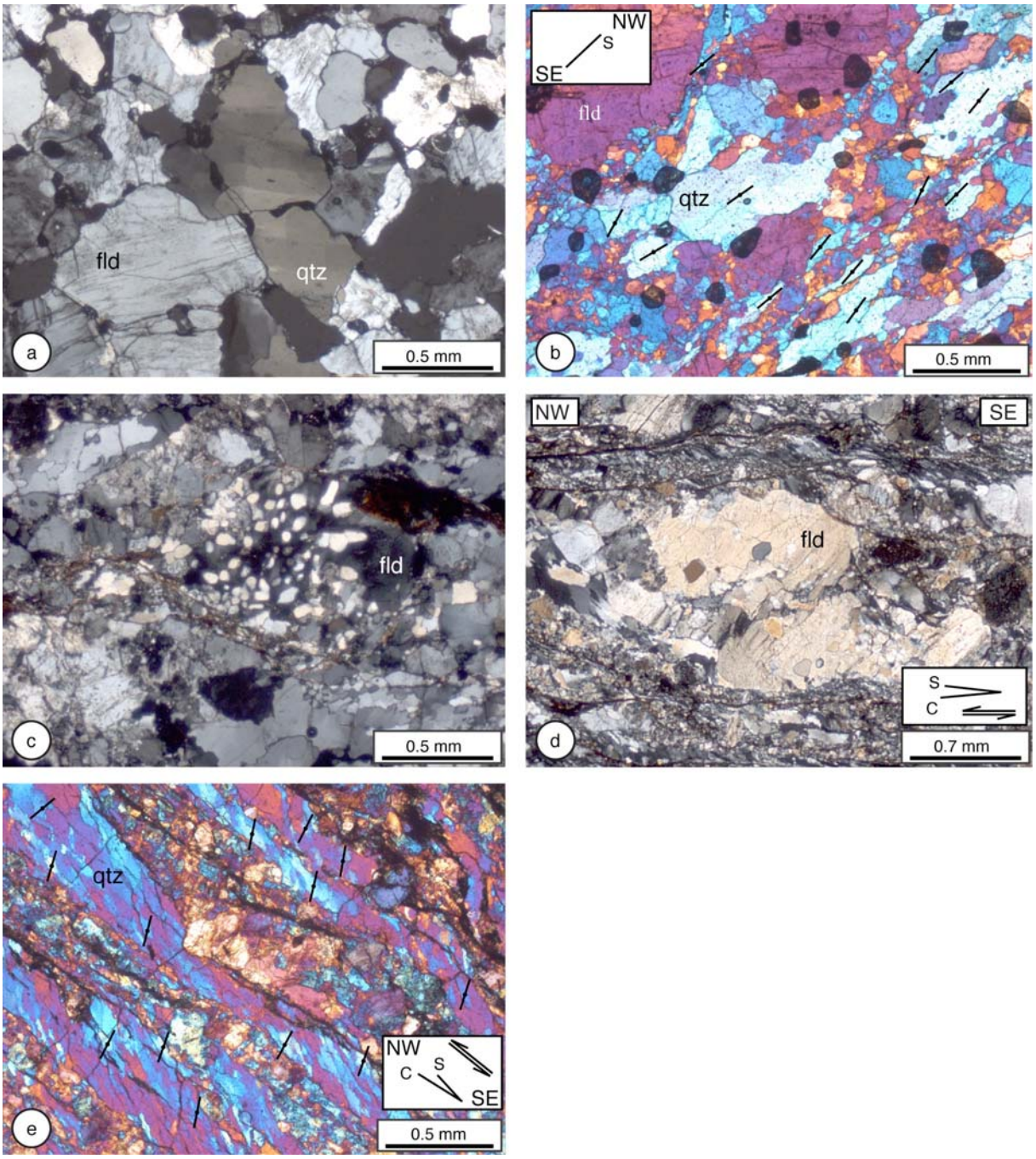

fld
qtz
a
0.5 mm
NW
S
SE
fld
qtz
b
0.5 mm
fld
c
0.5 mm
NW
SE
fld
S
C
d
0.7 mm
qtz
NW
C
S
SE
e
0.5 mm

Fig. 3.4: *Optical microstructures of some quartz-feldspar rocks the from Ereendavaa Range (thin sections perpendicular to foliation and parallel to lineation).* ***(a)*** *Lobate boundaries between quartz and feldspar grains and chessboard subgrain structure within a quartz grain (plane-polarized light).* ***(b)*** *Quartz microstructures and fabrics from high-grade orthogneisses. Many grains, especially the large ones, show c-axes at low angle to the foliation (blue grains) (the trace of the projection of some c-axes is underlined by black rods) (plane-polarized light with gypsum plate).* ***(c)*** *Feldspar porphyroclast with numerous inclusions of quartz drops (plane-polarized light).* ***(d)*** *Feldspar porphyroclast containing some quartz drops and bounded by retrograde shear bands marked by grain size reduction (plane-polarized light).* ***(e)*** *Quartz microstructures and fabrics within shear bands. Most quartz grains show c-axes at high angle to the foliation (blue grains) (the trace of the projection of some c-axes is underlined by black rods). Note strong grain size reduction in shear bands (plane-polarized light with gypsum plate).*

---

4. Age of synkinematic dykes

Metamorphic rocks from the Ereendavaa Range are intruded by granitic dykes and pegmatites. In the Onon Shear Zone, some dykes show patterns that suggest a synkinematic emplacement. These are in particular (1) frequent diffuse contacts between dykes and country-rocks, indicating emplacement within a rather hot environment, (2) weak internal fabrics in geometric continuity with the foliation of country rocks (Fig. 3.5a and b), and (3) the occurrence of magma digitations along foliation planes (Fig. 3.5a, b, c, and d). Furthermore, the regional foliation appears axial planar with respect to folds that affect some dykes, a feature that might suggest relatively early emplacement of the dykes during progressive deformation (Fig. 3.5a and b).

In order to constrain the exhumation age of the Ereendavaa metamorphic rocks, zircon grains from two samples of synkinematic granite dykes within the Onon Shear Zone (Fig. 3.5a, b, c, and d) were dated by the French Geological Survey (BRGM Orléans).

4.1. Method

Analyses on single grain were made using the Neptune MC-ICP-MS (Thermo Fisher Scientific, Bremen, Germany) equipped with a multi-ion counting system, allowing a very high sensitivity (Cocherie and Robert 2007). This mass spectrometer is coupled with a laser ablation system operating at 213 nm (New Wave frequency-quintupled Nd:YAG UV laser, distributed by VG, UK). The crater was 20 μm in diameter and 15-20 μm deep. Zircon standard is 91500 from CRPG-CNRS, Nancy, France (Wiedenbeck et al. 1995). Standard bracketing was applied in order to correct both elemental fractionation during the ablation process and mass bias originating from the MC-ICP-MS itself. Detailed instrumentation, analytical accuracy, and sensitivity are discussed in Cocherie and Robert (2008) and Cocherie et al. (2008[1]). BSE images generally allowed to avoid cracks, defects, and inclusions. For relatively young zircons (< 600 Ma) the analytical uncertainty in the $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratio becomes critical for common-Pb correction (Cocherie and Robert 2008); one therefore uses the concordia diagram of Tera and Wasserburg (1972) where uncorrected data can be plotted ($^{207}Pb/^{206}Pb$ *vs* $^{238}U/^{206}Pb$). For Phanerozoic times, ages significantly different are associated with very weak variations in the $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ ratio (Pb*: radiogenic) and a large variation in the $^{206}Pb^*/^{238}U$ ratio. The Tera and Wasserburg (1972) diagram is thus convenient to visualize ages (Claoué-Long et al. 1995; Williams 1998). The principle of the Tera and Wasserburg (1972) Concordia diagram is that U-Pb data, which are not corrected for common Pb, plot on a mixing line defined by a point on the Concordia and a point on the ordinate corresponding to the $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio of the common-Pb at the time of zircon crystallization (Stacey and Kramer 1975). Uncertainties are shown at the 2σ level (95% confidence limit), using Isoplot/Ex (3.1) of Ludwig (2004). In the same way, the error ellipses are given at 2σ (Fig. 3.5e and f). On the other hand, uncertainties are given at 1σ in Table 3.1.

[1] *De 2008 au moment où le papier a été accépté, mais de 2009 maintenant.*

Table 3.1: *U-Pb analyses of zircons of two syn-kinematic granite dykes from the Onon Shear Zone.*

zzGrain.point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	^{206}PB* (ppm)	^{206}Pb/^{204}Pb	f206 (%)	^{238}U/^{206}Pb	±	Total ^{207}Pb/^{206}Pb	±	Radiogenic ^{206}Pb/^{238}U	±	Ages (Ma) ^{206}Pb/^{238}U	±
Granite dyke M639a														
1.1	1051	40	0.04	22.5	2542	0.114	40.378	0.914	0.05059	0.00720	0.0247	0.0006	157.5	3.5
2.1	1146	60	0.05	24	2009	0.142	41.374	0.764	0.05082	0.00038	0.0241	0.0004	153.7	2.8
3.1	1413	39	0.03	27.7	3892	-	44.185	1.028	0.04700	0.00037	0.0226	0.0005	144.3	3.3
4.1	1626	61	0.04	32.9	3293	-	42.712	1.546	0.04922	0.00053	0.0234	0.0008	149.2	5.3
5.1	1068	66	0.06	24.2	1078	1.901	37.793	1.894	0.06481	0.00110	0.0260	0.0013	165.2	8.2
6.1	1247	312	0.25	29.7	376	6.073	35.884	1.768	0.09801	0.00541	0.0262	0.0013	166.6	8.1
6.2	2736	157	0.06	58.4	5549	-	40.551	2.321	0.04911	0.00033	0.0247	0.0014	157.0	8.9
7.1	1102	39	0.04	21.5	-	-	44.276	1.632	0.04857	0.00035	0.0226	0.0008	144.0	5.2
8.1	1109	23	0.02	23.1	-	-	41.594	1.373	0.04754	0.00034	0.0236	0.0008	153.2	5.0
9.1	1171	41	0.04	25	3506	-	40.604	2.122	0.04943	0.00035	0.0225	0.0013	156.8	8.1
10.1	1071	46	0.04	23.7	3623	0.583	38.888	1.758	0.05432	0.00039	0.0303	0.0012	162.7	7.3
11.1	*1376*	*112*	*0.08*	*34*	*1883*	*0.485*	*35.063*	*2.055*	*0.05355*	*0.00049*	*0.0214*	*0.0017*	*180.4*	*10.4*
12.1	*1212*	*493*	*0.41*	*37.4*	*4465*	*0.257*	*28.043*	*1.803*	*0.05327*	*0.00033*	*0.0243*	*0.0023*	*225.3*	*14.2*
13.1	812	42	0.05	17.8	2949	0.227	39.374	2.475	0.05149	0.00033	0.0231	0.0016	161.3	10.0
Granite dyke M641d														
1.1	4593	540	0.12	90	2448	0.829	44.175	2.375	0.05564	0.00070	0.0224	0.0012	143.1	7.6
2.1	2445	160	0.07	50.3	2329	0.531	42.006	2.952	0.05328	0.00056	0.0237	0.0017	150.9	10.5
3.1	*3718*	*575*	*0.15*	*59.6*	*1065*	*1.952*	*53.979*	*1.897*	*0.06456*	*0.00081*	*0.0182*	*0.0006*	*116.0*	*4.0*
4.1	2902	411	0.14	51.4	782	2.673	48.556	1.627	0.07029	0.00081	0.0200	0.0007	127.9	4.2
5.1	*6385*	*5239*	*0.82*	*113.3*	*144*	*16.372*	*48.414*	*2.471*	*0.17906*	*0.00347*	*0.0173*	*0.0009*	*110.4*	*5.6*
6.1	3486	548	0.16	66.5	2272	0.515	45.383	2.831	0.05315	0.00053	0.0219	0.0014	139.8	8.6
7.1	4029	1516	0.38	72.6	414	4.961	48.059	1.755	0.08845	0.00242	0.0198	0.0007	126.2	4.6
8.1	3182	772	0.24	56.1	416	5.412	48.555	1.697	0.09204	0.00216	0.0195	0.0007	124.4	4.3
9.1	2536	469	0.18	51.7	600	3.721	42.160	0.708	0.07806	0.00096	0.0228	0.0004	145.6	2.4
10.1	*3135*	*319*	*0.10*	*48.5*	*731*	*2.552*	*55.474*	*1.154*	*0.06932*	*0.00103*	*0.0176*	*0.0004*	*112.3*	*2.3*
11.1	3559	729	0.20	65.2	714	2.766	47.187	0.992	0.07103	0.00097	0.0206	0.0004	131.5	2.7
12.1	5185	2547	0.49	106.1	115	20.781	38.622	0.841	0.21407	0.00563	0.0205	0.0004	130.9	2.8
13.1	2443	507	0.21	49.1	733	2.736	43.068	1.423	0.07079	0.00120	0.0226	0.0007	144.0	4.7
14.1	5808	2378	0.41	105.7	477	4.651	47.541	1.950	0.08599	0.00264	0.0201	0.0008	128.0	5.2

Uncertainties are at 1σ, which include the error related to calibration of the 91500 standard. The analyses in italic were not used for mean age calculation. f_{206} (%) is the percentage of ^{206}Pb that is common Pb. Correction for common Pb was made using the measured ^{238}U/^{206}Pb and ^{207}Pb/^{206}Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined in Williams (1998).

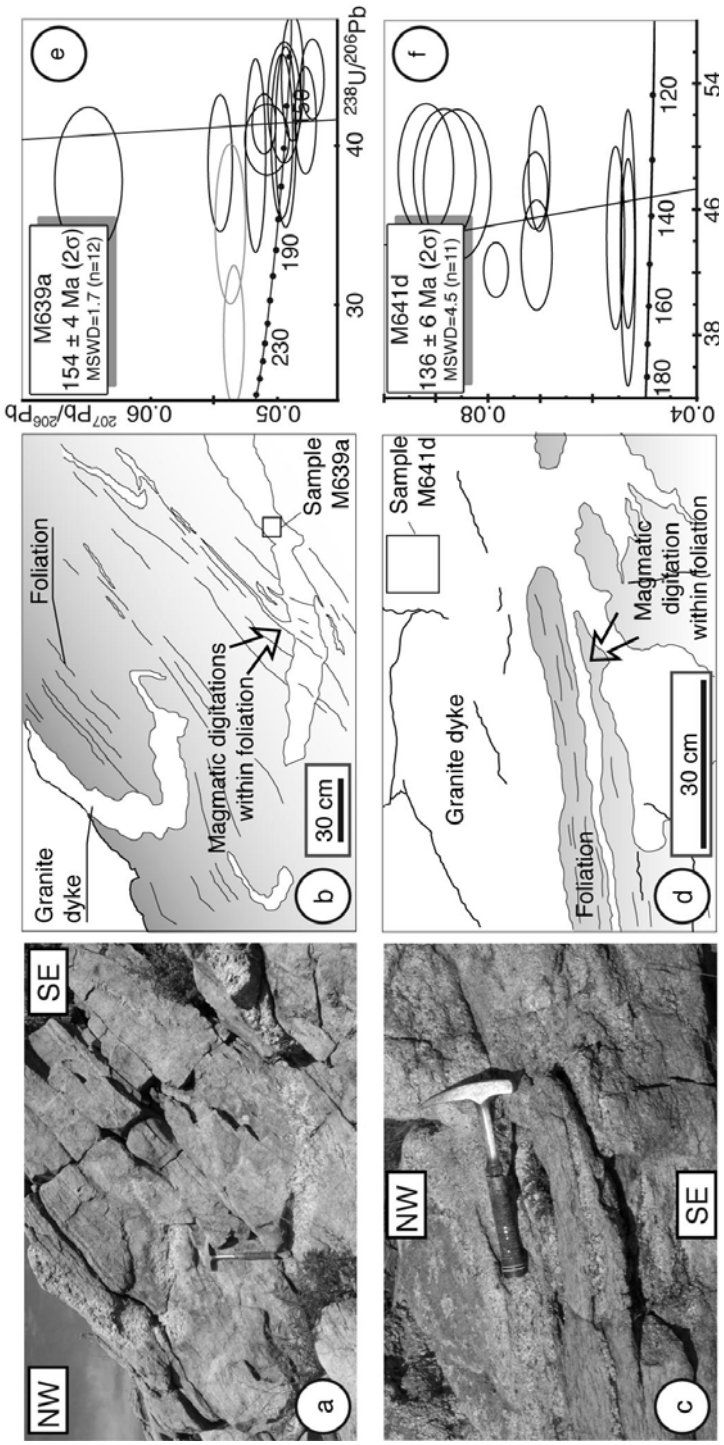


Fig. 3.5: (a, b, c and d) *Photographs and interpretative line-drawings of two syn-kinematic pegmatoid dykes, M639a (N48°50'52.3", E111°38'24.0") and M641d (N48°50'55.4", E111°38'30.3"), sampled to date deformation of the Ereendavaa Range. Location of these two dykes is shown in Fig. 3.2a.* ***(e and f)*** *Tera and Wasserburg (1972) Concordia diagrams for M639a and M641d samples. Data are shown with 2σ errors. See text for further explanations.*

4.2. Results

Sample *M639a* is a coarse-grained, foliated pegmatite dyke of the Onon Shear Zone (Fig. 3.5a and b). The analysed zircons constitute a homogenous population of dark and large grains (200 to 400 μm)[1]. According to their typology, these zircons are characteristic of high temperatures (between 750 and 900°C, Pupin 1980) and are generally associated with alkali and hyperalkali granites. They have amorphous cores that are rich in uranium-bearing inclusions. Fourteen analyses have been performed on 13 grains (Table 3.1). Two of these show significantly older ages than the other analyses. Twelve analyses are homogeneous in age in the limit of their individual error and yielded a mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 154 ± 4 Ma (Fig. 3.5e) that we interpret as the age of dyke emplacement.

Sample *M641d* is a coarse-grained and foliated pegmatite (Fig. 3.5c and d). The zircons are small (50 to 200 μm), dark, opaque, and elongated[2]. Their typology does not give information in terms of crystallisation temperature. Some zircons have amorphous cores that are rich in inclusions. Fourteen analyses have been carried out on 14 grains (Table 3.1). Three analyses revealed irrelevant because of loss of radiogenic Pb. The remaining analyses yielded a mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 136 ± 6 Ma (Fig. 3.5f) that we consider to reflect the time of emplacement of the dyke.

5. Discussion

5.1. Exhumation mode of the Ereendavaa Range

The Ereendavaa Range is elongate and sub-parallel to the overlying Onon and Uldz Mesozoic Basins. The overall structural and metamorphic pattern indicates exhumation of the Range at the footwall of the Onon Shear Zone.

The exhumation history of the Range is marked by a decrease in metamorphic grade from amphibolite-facies to greenschist-facies and brittle deformation. A temperature decrease is associated with increasing strain localisation within the Onon Shear Zone. Our structural, microstructural and metamorphic observations indicate that the Ereendavaa Range appears as a metamorphic core complex exhumed during a NW-SE extensional event. Our few structural observations at the eastern border of the Range do not allow us to constrain the nature of the contact with the rocks of the Uldz Basin. The only clear feature is that this area lacks

[1] *Voir Fig. A2.1 de l'annexe 2*
[2] *Voir Fig. A2.1 de l'annexe 2*

deformation comparable to what is observed at the western border of the Range. Thus, the Ereendavaa Range appears as an asymmetric metamorphic core complex.

Geochronological data obtained on syn-kinematic granitic dykes point to an exhumation during late Jurassic to early Cretaceous times. This age range overlaps with that of volcanic and detrital deposits within the adjacent Onon Basin (Badamgarav 1977).

Within the study area, earliest structures developed during high-grade metamorphism; microstructures and fabrics suggest temperatures close to partial melting conditions. However, no migmatites have been unequivocally identified in the Range. Nevertheless, in the western border of the Range, the occurrence of numerous pegmatites and granitic dykes that we interpret as syn-kinematic (see Fig. 3.5) implies that melting occurred at depth. Furthermore, the mainly quartzo-feldspathic, mica-poor, characteristics of intrusions, together with the very limited amount of metapelites in the Range, suggest that melting affected mainly the orthogneisses.

In contrast to the western border of the Range where lineations are well developed and indicate top-to-the-NW motion, those in the central part of the range are often poorly expressed and tend to show along-strike preferred orientations. Some workers reported the occurrence of syn-exhumation along-strike stretching lineations within the high-grade parts of extensional core complexes, which was interpreted in terms of lower crustal underflow due to strong radial extension along overlying normal shear zones (MacGready et al. 1997; Amato and Miller 2004; Gautier et al. 2008). Such interpretation remains difficult to argue here because of the lack of sufficient geochronological data, as well as of the poorly documented south-eastern flank of the Range.

5.2. Large-scale Mesozoic crustal extension

Metamorphic rocks that compose the Ereendavaa Range were previously presumed to be Proterozoic in age (Badarch et al. 2002) on the basis of U-Pb zircon and Rb/Sr geochronological data from granites in the Russian, northern part of the Range (Bibikova et al. 1979). Combined with structural observations, our zircon ages from the Onon Shear Zone indicate that high temperature deformation occurred during the Mesozoic.

To the northwest of the Ereendavaa Range, in Transbaikalia, the NE-SW trending Zagan Range has recently been described by Donskaya et al. (2008) as an extensional core complex (Fig. 3.6). The core of the Zagan Range is mainly composed of orthogneisses. Foliated to mylonitized volcanic and sedimentary rocks are distributed along the northern and

southern borders of the Rrange. Associated foliations are marked by NW-SE stretching and mineral lineations. The southern border of the Range shows large strains with kinematic indicators pointing top-to-the-SE motion. The interface between the high-grade core and the overlying metasedimentary rocks is marked by sheeted syn-kinematic intrusions of leucogranite (Fig. 3.6). Argon data on hornblende and biotite indicate an early Cretaceous age for the exhumation of the Zagan Range (Donskaya et al. 2008).

At a larger scale, the NE-SW extension observed in the Ereendavaa and Zagan areas is consistent with extensional basins identified in northern China, eastern Mongolia and Transbaikalia (Traynor and Sladen 1995; Zorin 1999; Meng 2003; Meng et al. 2003; Darby et al. 2004; Lin and Wang 2006). It is further consistent with several core complexes that have previously been recognized in Transbaikalia (Sklyarov et al. 1994; Zorin 1999; Mazukabzov et al. 2006) and northern China (Davis et al. 1996; Zheng et al. 1996; Webb et al. 1999; Davis et al. 2002; Darby 2003; Darby et al. 2004; Liu et al. 2005) (Fig. 3.1).

Metamorphic cores from Transbaikalia, northern Mongolia and northern China have yielded comparable ages. In northern China, they range from 130 Ma to 110 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ method on syn-kinematic hornblendes, biotites and sanidines, and U-Pb on zircons from syn-kinematic plutonic rocks) (Davis et al. 1996; Webb et al. 1999; Davis et al. 2002; Liu et al. 2005; Wu et al. 2005; Zhang et al. 2005). In Transbaikalia and northern Mongolia the available data ($^{40}Ar/^{39}Ar$ data on hornblendes and biotites) have yielded ages between 134 Ma and 119 Ma (Mazukabzov et al. 2006; Donskaya et al. 2008). One synkinematic dyke within the Onon Shear Zone yielded a zircon age at 136 ± 6 Ma (Fig. 3.5f), which is comparable to ages related to the exhumation of other extensional core complexes documented in the region. The other dyke analysed provided a significantly older zircon age at 154 ± 4 Ma (Fig. 3.5e), comparable to ages obtained on zircons from granites and granosyenites of the footwall of the Zagan Complex in Transbaikalia (153 ± 1 Ma, Sklyarov et al. 1997; 151.6 ± 0.7 Ma, Donskaya et al. 2008). The rather large range of available ages remains to be discussed, but the main conclusion is that high-grade extensional structures of the region developed during late Jurassic to early Cretaceous times.

Prior to our study, metamorphic core complexes had not been reported from eastern Mongolia, although some authors had interpreted sedimentary basins as being extensional (Traynor and Sladen 1995; Meng 2003). Most regional studies dedicated to the late Jurassic-early Cretaceous extensional event in eastern Asia do not consider the possibility that metamorphic core complexes in northern China may be linked to those located in

Transbaikalia and northern Mongolia. However, Darby et al. (2004) and Lin et al. (2008) have recently envisaged this possibility.

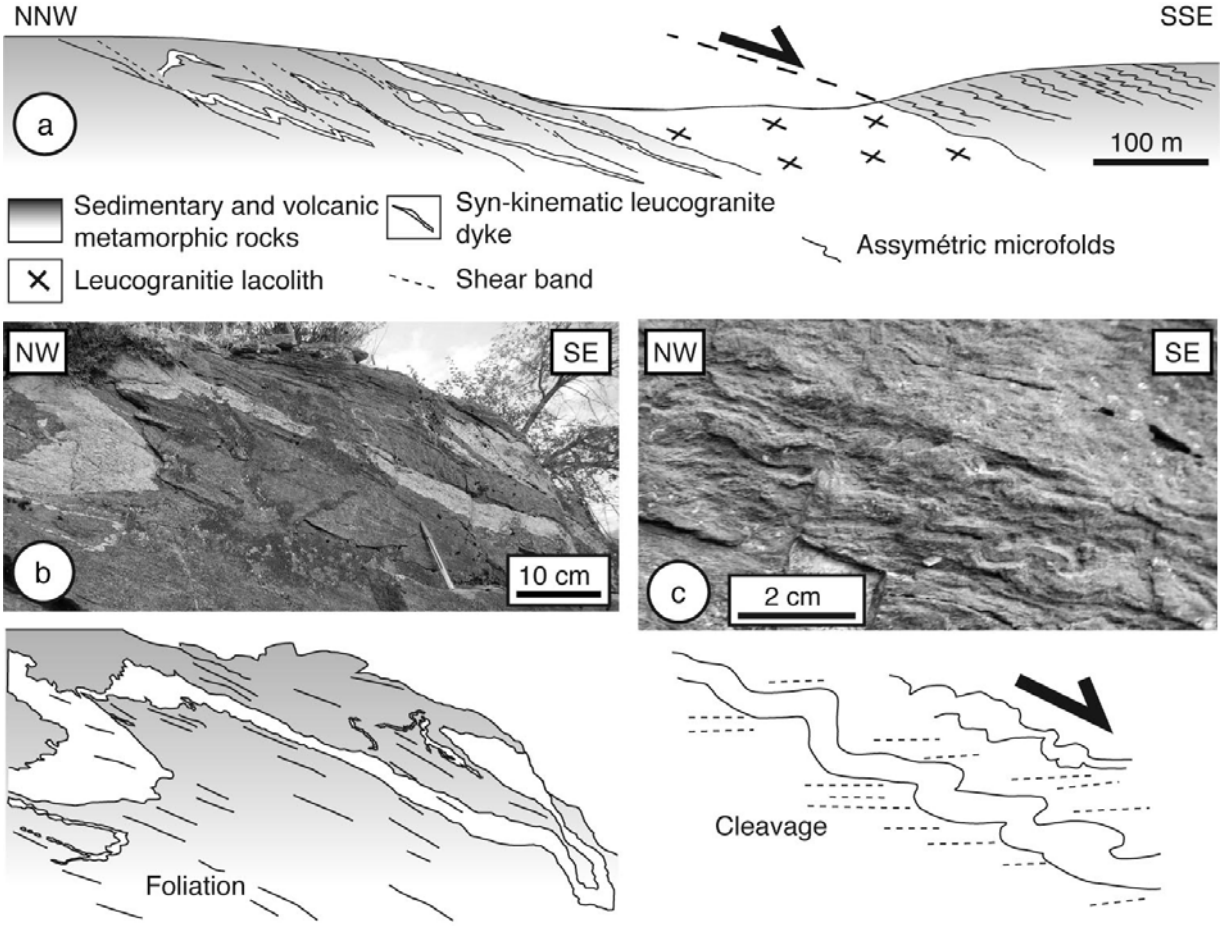


Fig. 3.6: ***(a)*** *Simplified cross-section of the southern part of the Zagan Metamorphic Core Complex (after Donskaya et al. 2008 and own field observations). High-grade rocks and low-grade Permian and Triassic volcanic rocks occur below and above a detachment zone marked by a syn-kinematic sheet of leucogranite.* ***(b)*** *Photograph and interpretative line drawing of a syn-kinematic granitic dyke.* ***(c)*** *Photograph and interpretative line drawing of deformed bedding in low-grade volcanic rocks above the leucogranite.*

The Ereendavaa Range appears to be the southernmost metamorphic core complex identified to date in Transbaikalia and north-eastern Mongolia. However, in the central part of eastern Mongolia (Nartyn area, Fig. 3.7), we recently recognized a highly deformed shear zone at the interface between metamorphic units and the overlying Cretaceous Choyr Basin (Ito et al. 2006) (location in Fig. 3.1, Fig. 3.7a). Preliminary field observations indicate that this deformation zone is an extensional shear zone (Fig. 3.7b and c) dipping to the northwest, and structurally above a granite batholith of presumed Jurassic age according to available geological maps. No geochronological data are currently available to constrain the age of this normal shear zone, but its location and the NE-SW structural trend of the area appear consistent with the Mesozoic extensional event observed in Transbaikalia and in northern China. Beside evidence provided by the Ereendavaa area, this would strengthen the arguments for a geographic continuum of NW-SE extensional tectonics throughout the entire region. Although more geochronological data are required to better constrain the timing of extension and the exhumation history of metamorphic core complexes, those now available indicate crustal extension during Mesozoic times. The rapid cooling history documented for Transbaikalia during late Jurassic-early Cretaceous times (Van der Beek et al. 1996) may well have been associated with such a period of regional-scale extension.

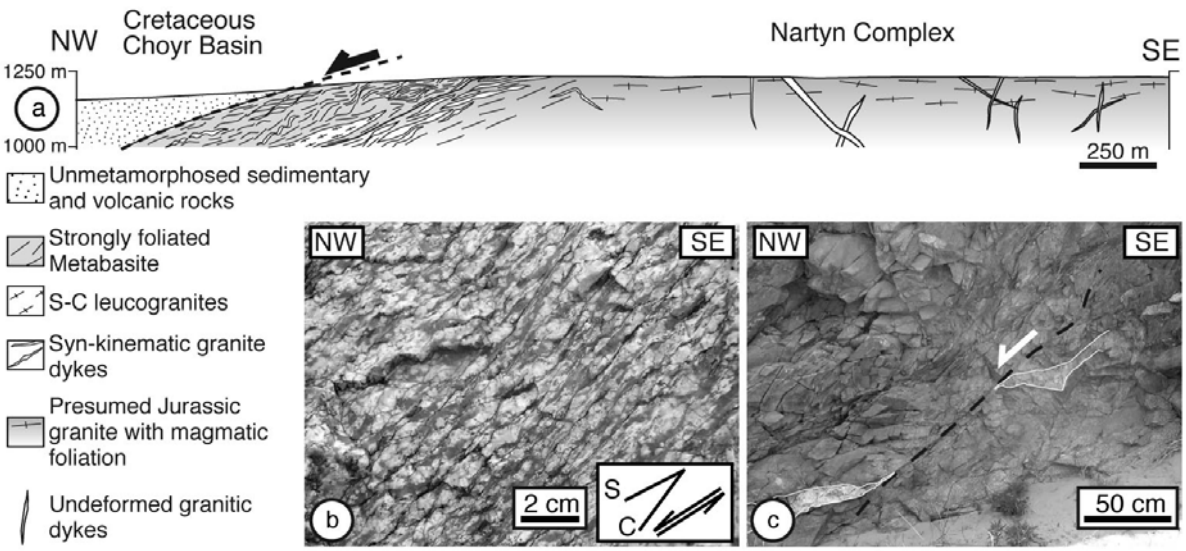


Fig. 3.7: (a) *Simplified cross-section parallel to the NE-SW stretching lineation across the low-angle normal shear zone of the Nartyn area (location Fig. 3.1).* ***(b)*** *S-C leucogranite from the normal shear zone.* ***(c)*** *Sheared granite dyke within high-grade metabasites.*

5.3. Extension mode and implications

The regional pattern of distributed rift-type basins locally bounding metamorphic core complexes that extend from Transbakaila in the north and northern China in the south indicates that this part of eastern Asia might be the largest extensional domain recognized in the world, extending over 1500 km in width. Following some authors, this extensional regime may have affected a much larger area than discussed here (Ratschbacher et al. 2000; Chen et al. 2003; Lin and Wang 2006). A remarkable feature is that core complexes and extensional basins occur on both sides of the Mongol-Okhotsk suture (Fig. 3.1), which suggests that the events reflected by extension and by the suture should be independent.

Pre- to syn-extensional magmatism is widespread across eastern Asia (Meng 2003). Many geochemical studies further report large volumes of volcanic flows and plutons of similar age across north-eastern China and adjacent areas (Wu et al. 2002; 2005; Fan et al. 2003; Wang et al. 2004; Guo et al. 2007; Deng et al. 2007). Some of these studies highlight the importance of associated juvenile mantle-derived material (Wu et al. 2002; Fan et al. 2003; Jahn et al. 2004). Zorin (1999) and Donskaya et al. (2008) emphasized that chemical and isotope signatures of magmatic events of middle to late Jurassic age within northern and eastern Mongolia attest to mixtures between crustal and mantle sources.

The important and widespread Mesozoic magmatic activity that characterizes the area points to an abnormally hot lithosphere. A hot and therefore weak lithosphere might have triggered crustal horizontal flow during late Jurassic-early Cretaceous times and would further be consistent with a distributed mode of extension (Buck, 1991).

6. Conclusions

We draw the following conclusions from the above study.

1. The Ereendavaa Range corresponds to an extensional core complex system, trending NE-SW and associated with NW-SE horizontal crustal stretching.
2. Extension in the area is accommodated along a crustal-scale shear zone, the Onon Shear Zone
3. This is the first study documenting extensional tectonics in eastern Mongolia.
4. Geochronological data indicate that high-grade deformation associated with extension is late Jurassic to early Cretaceous in age.

5. The Ereendavaa core complex, together with other field observation in the central part of eastern Mongolia, emphasizes that Mesozoic extensional events reported in Transbaikalia, northern China and northern China correspond to a single tectonic event that affected the entire region.
6. The extensive Jurassic and Cretaceous magmatism that characterizes Mongolia, as well as the distributed extensional pattern throughout the region, suggest that extension may basically have been associated with a regional-scale thermal event.

Chapitre 4 :

Histoire de l'exhumation du dôme métamorphique d'Ereendavaa, Nord de la Mongolie orientale

Résumé

La présence de nombreux bassins extensifs, orientés NE-SO et dont certains bordent des dômes métamorphiques extensifs en Transbaïkalie, au nord de la Mongolie, ainsi qu'au nord de la Chine, indique que la partie orientale du continent asiatique a été affectée par un événement extensif majeur, d'orientation NO-SE, au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Avant cette étude, les données géochronologiques qui ont contraint l'évolution des dômes métamorphiques définissent une histoire partiellement synchrone entre la région transbaïkale (134-121 Ma) et le nord de la Chine (136-110 Ma). Ceci suggère que l'exhumation des dômes métamorphiques a eu lieu plus probablement au Crétacé inférieur.

Au nord de la Mongolie orientale, la chaîne d'Ereendavaa qui a été récemment interprétée comme un dôme métamorphique extensif, est délimitée à l'ouest par la zone de cisaillement normale de l'Onon. À partir des âges (U-Pb sur zircons) de mise en place de filons syn-cinématiques de pegmatite dans la zone de cisaillement, il a été conclu que ce dôme métamorphique avait été exhumé au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur. Cependant, cette large gamme de temps reste à préciser. Dans cette étude, nous présentons de nouveaux âges U-Pb obtenus à partir de zircons issus de filons de pegmatites, ainsi que des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ provenant des analyses de micas et d'amphiboles, issus de roches métamorphiques et magmatiques représentatives de la chaîne d'Ereendavaa. Ces données montrent que (1) la chaîne d'Ereendavaa a été le lieu d'une activité magmatique importante, précédant la tectonique qui a conduit à son exhumation, (2) le refroidissement des roches de la chaîne a débuté vers 138 Ma, et (3) l'exhumation de la chaîne le long de la zone de cisaillement de l'Onon a principalement eu lieu entre 130 et 125 Ma. Ces données géochronologiques plus précises sont cohérentes avec celles précédemment publiées pour d'autres dômes métamorphiques extensifs localisés dans les régions voisines. De plus, à l'échelle de l'Asie orientale, l'ensemble des données géochronologiques disponibles suggère que la dynamique extensive a atteint un paroxysme dans une gamme d'âges restreinte au Crétacé inférieur.

Timing of exhumation of the Ereendavaa metamorphic core complex (north-eastern Mongolia) – U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ constraints

Article récemment accepté dans la cadre d'une édition spéciale sur la géologie de la région du Lac Baïkal, à paraître dans la revue Journal of Asian Earth Sciences

Yannick Daoudene [a,b,], Gilles Ruffet [a,b], Alain Cocherie [c], Patrick Ledru [c,d], Denis Gapais [a,b]

[a] CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

[b] Université de Rennes 1, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

[c] BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009, Orléans 45060 cedex 2, France

[d] presently at AREVA, KATCO, 282 Dostyk Avenue, Almaty, 050000, Kazakhstan

Abstract

The occurrence of numerous NE-SW trending rift basins that locally bound metamorphic core complexes in Transbaikalia, northern Mongolia and north-eastern China indicates that the eastern domain of the Central Asian Orogenic Belt was affected by a large-scale NW-SE extensional tectonic event during late Jurassic to early Cretaceous times. Available geochronological information about the formation of metamorphic core complexes in the region define partly synchronous periods in Transbaikalia (134-121 Ma) and North China (136-110 Ma) suggesting dome exhumation during the early Cretaceous.

In north-eastern Mongolia, the Ereendavaa Range, lined by the Onon Shear Zone, was recently interpreted as one of these metamorphic core complexes, of late Jurassic to early Cretaceous age, on the basis of U-Pb zircons data from two synkinematic pegmatite dykes. However, this wide time range remains to be discussed. The present work constrains the tectono-thermal evolution of the range by providing new MC-ICP-MS U-Pb zircons ages from pegmatite dykes and metamorphic igneous rocks, and mica and amphibole $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser step-heating ages from metamorphic and magmatic rocks that crop out within the range. The results show that (1) the Ereendavaa range was the locus of a widespread magmatic activity prior to its exhumation from late Jurassic times, (2) cooling of the range began at least at 137.9 ± 0.3 Ma as revealed by a $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau ages obtained from an hornblende sampled within the range core, and (3) exhumation along the Onon Shear Zone occurred from 130.3 ± 1.9 Ma down to 124.8 ± 0.3 Ma, as shown by ages of most of micas and amphiboles

from the Shear zone. These more accurate ages are consistent with metamorphic core complex ages from adjacent areas. Furthermore, they argue for an extensional dynamic paroxysm at the scale of eastern Asia during a narrow time range in the early Cretaceous between ca. 130 Ma and ca. 120 Ma.

Keywords: North-eastern Mongolia, Ereendavaa Range, early Cretaceous exhumation, U-Pb geochronology, $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology, large-scale extension

1. Introduction

Mongolia and the adjacent areas are located within one of the largest accretionary complex on the Earth, known as the Central Asian Fold/Orogenic Belt (Zonenshain et al., 1990; Mossakovsky et al., 1993; Badarch et al., 2002), or the Altaids (Suess, 1908; Sengör et al., 1993; Sengör and Natal'in, 1996; Yakubchuk et al., 2001). This huge belt is best known for it massive generation of voluminous granitic intrusions, mostly of juvenile character, during Phanerozoic times (Kovalenko et al., 1996; Jahn et al., 2000a,b; 2004; 2009; Wu et al., 2000; 2002). It extends from the Urals to the Sikhote-Alin Range in the Russian Far East, where it is truncated by Pacific subduction-accretion systems of Mesozoic age (e.g. de Jong et al., 2009), and it is bordered by the Siberian craton to the North and the Sino-Korean and Tarim cratons to the South. Accretion of the belt started in Transbaikalia from Neoproterozoic (ca. 1000 Ma, Khain et al., 2002) and finished in Inner Mongolia in early Permian (Hsü et al., 1991; Sengör and Natal'in, 1996, Xiao et al., 2003) or Permian to early Triassic times (Chen et al., 2009). One of the latest stages of this long-term convergence tectonic event was attributed to the closure of the Mongol-Okhotsk Ocean, a remnant of an oceanic domain, which was located between Siberia and eastern Mongolia in mid-Mesozoic times (Zonenshain et al., 1990; Zorin, 1999). The associated orogenic belt extended from Central Mongolia and Transbaikalia to the Amur province and Okhotsk Sea in Far East Russia. However, the age of the ocean closure remains controversial, from early-middle Jurassic (Zorin, 1999) to late Jurassic-early Cretaceous times (Kravchinsky et al., 2002; Cogné et al., 2005).

Following the long period of north-south convergence, the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt and north-eastern China were affected by a NW-SE regional-scale extension in late Mesozoic times (Ren et al., 2002; Meng, 2003; Darby et al., 2004; Lin and Wang 2006; Daoudene et al., 2009). The first field argument was the occurrence of

widespread large domains of sedimentary basins that extend from Transbaikalia to north-eastern China (Watson et al., 1987, Allen et al., 1988; Traynor and Sladen, 1995; Khand et al., 2000; Ren et al., 2002; Meng et al., 2003). In fact, these large domains contain numerous NE-SW rift basins (Meng et al., 2003) (Fig. 4.1) filled with late Jurassic to early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks (e.g. Graham et al., 2001). In Transbaikalia, north-eastern Mongolia, and north-eastern China, some of these rift basins bound locally NW-SE striking extensional metamorphic core complexes (Sklyarov et al., 1994, 1997; Davis et al., 1996, 2002; Webb et al., 1999; Darby et al., 2004; Liu et al., 2005; Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008; Daoudene et al., 2009; Charles et al., 2010). Available geochronological studies of metamorphic core complexes suggest that their formation mainly occurred in early Cretaceous times. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from metamorphic core complexes in Transbaikalia-northern Mongolia and north-eastern China range from 134 Ma to 121 Ma (Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008) and 136 Ma to 110 Ma (Webb et al., 1999; Davis et al., 2002; Zhang et al., 2002, 2003; Lin et al., 2008), respectively. This extensional regime that might have affected a much larger area than discussed here (e.g. Faure et al., 1996; Li, 2000; Ratschbacher et al., 2000; Chen et al., 2003; Cunningham et al., 2009) was accompanied by a widespread magmatic activity from late Jurassic to early Cretaceous times (Wu et al., 2005; Jahn et al., 2009; Zhang et al., 2010).

Several debated models have been proposed to explain the late Mesozoic extension in eastern Asia. For instance, Ren et al. (2002) propose that continental extension is due to a combination of deep lithospheric processes and large-scale interaction between Pacific, Eurasian and Indian plates. This interaction might have generated east and southeastward mantle flow, and rotation and extrusion of micro-continental blocks along E-W or SE-trending paleo-fractures and dextral transtension along NE- or NNE-trending large-scale strike-slip faults. In contrast, Meng (2003) proposed that the collision of a North China-Mongolia block with the Siberian craton led to crustal thickening of the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt. Subsequent break-off at depth of the north-dipping Mongol-Okhotsk oceanic slab is proposed as the main trigger for gravitational collapse of a high-plateau leading to late Jurassic-early Cretaceous crustal extension. On the base of geochemical data, Qian et al. (2003) conclude that Mesozoic high-Ba-Sr granitoids in the North China craton and the Dabie-Sulu orogen are compatible with associated basic rocks for most of the incompatible trace element, therefore implying large-scale melting of subcontinetal lithospheric mantle. This feature suggests a magma generating mechanism and a mantle enrichment not only connected to the Triassic continental subduction in the Dabie-

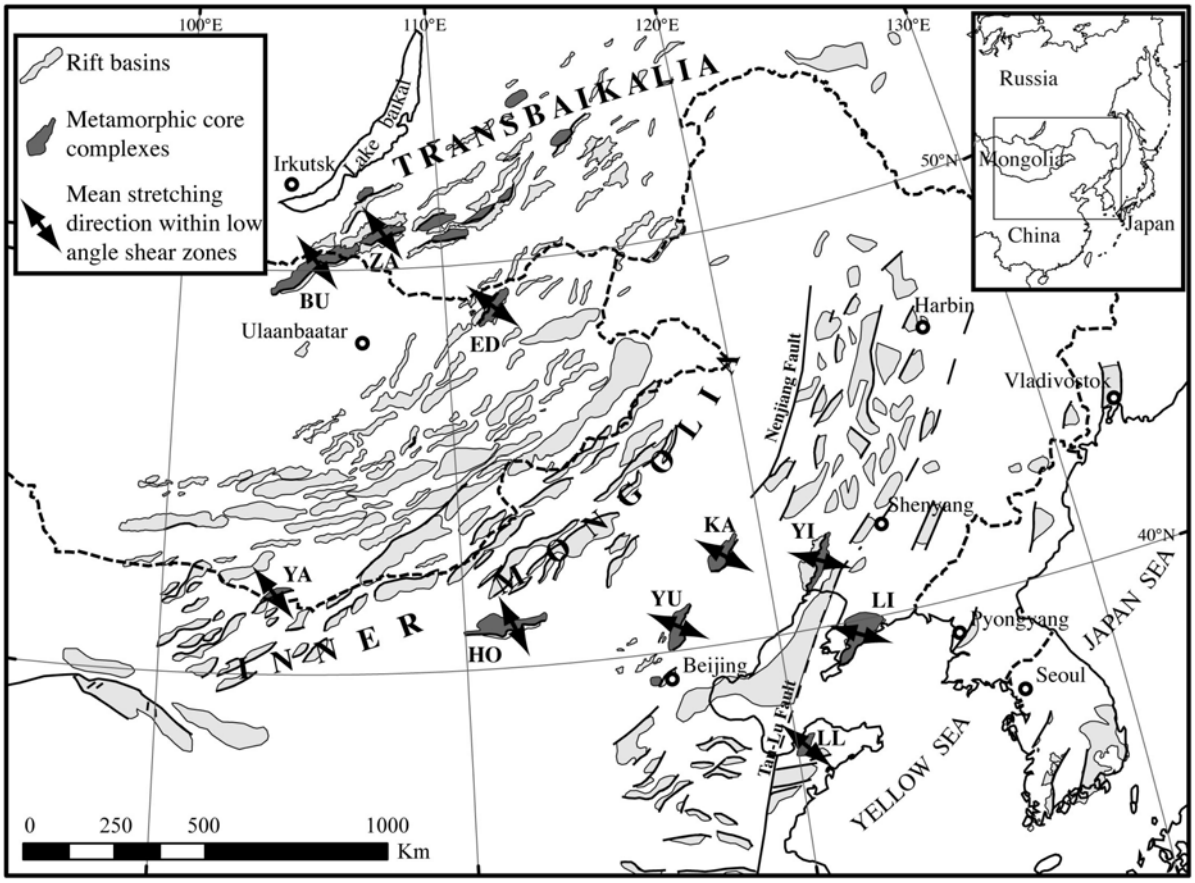


Fig. 4.1: *Late Jurassic to early Cretaceous extensional structures in the eastern part of the Asian Continent (modified after Daoudene et al., 2009). Localisation of rifts basins is after Ren (2002), Meng (2003), and Zorin (1999). Metamorphic core complexes: BU Buteel-Burgutoy (Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008), ED Ereendavaa (Daoudene et al., 2009), HO Hohhot (Davis et al., 2002), KA Kalaqin (Zhang et al., 2003), LI Liaoning (Liu et al., 2005), LL Linglong (Charles et al., 2010), Transbaikalia (Zorin, 1999; Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008), YA Yagan-Onch Hayrhan (Zheng et al., 1996; Webb et al., 1999), YI Yiwulüshan (Zhang et al., 2003; Darby et al., 2004), YU Yunmengshan (Davis et al., 1996), ZA Zagan (Sklyarov et al., 1994; 1997; Donskaya et al., 2008).*

Sulu area, but linked to a larger scale lithospheric process. Qian et al. (2003) further invoke delamination of the ancient lithospheric mantle beneath the eastern part of North China to explain the widespread Mesozoic magmatism. Zhang et al., (2010) suggest that the late Mesozoic (180-80 Ma) subduction-related volcanic activity in China migrated progressively eastward from the interior parts of the Pacific continental margin. They explain this trend by southeastward hinge retreat of the Paleo-Pacific Plate.

Daoudene et al. (2009) showed that extension documented in northern China (Ren et al., 2002; Meng, 2003; Darby et al., 2004; Lin et Wang, 2006) and southern Siberia (Zorin, 1999; Donskaya et al., 2008) should be extended at a regional scale, including eastern Mongolia. Discussing causes for extensional tectonics throughout the region is out of the scope of the present paper and needs further geochronological data. Thus, two MC-ICP-MS U-Pb zircon ages from synkinematic pegmatite dykes suggested that the Ereendavaa metamorphic core complex in north-eastern Mongolia was exhumed during late Jurassic to early Cretaceous times (Daoudene et al., 2009). This wide range of time remains to be better constrained to open discussion on regional scale boundary conditions of extension, especially because the exhumation of metamorphic core complexes in eastern part of the Central Asian Orogenic Belt and north-eastern China appears restricted to early Cretaceous times. This study provides further geochronological data obtained by MC-ICP-MS U-Pb analyses on zircons from pegmatite dykes and orthorgneisses and by $^{40}Ar/^{39}Ar$ step-heating analyses on mica and amphibole from metamorphic and magmatic rocks to constrain tectono-thermal evolution of the Ereendavaa Range. Results corroborate the occurrence of a maximum of activity in metamorphic core complexes exhumation over a rather narrow time range between ca. 130 Ma and ca. 120 Ma.

2. Geological setting

The Ereendavaa area in north-eastern Mongolia is characterized by the occurrence of an elongate NE-SW trending range between two Mesozoic basins, the Onon Basin to the west and the Uldz Basin to the East (Fig. 4.2a). The Onon Basin was described as a half-graben filled with unmetamorphosed volcanic flows and continental sedimentary rocks (Cluer et al., 2000). According to palaeontological data and geological correlations, these rocks were deposited in late Jurassic to early Cretaceous times (Badamgarav et al., 1977; Khand et al., 2000).

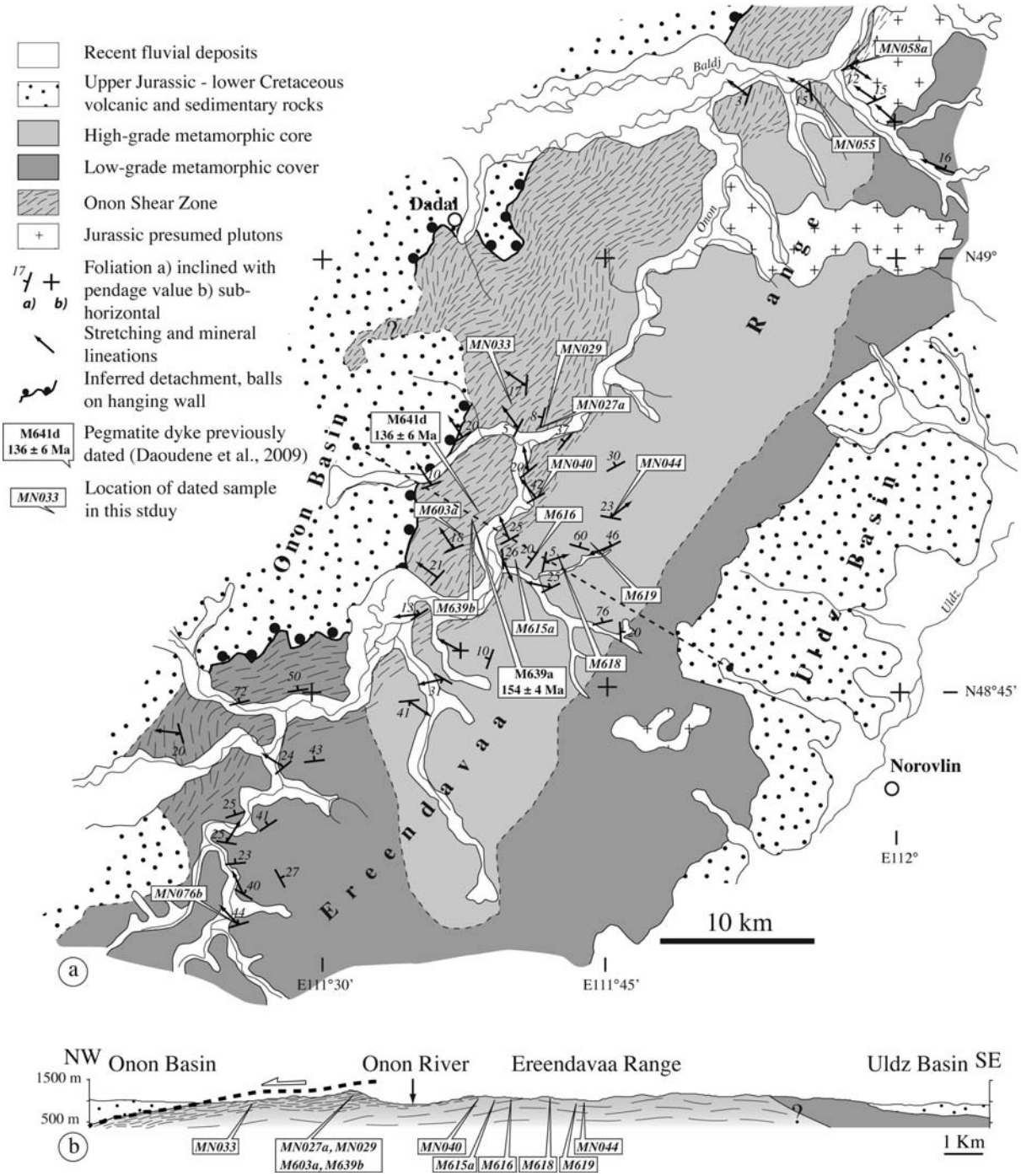


Fig. 4.2: (a) *Simplified structural map of the Ereendavaa area, modified after Daoudene et al., (2009). Boundaries and limit between high-grade metamorphic core of range and low-grade cover were drawn from our structural and metamorphic observations and the geological map of Samovitch et al. (1976).* ***(b)*** *Simplified NW-SE cross-section of the range, modified after Daoudene et al. (2009). Selected samples closest to the section are projected on the cross-section in order to show their structural locations.*

The Ereendavaa Range mainly consists of orthogneisses, amphibolites and scarce paragneisses. Recent structural and metamorphic observations have shown that the range is an extensional metamorphic dome, interpreted as a “Metamorphic Core Complex” (Daoudene et al., 2009). The lowermost exposed rocks within the internal part of the range show a flat-lying to gently dipping foliation. Previous microstructural analyses of orthogneisses showed that the foliation was formed during high-grade amphibolite-facies metamorphic conditions (i.e. Above 600°C, Daoudene et al., 2009), without evidence of partial melting. Toward the Onon Basin to the West, the uppermost part of the range correspond to a slightly NW dipping large-strain zone (Fig. 4.2a) marked by a mylonitic foliation and well-expressed NW-SE trending mineral and stretching lineations. There, shear sense indicators such as shear bands, rolling structures, and normal microfaults are widespread and indicate top-to-the NW motions. Thus, the interface between the overlying Onon Basin and the high-grade metamorphic core of the range is a normal shear zone, the Onon Shear Zone (Fig. 4.2b). Microstructures of deformed Quartz-feldspar rocks within the shear zone attest to retrograde conditions from amphibolite- to greenschist-facies during deformation (Daoudene et al., 2009). This, together with the observed kinematic criteria, indicates that the high-grade metamorphic rocks of the Ereendavaa Range were exhumed along the Onon Shear Zone during a NW-SE extensional event. Along the eastern flank of the range, close to the Uldz Basin, the lack of deformation comparable to what is recognized along the Onon Shear Zone suggests that the Ereendavaa Range is an asymmetric metamorphic core complex. In northern, eastern and southern part of the range, sedimentary series show greenschist-facies or lower grade metamorphic conditions (Fig. 4.2a). Rocks consist of slates, chlorite schists, sandstones, conglomerates and minor amount of limestones. While natures of contacts are presently unknown, these series seem to be structurally above the high-grade metamorphic core of the range.

Scarce small granite plutons of presumed late Jurassic to early Cretaceous ages occur within the metamorphic rocks of the Ereendavaa Range (Fig. 4.2a), especially along its northern part (Samovitch et al., 1976). Moreover, numerous dykes of pegmatite, granite, and leucogranite are intrusive within metamorphic rocks of the range. Along the Onon Shear Zone, some of these dykes display foliation-intrusion relationships that indicate a synkinematic emplacement (Daoudene et al., 2009). The first published zircon U-Pb ages from two dykes have constrained their emplacement between ca. 154 Ma and 136 Ma (Fig. 4.2a) (Daoudene et al., 2009), which indicates that the exhumation of the Ereendavaa Range along the Onon Shear Zone occurred in late Jurassic to early Cretaceous times.

3. Geochronological analyses

3.1. U-Pb zircon dating

3.1.1. Description of samples

Two porphyric orthogneisses (M618 and M619) from the central part of the range have been sampled (Fig. 4.2a and b). These rocks bear a well-developed high-grade foliation (Daoudene et al., 2009) marked by the preferred orientation of feldspar phenocrysts (Fig. 4.3a). In order to further constrain the U-Pb zircon ages of two synkinematic dykes from the Onon Shear Zone (Daoudene et al., 2009), four additional pegmatites have been sampled. Two of them (M603a and M639b) are located within the shear zone (Fig. 4.2a and b). They show diffuse contacts with the host rocks (Fig. 4.3b), which suggest a rather hot environment during emplacement. Moreover, they show weak internal fabrics in geometrical continuity with those observed within country rocks. Two other samples (M615a and M616) were collected from coarse-grained pegmatite dykes cutting across layered amphibolites localized below the Onon Shear Zone (Figs. 4.2a and b). These dykes do not show internal fabrics and display sharp contacts at high angle to the foliation of country rocks (Fig. 4.3c and d). Nevertheless, they show magma digitations elongate within the foliation of host rocks, with flat-lying attitudes sub-parallel to the regional foliation of the range. From these structural observations, we inferred that these two coarse-grained pegmatite dykes might have emplaced during late stages of the extensional deformation in the area.

3.1.2. Method

Single grains were analyzed using the Neptune Multiple Collector - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer (MC-ICP-MS, Thermo Fisher Scientific, Bremen, Germany) equipped with a multi-ion counting system, allowing a very high sensitivity (Cocherie and Robert, 2007). The mass spectrometer is associated with a laser ablation system operating at 213 nm (New Wave frequency-quintupled Nd:YAG UV laser, distributed by VG, UK). The crater was 20 µm in diameter and 15-20 µm in depth. Zircon standard is 91500 from CRPG-CNRS, Nancy, France (Wiedenbeck et al., 1995). Standard bracketing was applied to correct both elemental fractionation during the ablation process and mass bias originating from the MC-ICP-MS itself. Detailed instrumentation, analytical accuracy, and

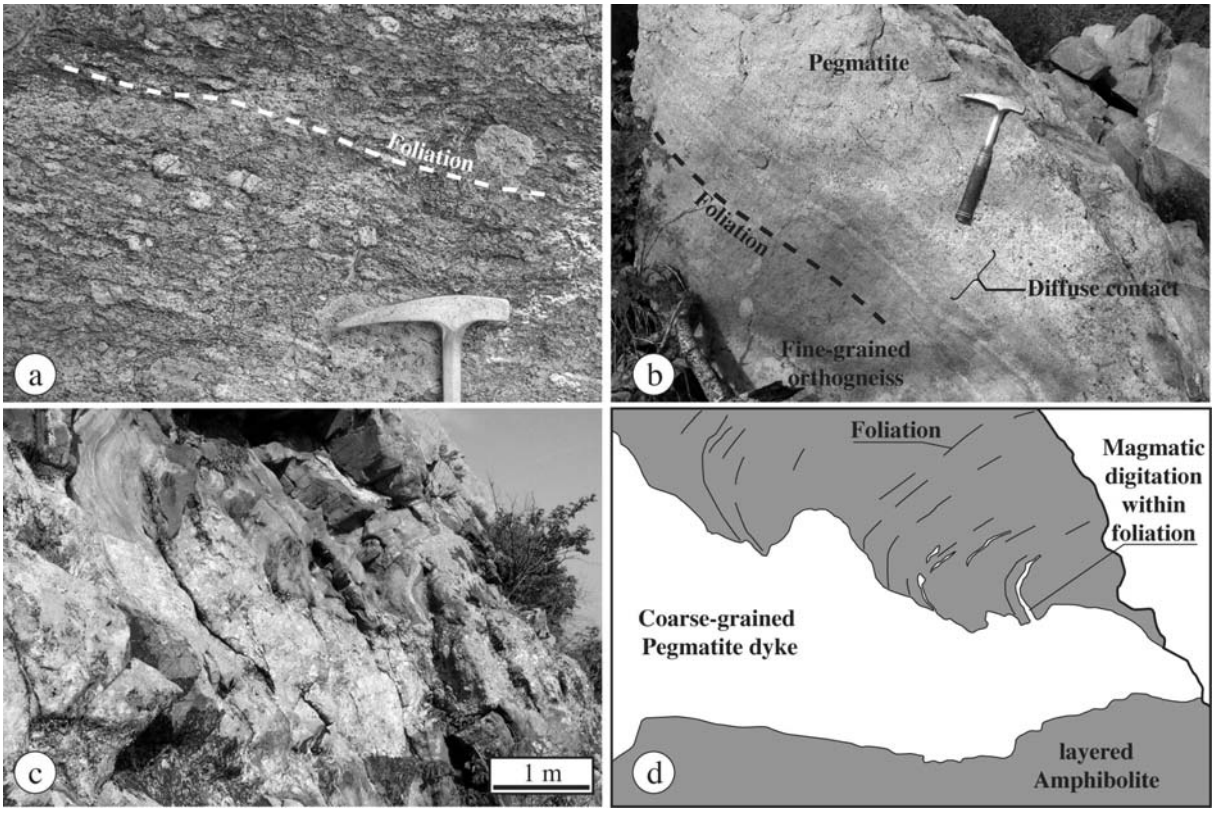


Fig. 4.3: *Photographs and interpretative line-drawing of some outcrops where samples have been collected for zircon U-Pb analyses.* ***(a)*** *Porphyric orthogneiss from the central part of the Ereendavaa Range.* ***(b)*** *Pegmatite M603a within fine-grained leucocratic orthogneisses of the Onon Shear Zone.* ***(c and d)*** *Pegmatite dyke M616 within amphibolitic rocks. The dyke shows straight contacts and crosscuts foliation of the host rock.*

sensitivity are discussed in Cocherie and Robert (2008) and Cocherie et al. (2009). BSE imagery was used to avoid cracks, defects, and inclusions (Fig. 4.4). For Phanerozoic zircons, the analytical uncertainty in the $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratio becomes critical for correction of common Pb (Cocherie and Robert 2008); we therefore used the concordia diagram of Tera and Wasserburg (1972) where uncorrected data can be plotted ($^{207}Pb/^{206}Pb$ *vs* $^{238}U/^{206}Pb$). For Phanerozoic times, ages significantly different are associated with very weak variations in the $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ ratio (Pb*: radiogenic) and a large variation in the $^{206}Pb^*/^{238}U$ ratio. The Tera and Wasserburg diagram is thus convenient to visualize ages (Claoué-Long et al., 1995; Williams, 1998). The principle of the diagram is that uncorrected data plot on a mixing line defined by a point on the Concordia and a point on the ordinate corresponding to the $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio of the common-Pb at the time of zircon crystallization (Stacey and Kramers,

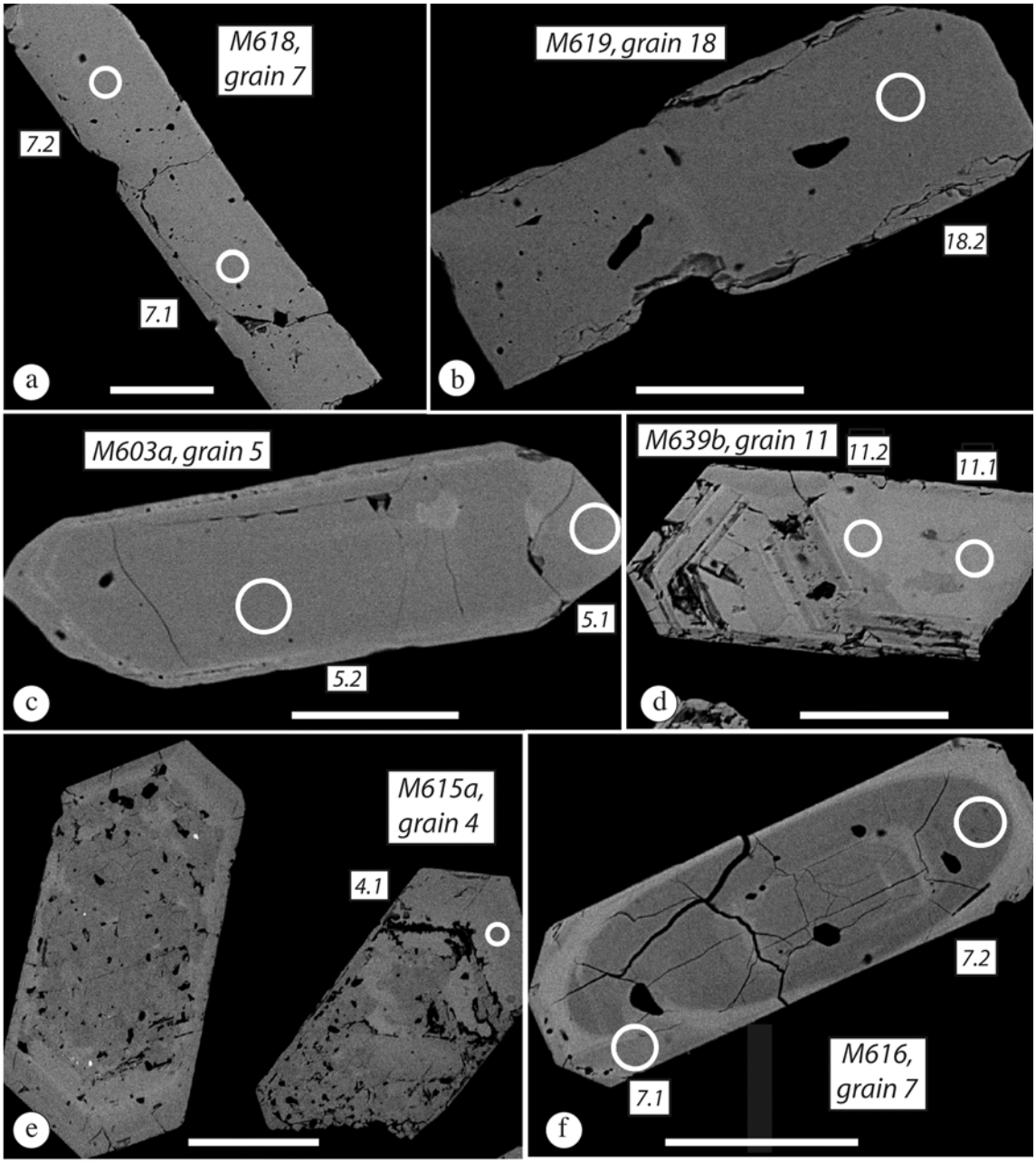


Fig. 4.4: *Back-scattered electron images showing representative zircon grains of each dated samples. White rods on photographs equals to 100 μm. White circles and associated number correspond to spot analyses.* ***(a)*** *Orthogneiss M618.* ***(b)*** *Orthogneiss M619.* ***(c)*** *Pegmatite M603a.* ***(d)*** *Pegmatite M639b.* ***(e)*** *Pegmatite M615a.* ***(f)*** *Pegmatite M616. Zircons from pegmatites (c, d, e, and f) are marked by uranium-rich light rims.*

Table 4.1: *Zircons U-Pb analyses of two Orthogneiss and four pegmatite samples from the Ereendavaa Range.*

Grain. spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^{*}$ (ppm	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} σ_e	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Radiogenic $^{206}Pb/^{238}U$	±	Age (Ma $^{206}Pb/^{238}U$	±
Orthogneiss M 618														
1.1	*129*	*101*	*0.78*	*6.5*	*10223*	*0.861*	*17.26*	*0.23*	*0.0616*	*0.0010*	*0.0574*	*0.0008*	*360*	*5*
1.2	292	212	0.73	10.9	1194	0.955	23.25	0.71	0.0595	0.0007	0.0426	0.0013	269	8
2.1	144	97	0.67	5.8	-	0.741	21.48	0.37	0.0578	0.0009	0.0462	0.0008	291	5
3.1	*43*	*30*	*0.70*	*1.8*	*272*	*3.340*	*19.87*	*0.26*	*0.0786*	*0.0029*	*0.0486*	*0.0006*	*306*	*4*
4.1	153	115	0.76	5.7	1215	0.646	23.21	0.42	0.0571	0.0013	0.0428	0.0008	270	5
5.1	262	179	0.68	10.4	2581	0.624	21.87	0.31	0.0569	0.0006	0.0454	0.0007	286	4
6.1	*87*	*81*	*0.93*	*4.0*	*829*	*1.475*	*18.72*	*0.41*	*0.0637*	*0.0014*	*0.0526*	*0.0012*	*331*	*7*
7.1	158	135	0.85	6.3	-	1.328	21.79	0.37	0.0625	0.0011	0.0453	0.0008	286	5
7.2	212	215	1.01	8.6	1196	1.531	21.34	0.31	0.0641	0.0011	0.0461	0.0007	291	4
8.1	*83*	*36*	*0.44*	*3.0*	*241*	*7.125*	*22.40*	*0.66*	*0.1089*	*0.0031*	*0.0415*	*0.0012*	*262*	*8*
9.1	*52*	*45*	*0.87*	*2.0*	-	*2.215*	*22.76*	*0.25*	*0.0696*	*0.0011*	*0.0430*	*0.0005*	*271*	*3*
10.1	758	980	1.29	29.1	2219	0.101	22.55	0.28	0.0527	0.0005	0.0443	0.0006	279	3
10.2	*442*	*578*	*1.31*	*15.6*	*1552*	*0.840*	*24.54*	*0.38*	*0.0586*	*0.0007*	*0.0404*	*0.0006*	*255*	*4*
11.1	*177*	*224*	*1.26*	*6.5*	*974*	*0.951*	*23.68*	*0.38*	*0.0595*	*0.0008*	*0.0418*	*0.0007*	*264*	*4*
12.1	*259*	*196*	*0.76*	*9.2*	*1918*	*0.312*	*24.29*	*0.45*	*0.0544*	*0.0004*	*0.0410*	*0.0008*	*259*	*5*
13.1	263	191	0.73	10.0	590	0.755	22.74	0.28	0.0579	0.0006	0.0436	0.0005	275	3
Orthogneiss M 619														
1.1	136	91	0.66	5.2	949	1.014	22.73	0.32	0.0599	0.0017	0.0436	0.0006	275	4
2.1	*107*	*78*	*0.73*	*3.9*	*966*	*0.504*	*23.66*	*0.42*	*0.0556*	*0.0011*	*0.0421*	*0.0008*	*266*	*5*
3.1	82	57	0.69	3.3	594	0.539	21.40	0.36	0.0565	0.0007	0.0465	0.0008	293	5
4.1	75	53	0.71	3.0	-	0.571	21.96	0.35	0.0566	0.0012	0.0453	0.0007	285	4
5.1	65	46	0.71	2.6	-	1.037	21.46	0.38	0.0604	0.0018	0.0461	0.0008	291	5
6.1	*95*	*72*	*0.76*	*3.5*	-	*0.493*	*23.64*	*0.38*	*0.0555*	*0.0016*	*0.0421*	*0.0007*	*266*	*4*
7.1	*140*	*136*	*0.97*	*5.2*	-	*1.360*	*23.08*	*0.37*	*0.0626*	*0.0019*	*0.0427*	*0.0007*	*270*	*4*
8.1	*92*	*59*	*0.65*	*3.1*	-	*1.029*	*25.21*	*0.55*	*0.0594*	*0.0016*	*0.0393*	*0.0009*	*248*	*5*
9.1	*173*	*126*	*0.72*	*6.2*	*466*	*0.477*	*24.10*	*0.37*	*0.0553*	*0.0008*	*0.0413*	*0.0006*	*261*	*4*
10.1	*87*	*73*	*0.84*	*3.3*	*331*	*1.070*	*22.90*	*0.42*	*0.0603*	*0.0011*	*0.0432*	*0.0008*	*273*	*5*
11.1	189	175	0.93	7.2	-	0.336	22.54	0.39	0.0546	0.0008	0.0442	0.0008	279	5
12.1	*157*	*131*	*0.84*	*5.7*	*3678*	*1.263*	*23.76*	*0.40*	*0.0616*	*0.0015*	*0.0416*	*0.0007*	*262*	*4*
13.1	*117*	*109*	*0.93*	*4.2*	*240*	*0.706*	*23.98*	*0.32*	*0.0571*	*0.0012*	*0.0414*	*0.0005*	*262*	*3*
14.1	*167*	*168*	*1.01*	*6.1*	*772*	*0.470*	*23.64*	*0.39*	*0.0553*	*0.0007*	*0.0421*	*0.0007*	*266*	*4*
15.1	117	71	0.61	4.5	518	0.484	22.74	0.38	0.0557	0.0011	0.0438	0.0007	276	5
16.1	68	52	0.77	2.6	-	1.325	22.19	0.34	0.0625	0.0014	0.0445	0.0007	281	4
17.1	105	96	0.92	4.2	-	0.433	21.57	0.28	0.0556	0.0009	0.0462	0.0006	291	4
18.1	66	53	0.81	2.5	-	0.931	22.36	0.35	0.0594	0.0016	0.0443	0.0007	279	4
Pegmatitique M 603a														
1.1	254	326	1.28	9.7	2518	1.101	22.71	0.72	0.0600	0.0016	0.0436	0.0014	275	8
2.1	278	260	0.93	10.8	-	0.372	22.29	0.37	0.0542	0.0011	0.0447	0.0008	282	5
3.1	492	486	0.99	19.6	2677	0.459	21.67	0.44	0.0549	0.0009	0.0459	0.0009	290	6
4.1	*910*	*23*	*0.03*	*21.2*	*23699*	*0.251*	*37.20*	*0.57*	*0.0511*	*0.0007*	*0.0268*	*0.0004*	*171*	*3*
4.2	59	36	0.61	2.3	5987	0.878	22.37	0.32	0.0582	0.0022	0.0443	0.0006	279	4
5.1	1037	17	0.02	21.4	6793	0.118	41.90	0.76	0.0500	0.0007	0.0238	0.0004	152	3
5.2	119	89	0.75	4.9	2167	0.697	20.99	0.41	0.0568	0.0016	0.0473	0.0009	298	6
7.1	*437*	*369*	*0.85*	*15.5*	*2906*	*2.172*	*24.35*	*0.57*	*0.0686*	*0.0018*	*0.0402*	*0.0009*	*254*	*6*
8.1	133	118	0.89	4.9	-	0.561	23.66	0.50	0.0557	0.0014	0.0420	0.0009	265	6
8.2	*971*	*380*	*0.39*	*26.5*	-	*0.456*	*31.75*	*0.41*	*0.0527*	*0.0007*	*0.0313*	*0.0004*	*199*	*3*
9.1	290	237	0.82	11.9	1886	0.468	21.09	0.37	0.0550	0.0007	0.0472	0.0008	297	5
10.1	208	126	0.61	8.0	4957	0.513	22.51	0.37	0.0553	0.0013	0.0442	0.0007	279	4
11.1	1118	541	0.48	25.2	2532	1.655	38.35	0.92	0.0622	0.0009	0.0256	0.0006	163	4
12.1	152	115	0.76	6.0	1447	0.386	21.77	0.25	0.0543	0.0013	0.0458	0.0005	288	3
13.1	1000	1631	1.63	40.4	10053	0.173	21.41	0.46	0.0526	0.0007	0.0466	0.0010	294	6
14.1	*190*	*69*	*0.36*	*6.3*	*2210*	-	*25.87*	*0.49*	*0.0503*	*0.0009*	*0.0387*	*0.0007*	*245*	*5*
15.1	585	416	0.71	23.4	2184	0.626	21.67	0.65	0.0562	0.0007	0.0459	0.0014	289	8
16.1	1180	96	0.08	24.8	-	0.294	40.77	1.12	0.0514	0.0007	0.0245	0.0007	156	4
16.2	264	186	0.71	9.9	-	0.309	23.06	0.43	0.0537	0.0010	0.0432	0.0008	273	5

Grain. spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^{*}$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} σ_e	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Radiogenic $^{206}Pb/^{238}U$	±	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±
Pegmatite M639b														
1.1	*5539*	*6167*	*1.11*	*74.4*	*369*	*4.828*	*64.47*	*1.02*	*0.0869*	*0.0008*	*0.0148*	*0.0002*	*94.5*	*1.5*
1.2	*6286*	*11732*	*1.87*	*84.8*	*150*	*12.828*	*64.15*	*1.53*	*0.1504*	*0.0028*	*0.0136*	*0.0003*	*87.0*	*2.1*
2.1	4424	113	0.03	78.9	16039	-	48.51	0.65	0.0457	0.0003	0.0206	0.0003	131.5	1.7
3.1	*4994*	*5485*	*1.10*	*72.2*	*414*	*4.278*	*59.85*	*0.91*	*0.0826*	*0.0010*	*0.0160*	*0.0002*	*102.3*	*1.5*
4.1	*4968*	*3892*	*0.78*	*84.2*	*151*	*12.396*	*49.91*	*2.12*	*0.1469*	*0.0121*	*0.0176*	*0.0007*	*112.2*	*4.7*
5.1	*6979*	*8280*	*1.19*	*96.6*	*335*	*5.390*	*62.52*	*1.05*	*0.0914*	*0.0009*	*0.0151*	*0.0003*	*96.8*	*1.6*
6.1	5456	132	0.02	93.5	19115	-	50.50	0.82	0.0465	0.0003	0.0198	0.0003	126.4	2.0
6.2	5982	157	0.03	100.4	-	-	51.54	0.72	0.0469	0.0003	0.0194	0.0003	123.9	1.7
7.1	*6015*	*3033*	*0.50*	*93.3*	*687*	*2.942*	*55.78*	*0.89*	*0.0720*	*0.0007*	*0.0174*	*0.0003*	*111.2*	*1.8*
7.2	*4595*	*1689*	*0.37*	*70.9*	*1102*	*1.817*	*56.06*	*1.48*	*0.0631*	*0.0005*	*0.0175*	*0.0005*	*111.9*	*2.9*
8.1	*3552*	*1355*	*0.38*	*55.7*	*383*	*5.039*	*54.40*	*0.83*	*0.0886*	*0.0023*	*0.0175*	*0.0003*	*111.6*	*1.7*
9.1	*5058*	*4634*	*0.92*	*71.7*	*514*	*3.578*	*61.05*	*1.16*	*0.0770*	*0.0008*	*0.0158*	*0.0003*	*101.0*	*1.9*
10.1	4756	2927	0.62	83.1	539	3.447	49.53	0.86	0.0760	0.0011	0.0195	0.0003	124.5	2.2
10.2	9237	5914	0.64	150.8	843	1.994	53.02	2.33	0.0645	0.0021	0.0185	0.0008	118.1	5.1
11.1	4698	581	0.12	83.0	4367	0.279	48.97	0.68	0.0509	0.0004	0.0204	0.0003	130.0	1.8
11.2	*5319*	*1305*	*0.25*	*81.7*	*1342*	*1.369*	*56.34*	*0.78*	*0.0595*	*0.0006*	*0.0175*	*0.0002*	*111.9*	*1.5*
12.1	*4519*	*2116*	*0.47*	*73.2*	*832*	*2.075*	*53.45*	*0.79*	*0.0651*	*0.0007*	*0.0183*	*0.0003*	*117.0*	*1.7*
13.1	5382	299	0.06	89.3	2215	0.349	52.01	0.93	0.0514	0.0011	0.0192	0.0003	122.4	2.2
14.1	6664	1347	0.20	116.8	1764	0.581	49.38	0.70	0.0533	0.0005	0.0201	0.0003	128.5	1.8
15.1	*6506*	*6764*	*1.04*	*93.1*	*683*	*2.547*	*60.51*	*0.86*	*0.0688*	*0.0007*	*0.0161*	*0.0002*	*103.0*	*1.5*
Pegmatite M615a														
1.1	6727	260	0.04	135.7	49477	-	42.91	0.64	0.0490	0.0005	0.0233	0.0003	148.5	2.2
1.2	6492	260	0.04	132.0	101784	-	42.55	0.83	0.0490	0.0005	0.0235	0.0005	149.7	2.9
2.1	*11642*	*1867*	*0.16*	*225.2*	*1851*	*1.356*	*44.75*	*0.86*	*0.0598*	*0.0012*	*0.0220*	*0.0004*	*140.5*	*2.7*
3.1	7061	293	0.04	141.1	-	0.025	43.32	0.85	0.0493	0.0005	0.0231	0.0005	147.1	2.8
4.1	7218	379	0.05	148.8	16551	0.095	41.99	0.89	0.0498	0.0003	0.0238	0.0005	151.6	3.2
5.1	4962	483	0.10	98.6	-	-	43.55	0.85	0.0486	0.0004	0.0230	0.0004	146.4	2.8
6.1	3915	122	0.03	77.6	10776	-	43.69	0.73	0.0485	0.0004	0.0229	0.0004	145.9	2.4
7.1	2300	250	0.11	49.0	4752	0.260	40.59	0.97	0.0511	0.0010	0.0246	0.0006	156.5	3.7
8.1	2678	85	0.03	57.6	23139	0.368	40.22	0.86	0.0520	0.0008	0.0248	0.0005	157.8	3.3
9.1	5032	219	0.04	105.5	12105	0.040	41.28	0.68	0.0494	0.0008	0.0242	0.0004	154.2	2.5
10.1	8806	568	0.06	173.0	31154	-	44.07	0.65	0.0478	0.0004	0.0227	0.0003	144.6	2.1
11.1	6316	271	0.04	123.6	12456	-	44.22	0.60	0.0486	0.0004	0.0226	0.0003	144.2	1.9
12.1	10045	2316	0.23	211.2	885	2.724	41.17	0.81	0.0707	0.0021	0.0236	0.0005	150.5	2.9
13.1	4274	340	0.08	83.5	6222	0.268	44.28	0.71	0.0512	0.0006	0.0225	0.0004	143.6	2.3
14.1	*2960*	*106*	*0.04*	*77.7*	*27051*	*0.092*	*32.97*	*1.59*	*0.0498*	*0.0005*	*0.0303*	*0.0015*	*192.5*	*9.2*
15.1	*5884*	*314*	*0.05*	*109.3*	-	*0.268*	*46.58*	*0.82*	*0.0512*	*0.0008*	*0.0214*	*0.0004*	*136.6*	*2.4*
16.1	10958	923	0.08	230.0	143226	-	41.23	0.74	0.0484	0.0004	0.0243	0.0004	154.5	2.7
17.1	5230	337	0.06	104.5	17762	0.043	43.32	0.69	0.0494	0.0004	0.0231	0.0004	147.0	2.3
Pegmatite M 616														
1.1	1406	2185	1.55	36.5	729	1.791	33.30	1.18	0.0644	0.0019	0.0295	0.0010	187	7
2.1	1152	784	0.68	43.3	3234	0.186	23.04	1.18	0.0534	0.0006	0.0433	0.0022	273	14
3.1	406	108	0.27	9.1	2282	-	38.61	1.03	0.0492	0.0010	0.0259	0.0007	165	4
4.1	3625	3400	0.94	82.9	-	0.016	37.86	1.75	0.0496	0.0005	0.0264	0.0012	168	8
5.1	1441	83	0.06	30.1	5629	-	41.42	1.05	0.0470	0.0005	0.0241	0.0006	154	4
5.2	*432*	*276*	*0.64*	*13.8*	*3733*	*1.169*	*27.16*	*0.62*	*0.0601*	*0.0009*	*0.0364*	*0.0008*	*230*	*5*
5.3	2188	102	0.05	42.5	6088	0.029	44.52	0.97	0.0491	0.0006	0.0225	0.0005	143	3
6.1	193	173	0.90	7.0	-	0.038	23.85	0.73	0.0519	0.0011	0.0419	0.0013	265	8
6.2	303	226	0.74	12.2	-	-	21.58	0.60	0.0504	0.0006	0.0463	0.0013	292	8
7.1	*2722*	*703*	*0.26*	*44.6*	*1831*	*0.582*	*52.82*	*1.08*	*0.0530*	*0.0005*	*0.0188*	*0.0004*	*120*	*2*
7.2	939	550	0.59	23.6	10378	0.000	34.49	0.65	0.0498	0.0006	0.0290	0.0005	184	3
8.1	8490	482	0.06	171.6	19181	-	42.83	0.75	0.0463	0.0004	0.0233	0.0004	149	3
9.1	*548*	*223*	*0.41*	*17.3*	*22623*	-	*27.48*	*0.64*	*0.0492*	*0.0005*	*0.0364*	*0.0008*	*230*	*5*
10.1	1150	651	0.57	38.9	29330	-	25.59	1.08	0.0501	0.0004	0.0391	0.0016	247	10
10.2	*1474*	*879*	*0.60*	*40.1*	*4486*	-	*31.84*	*0.73*	*0.0494*	*0.0003*	*0.0314*	*0.0007*	*199*	*5*
11.1	783	400	0.51	28.1	1942	0.335	24.15	1.01	0.0541	0.0006	0.0413	0.0017	261	11
12.1	*5691*	*925*	*0.16*	*363.4*	*11578*	*5.551*	*13.56*	*0.92*	*0.1004*	*0.0010*	*0.0697*	*0.0047*	*434*	*28*
13.1	3983	1299	0.33	162.5	9684	5.352	21.21	1.31	0.0948	0.0009	0.0446	0.0028	281	17

Uncertainties are at 1σ, including the error related to calibration of the 91500 standard. The analyses in italic were not used for mean age calculation. f_{206}(%) is the percentage of ^{206}Pb that is common Pb. Correction for common Pb was made using the measured $^{238}U/^{206}Pb$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined in Williams (1998).

1975). Calculated uncertainties on mean ages are given at the 2σ level (95% confidence limit), using Isoplot/Ex (3.1) of Ludwig (2004). On the other hand, in order to make the diagrams easier to read, the individual error ellipses are shown at 1σ (Fig. 4.5). In the same way, uncertainties are also given at 1σ in Table 4.1.

3.1.3. Results and interpretations

Orthogneiss *M618* contains numerous smoky zircons rich in inclusions and cracks (Fig. 4.4a). Sixteen analyses were performed on 13 grains. Most analyses do not show a high contribution in common Pb. Eight of them are distributed close to ca. 280 Ma along the Concordia (Fig. 4.5). These analyses yielded a mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 282 ± 7 Ma that is interpreted as the age of protolith.

Orthogneiss *M619* contains large zircons (Fig. 4.4b). Eighteen analyses were carried out on 18 individual grains. The analyses are grouped and close to the Concordia on the Tera and Wasserburg (1972) diagram (Fig. 4.5). The statistical treatment led us to separate the analyses into two distinct populations. The 9 oldest data have yielded a mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 283 ± 5 Ma, interpreted as the age of the protolith. Other analyses gave a younger mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 265 ± 3 Ma.

Pegmatite *M603a* owns large zircons that are generally rimmed by uranium-rich domains (Fig. 4.4c). Nineteen analyses were performed on 16 grains. They revealed a chemical contrast between the cores of the grains and their rims. Indeed, Th/U ratios decrease from 0.7 to less than 0.1 toward the rims. This chemical contrast is also marked by the large range of associated ages (Fig. 4.5). Twelve analyses performed within the cores of grains have yielded mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 285 ± 6 Ma. Three other analyses from the rims provided a mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 156 ± 15 Ma. However, this latter mean age remains poorly constrained because rims were often not large enough to be analyzed.

M639b is a coarse-grained pegmatite that contains smoky and elongate zircons (200-500 μm). Most of them display amorphous cores rich in inclusions (Fig. 4.4d). Twenty analyses were performed on 15 grains. Twelve analyses are marked by an important radiogenic Pb-loss (Fig. 4.5). In addition, two other analyses (10.1 and 10.2) show a significant contribution in common Pb. However, they were added to the remaining six concordant analyses for the calculation of a mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 127 ± 3 Ma, interpreted as the emplacement age of the pegmatite.

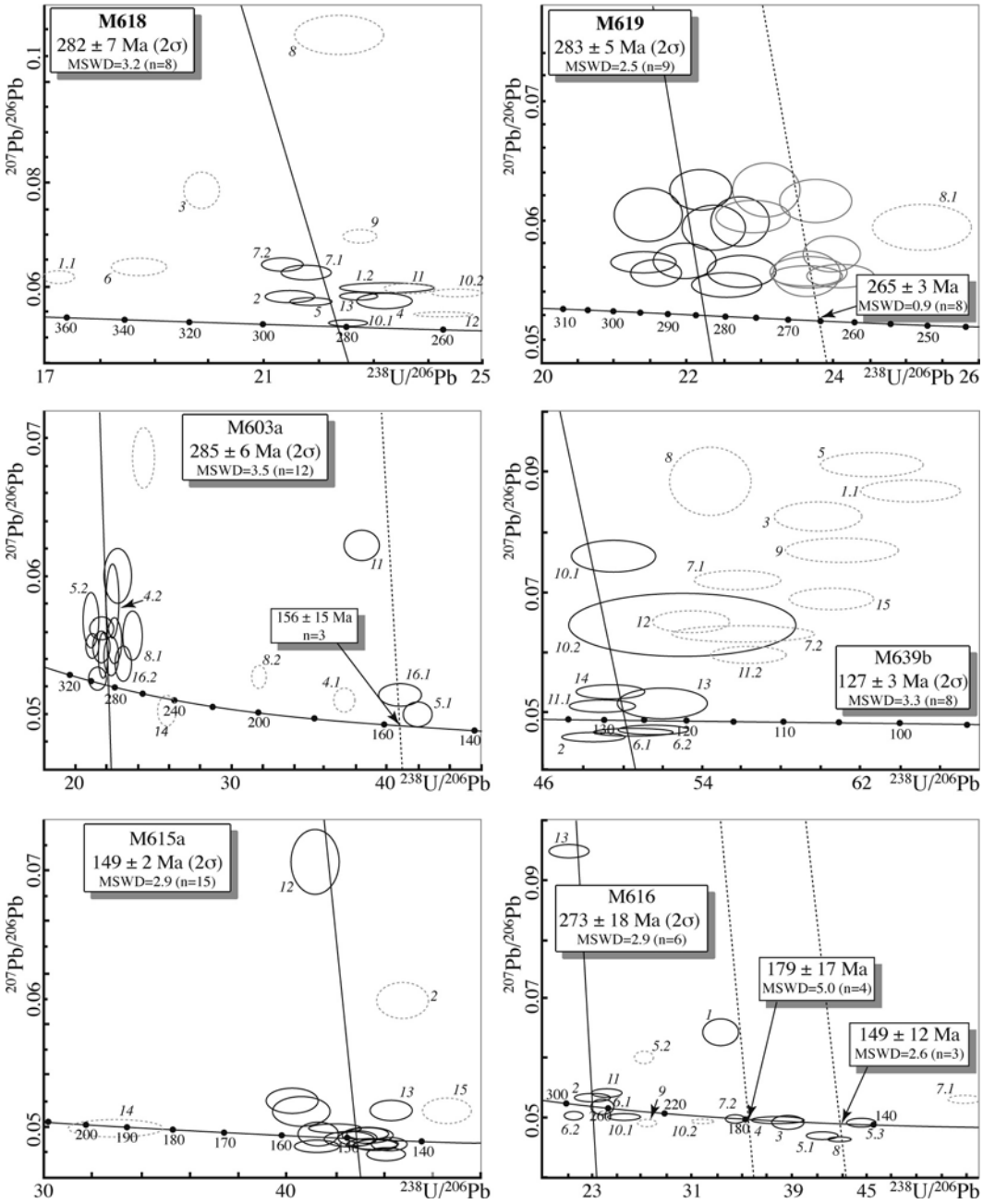


Fig. 4.5: *Tera and Wasserburg (1972) Concordia diagrams for M603a, M615a, M616, and M639b pegmatites and for M618 and M619 orthogneisses from the Ereendavaa Range. Individual spot analysis errors are shown with 1σ error ellipse, while mean age calculations were done at the 2σ errors. See text for further explanations. Sample localisations are reported on Fig. 4.2.*

Pegmatite *M615a* owns dark and large zircon grains (200-500 μm) that are characterized by amorphous cores rich in inclusions (Fig. 4.4e). Eighteen analyses were performed on 17 grains. Only two of these analyses show significant younger ages, which may be associated to a slightly common Pb-loss (Fig. 4.5). One is significantly older than the other and has not been taken into consideration for the calculation of the mean weighted $^{206}U/^{238}Pb$ age of 149 ± 2 Ma. This result will be discussed later.

M616 is a sample from a pegmatite dyke that contains zircons of various sizes. Only few of them have sizes larger than 100 μm. These grains are of poor quality and contain numerous uranium-rich inclusions (Fig. 4.4f). Eighteen analyses were performed on 13 grains. They are generally concordant, but they show scattered ages (Fig. 4.5). A first group of oldest analyses yielded a mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 273 ± 18 Ma. On the other hand, some analyses performed on uranium-rich domains show younger ages. A mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 149 ± 12 Ma was estimated from only 3 analyses. Finally, a third group of 4 analyses has given an intermediate mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 179 ± 17 Ma.

Among six samples analysed, four yielded tightly clustered ages between 285-282 ± 6 Ma and one with an age of 273 ± 18 Ma from grains or grain cores. In addition, we obtained strongly variable, but almost concordant ages between 265 ± 3 Ma and 127 ± 3 Ma. These results will be discussed below in term of enrichment and loss in the respective amounts of U and Th, and episodic radiogenic Pb-loss during recrystallization of the zircons during multiple magmatic and metamorphic events.

3.2. Step-heating $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses

3.2.1. Description of samples

With the aim to establish thermal and tectonic evolution of the Ereendavaa Range, micas and amphiboles have been selected from 8 rock samples representative of the studied area. Six samples were selected from rocks that crop out within the Onon Shear Zone. The other two samples come from the internal parts of the range. Location of selected samples is given on figure 4.2.

Amphiboles *MN040 and MM044* were sampled from strongly foliated amphibolites (Fig. 4.6a) from the lowermost part of the Onon Shear Zone and from the core of the range, respectively (Fig. 4.2a and b). They mainly consist of plagioclase, hornblende and brownish

biotite. Fresh crystals of hornblende lie within the foliation (Fig. 4.6b) and are elongate along the NW-SE lineation. They contain some rounded inclusions of quartz or albite and numerous oblique cracks, but they do not show evidence of post-crystallization deformation. The foliation is also marked by the preferred orientation of euhedral crystals of biotite.

MN055 is a leucocratic fine-grained orthogneiss (Fig. 4.6c) from the northern prolongation of the Onon Shear Zone (Fig. 4.2a). It is made of quartz, alkali feldspar, plagioclase, and minor amounts of biotite and amphibole. Dark-green amphiboles of unconstrained composition occur as irregular patches along foliation planes (Fig. 4.6d). Amorphous crystals of biotite underline the foliation and at time occur along shear bands that cut across amphiboles.

MN033 is an orthogneiss (Fig. 4.6e) that crops out in the upper part of the Onon Shear Zone (Fig. 4.2a and b). It mainly consists of alkali feldspar porphyroclasts embedded in a matrix made of quartz, feldspar and chloritized biotite. Amphiboles occur as acicular crystals, frequently elongate and truncated within foliation planes (Fig. 4.6f). These minerals frequently present dark cores suggesting hornblende composition, surrounded by discontinues rims of light-green amphiboles suggesting actinolites compostion, thus pointing to at least two crystallization episodes. Petrologic evidence suggests that this rock was affected by extensive circulation of fluids. Indeed, large euhedral crystals of titanite lie within the foliation. Moreover, numerous apatites and amorphous grains of epidote occur as accessories. Epidote forms rims that surround large heavy minerals.

Samples *MN027a* and *MN029* were selected from two foliated leucogranite dykes (Fig. 4.6g) within the Onon Shear Zone (Fig. 4.2a and b). These dykes are made of quartz, feldspar, and minor amounts of garnet, muscovite and biotite. Foliation planes marked by a preferred orientation of micas and quartz-feldspar aggregates bear a well-expressed NW-SE mineral lineation. Muscovites are elongate and frequently concentrated along shear bands (Fig. 4.6h). There, they show asymmetric lens shapes (fish-shape), indicating top-to-the NW motions consistent with extensional kinematics along the Onon Shear Zone (Daoudene et al., 2009). Small biotites are associated with muscovites within the shear bands, but they did not appear fresh enough to be analysed.

MN058a is a paragneiss from the northern prolongation of the Onon Shear Zone (Fig. 4.2a). The rock is marked by folded bedding planes, with axial surfaces sub-parallel to the cross-cutting foliations planes (Fig. 4.6i). Its mineralogy consists of quartz, biotite and minor amounts of feldspar, muscovite and garnet. Small grains of euhedral biotite lie sub-parallel to foliation planes. Muscovite is frequently localized within finer grained shear bands. Mica-fish

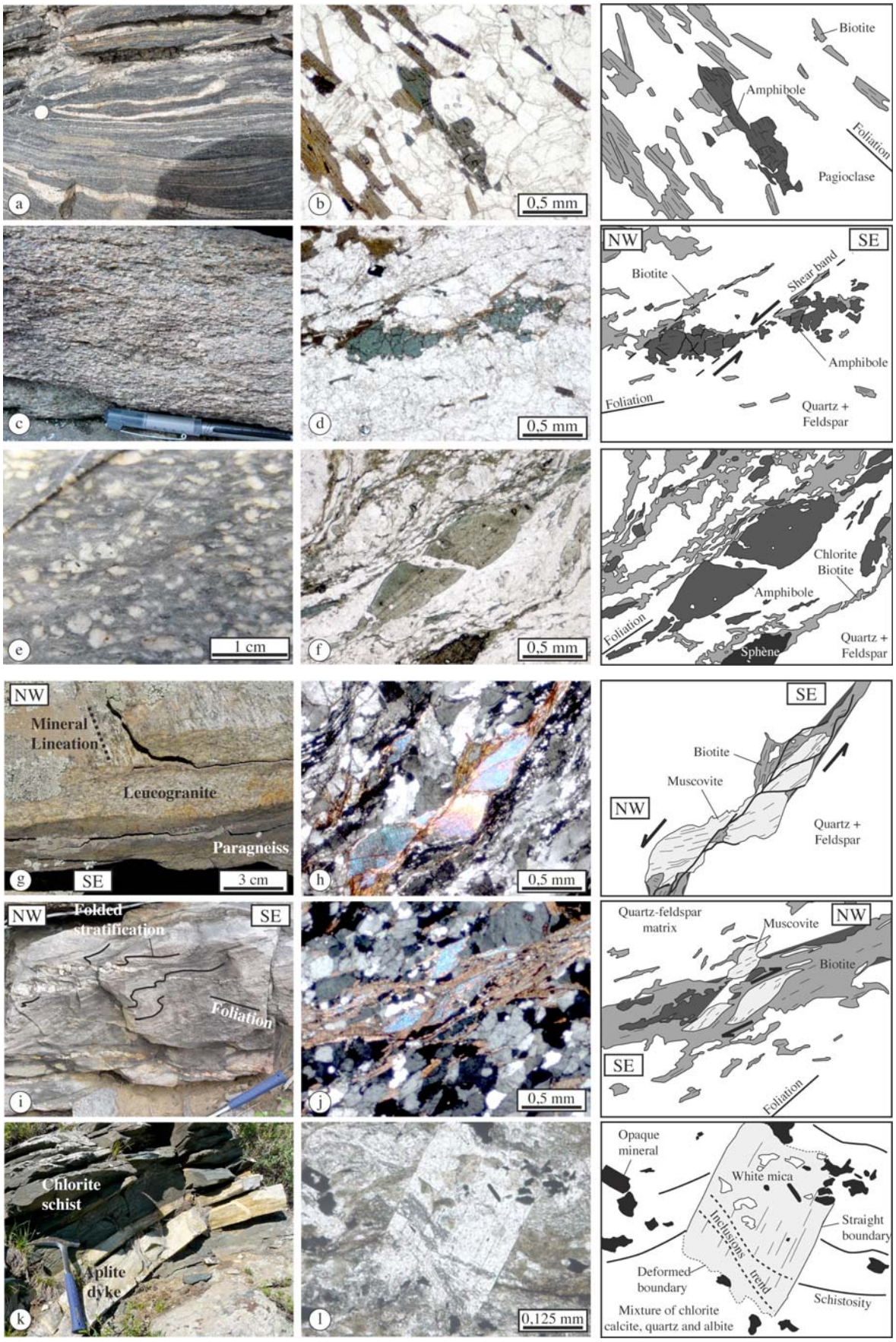

a
b
0,5 mm
Biotite
Amphibole
Foliation
Pagioclase
c
d
0,5 mm
NW
SE
Biotite
Shear band
Amphibole
Foliation
Quartz +
Feldspar
e
1 cm
f
0,5 mm
Chlorite
Biotite
Amphibole
Foliation
Sphène
Quartz +
Feldspar
NW
Mineral
Lineation
Leucogranite
Paragneiss
g
SE
3 cm
h
0,5 mm
SE
Biotite
Muscovite
NW
Quartz +
Feldspar
NW
Folded
stratification
SE
Foliation
i
j
0,5 mm
Quartz-feldspar
matrix
Muscovite
NW
Biotite
SE
Foliation
Chlorite
schist
Aplite
dyke
k
l
0,125 mm
Opaque
mineral
White mica
Inclusions
trend
Straight
boundary
Deformed
boundary
Schistosity
Mixture of chlorite
calcite, quartz and albite

Fig. 4.6: *Structural and petrographic features of some samples selected for $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses.* ***(a, c, e, g, i, and k)*** *Outcrop-scale photographs of MN044 amphibolite, MN055 fine-grained orthogneiss, MN033 orthogneiss, MN027a leucogranite, MN058a paragneiss and MN076b chlorite-schist, respectively.* ***(b, d, f, h, j, and l)*** *Thin sections in plane- or cross-polarized light (perpendicular to foliation and parallel to lineation when presents) and interpretative line-drawings of samples illustrated with the outcrop-scale photograph.*

---

geometries attest to top-to-the NW shearing (Fig. 4.6j). Some crystals contain small inclusions of opaque minerals.

MN076b is a chlorite-schist (Fig. 4.6k) located in the southern low-grade metamorphic cover of the range (Fig. 4.2a). The mineralogy of this fine-grained rock is made of chlorite, chloritized biotite, calcite, epidote, albite, quartz and numerous opaques minerals. Automorphous grains of muscovite are common (Fig. 4.6l). They frequently show oblique orientations with respect to the foliation that appears slightly crenulated. Grain boundaries are straight, except those sub-parallel to the foliation. These white micas contain many inclusions of small minerals commonly observed in the matrix. The inclusions are aligned along curvature planes that are in geometrical continuity with the foliation of the surrounding matrix. These features suggest that muscovites crystallized during late stages of foliation development.

3.2.2. Methodology

Single grains of amphibole, biotite and muscovite were separated by handpicking, using a binocular microscope, from 0.25-1.0 mm fractions of crushed rock samples. Selected minerals were wrapped in Al foils to form small packets (11 × 11 mm) that were stacked and interspersed with neutron fluence monitors between every 10 samples. Irradiation was performed at the McMaster reactor (Hamilton, Canada) in the 5C location. It lasted 33.33 hr (with total fluence 2.0×10^{18} n.cm^{-2}) and was monitored with Taylor Creek Rhyolite (TCR-2) sanidine (28.34 Ma according to Renne et al., 1998). The sample arrangement within the irradiation allowed us to monitor the flux gradient with a precision of ± 0.2 %.

The procedure used for step-heating analyses of single grains was described in detail by Ruffet et al. (1991, 1995). Blanks were performed routinely each first or third step, and subtracted from subsequent sample gas fractions. We consider that a plateau age is obtained

when apparent ages of at least three consecutive steps, representing a minimum of 70 % of the $^{39}Ar_K$ 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 $^{39}Ar_K$ released. Apparent age uncertainties exclude the errors on the $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ ratio and age of the monitor. The error on the $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ ratio of the monitor is included in the calculation of plateau age uncertainties. All age errors are displayed at the 1σ level (Fig. 4.7).

For amphiboles, we also provide the $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ spectra from step-heating analyses. Such spectrum characterizes the evolution of the Ca/K ratio (CaO/K_2O = 2.179 x ($^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$)) during step-heating of an analysed amphibole (Table 4.2). Each calculated apparent age of an age specrum is linked to a degassing component of the mineral, which is characterized by its Ca/K ratio. A flat $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ spectrum attests to a constant composition in term of Ca and K. This means that the dated grain is pure and does not present compositional zoning and inclusions of contaminant mineral phases.

3.2.3. Brief note about isotopic closure temperatures

Isotopic ages in metamorphic rocks are generally interpreted within the Dodson's (1973) diffusion theory, which states that some minerals in geological systems start to accumulate isotopes formed by radioactive decay in their crystalline lattices if the temperature is below a critical value, the so-called blocking (Jäger, 1967) or closure (Dodson, 1973) temperature T_c.

For U-Pb dating on zircon, T_c is considered to be higher than 900°C (Cherniak and Watson, 2001; Reiners, 2009).

K-Ar isotopic T_c of muscovite (more generally white micas), were first estimated at ca. 350°C by calibration of isotopic ages versus metamorphic grade (Purdy and Jäger, 1976), but are currently debated. Several studies suggest that in the absence of deformation and fluid-enhanced recrystallization, T_c may be as high as 500°C for muscovite (Villa, 1998; Bosse et al., 2005) or even higher than 550°C (Lister and Baldwin, 1996) for phengite under blueschist facies metamorphic conditions. New experimental estimates of muscovite diffusion coefficients by Harrison et al. (2009) support these conclusions (Pitra et al., 2010), suggesting that a T_c range of 450-500°C is a better estimate for muscovite.

Closure temperatures for amphibole, although less debated than those for muscovite, are also difficult to estimate. In addition to the effect of cooling rate and size of diffusion domains, amphibole diffusivity is also influenced by ionic porosity (Fortier and Giletti, 1989;

Table 4.2: *$^{40}Ar/^{39}Ar$ analytical data of amphiboles and micas from metamorphic and magmatic rocks sampled within the Ereendavaa Range.*

Step	$^{40}Ar_{Atm.}$ (%)	$^{39}Ar_K$ (%)	$^{37}Ar_{Ca}/^{39}A_{rK}$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Age (Ma)
MN044 Amphibole					
1	60,57	3,3	0,194	6,14	126,6 ± 5,6
2	9,65	5,7	2,392	6,57	135,1 ± 1,9
3	2,11	11,4	3,405	6,67	137,1 ± 0,9
4	2,42	10,2	3,439	6,68	137,3 ± 0,6
5	6,76	3,7	3,242	6,38	131,4 ± 1,3
6	1,96	12,3	3,577	6,75	138,7 ± 1,2
7	0,34	3,7	3,192	6,73	138,3 ± 2,6
Fusion	1,09	49,8	3,544	6,72	138,1 ± 0,3
MN044 Biotite					
1	54,64	6,6	0,004	4,15	86,5 ± 2,2
2	12,38	11,7	0,002	5,79	119,6 ± 1,1
3	3,86	22,7	0,001	6,19	127,6 ± 0,6
4	4,38	9,1	0,002	6,17	127,1 ± 0,9
5	4,49	17,5	0,002	6,19	127,6 ± 0,6
6	4,92	8,3	0,002	6,12	126,2 ± 1,1
7	3,65	7,7	0,003	6,17	127,2 ± 1,3
8	1,96	6	0	6,27	129,2 ± 1,8
9	4,41	4,2	0	6,08	125,4 ± 3,3
Fusion	0,78	6,3	0	6,33	130,4 ± 1,9
MN040 Amphibole					
1	74,1	1,7	1,758	8,47	172,4 ± 9,4
2	3,89	74,9	4,303	6,28	129,5 ± 0,4
3	1,35	6,8	4,166	6,21	127,9 ± 1,8
4	6,68	2,3	2,364	5,95	122,8 ± 6,9
Fusion	4,52	14,3	1,47	6,22	128,2 ± 1
MN055 Amphibole					
1	107,83	0,3	1,998	-2,22	0 ± 0
2	7,38	5,7	3,236	6,67	137 ± 16,5
3	0	36,5	3,237	6,4	131,7 ± 2,1
4	2,03	45	3,222	6,32	130,2 ± 2,6
5	3,11	3,4	3,244	6,29	129,6 ± 16,9
6	14,32	2,4	3,032	5,59	115,6 ± 23,7
Fusion	4,12	6,6	3,223	6,25	128,8 ± 11,4
MN033 Amphibole					
1	55,13	1,4	1,083	69,52	1083,6 ± 18,4
2	61,91	2	0,479	6,02	124,2 ± 16,6
3	69,42	2,6	1,418	5,56	115 ± 13,4
4	33,42	24	8,927	10,24	206,4 ± 1,8
5	10,39	29,9	7,873	9,18	186,3 ± 1,3
6	21,93	5	7,753	8,94	181,6 ± 6,1
7	12,25	7,4	8,022	8,16	166,4 ± 3,8
8	10,53	6,4	10,77	8,69	176,7 ± 3,8
Fusion	12,2	21,3	9,829	9,52	192,8 ± 1,6
MN076b Muscovite					
1	13,04	3,9	7,555	6,37	131,2 ± 11,2
2	0,57	46,5	0,048	6,33	130,5 ± 0,9
3	0	13,2	0,1	6,32	130,3 ± 2,4
4	0	27,4	0,06	6,28	129,4 ± 1,8
5	0,05	3	0,109	6,41	131,9 ± 10,8
Fusion	0	6,1	0,088	6,33	130,5 ± 4,9
MN027a Muscovite					
1	35,47	0,8	0	6,01	123,8 ± 15,3
2	5,9	0,8	0	6,87	141 ± 14
3	6,26	5,3	0,001	6,21	127,8 ± 2,3
4	1,08	1,9	0	6,29	129,4 ± 5,1
5	3,87	8,1	0,002	6,21	127,9 ± 1,5
6	3,68	4,2	0,005	6,02	124,1 ± 2,8
7	0,91	18,6	0	6,15	126,8 ± 0,7
8	0	5,4	0	6,22	128 ± 2,4
9	0,14	26,1	0	6,17	127,1 ± 0,5
10	0,56	9,4	0,002	6,15	126,6 ± 1,2
11	0,04	8,2	0	6,17	127,1 ± 1
12	0	2,1	0	6,16	126,9 ± 3,7
13	0	4,2	0	6,13	126,3 ± 2,3
Fusion	0	5,1	0,001	6,15	126,8 ± 1,6
MN029 Muscovite					
1	35,92	1,4	0	5,86	121,1 ± 4,9
2	9,3	2,5	0	6,35	130,7 ± 2,6
3	9,96	6,2	0,001	6,17	127,1 ± 0,9
4	6,5	2,4	0,002	6,15	126,7 ± 1,9
5	4,38	6,3	0,002	6,11	126 ± 0,6
6	3,21	33,3	0,001	6,12	126,2 ± 0,2
7	0,92	2,9	0	6,1	125,8 ± 2,4
8	1,26	6,6	0	6,09	125,6 ± 1,1
9	1,71	10,5	0,001	6,1	125,7 ± 0,7
10	0,51	9,6	0	6,15	126,7 ± 0,5
11	0	3,8	0	6,13	126,3 ± 1,4
12	0	2,1	0,001	6,12	126,1 ± 1,7
Fusion	0,33	12,5	0	6,13	126,4 ± 0,5
MN058a Biotite					
1	100,7	0,2	0,41	-0,27	0 ± 0
2	53,59	0,9	0,124	6,52	134,1 ± 18,4
3	20,65	3,4	0,017	5,98	123,3 ± 4,6
4	2,71	11	0,009	6,15	126,7 ± 1,3
5	1,79	24,5	0,007	6,06	125,1 ± 0,8
6	0,6	14,2	0,004	6,13	126,3 ± 0,9
7	1,45	10	0,008	6,04	124,7 ± 1,8
8	1,77	12,4	0,022	6,08	125,3 ± 1,2
9	0	9,8	0,02	6,18	127,4 ± 1,6
Fusion	1,67	13,6	0,013	6,08	125,3 ± 1,7
MN058a Muscovite					
1	62,26	0,5	0,033	4,6	95,6 ± 15
2	30,64	0,7	0,011	5,46	112,9 ± 18,2
3	19,73	0,4	0,005	5,81	120,1 ± 15,9
4	7,32	38,7	0,003	6,05	124,8 ± 0,4
5	4,79	2,8	0,009	5,94	122,7 ± 4,1
6	3,24	29,6	0,002	6,06	124,9 ± 0,6
7	3,16	12,1	0,003	6,06	125,1 ± 1
8	1,9	5,7	0,003	6,03	124,4 ± 1,8
9	0,34	2,3	0,001	6,1	125,8 ± 3,5
Fusion	1,92	7,2	0,001	6,06	125,1 ± 1,3

$^{40}Ar_{atm}$= atmospheric ^{40}Ar. $^{40}Ar^*$ = radiogenic ^{40}Ar. Ca = produced by Ca-neutron interferences. K = produced by K-neutron interferences. Age (Ma) = the date is calculated using the decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977). The errors are at the 1σ level and do not include the error in the value of the J parameter. Correction factors for interfering isotopes produced by neutron irradiation in the McMaster reactor were $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 7.06x10^{-4}$, $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 2.79x10^{-4}$, $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K = 2.97x10^{-2}$.

Dahl, 1996). On the basis of natural hornblende compositions measured by various authors (i.e. Colville et al., 1966; Leake, 1978; Robinson et al., 1982), Dahl (1996) suggested a T_c range of 480-550°C. This has been re-evaluated at 550-650°C by Villa (1998). We will consider in this study a median T_c range value of 550-600°C for amphiboles.

On the other hand the suggested closure temperature for biotite may be as high as ~ 450°C (e.g. Villa and Puxeddu, 1994), about 150°C higher than the commonly accepted temperature.

Nevertheless, in the presence of deformation and fluid-enhanced recrystallization, this isotopic closure concept is no more valid as recrystallization can occur below the expected T_c.

3.2.4. Results and interpretations

From the thirteen analyses, the two experiments performed on biotite orthogneisses were rejected because of strong disturbances related to chloritisation (cf. Ruffet et al., 1991). Corresponding age spectra were not plotted. Eight of the nine remaining experiments yielded flat age spectra with "young" apparent ages allowing plateau age calculations in the range 137.9 ± 0.3 Ma to 124.8 ± 0.3 Ma (Fig. 4.7). The ninth experiment (amphibole MN033) displays a disturbed age spectrum with older apparent ages.

Amphibole MN044, from an amphibolite sample located in the central domain of the Ereendavaa range (fig. 4.2a), yielded the oldest age of the "young" ages group at 137.9 ± 0.3 Ma (Fig. 4.7). Despite a slight apparent age increase from ca. 135 Ma in the low temperature steps up to ca. 138 Ma in the fusion step, the 137.9 ± 0.3 Ma plateau age, together with the associated flat $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio spectrum clearly highlight an absence of disturbance due to subsequent thermal activity, of contaminant phases, and/or chemical zoning. Nevertheless, the young ages in the low temperature steps (first 30% of $^{39}Ar_K$ degassing) might be due to some inclusions of a mores K-rich mineral such as biotite (e.g. Rex et al., 1993; Wartho, 1995; Castonguay et al., 2001; de Jong and Wijbrans, 2006; de Jong, 2009). Therefore, the age difference with the biotite from the same sample, at 127.3 ± 0.4 Ma, becomes further interesting. The lack of visible post-crystallization deformation of amphibolite MN044 (Fig. 4.6a) indicates that the amphibole and biotite ages reflect two successive stages during a cooling history. Muscovite from the chlorite schist sample MN076b, located in the southern low-grade cover of the high-grade range core at ca. 40 km to the SW of sample MN044 (Fig. 4.2a), yielded a plateau age at 130.2 ± 0.9 Ma (Fig. 4.7).

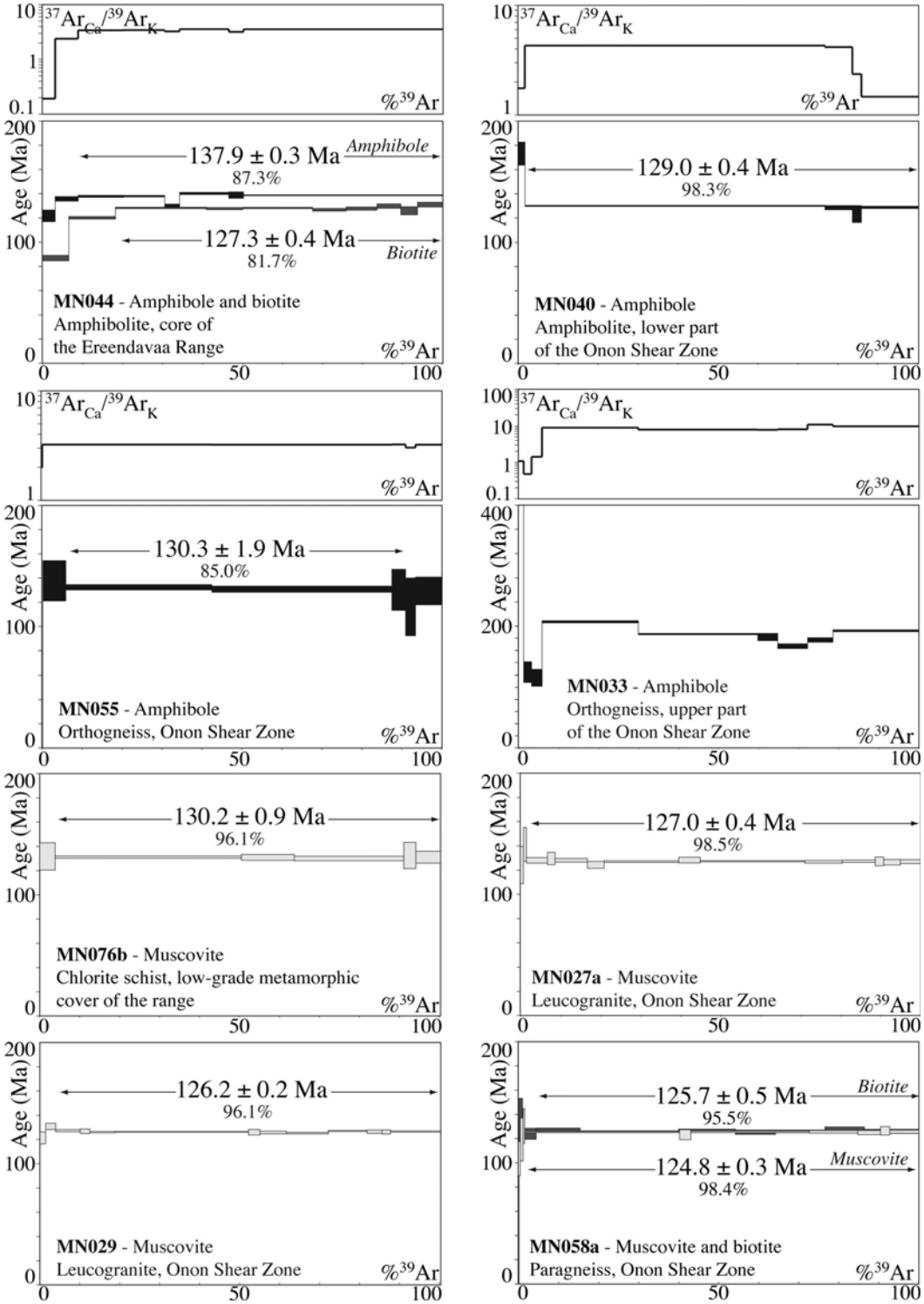


Fig. 4.7: *$^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra of amphiboles and micas from metamorphic and magmatic rocks sampled within the Ereendavaa Range. The age error bars for each temperature steps are at the 1σ level. The errors in the J-values are not included. Plateau ages were calculated at the 2σ level taking into account errors on the J-values, but they are shown with 1σ uncertainties.*

$^{40}Ar/^{39}Ar$ results from samples collected within the Onon Shear Zone have provided closely comparable ages. Amphiboles from samples MN040 and MN055, both located in the lower part of the Onon Shear Zone, yielded plateau ages at 129.0 ± 0.4 Ma and 130.3 ± 1.9 Ma (Fig. 4.7), respectively, ca. 7 Ma younger than amphibole MN044 located outside the shear zone within the Ereendavaa range core. The distinct shapes of the $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_{K}$ and $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_{K}$ spectra of amphibole MN040 suggest that this mineral was completely reset and partly recrystallized. For this reason, we suggest that these two amphibole ages date mineral recrystallization rather than cooling. Amphibole MN033 has yielded "old" apparent ages in the range ca. 206 Ma to ca. 166 Ma (low temperature apparent ages excepted) and a saddle-shaped age spectrum, which contrasts strongly with previous "younger" results (Fig. 4.7). Such saddle-shaped spectra were observed on muscovite single grains and explained by mixing between two domains with distinct ages within grains, an inherited domain and a newly recrystallized domain (Alexandrov et al., 2002), linked or not to deformation (Cheilletz et al., 1999; Tremblay et al., 2000; Castonguay et al., 2001; Alexandrov et al., 2002). Malo et al. (2008) proposed that similar shapes could be explained in the same way for amphiboles. In the present case, such hypothesis would imply an isotopic system initially closed before ca. 206 Ma and disturbed/partly recrystallized during a subsequent event younger than ca. 166 Ma. The slightly saddle-shaped $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_{K}$ spectrum seems to corroborate this interpretation, suggesting that amphibole MN033 was not completely reset. The two leucogranites (MN027a and MN029) collected within the Onon Shear Zone (Fig. 4.2a and b) yield two nearly concordant muscovite plateau ages at 127.0 ± 0.4 Ma and 126.2.3 ± 0.2 Ma (Fig. 4.7), respectively, ca. 3-4 Ma younger than the muscovite MN076b, which was collected outside the shear zone. Biotite and muscovite analyses from sample MN058a have yielded the youngest plateau ages at 125.7 ± 0.5 Ma and 124.8 ± 0.3 Ma, respectively (Fig. 4.7).

4. Discussion

4.1. Evolution of the Ereendavaa Range

4.1.1. Late Jurassic to Early Cretaceous magmatism

Unlike the M639b pegmatite dyke that yielded unambiguous emplacement ages at 127 ± 3 Ma (Fig. 4.4), the mean U-Pb ages of 149 ± 2 Ma obtained from zircons of the M615a

pegmatite dyke is quite questionable. Indeed, field evidences show that the dyke was emplaced during the latest stages of extensional deformation and, as discussed above and below, an amphibole from a layered amphibolite similar to those that host the dyke yielded a plateau age at ca. 138 Ma (Fig. 4.7) that we interpreted in terms of cooling. This implies that the M615a pegmatite dyke must be younger than 138 Ma. These features strongly suggest that the large scattering of the nearly concordant data within the Tera and Wasserburg (1972) diagram for the M615a pegmatite (Fig. 4.5) reflects a mixture between two events. Indeed, the data can be separated in two sub-clusters, as its distribution in the diagram is halter-shaped. Thus, a first generation of zircons might have crystallized at ca. 155 Ma. These grains would be subsequently affected by the crystallization of a secondary generation of zircons during the emplacement of the melted pegmatite, which, according to the youngest datum, could not have occurred earlier than 140.5 ± 2.7 Ma (1σ, Table 4.1).

Pegmatites M603a and M616 have provided more complex results. However, rims and uranium-rich domains of some of their zircons have provided rather young but poorly defined mean $^{206}U/^{238}Pb$ ages of 156 ± 15 Ma and 149 ± 12 Ma (Fig. 4.5), comparable to those discussed above. On the other hand, these pegmatites own old zircon domains that have yielded better constrained mean $^{206}U/^{238}Pb$ ages of ca. 285 Ma and 273 Ma. They are identical in the limits of their individual errors to those obtained from orthogneisses sampled within the core of the range (Fig. 4.2a and b). Zircons from these rocks have yielded mean $^{206}U/^{238}Pb$ ages of ca. 283 Ma and 282 Ma (Fig. 4.5), which were interpreted in terms of protolith emplacement. The occurrence of late Palaeozoic zircon domains within pegmatites may thus be explained as inheritance, especially since they correspond to cores of grains (Sample M603a) and Uranium-poor domains (Samples M616). Moreover, it has been pointed out that the great amount of pegmatite and granite dykes observed within rocks of the Ereendavaa Range is mainly of micas-poor quartz-feldspar mineralogy (Daoudene et al., 2009). This suggests that partial melting at depth might have affected mainly rocks of felsic composition, a feature consistent with the occurrence of inherited zircons within pegmatite and granite dykes. These zircons were originally formed by crystallization from magmas associated with late Palaeozoic granitoids within the area. Numerous geochemical and geochronological studies further report widespread peralkaline and alkaline intrusions of late Carboniferous and early Permian ages throughout north-eastern Mongolia and Transbaikalia (ca. 310-270 Ma, Litvinosky et al., 1999, 2002; Posokhov et al., 2005; Tsygankov et al., 2007; Jahn et al., 2009; Reichow et al., 2010).

The four dated pegmatites might have emplaced between ca. 156 Ma and 127 Ma. These results appear closely comparable to those previously obtained from pegmatite and granite dykes sampled along the Onon Shear Zone (Daoudene et al., 2009), which indicates that the range was the locus of a widespread magmatic activity from late Jurassic to early Cretaceous times. The occurrence of late Palaeozoic core and/or uranium-poor domains of zircons in three of the four dated pegmatite dykes suggest inheritance from metamorphic igneous rocks of age comparable to those that crop out within the core of the range.

4.1.2. Early Cretaceous exhumation of the Ereendavaa Range

It was previously inferred that the deformation in the Onon Shear Zone, and therefore the exhumation of the Ereendavaa Range, occurred during an interval of about 30 Ma in late Jurassic to early Cretaceous times (Daoudene et al., 2009). However, this substantial period of time was disputable, because (i) geological studies and numerical models emphasize that metamorphic core complexes are often exhumed within rather short time intervals, typically 10-15 Ma (e.g. Gautier et al., 1993; 2008; Vanderhaeghe et al., 2003; Tirel et al., 2004), and (ii) formation of other metamorphic core complexes in Transbakalia to north-eastern China rather occurred in early Cretaceous times (e.g. Davis et al., 1996; Lin and Wang, 2006; Yang et al., 2007).

A $^{40}Ar/^{39}Ar$ amphibole age from the internal domain of the range (Fig. 4.2a) is consistent with a cooling history that might have begun no later than ca. 138 Ma. The flat-lying high-temperature fabric of the lowermost rocks exposed in the range (above 600°C, Daoudene et al., 2009) probably developed at this time, above an estimated isotopic closure temperature of 550-600°C for amphibole. This suggests a higher ambient temperature at depth that might have favoured partial melting, and therefore led to emplacements of pegmatite and granite dykes within the uppermost levels of the range since late Jurassic times (Fig. 4.8). The 10.6 Ma gap with the biotite from the same sample indicates that the core of the range might have initially recorded a rather long cooling history, between ca. 138 Ma and 127 Ma. In the hypothesis of a regular single-phase temperature decrease, a mean cooling rate might be estimated at ca. 12°C/Ma (Fig. 4.8). The muscovite age at ca. 130 Ma from a chlorite-schist sampled within the low-grade metamorphic cover of the range could well fit with such a cooling history.

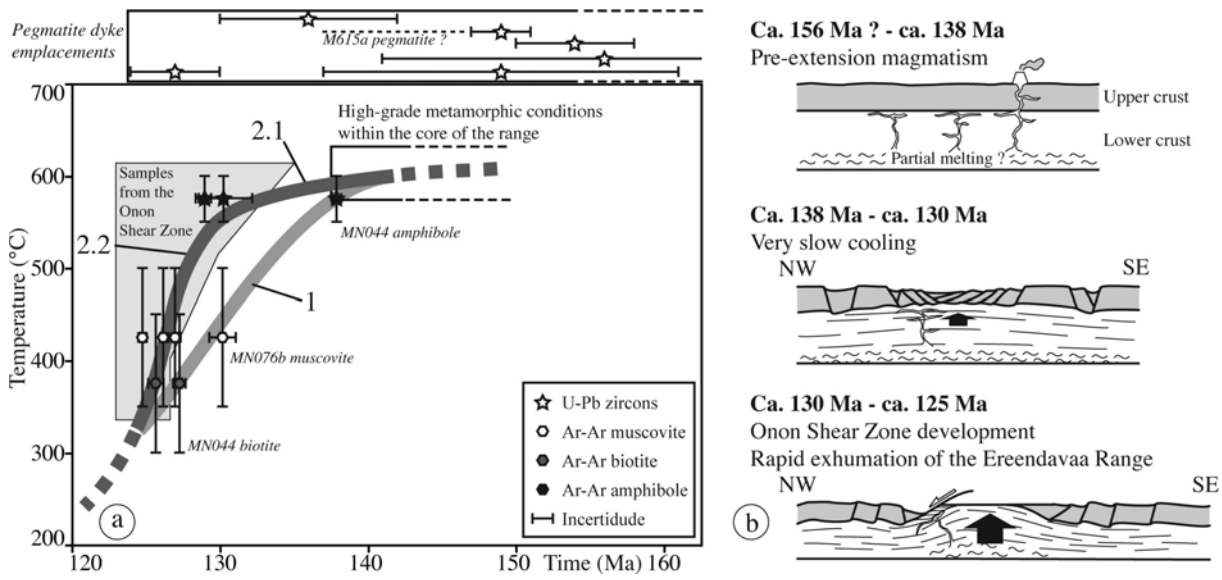


Fig. 4.8: ***(a)*** *Possible Temperature-time evolutions of the Ereendavaa metamorphic core complex. Assumed $^{40}Ar/^{39}Ar$ closure temperatures are 575 ± 25°C for amphiboles, 375 ± 75°C for biotites, and 425 ± 75°C for white micas. Numbered cooling-path segments refer to distinct stages in the thermal evolution of the range: 1, slow cooling history based on a regular temperature decrease after the amphibole and biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the MN044 amphibolite (Fig. 4.6) located within the range core; 2, alternative and preferred thermal evolution of the range with (2.1) initial slow cooling from ca. 138 Ma supported by the slight decrease of apparent ages observed in the amphibole MN044 age spectrum (Fig. 4.6), and (2.2) subsequent development of the Onon Shear Zone that should have accelerated the exhumation of the range after ca. 130 Ma.* ***(b)*** *A proposed evolution of the Ereendavaa area.*

Except for the amphibole MN033, $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses performed on minerals from the Onon Shear Zone yielded ages distributed between ca. 130 Ma and 125 Ma. Two amphiboles display plateau ages at ca. 129 Ma and 130 Ma, 7 Ma younger than the amphibole MN044 from the core of the range. As previously discussed, these two amphibole ages date mineral recrystallization rather than cooling. This interpretation is consistent with the saddle-shape spectrum of the amphibole MN033 from an orthogneiss located in an uppermost level of the Onon Shear Zone. The occurrence of numerous pegmatite dykes and quartz veins along the shear zone suggests that these partial to complete recrystallizations of amphiboles might be due to an extensive circulation of fluids. Consistently, country-rocks show (1) a frequent chloritisation, (2) the occurrence of epidote that forms veins and rims surrounding heavy

minerals, and (3) the preferred orientation of large euhedral crystals of titanite within mylonitic foliation planes. This latter feature suggests that the growth of titanites, and therefore circulations of fluids, probably occurred during the Onon Shear Zone development. We propose that the amphibole ages around ca. 129-130 Ma date initiation of the shear zone ca. 7-8 Ma after the onset of the cooling of the range core. As for amphiboles, the nearly concordant plateau ages at ca. 127-126 Ma obtained on muscovites from two synkinematic leucogranite dykes (Fig. 4.6) also suggest that the development of the Onon Shear Zone have probably followed the onset of the exhumation history of the range. Late stages of deformation and cooling of the shear zone, and/or interruption of fluids ingresses seem reflected by concordant biotite and muscovite ages from sample MN058a (Fig. 4.2a and 6i), at ca. 125-126 Ma (Fig. 4.7) occurring ca. 2 Ma later than in the range core. These results indicate that the Onon Shear Zone was active for at least 4-5 Ma.

4.2. Implications on the late Mesozoic extension

4.2.1. Hot thermal conditions from late Jurassic times

In the Ereendavaa Range, some pegmatite and granite dykes were emplaced ca. 30 Ma prior to the beginning of the cooling history. The lowermost parts of the crust might be affected by partial melting from the late Jurassic, which could have strongly weakened the lithosphere, and thus contribute to the formation of the Ereendavaa metamorphic core complex in early Cretaceous time.

Late Jurassic magmatism was also recognized within areas around the Ereendavaa Range. Several works have reported the occurrence of an extensive within-plate igneous activity in various area of eastern Central Asian Orogenic Belt from 170-160 Ma (Yarmolyuk et al., 1998; Yarmolyuk and Kovalenko, 2001; Kovalenko et al., 2004; Jahn et al., 2009) and even slightly earlier (Wu et al., 2003a). Intrusions of comparable ages were also recognized within the footwall of the Zagan metamorphic core complex in Transbaikalia (Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008). In north-eastern China, the Liaonan metamorphic core complex shows late Jurassic granodioritic magmas (ca. 175-160 Ma) intrusive within an Archean basement (Lin and Wang, 2006). Furthermore, a mylontic granite sample from the basement of the Songliao Basin in north-eastern China has yielded a zircon U-Pb age of ca. 165 Ma (Wu et al., 2001), interpreted as the emplacement age of the granite. Consistently, volcanic rocks of late Jurassic ages are also widespread throughout the eastern Central Asian Orogenic

Belt. In central Mongolia, they occur locally, in particular along the Gobi-Altai (Yarmolyuk and Kovalenko, 2001). The upper Jurassic sequences in some north Chinese basins mainly consist of voluminous volcanic deposits (e.g. Erlian, Hailar and Songliao Basins, Zhang et al., 1996; Meng et al., 2003). In south-eastern Mongolia, a biotite from a tuffaceous sandstone of the Unegt Basin has yielded a $^{40}Ar/^{39}Ar$ weighted mean plateau age of ca. 155 Ma (Graham et al., 2001).

Geological and chemical evidence suggest that the late Mesozoic magmatic event, which might have reached a peak of activity at ca. 130-120 Ma (Wu et al., 2005), involved mantle-derived sources (e.g. Wu et al., 2003b; Jahn et al., 2009). This widespread magmatic event further indicates that the lithosphere of eastern Asia was probably abnormally hot prior to the subsequent extensional tectonic event in early Cretaceous.

4.2.2. Synchronous formation of metamorphic core complexes

Exhumation of the Ereendavaa Range occurred in early Cretaceous times between ca. 138 Ma and ca. 125 Ma. However, $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from micas and amphiboles from the western part of the range suggest that the peak of extension occurred at ca. 130 Ma, concomitantly with the development of the Onon Shear Zone. Such a tectono-thermal history appears consistent with those of metamorphic core complexes from adjacent areas.

Although precise timing of core complexes development in Transbaikalia and north-eastern Mongolia is still poorly constrained, some studies suggest a large-scale contemporaneousness of exhumation. Biotite and amphibole $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the footwall of the Buteel metamorphic core complex indicate that its exhumation occurred between 134 Ma and 121 Ma (Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008). The neighbouring Zagan metamorphic core complex might be exhumed at nearly 127 Ma, on the basis of amphibole $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses (Sklyarov et al., 1997).

During the last decade, increasing geochronological studies dedicated to metamorphic core complexes in north-eastern China suggest that they formed contemporaneously to those of Transbaikalia and northern Mongolia. For instance, the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex at the Mongolian-Chinese border was formed around 129-126 Ma (Webb et al., 1999). Further East, in the Daqing Shan region, deformation along the Hohhot detachment occurred rapidly prior to ca. 121 Ma (Davis et al., 2002). In the western part of the Liaoning Province, the available $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from synkinematic biotites of the Waziyu normal shear zone range between 130 Ma and 116 Ma (Zhang et al., 2003, 2005), which suggests that

formation of the associated Yiwulüshan core complex was early Cretaceous in age (Darby et al., 2004). Not all that far, the Kalaqin metamorphic core complex in Inner Mongolia is bounded to the East by the Louzidian normal shear zone (Han et al., 2006). Within the shear zone, $^{40}Ar/^{39}Ar$ biotite and K-feldspar plateau ages range from 133 Ma to 126 Ma, which implies an early Cretaceous age for the formation of the metamorphic core complex (Zhang et al., 2003). In the Yinshan belt, the low-angle Shuiyu-Hefangkou detachment bounds the Yunmengshan metamorphic core complex to the south-east. K-feldspar from this shear zone has provided $^{40}Ar/^{39}Ar$ cooling ages distributed between 126 Ma and 116 Ma (Davis et al., 1996). The Liaonan metamorphic core complex located within the Liaodong Peninsula along the north coast of China recorded more scattered $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages between 153 Ma and 110 Ma (Yin and Nie, 1996; Yang et al., 2007; Lin et al., 2007; 2008). However, Lin et al. (2007) have proposed that cooling and exhumation of this core complex rather occurred in the range 130-122 Ma. Early Cretaceous exhumation appears consistent with the emplacement of several synkinematic granitoids between 130 Ma and 120 Ma (Liu et al., 2005). Finally, the Linglong metamorphic core complex within the Jiaodong Peninsula might be exhumed during late Jurassic times to early Cretaceous times (Charles et al., 2001), a feature supported by the crosscutting relationships of the subsequent emplacement of the Guojialing synkinematic pluton at 130-126 Ma (Guan et al., 1998; Wang et al., 1998). However, geochronological data along the associated detachment zone are presently lacking.

The compilation of available $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from some recognized metamorphic core complexes (Fig. 4.9) shows that their formation was partly coeval in early Cretaceous times over a large area that extend from Transbaïkalia to north-eastern China. This suggests that the NW-SE extensional context of eastern Central Asian Orogenic Belt and north-eastern China might be at its height between 130 Ma and 120 Ma. This period of strong crustal extension coincides with a peak of plutons emplacement previously recognized in north-eastern China at ca. 130-120 Ma (Wu et al., 2005; Wang et al., 2006) and Transbaikalia-northern Mongolia (Litvinovsky et al., 1999; 2002; Jahn et al., 2009). During this period, eastern Mongolia was also the locus of a widespread magmatic activity (Yarmolyuk and Kovalenko, 2001). The rather homogenous age range of metamorphic core complexes documented throughout the wide area extending from Transbaikalia to northern China suggests that the cause of extension might be related to change in far-field boundary conditions.

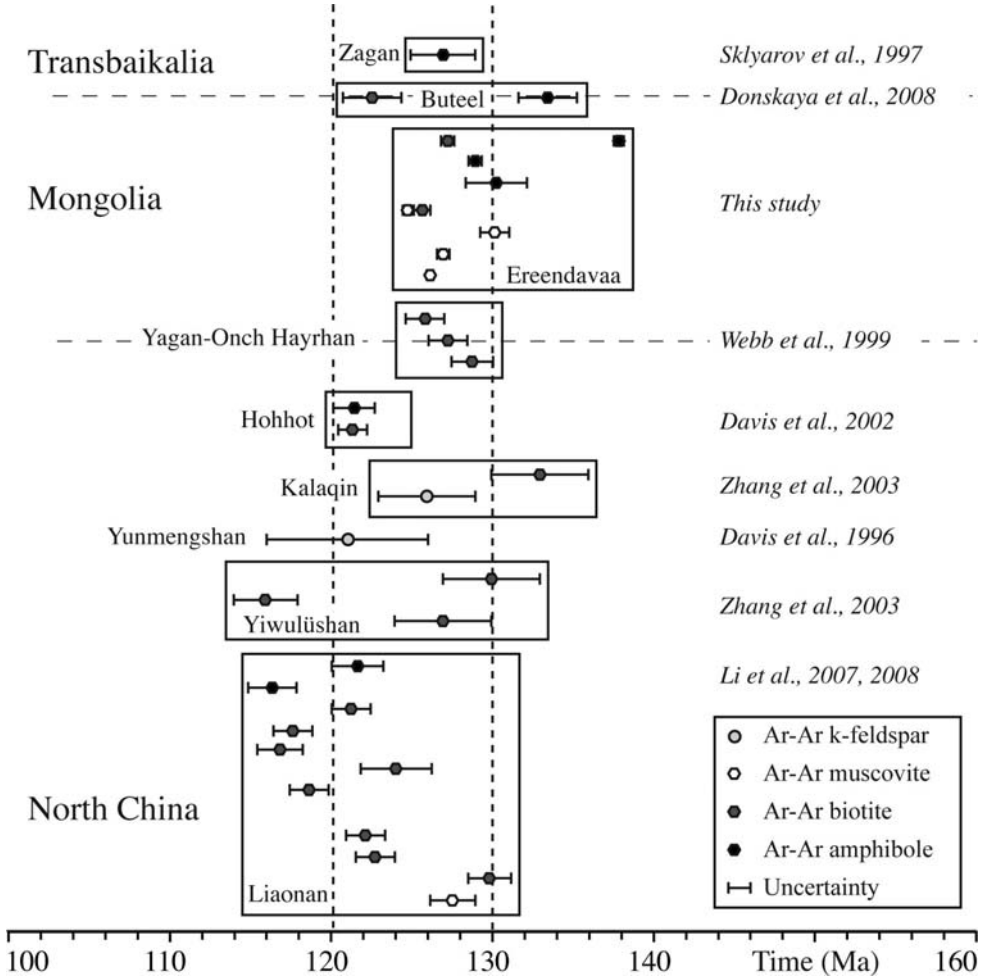


Fig. 4.9: *Compilation of available $^{40}Ar/^{39}Ar$ data that constrain the exhumation of some metamorphic core complexes in eastern Asia. Locations are reported on Fig. 4.1. See text for further explanations.*

5. Conclusions

U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ radiometric analyses from various magmatic and metamorphic rocks representative of the Ereendavaa metamorphic core complex in north-eastern Mongolia have brought new time constrains on the tectono-thermal evolution of the area. From this study we draw the following conclusions.

1 Emplacement of pegmatite dykes within the Onon Shear Zone occurred from late Jurassic to early Cretaceous over at least 30 Ma. Some of these dykes appear to be emplaced prior to the main period of the exhumation of the Ereendavaa range in early Cretaceous times along the Onon Shear Zone. Late Palaeozoic zircons within some

pegmatites are interpreted as inheritance. Indeed, they are closely comparable to those of orthogneisses that compose the core of the range.

2 $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of a hornblende from the central part of the Ereendavaa Range indicate that cooling of the high-grad metamorphic rocks did not start later than ca. 138 Ma.

3 Initially, the rocks of the Ereendavaa Range underwent a very-low cooling history until ca. 130 Ma.

4 Exhumation of the range might have reached its peak between 130 and 125 Ma, together with the development of the Onon Shear Zone.

5 Our $^{40}Ar/^{39}Ar$ data appear consistent with those previously published for the adjacent metamorphic core complexes in eastern part of Central Asian Orogenic Belt and north-eastern China. The deformation ages are usually distributed within a rather narrow range of time between ca. 130 Ma and ca. 120 Ma.

Chapitre 5 :

Mise en place d'intrusions granitiques en contexte d'amincissement crustal durant l'extension mésozoïque en Mongolie orientale

Résumé

Le massif de Nartyn, localisé dans la partie centrale de la Mongolie orientale, illustre les relations entre les déformations et le magmatisme qui ont affecté le nord de l'Asie orientale durant un événement extensif majeur au Mésozoïque supérieur. Le massif est principalement composé d'une intrusion de granite à biotite à gros-grains, le granite de Nartyn. Cette intrusion s'étend sur une surface d'environ 300 km^2. Le granite de Nartyn est en intrusion dans un socle constitué principalement de sédiments au métamorphisme de bas grade. Les bordures de l'intrusion montrent des fabriques acquises à l'état solide et qui plongent vers les parties externes du granite. Alors que la déformation le long de la bordure sud-est du granite reste limitée, la bordure nord-ouest du massif de Nartyn est marquée par la présence d'une zone de cisaillement, la zone de cisaillement de Choyr. Cette zone de cisaillement est localisée à l'interface avec le bassin de Choyr, qui se caractérise par un remplissage sédimentaire détritique d'âge crétacé inférieur. Dans cette zone de cisaillement, les roches encaissantes du granite de Nartyn sont affectées par une foliation mylonitique, peu pentée vers le bassin de Choyr et marquée par une linéation minérale et d'étirement NO-SE bien exprimée. Dans cette zone de cisaillement, les critères cinématiques témoignent du mouvement vers le nord-ouest des parties sommitales par rapport aux parties basales. Les données structurales et géochronologiques acquises dans cette étude indiquent que le granite de Nartyn est une intrusion de type laccolithe, mise en place le long d'un détachement, durant un épisode d'amincissement crustal entre ca. 138 Ma et 125 Ma. La région d'Altanshiree, localisée à 140 km à l'est du massif de Nartyn, montre une intrusion granitique syn-cinématique comparable et contemporaine. La découverte de ces deux laccolithes suggère que la mise en place d'intrusions syn-extensives au Crétacé inférieur est une des caractéristiques importantes de l'évolution tectonique de la Mongolie orientale au Mésozoïque supérieur.

Syn-thinning pluton emplacements during Mesozoic extension in eastern Mongolia

Article (3) récemment soumis à Tectonics

Yannick Daoudene[1,2,], Denis Gapais[1,2] , Gilles Ruffet[1,2], Eric Gloaguen[3], Alain Cocherie[3], Patrick Ledru[3,4]

[1] CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

[2] Université de Rennes 1, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

[3] BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009, Orléans 45060 cedex 2, France

[4] Currently at AREVA, KATCO, 282 Dostyk Avenue, BG Mines, Almaty 050000, Kazakhstan

Abstract

The Nartyn massif, located in the central part of eastern Mongolia, documents relationships between deformations and magmatic activity that occurred throughout eastern Asia during late Mesozoic NW-SE continental-scale NW-SE extension. The massif is a rather homogeneous coarse-grained biotite-bearing granite extending over more than 30 x 10 km and emplaced within low-grade metamorphic sediments. The margins of the intrusion show solid-state fabrics dipping toward the outer parts of the intrusion. While deformations along the south-eastern edge of the intrusion appear limited, the north-western roof is marked by a normal shear zone, the Choyr Shear Zone, located at the base of the Choyr Basin filled with unmetamorphosed continental sedimentary rocks of early Cretaceous ages. There, the host rocks of the Nartyn massif show mylonitic foliations that bear well-developed NW-SE stretching and mineral lineations. Kinematic indicators within the shear zone attest to top-to-the NW motions. Structural evidence and geochronological data indicate that the Nartyn massif is a laccolith-type intrusion emplaced along an extensional detachment during crustal thinning at ca. 125-138 Ma. The Altanshiree area, located at ca. 140 km east from the Nartyn area, shows a coeval syn-kinematic pluton, suggesting that lower-Cretaceous syn-extensional intrusions might be an important feature of the tectonic history of eastern Mongolia.

Keywords: Eastern Mongolia, Nartyn laccolith, syn-thinning intrusions, U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology, early-Cretaceous extension.

1. Introduction

The geological architecture of Mongolia was commonly interpreted as a result of a long period of north-south convergence, resulting in the formation of one of the largest accretionary complex on the Earth, the Central Asian Fold/Orogenic Bet (Zonenshain et al., 1990; Mossakovsky et al., 1993; Badarch et al., 2002), also known as the Altaids (Suess, 1908; Sengör et al., 1993; Sengör and Natal'in, 1996; Yakubchuk et al., 2001). This belt lies between the Siberian Craton to the North and the Sino-Korean and Tarim Cratons to the South, and extends from the Urals to the West to the Sikhote-Alin Range in the Russian Far East (e.g. de Jong et al., 2009). The formation of the Central Asian Orogenic Belt lasted ca. 750 Ma, began in Transbaikalia from Neoproterozoic times (Khain et al., 2002) and finished in northern China during the early Permian (Hsü et al., 1991; Sengör and Natal'in, 1996, Xiao et al., 2003) or Permian to early Triassic times (Chen et al., 2009). The closure of the Mongol-Okhotsk Ocean, a remnant of an oceanic domain located between the Siberian Craton and the accreted Mongolian block, was one of the latest stages of this long-lasting north-south convergence tectonic event (Zonenshain et al., 1990; Zorin, 1999). The associated orogenic belt extends from Central Mongolia and Transbaikalia to the Amur province in Far East Russia. However, the age of the ocean closure remains discussed, from early-middle Jurassic (Zorin, 1999) to late Jurassic-early Cretaceous times (Kravchinsky et al., 2002; Cogné et al., 2005).

During the last decades, numerous studies focused on a large-scale NW-SE trending extensional event that occurred during late Jurassic to early Cretaceous times throughout eastern Asia (Zorin, 1999; Ren et al., 2002; Meng, 2003; Darby et al., 2004; Lin and Wang, 2006). This major tectonic event that extends from Transbaikalia in Russia to northeastern China is marked by (1) the widespread occurrence of continental sedimentary basins (Watson et al., 1987, Allen et al., 1988; Traynor and Sladen, 1995; Khand et al., 2000; Ren et al., 2002; Meng et al., 2003) described as NE-SW trending rift basins (e.g. Meng, 2003; Meng et al., 2003) (Fig. 5.1) and mainly filled with Jurassic to early Cretaceous sediments and volcanics (e.g. Graham et al., 2001), and (2) metamorphic core complexes documented in Transbaikalia-northern Mongolia and north-eastern China (Sklyarov et al., 1994, 1997; Davis et al., 1996, 2002; Webb et al., 1999; Darby et al., 2004; Liu et al., 2005; Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008; Daoudene et al., 2009; Charles et al., 2011) (Fig. 5.1).

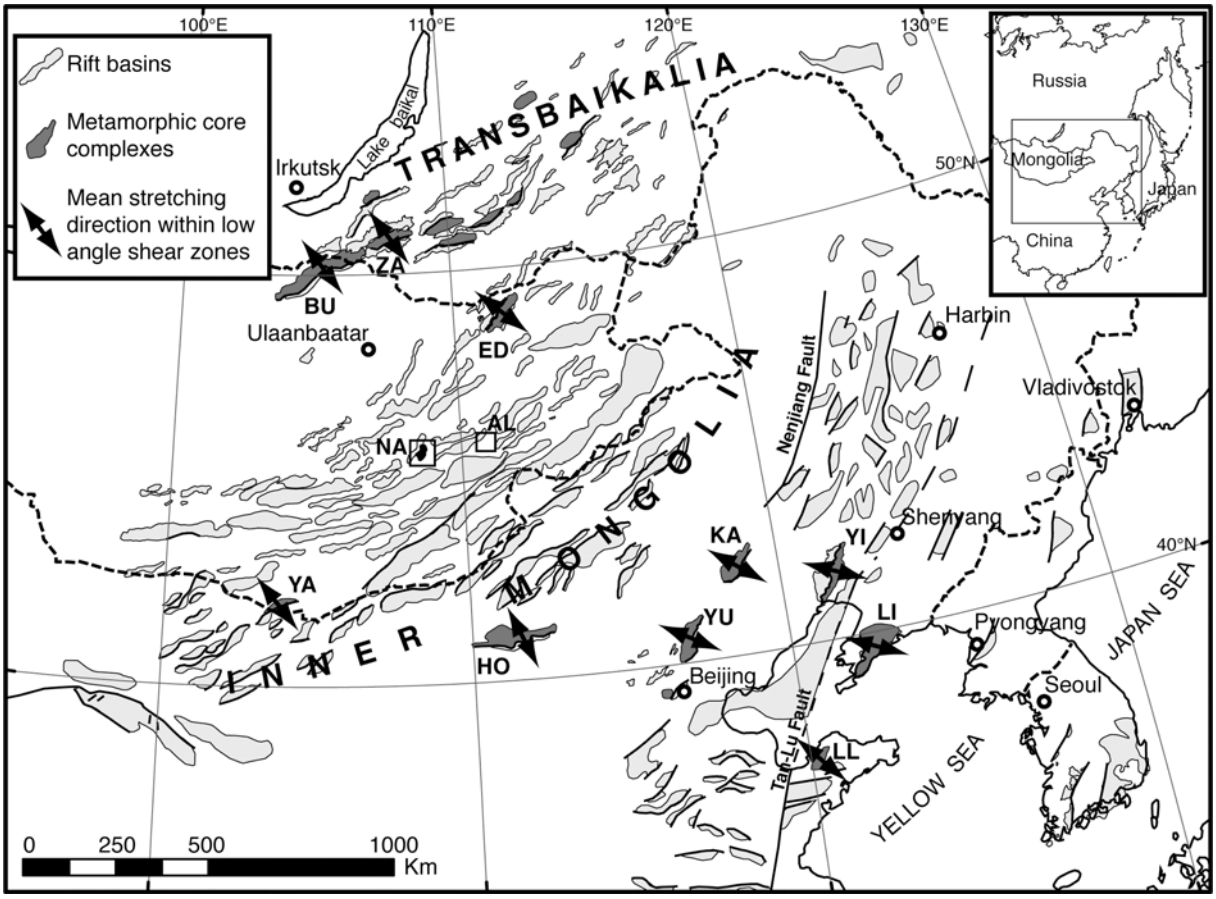


Fig. 5.1: *Late Jurassic to early Cretaceous extensional structures in the eastern part of the Asian Continent (modified after Daoudene et al., 2009). Localization of rifts basins is after Zorin (1999), Ren et al. (2002), and Meng (2003). Metamorphic core complexes: BU Buteel-Burgutoy (Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008), ED Ereendavaa (Daoudene et al., 2009; 2011), HO Hohhot (Davis et al., 2002), KA Kalaqin (Zhang et al., 2003), LI Liaoning (Liu et al., 2005), LL Linglong (Charles et al., 2011), Transbaikalia (Zorin, 1999; Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008), YA Yagan-Onch Hayrhan (Webb et al., 1999), YI Yiwulüshan (Zhang et al., 2003; Darby et al., 2004), YU Yunmengshan (Davis et al., 1996), ZA Zagan (Sklyarov et al., 1994; 1997; Donskaya et al., 2008). NA and AL Nartyn and Altanshiree areas studied in this paper.*

Geochronological studies point to extensional deformations during early Cretaceous times (Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008; Webb et al., 1999; Davis et al., 2002; Zhang et al., 2002, 2003; Lin et al., 2008), with probably a peak of exhumation in a narrow time range between 130 Ma and 125 Ma (Daoudene et al., 2011).

Late Mesozoic extensional regime was accompanied by a widespread magmatic activity from 170-160 Ma (Yarmolyuk et al., 1998; Yarmolyuk and Kovalenko, 2001; Kovalenko et al., 2004; Jahn et al., 2009). Compilations of geochronological data suggest that magmatic activity might have reached a peak in the time range of 130-120 Ma (e.g. Wu et al., 2005; Wang et al., 2006) coeval with the exhumation of several metamorphic core complexes.

This paper presents new structural and U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological data on the Nartyn granitic massif that emplaced in upper crustal levels during extension. The massif is bounded to the North-west by the recently recognized normal shear zone, the Choyr Shear Zone (Daoudene et al., 2009), that shows comparable geometry and orientation as detachments associated with metamorphic core complexes in adjacent areas. The shear zone is located at the interface between the Nartyn massif and its country-rocks and an overlying late Mesozoic basin. These features suggesting some core complex geometry led us to examine the age and emplacement dynamics of the Massif. The tectonic interpretation of the Nartyn area is further supported by additional observations made in the Altanshiree area, ~140 km farther East.

2. Lithologies of the Nartyn area

The Nartyn massif is located in the Central part of eastern Mongolia at about 270 km south-east of Ulaanbaatar (Fig. 5.1).

The massif is bounded to the north-west by the NE-SW trending Choyr Basin (Fig. 5.2) that is a part of a large basin domain in the Central part of eastern Mongolia, the Choyr-Nyalga Basin (e.g. Erdenetsogt et al., 2009). The basin is filled with unmetamorphosed non-lithified continental sediments, mainly early Cretaceous in age, with a total thickness of about 1500 m (Gow and Pool, 2007: open report file of the Denison Mines Corp.). Recently, deposits were subdivided into two units (e.g. Ito et al., 2006; Nichols et al., 2006; Saiki and Okubo, 2006; Sha et al., 2006). The lower unit (Khalzan Uul) crops out in the eastern part of the basin and consists of alternating conglomerates and sandstones. The upper unit (Khuren Dukh) is mainly composed of sandstones and clays. It crops out in the western part of the basin, where it lies unconformably on pre-Mesozoic rocks. Theses two units were previously presumed of Kimmeridgian to Valanginian and Hauterivian to Barremian age, respectively

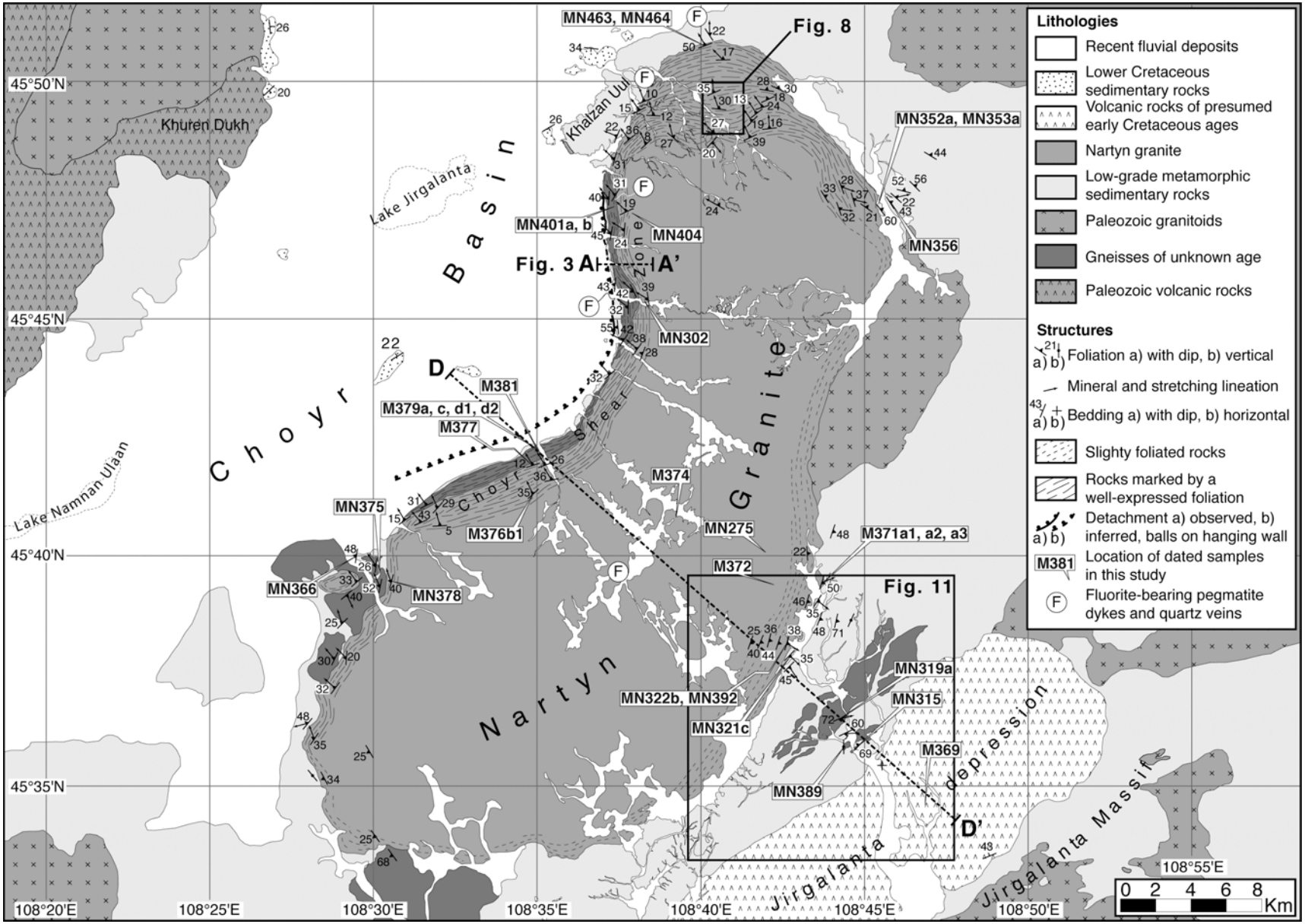

Lithologies
Recent fluvial deposits
Lower Cretaceous sedimentary rocks
Volcanic rocks of presumed early Cretaceous ages
Nartyn granite
Low-grade metamorphic sedimentary rocks
Paleozoic granitoids
Gneisses of unknown age
Paleozoic volcanic rocks
Structures
Foliation a) with dip, b) vertical
Mineral and stretching lineation
Bedding a) with dip, b) horizontal
Slighty foliated rocks
Rocks marked by a well-expressed foliation
Detachment a) observed, b) inferred, balls on hanging wall
Location of dated samples in this study
Fluorite-bearing pegmatite dykes and quartz veins
Fig. 8
Fig. 3
Fig. 11
Choyr Basin
Nartyn Granite
Choyr Shear Zone
Jirgalanta depression
Jirgalanta Massif
Khuren Dukh
Lake Jirgalanta
Lake Namnan Ulaan
Khatzan Uul
MN463, MN464
MN352a, MN353a
MN401a, b
MN404
MN356
MN302
M381
M379a, c, d1, d2
M377
M374
MN375
M376b1
MN275
M371a1, a2, a3
M372
MN366
MN378
MN319a
MN322b, MN392
MN315
MN321c
M369
MN389
45°50'N
45°45'N
45°40'N
45°35'N
108°20'E
108°25'E
108°30'E
108°35'E
108°40'E
108°45'E
108°50'E
108°55'E
0 2 4 6 8 Km

Fig. 5.2: *Simplified geological map of the Nartyn area (from personal field observation and interpretations of google-Earth satellite images). Sample locations used for geochronological analyses are indicated.*

(Matsukawa et al., 1997). However, the age of the Khuren Dukh unit remains controversial. On the basis of a magnetostratigraphic study, Hicks et al. (1999) suggested that this unit deposited during Aptian-Albian or middle-late Albian times. More recently, Nichols et al. (2006) attributed a late Aptian age to the Khuren Dukh unit on the basis of palynologic data. These lower Cretaceous sediments are overlain by a 5 to 40 m-thick deposits of upper Cretaceous sands and gravels (Gow and Pool, 2007). The interface between the Choyr Basin and the Nartyn massif was previously mapped as a complex of high angle normal and/or strike-slip faults (Yanshin, 1989; Matsukawa et al., 1997). However, Daoudene et al. (2009) have recently proposed that it might be a low-angle normal shear zone.

The Nartyn massif is an elongate NE-SW trending granitic intrusion extending on more than 30 x10 km. Country-rocks are mainly meta-sediments (Fig. 5.2) of the Idermeg Terrane that is believed to be a Precambrian passive margin (Badarch et al., 2002). Meta-sediments consist of dark blue quartzites, slates, and greyish-laminated marbles containing archeocyathes and stromatolites presumed to be Neoproterozoic to Cambrian in age (Amantov, 1966; Byamba et al., 1990). They frequently contain small grains of muscovite. Close to the granite contacts, numerous dykes of leucogranite, pegmatite and aplite are intrusive within country-rocks. The Neoproterozoic to Cambrian meta-sediments lie over a crystalline basement made of gneisses, amphibolites and granitoids crosscut by numerous mafic dykes.

The core of the Nartyn intrusion is a coarse-grained biotitic granite, which presents irregular accumulations of feldspar phenocrysts and rare microgranular enclaves. Along its boundaries, the granite shows finer grain sizes with frequent occurrence of muscovite. Pegmatitic and microgranitic dykes are widespread throughout the intrusion. Along its margins and especially close to northern edge, the Nartyn intrusion contains large xenoliths and panels of country rocks, including coarse-grained marbles, slates, but also of other lithologies such as amphibolites and migmatitic gneisses that are absent from the adjacent country rocks.

3. Structure

3.1. The Choyr Shear Zone

The interface between the Nartyn massif and the overlying Choyr Basin was recognized as a low angle normal shear zone (Daoudene et al., 2009). This strongly deformed zone shows foliated metamorphic and magmatic rocks that lie structurally above the Nartyn intrusion (Fig. 5.3). Rocks mainly consist of biotite and amphibole-rich orthogneisses, and scarce muscovite-rich gneisses. They show a well-expressed NE-SW to North-south striking foliation roughly parallel to the border of the granite (Fig. 5.2). There, the foliation dips slightly (~20-45°) towards the Choyr Basin. Foliation planes bear a well-expressed NW-SE trending mineral and stretching lineation consistent with fabrics observed along the margins of the underlying Nartyn granite. Shear sense indicators are widespread, including S-C fabric and shear bands (Fig. 5.4a and b), rolling structures (Fig. 5.4b), or asymmetric boudinage of pegmatite dykes (Fig. 5.4c). All shear sense indicators attest to top-to-the NW motions.

Toward the Choyr Basin, within the uppermost levels of the shear zone, deformation ends in brittle conditions. Normal faults cut across rocks that were previously deformed in ductile conditions (Fig. 5.4d). At the interface between the overlying Choyr Basin and the shear zone (Fig. 5.3), bands of cataclasites up to 20m thick are locally observed (Fig. 5.5a, b, and c). Breccias plunge toward the basin and their attitude, together with the down-dip striae that mark the observed westward dipping fault mirrors (Fig. 5.5d), appears consistent with that of underlying ductile fabrics. Breccias are frequently overlain by recent fluvial deposits. Above the main band of cataclasites, scarce outcrops show brecciated marbles (Fig. 5.5e) that seem to show a decreasing amount of brittle deformation toward the Choyr Basin (Fig. 5.5f). These marbles belong probably to the base of the hanging-wall of the shear zone.

The Choyr Shear Zone is interpreted as a low-angle normal fault that separates a lower unit composed of the Nartyn granite and metamorphic basement rocks from an upper unit made of Neoproterozoic to Cambrian marbles overlain by the continental sedimentary rocks that fill the Choyr Basin.

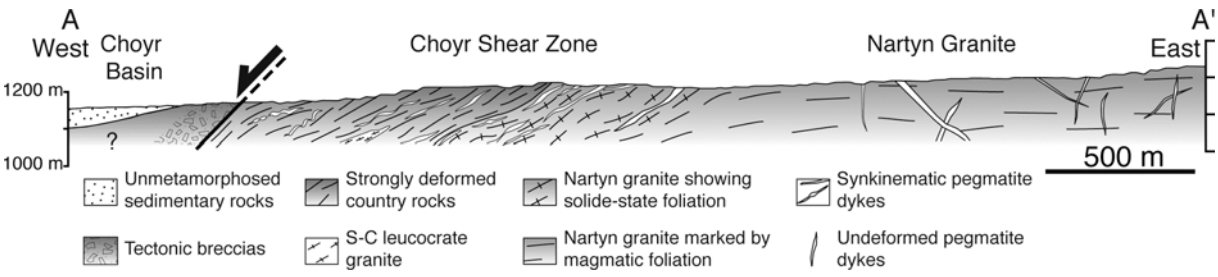


Fig. 5.3: *Simplified East-West cross-section across the north-western border of the Nartyn massif. Location in Fig. 5.2. The interface between the Nartyn massif and the overlying Choyr Basin is a normal shear zone, the Choyr Shear Zone.*

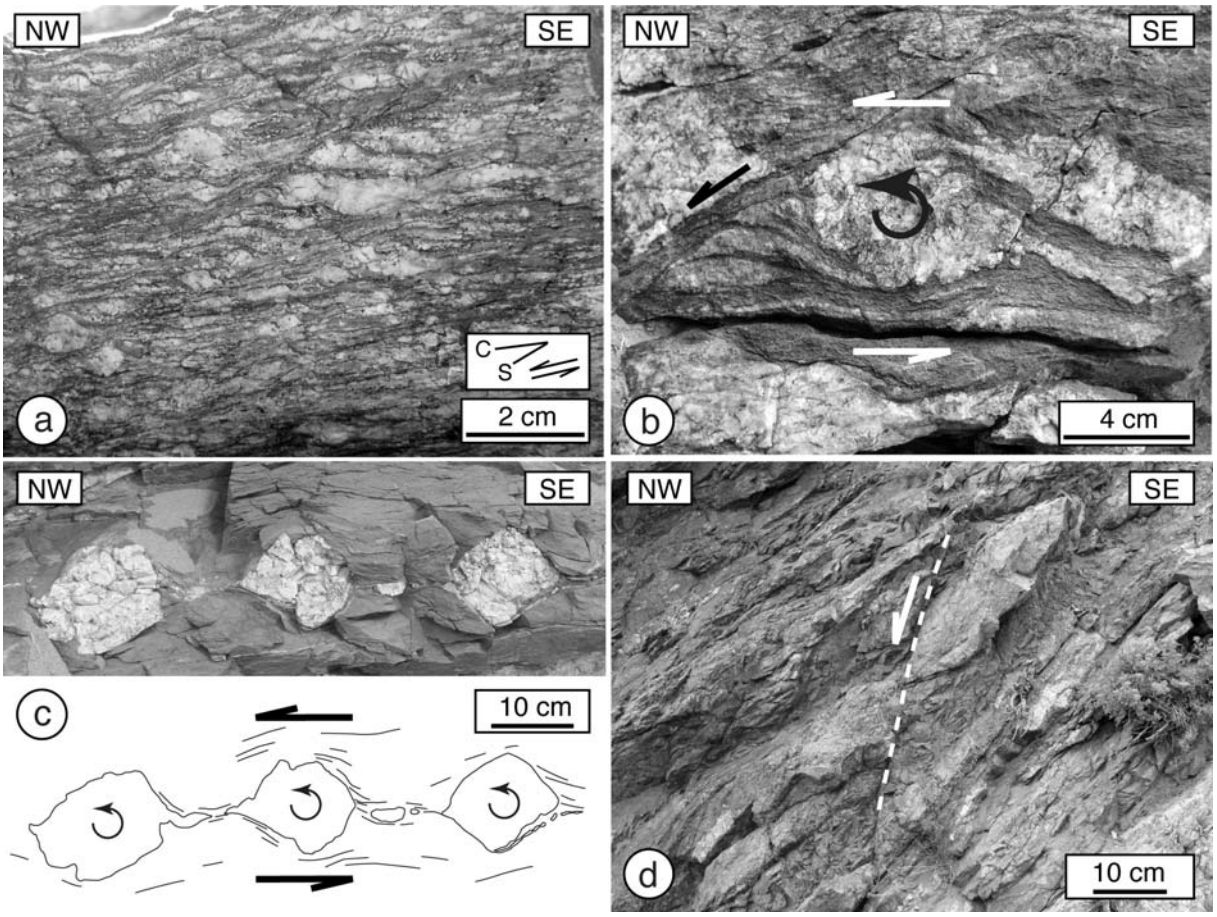


Fig. 5.4: *Photographs and interpretative line-drawings of top-to-the NW kinematic indicators in the Choyr Shear Zone (view perpendicular to foliation and parallel to lineation).* ***(a)*** *Felsic orthogneiss with association of pervasive foliation and ductile shear bands.* ***(b)*** *Rolling structure in paragneisses.* ***(c)*** *Asymmetric boudinage of a pegmatite dyke parallel to foliation of the host rock.* ***(d)*** *Normal microfault affecting series of strongly foliated orthogneisses.*

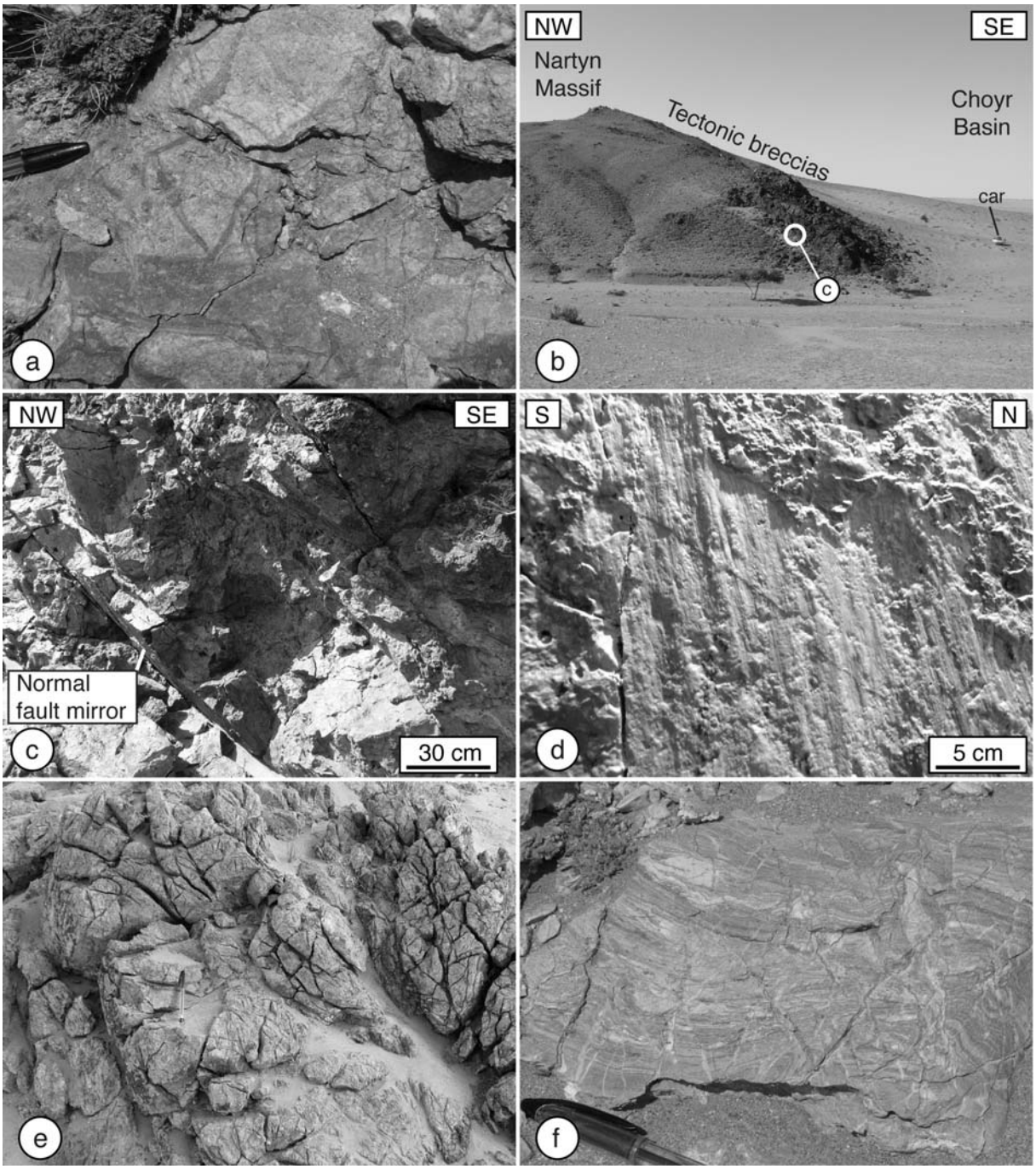


Fig. 5.5: *Photographs of some brittle elements from the uppermost part of the Choyr Shear Zone* ***(a)*** *Cataclastic granitoid.* ***(b)*** *Tectonic breccias at the interface between the Choyr Shear Zone and the overlying Choyr Basin.* ***(c)*** *Normal north-south striking fault mirrors that plunge toward the Choyr Basin.* ***(d)*** *Striated fault mirror.* ***(e)*** *Breccias of limestone within the hangingwall of the Choyr Shear Zone.* ***(f)*** *Brecciated limestones at distance from the main fault zone.*

3.2. The Nartyn intrusion

3.2.1. Granite core

In most places, the core of the intrusion shows a macroscopic flat-lying fabric (Fig. 5.6a). Euhedral feldspar phenocrysts form local irregular accumulations and, where abundant, they frequently show imbrications (Fig. 5.6b), a feature suggesting grain rotations and tiling in a viscous fluid (e.g., Blumenfeld, 1983; Paterson et al., 1989). Nevertheless, the granite does not show significant mineral preferred orientations or deformations (Fig. 5.6c), which shows that the magmatic fabrics is very poorly expressed at aggregates-scale and it further underlines a lack of sub-solidus deformation.

Moving toward the granite margins, a gently outward dipping layering is frequently observed (Fig. 5.6d). The attitude of the layering is consistent with that of the granite fabric.

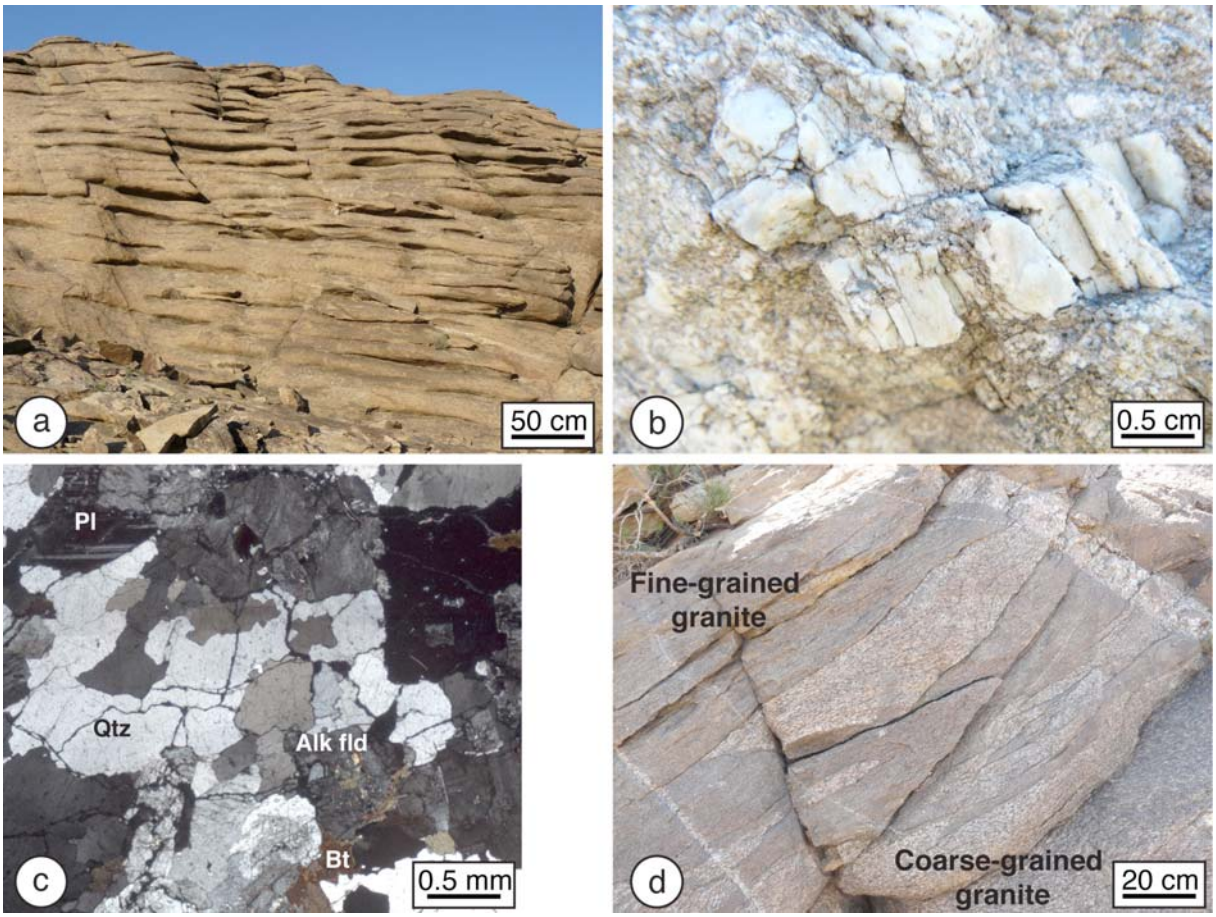


Fig. 5.6: (a) *Homogeneous porphyritic granite in the core of the Nartyn intrusion. The granite is marked by a pervasive flat-lying fabric.* ***(b)*** *Imbricates of feldspar crystals.* ***(c)*** *Thin section in cross-polarized light.* ***(d)*** *Granitic layering outlined by alternating of coarse- and fine-grained material close to the periphery of the Nartyn intrusion and gently dipping toward country-rocks.*

3.2.2. Granite margins

The margins of the granite exhibit solid-state deformation marked by a foliation (Fig. 5.7a) sub-parallel to the contact with country rocks, gently dipping outward the core of the intrusion (Fig. 5.2). The foliation is well developed along the north-western margin where it bears a strong NW-SE directed stretching lineation (Fig. 5.2 and Fig. 5.7b). It is much weaker along the south-eastern margin of the granite, with a weak or absent stretching lineation. Scarce discrete shear bands attesting to top-to-the NW motions have been observed along the northern margins of the intrusion (Fig. 5.7c).

Deformations are associated with extensive grain size reduction (Fig. 5.7d and e). Quartz and feldspar display undulatory extinctions. In addition, K-feldspars show evidence of extensive dynamic recrystallization with fine-grained mantles surrounding remnants of old large grains (Fig. 5.7e), which suggest thermal conditions higher than 550°C (e.g., Pryer, 1993). Consistently, myrmekites occur along K-feldspar faces sub-parallel to foliation (Fig. 5.7e), also indicating temperatures of ~550°C or more during deformation (Simpson, 1985; Simpson and Wintsch, 1989). Core-and-mantle structures and myrmekites around K-feldspar phenocrysts seem to be more frequent along the south-eastern edge of the Nartyn intrusion. Chessboard-type structures may be observed within quartz grains along the south-eastern margins of the Nartyn intrusion (Fig. 5.7f), which attests to combined intracrystalline slip along <a> and <c> directions indicating deformation under sub-solidus thermal conditions higher than ~600°C (Blumenfeld et al., 1986; Gapais and Barbarin, 1986; Mainprice et al., 1986; Schmid and Casey, 1986; Stipp et al., 2002).

The observed extensive grain size reduction suggests that the HT deformation was followed by some retrograde stage, especially at the vicinity of the northern Choyr Shear Zone (compare Fig. 5.7d and e).

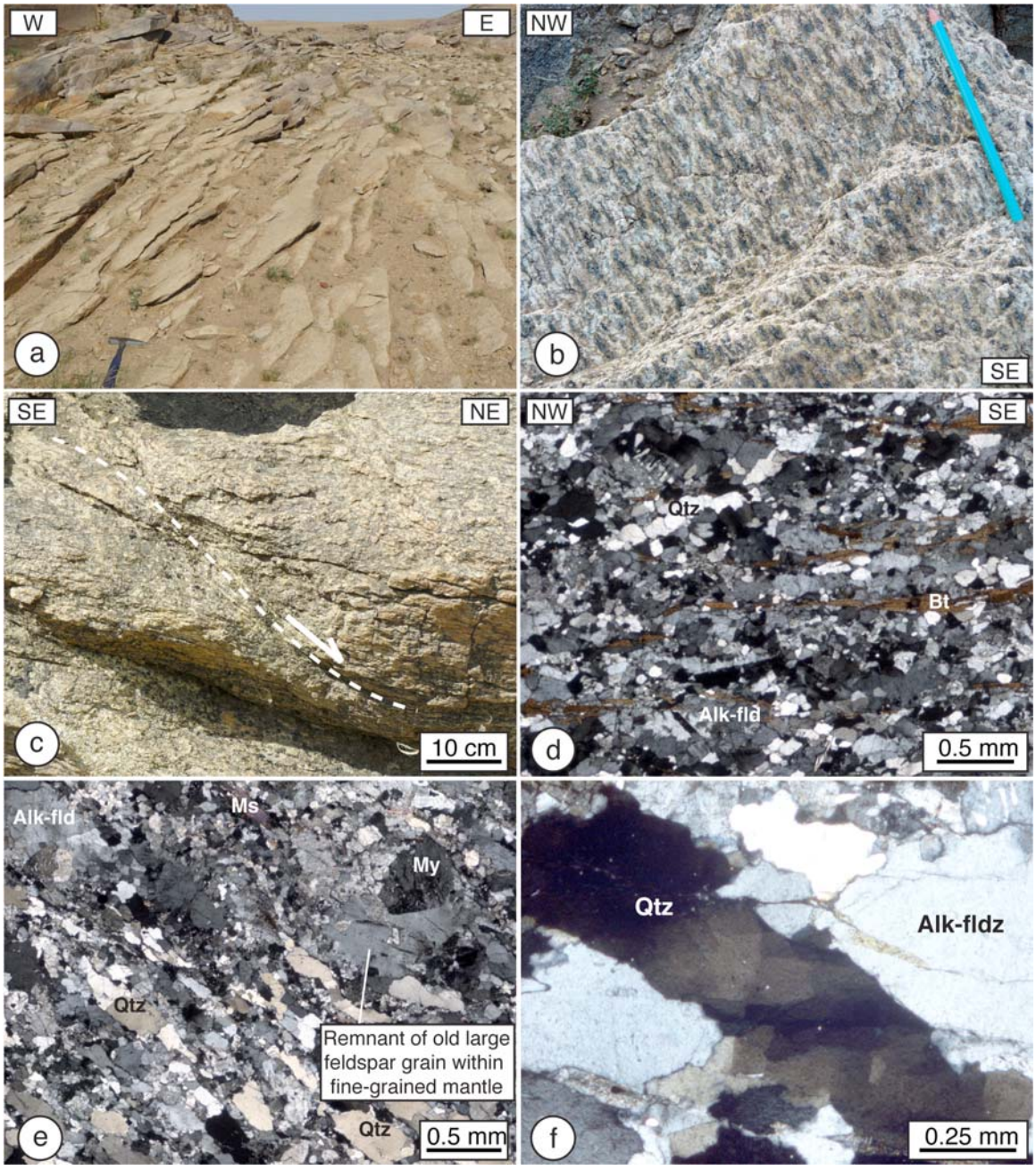


Fig. 5.7: *Photographs of solid-state fabrics from the margins of the Nartyn intrusion.* ***(a)*** *Foliation gently dipping toward country-rocks at the northwestern boundary of the intrusion.* ***(b)*** *Well-expressed NW-SE trending mineral lineation marked by the preferred orientation of biotite aggregates.* ***(c)*** *Discrete shear bands observed along the northern margin of the Nartyn granite.* ***(d, e, and f)*** *Cross-sections in cross-polarized light of some foliated granite samples selected within the margins of the Nartyn intrusion. Alk-fld K-feldspar, Bt biotite, Qtz quartz, My Myrmekite, Ms Muscovite.* ***(d)*** *Typical texture of the Nartyn granite at its north-western boundary.* ***(e)*** *Foliated granite sample from the south-eastern margin of the granite, showing limited grain size reduction compared to (d).* ***(f)*** *Large quartz grain from (e) showing chessboard extinction. See text for further explanation.*

3.2.3. Xenoliths and country-rocks sheets

Xenoliths and sheets of country-rocks have been observed along the northern margin of the Nartyn intrusion (Fig. 5.8a). At the vicinity of the contact, they consist of country-rocks directly adjacent to the intrusion (i.e. marbles, quartzites and slates) (Fig. 5.9a and b). Marbles show extensive annealing marked by large grain size (Fig. 5.9b). The granite contains also sheets and xenoliths of layered amphibolites (Fig. 5.9c) with alternating rich- and poor-pyroxene horizons, and of paragneissses and migmatitic gneisses (Fig. 5.9d and e) that are not observed in adjacent country-rocks.

Despite scarce exposures of xenolith limits, field and satellite image observations indicate that they have elongate shapes of several tens to hundreds of meters in length, (Fig. 5.8a) sub-parallel to the foliation of the surrounding granite. Fabrics within xenoliths and granite show similar attitudes (Fig. 5.8b), with foliations dipping moderately to the North and stretching and mineral lineations trending NW-SE (Fig. 5.9f). In the amphibolites, the lineation is marked by the preferred orientation of amphibole crystals up to several centimeters long.

On a cross-section, xenoliths and country-rock sheets show a non-random distribution, with increasing metamorphic grade from upper-crustal sediments to migmatitic gneisses when moving downward in the granite away from the contact (Fig. 5.8c). They actually appear as large thin pieces of crustal country-rocks sampled by the Nartyn granite during ascent and emplacement. The overall geometry and internal fabrics further suggest some sheeted-dyke emplacement of the granite in a tectonic context involving steeply plunging shortening and NE-SW stretching.

Some places show that the moderately dipping fabric of the country-rock sheets and xenoliths rework a more steely dipping one (Fig. 5.10).

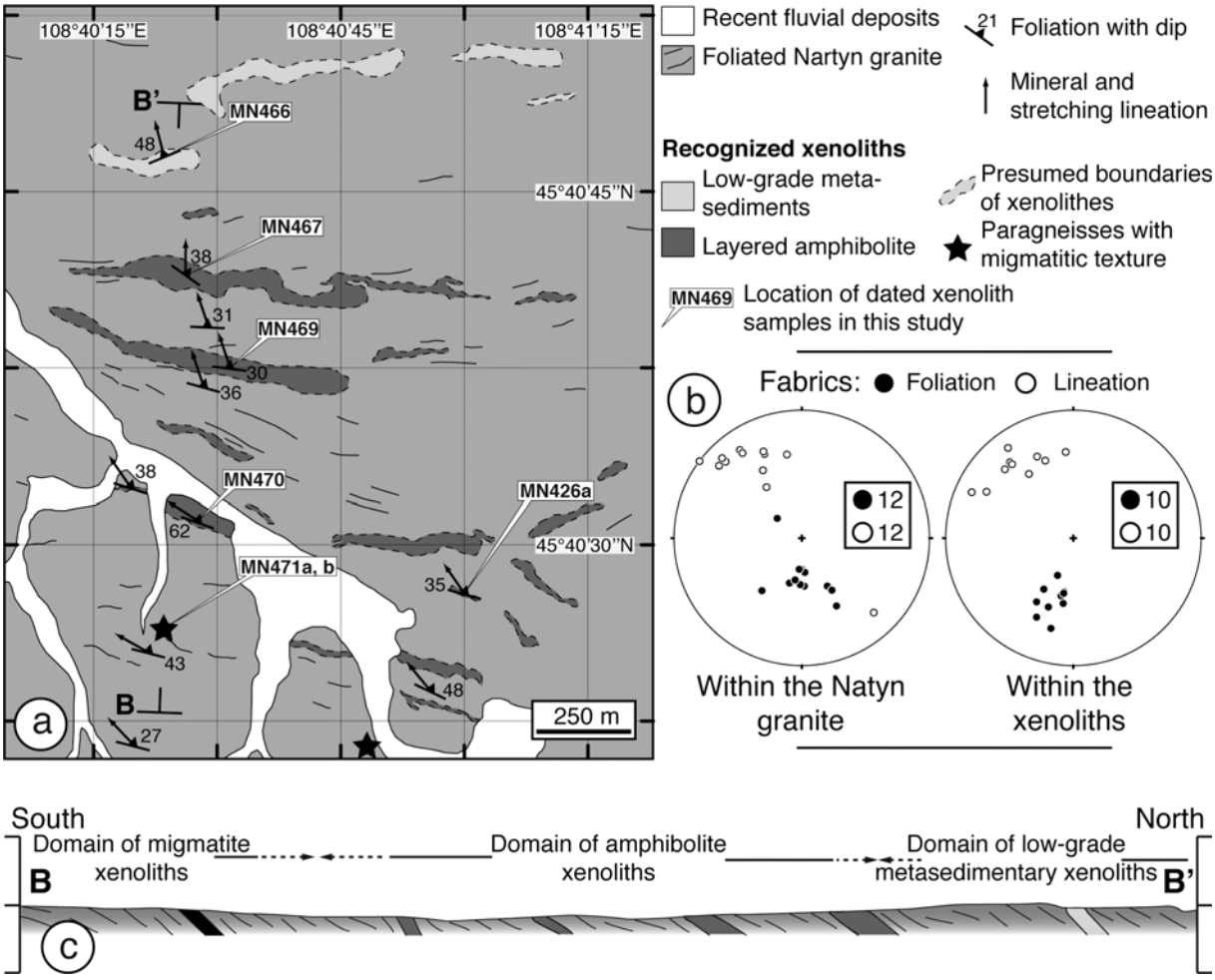


Fig. 5.8: ***(a)*** *Simplified geological map of the northern part of the Nartyn intrusion. Boundaries of xenoliths were drawn after field observations and satellite images from Google Earth.* ***(b)*** *Stereographic projections (equal area, lower hemisphere) showing ductile fabric elements (foliation, and mineral and stretching lineations) measured within xenoliths and surrounding granite* ***(c)*** *Simplified North-south striking cross-section throughout the northern margin of the Nartyn intrusion (location on (a)).*

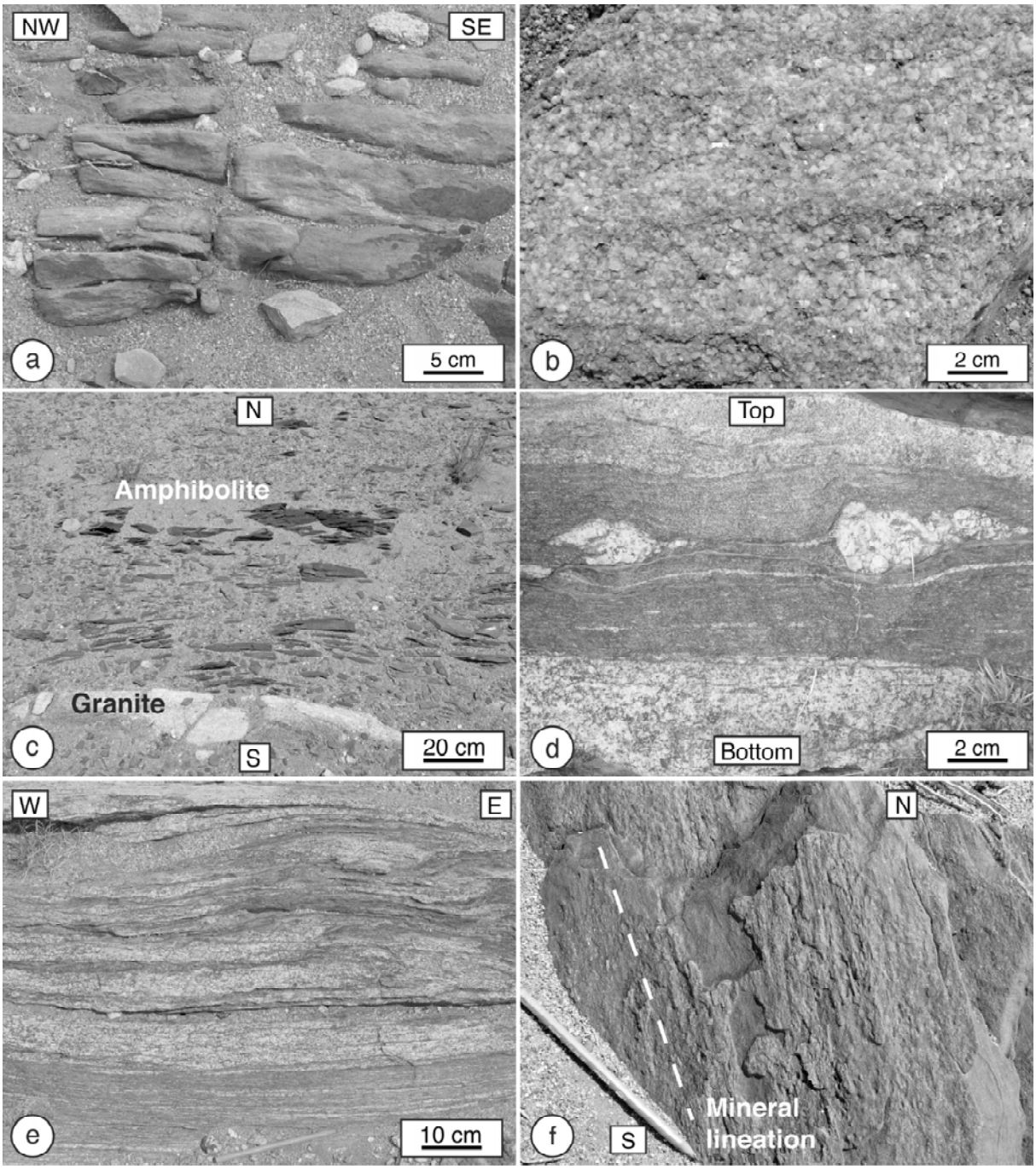


Fig. 5.9: *Photographs of xenoliths the northern part of the Nartyn granite.* ***(a)*** *Quartzite affected by a schistosity that plunges to the North.* ***(b)*** *Marble showing coarse-grained texture.* ***(c)*** *Contact between a xenolith of amphibolites and surrounding Nartyn granite.* ***(d)*** *Boudinage of leucocratic vein within paragneiss xenolith.* ***(e)*** *Paragneiss xenolith showing migmatitic texture.* ***(f)*** *Strong NW-SE trending mineral lineation within an amphibolite xenolith.*

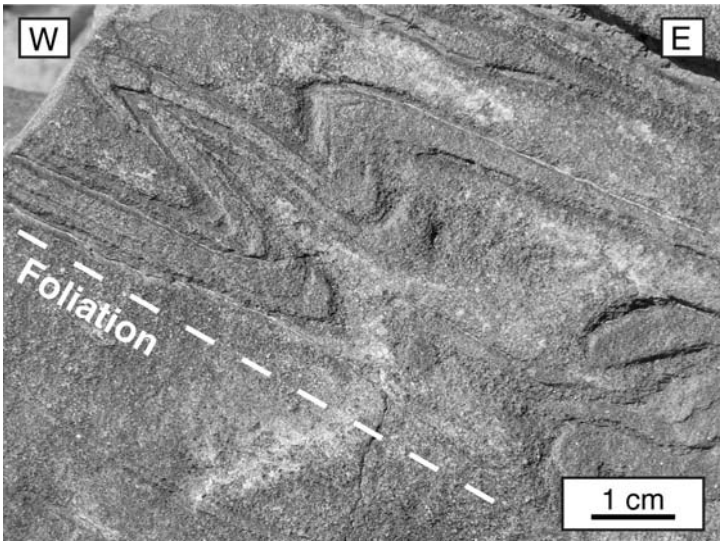


Fig. 5.10: *Amphibolite xenolith from the northern part of the Nartyn intrusion showing a folded metamorphic layering, with axial fold plane that dips gently NNW-SSE toward the granite boundary.*

3.2.4. Structure of country rocks

The north-western contact between the Nartyn granite and its country rocks is marked by the Choyr Shear Zone described previously. In other places, the granite is intrusive within metasediments showing well expressed foliations generally at low angle to the granite contact and dipping outward, consistently with the attitude of the internal granite fabric (Fig. 5.2).

Along the south-eastern granite margin, the schistosity of country-rocks strikes NE-SW and dips to the NW or to the SE (Fig. 5.11a). The foliation is generally steeply dipping (Fig. 5.12). The area is marked by NE-SW directed bands dominated by greyish marbles (Fig. 5.12a) alternating with bands dominated by dark blue quartzites and slates (Fig. 5.11a). The underlying crystalline basement crops out in the central part of the area (Figs. 5.11a and 12b). The overall structure strongly suggests the occurrence of NE-SW striking folds with sub-horizontal axes (Fig. 5.11b).

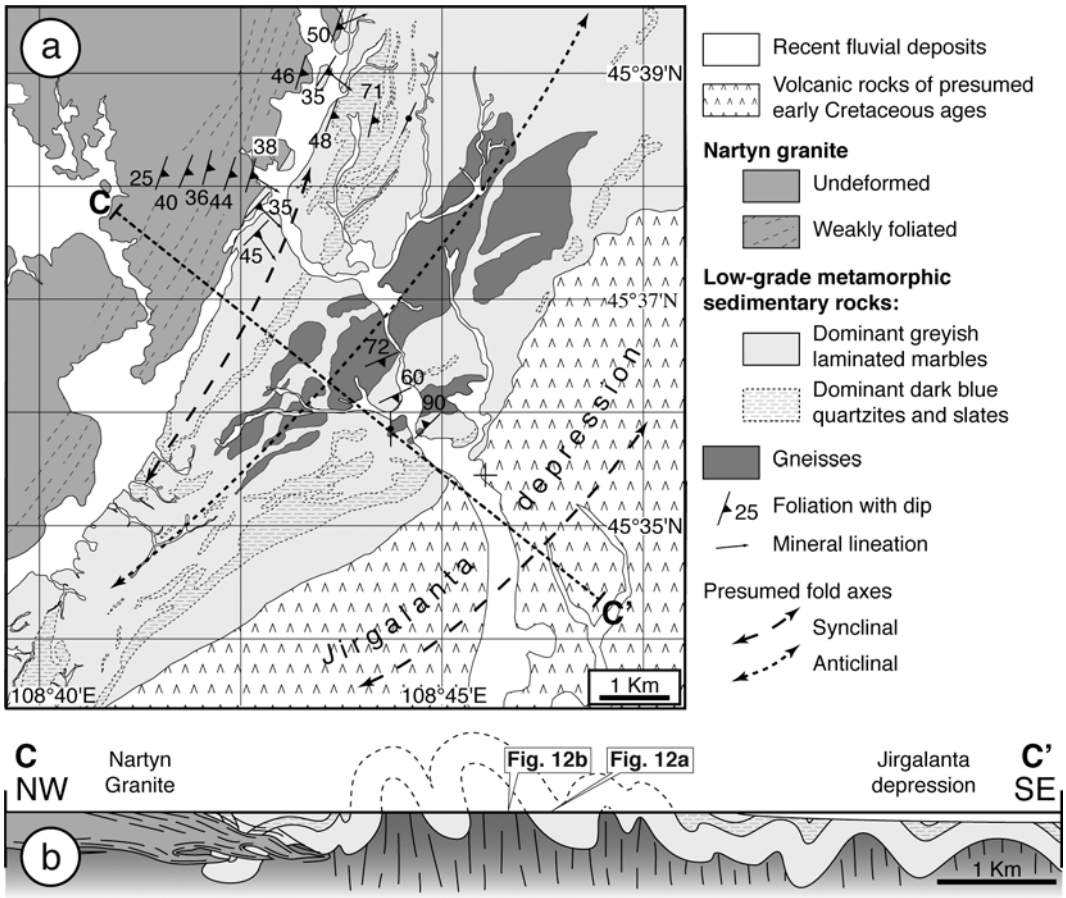


Fig. 5.11: ***(a)*** *Simplified geological map of the southern part of the Nartyn massif. Location on Fig. 5.2.* ***(b)*** *Interpretative cross-section. Location on (a).*

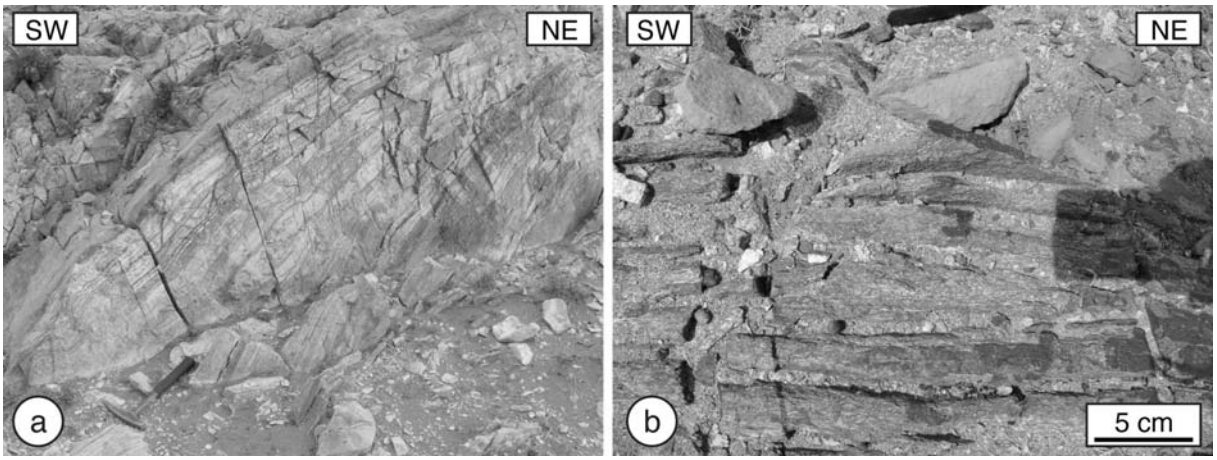


Fig. 5.12: *Some structural features of country-rocks near the south-eastern contact of the Nartyn intrusion. Locations on Fig. 5.11b.* ***(a)*** *Strongly banded marbles marked a steeply dipping foliation.* ***(b)*** *Basement paragneisses showing subvertical foliation.*

4. The Altanshiree granite: a comparable intrusion

At about 140 km east of the Nartyn massif, the Altanshiree area (Fig. 5.13) shows the occurrence of several granitic plutons. One of these, the Altanshiree intrusion, shows very similar features to those of the Nartyn granite. The core of the intrusion consists of a coarse-grained biotite-rich granite marked by a flat-lying magmatic fabric (Fig. 5.14a). Along the northern and southern margins of the intrusion, the granite shows the occurrence of solid-state foliations that gently plunge toward the outer part of the intrusion (Fig. 5.14b). There, foliation planes bear a generally weak NW-SE to North-South mineral lineation underlined by the preferential alignment of biotite and quartz-feldspar aggregates.

Country-rocks contain rhyolites and amphiblolites affected by a strong flat-lying foliation (Fig. 5.14 c and d). However, we have not find evidence of low-angle normal shear zones as observed at the north-eastern roof of the Nartyn granite.

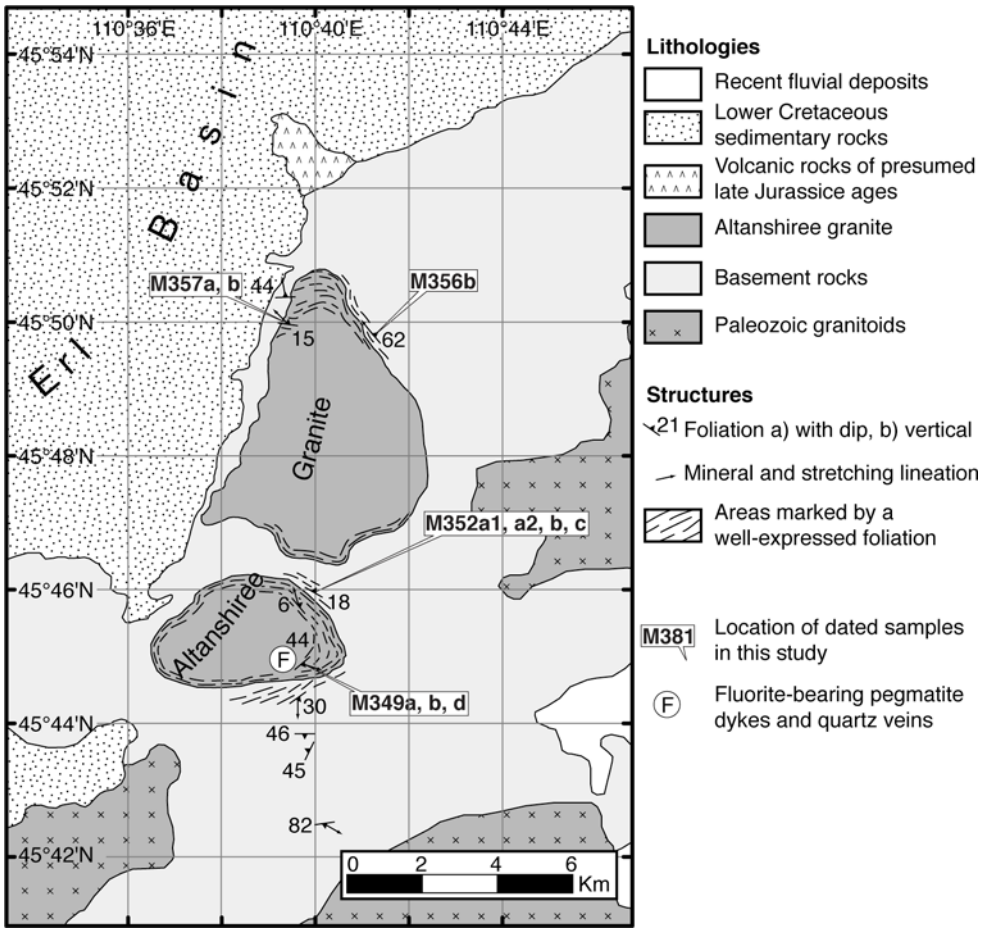


Fig. 5.13: *Simplified geological map of the Altanshiree area. Location on Fig. 5.2. Locations of samples used for geochronological analyses are indicated.*

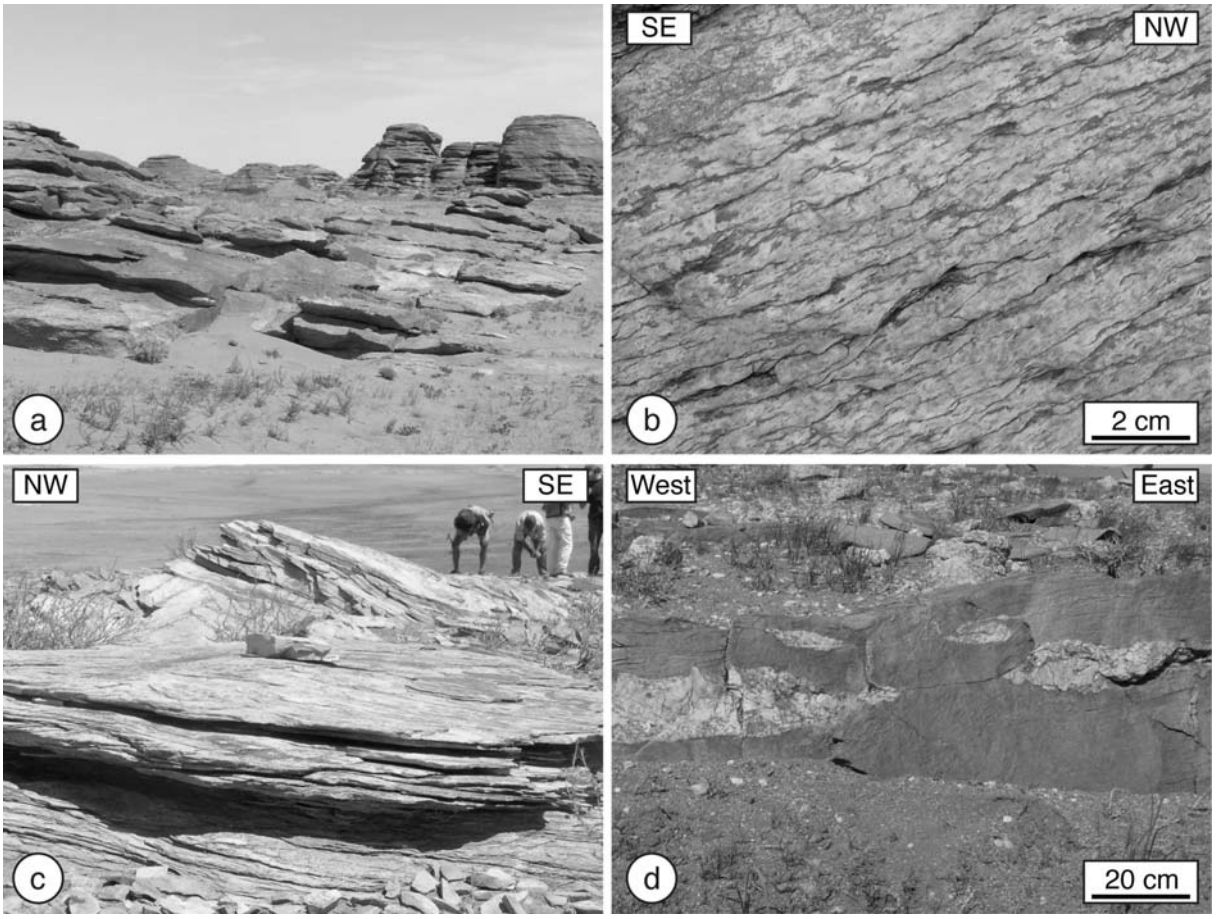


Fig. 5.14: *Structural features from the Altanshiree area.* ***(a)*** *Pervasive flat-lying fabric within the Altanshiree intrusion.* ***(b)*** *Fabrics at the southern margins of the intrusion.* ***(c)*** *Flat mylonitic foliation within rhyolitic country-rocks.* ***(d)*** *Boudinaged leucocratic dykes within amphibolite country-rocks.*

5. Geochronology

We performed geochronological analyses in order to constrain the structural evolution of the Nartyn Massif and the Choyr Shear Zone with three objectives: to estimate the emplacement age of the Nartyn granitic intrusion, to estimate duration of observed deformations, and to constrain the cooling history of the area. For this, U-Th-Pb chemical analyses and U-Pb isotopic analyses were performed on monazites and zircons. In addition, muscovites, biotites, and amphiboles were analyzed through $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser step heating experiments from various metamorphic and magmatic rocks sampled in the area. Geochronological analyses were also performed in the Altanshiree area. Sample locations are

shown in Figs. 5.2, 5.8, and 5.13. The methodological approach is detailed in appendixes 5.1 and 5.2[1]. Complete detailed analytical results are available upon request[2].

5.1. U-Pb dating

5.1.1 Short description of samples

A sample of undeformed coarse-grained biotite granite (M372) was collected within the inner part of the Nartyn intrusion (Fig. 5.2). Zircons were analyzed using the SHRIMP U-Pb method, whereas monazites were analyzed using the EPMA U-Th-Pb method. For comparison, a sample from a migmatitic xenolith (MN471a) close to the northern pluton border (Fig. 5.8) was studied using the SHRIMP U-Pb method (zircons) and EPMA U-TH-Pb method (monazites and xenotimes).

In addition, a sample of foliated granite (M357a) from the north-eastern margin of the Altanshiree intrusion (Fig. 5.13) was also collected and analyzed for zircons and monazites.

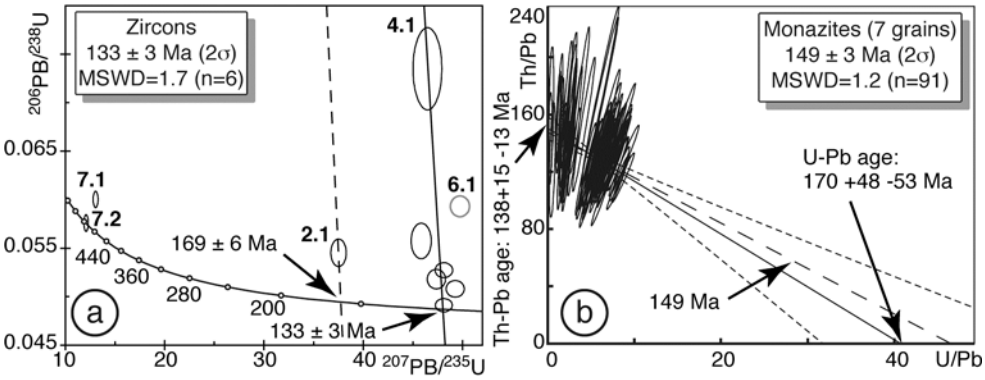
5.1.2. Results

The Nartyn granite sample M372 contains numerous large zircons (>200 μm). The grains are frequently clear and they display elongate- or thick-shapes[3]. Eleven analyses were performed on 9 grains. They reveal a great variety in terms of compositions. Indeed, the Th/U ratio is sometimes very low, but it can reach values close to 1. The analysis 9.1 was not taken into account because its amount in common Pb was too high. One of the two analyses performed on grain 7 appears concordant in the Tera and Wasserburg (1972) diagram and provides the oldest age at the Cambrian-Ordovician boundary (Fig. 5.15a). This grain is interpreted as inheritance. Although the grain 2 is younger, it probably reflects inheritance too. The remaining analyses are heterogenous in age. One of them (4.1) displays a significant contribution in common Pb. However, it was added to the six remaining analyses that are distributed close to the Concordia. A mean age of 133 ± 3 Ma was calculated from the intercept of the Concordia with a mixing line that extends from the value of common Pb at 130 Ma (Fig. 5.15a). This age is interpreted as that of the granite emplacement. In addition,

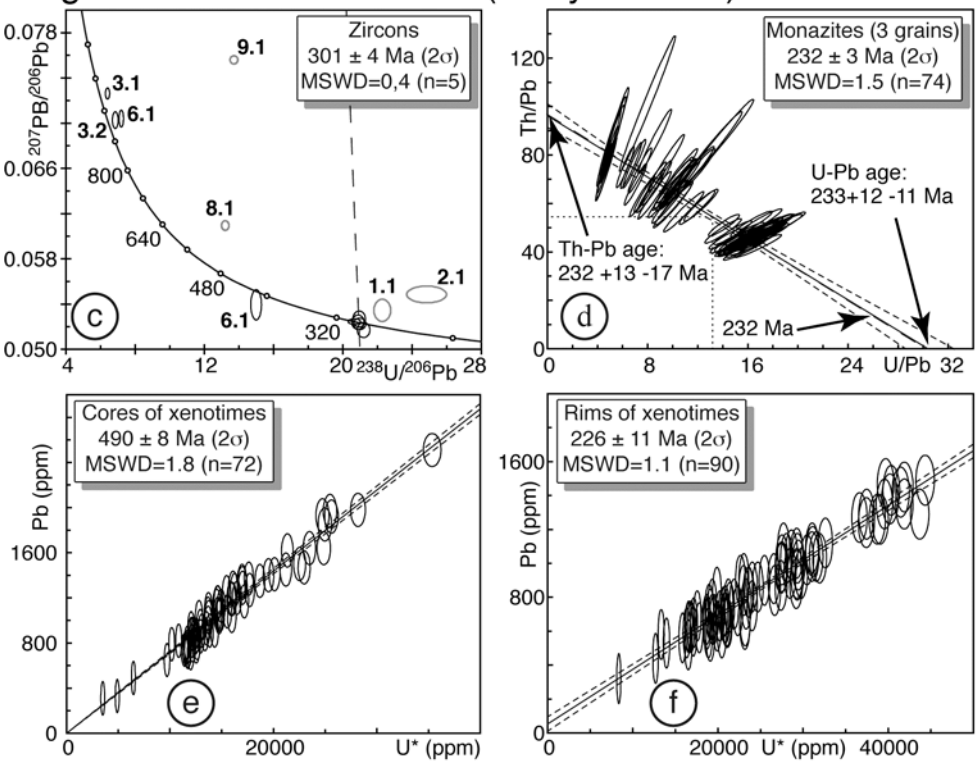
---

[1] *À la fin de cet article.*
[2] *Tableaux A3.1, A3.2, A3.3, A3.4, A3.5, A3.6, A3.7, A3.8 et A3.9 de l'annexe 3.*
[3] *Voir Fig. A2.12 de l'annexe 2.*

Nartyn granite M372



Migmatite xenolith MN471a (Nartyn massif)



Altanshiree granite M357a

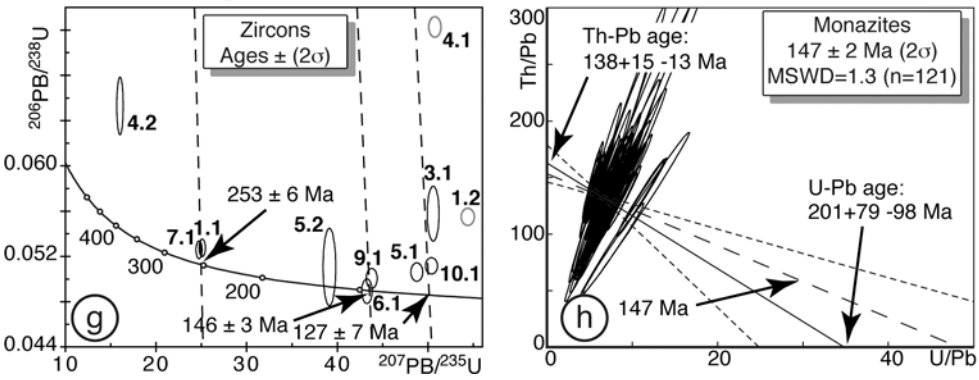


Fig. 5.15: *U-Pb data for the Nartyn and Altanshiree areas. Sample locations on Figs. 5.2 and 5.13.* ***(a)*** *Tera and Wasserburg (1972) Concordia diagram for zircons of the Nartyn granite.* ***(b)*** *Th/Pb vs U/Pb diagram for monazites from the Nartyn granite.* ***(c, d, e, f)*** *Tera and Wasserburg (1972) Concordia diagram for zircons (c), Th/Pb vs U/Pb diagram for monazites (d), and Pb vs U* diagrams for xenotimes (e, f) of migmatite xenolith from the northern part of the Nartyn granite.* ***(g, h)*** *Tera and Wasserburg (1972) Concordia diagram for zircons (g) and Th/Pb vs U/Pb diagram for monazites (h) from the Altanshiree granite. See Appendix 5.1 and text for further explanations.*

---

this sample contains middle-size altered grains of monazites (150-300 μm) that frequently show corroded boundaries[1]. One hundred chemical analyses were performed on 7 grains using electron microprobe. Nine of them were removed because they had either a total of oxide lower than 97% or they yielded individual ages significantly older and younger than the remaining analyses. These latter analyses appear enough heterogeneous in U and Th composition to provide a well-constrained regression line (Fig. 5.15b). Its slope is similar to that of the theoretical isochron within the Th/Pb = f(U/Pb) diagram. Moreover, the intercept of the regression line with the axes of the diagram are similar in ages. Thus, a mean age of 149 ± 3 Ma was calculated at the centroid of the population (Fig. 5.15b). It is interpreted as the crystallization age of monazites.

The migmatitic gneiss sample from a xenolith within the Nartyn intrusion (MN471a) contains small (100-200 μm) dark and milky zircons[2]. Thirteen analyses were carried out on 9 grains. Three of them yielded the oldest ages at ca 900-1000 Ma in the Tera and Wasserburg (1972) diagram (Fig. 5.15c). Nine other analyses provided Phanerozoic ages. However, two of them (8.1 and 9.1) were deleted because they show significant contributions in common Pb. Two additional analyses (2.1 and 1.1) display disturbances that might be attributed to radiogenic Pb-loss. The remaining analyses allow a mean age of 301 ± 4 Ma to be calculated. Furthermore, one hundred chemical analyses were performed on 4 grains of monazite that show frequent euhedral-shapes[3]. Seventeen analyses were deleted because they have total amounts of oxides lower or upper than the range 97-103%. Nine additional analyses that yielded significant older ages were also rejected. The remaining dataset permits to calculate a

---

[1] *Voir Fig. A2.12 de l'annexe 2.*
[2] *Voir Fig. A2.9 de l'annexe 2.*
[3] *Voir Fig. A2.13 de l'annexe 2.*

regression line with a slope closely similar to that of the theoretical iscochron at 232 Ma (Fig. 5.15d). The intercepts of the regression line with the axes of the diagram being identical in their individual errors, a mean age of 232 ± 3 Ma was calculated at the centroid of the population. It is interpreted as the monazite crystallization age. Finally, the sample also owns euhedral grains of xenotimes (100-250 µm) that are rich in inclusions[1]. Most of these grains display core-rim internal textures. Two hundreds and forty chemical analyses were performed on 12 grains. Among them, thirty-seven were rejected because their totals of oxides are lower than 97%. The remaining was separated into two distinct populations at ~500 Ma and ~230 Ma (Fig. 5.15e and f). The oldest group was obtained from 72 analyses of xenotime grain cores. In the Pb = f(U*) diagram (see Suzuki and Adachi, 1991), these data spread along a regression line that allow a mean isochron age of 490 ± 8 Ma to be calculated. On the other hand, ninety analyses realized on grain rims have provided a well-constrained isochron that yields a mean age of 226 ± 11 Ma. This latter regression line was not forced through the origin. Thus, its intercept with the Y-axis is attributed to the occurrence of common Pb. Indeed, previous studies have shown that sometimes xenotimes contain significant amounts of common Pb (Cocherie et Legendre, 2007).

The granite sample M357a from the Altanshiree intrusion shows the occurrence of numerous elongate or thick middle-sized grains of zircon (~200 µm). Most of them are clear, but some grains appear smoky[2]. Thirteen analyses were carried out on 10 grains. They reveal an important scattering in terms of U and Th concentrations, as well in the Th/U ratio. The analysis 2.1 was removed because it shows a too high amount of U. In addition, the analysis 8.1 was also rejected because it is shifted, due to a significant Pb-loss. The remaining display scattered ages in the Tera and Wasserburg (1972) diagram (Fig. 5.15g). This feature could suggest that the zircons have crystallized at different times: 253 ± 6 Ma, 146 ± 3 Ma, and 127 ± 7 Ma. The two oldest calculated mean ages might be attributed to inheritance. Thus, the youngest mean age might be interpreted as that of the granite emplacement. However, it noteworthy that another interpretation is possible. Indeed the mean age of 146 ± 3 Ma may be that of the granite emplacement, then the youngest mean age might reflect significant radiogenic Pb-loss undergone by some grains of zircon. On the other hand, this sample contains large euhedral grains of monazite (300-500 µm). They are marked by the occurrence

[1] *Voir Fig. A2.13 de l'annexe 2.*
[2] *Voir Fig. A2.8 de l'annexe 2.*

of contrasting domains[1]. On hundred and thirty chemical analyses were realized on 7 grain. Three of them were rejected because they display a total of oxides lower than 97%. Six additional analyses were statistically removed. The remaining dataset is plotted on the Th/Pb = f(U/Pb) diagram (Fig. 5.15h) in which a regression line may be determined. Its slope is similar to that of the theoretical isochron at ~147 Ma. Its intercepts with the axes of the diagram are comparable in age in the limit of their individual errors. Thus, a mean age of 147 ± 2 Ma was calculated at the centroid of the population. It is interpreted as the crystallization age of monazite.

5.2. $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses

5.2.1 Short descriptions of samples

Fifty-eight $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses were carried out on biotites, muscovites and amphiboles from samples of the Nartyn massif. Various samples were collected within the Nartyn intrusion (Fig. 5.2), such as undeformed to poorly deformed coarse-grained biotite granites (MN327 and MN378), a foliated muscovite-rich granites located at the south-eastern intrusion boundaries (MN392) and a muscovite-rich leucocrate granite located at the northern contact (MN464). Dykes of microgranite (MN275) and pegmatite (M374, and MN322b) were also sampled within the Nartyn granite complex. Muscovite-rich samples were further collected from marbles (MN375), quartzites (MN321c), and slates (M352a) that constitute the Precambrian to Cambrian metasedimentary cover of the basement close to the contact with the granite (Fig. 5.2). The underlying crystalline basement shows the occurrence of gneisses and undifferentiated mafic rocks for which a biotite (MN315) and an amphibole (MN366) were analyzed. In addition, dykes of pegmatite and leucogranite intrusive within country-rocks (M371a1, M371a2, M371a3, MN319a and MN353a), and a quartz-feldspar vein within the Jirgalanta depression (M369) were also collected. Within the Choyr Shear Zone itself, mafic rocks (M381, MN302, MN401a, and MN401b), muscovite-rich gneisses (M377, M379a, M379c, and M379d1), and dykes of pegmatite and leucogranite (M376b1 and M379d2) were extensively collected to study its development (Fig. 5.2). Finally, xenoliths from the northern domain of the massif, embedded within the Nartyn granite, such as quartzites (MN463), shales (MN466b) amphibolites (MN426a, MN467, MN469, and

[1] *Voir Fig. A2.12 de l'annexe 2.*

MN470), migmatitic gneiss (MN471b), or undeformed mafic rocks (MN404) were also sampled to track timing of granite emplacement (Figs. 5.2 and 5.8).

As it was viewed that the Altanshiree massif, located 140 km eastward, could be an analogue of the Nartyn massif, various magmatic (foliated granite: M349a and M349d; pegmatite: M352a1, M352a2, M356b, and M357b; leucogranite: M349b) and metamorphic rocks (amphibolites: M352b and M352c) were also sampled in this area (Fig. 5.13).

5.2.2. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Results from the Nartyn area

In the Nartyn granite

Within the granite (Fig. 5.16), mica age spectra of undeformed to poorly deformed coarse-grained biotite (MN327 and MN378) and foliated muscovite-rich granite samples (MN392) allow plateau age calculations in the range 130.8 ± 0.5 Ma to 129.5 ± 0.3 Ma. Microgranite (MN275) and pegmatites (M374 and MN322b) dykes yielded plateau ages in a similar narrow time range from 130.2 ± 0.4 Ma down to 128.9 ± 0.9 Ma. Muscovite from a leucocrate granite (MN464) yielded a slightly characteristic saddle-shaped age spectrum and a younger plateau age at 127 ± 0.2 Ma, suggesting fluid-induced recrystallization (see below).

Xenoliths

Micas from xenoliths included in the granite (MN463, MN466b and MN471b) provide plateau ages between 130.4 ± 0.6 Ma and 127.4 ± 0.4 Ma (Fig. 5.17a and b). On the other hand, age spectra of amphibole are more complex. Nevertheless, their disturbances are probably related to the granite intrusion, as suggested by previous mica results and by some of their low temperature apparent ages. In this way, amphiboles MN467 and MN469 age spectra (Fig. 5.17c) suggest partial recrystallization at ~130 Ma, subsequent to an initial (re)crystallization phase occurring before ~210 Ma. Existence of this late Triassic remnants event is corroborated by the two amphibole plateau ages at ~220 Ma from sample MN426a (Fig. 5.17d). Despite excess argon incorporation indicated by their age spectra shape, the two amphiboles of xenolith amphibolite MN470 that yielded such late Triassic ages at fusion steps, also suggest a (re)crystallization at ~210-220 Ma (Fig. 5.17e). Intermediate age at ~160 Ma from amphibole MN404 (Fig. 5.17f) sampled within an amphibolite xenolith from the north-western domain of the Nartyn massif, could be disconcerting because of apparent age uniqueness. Its age spectrum shape suggests excess argon, which seems to be confirmed by

correlation diagram ($^{36}Ar/^{40}Ar$ versus $^{40}Ar/^{39}Ar$) (Turner, 1971; Roddick et al., 1980; Hanes et al., 1985). Nevertheless, age spectrum flatness over ~80 % of ^{39}Ar degassing, and small age difference between calculated plateau and isochron ages, respectively 160.2 ± 0.5 Ma and 157.5 ± 0.8 Ma (($^{40}Ar/^{36}Ar)_i$ =347.3 ± 2.1% and MSWD = 1.7), suggest that the isochron age at ~157.5 Ma could be a good estimate for cooling or (re)crystallization of this amphibole.

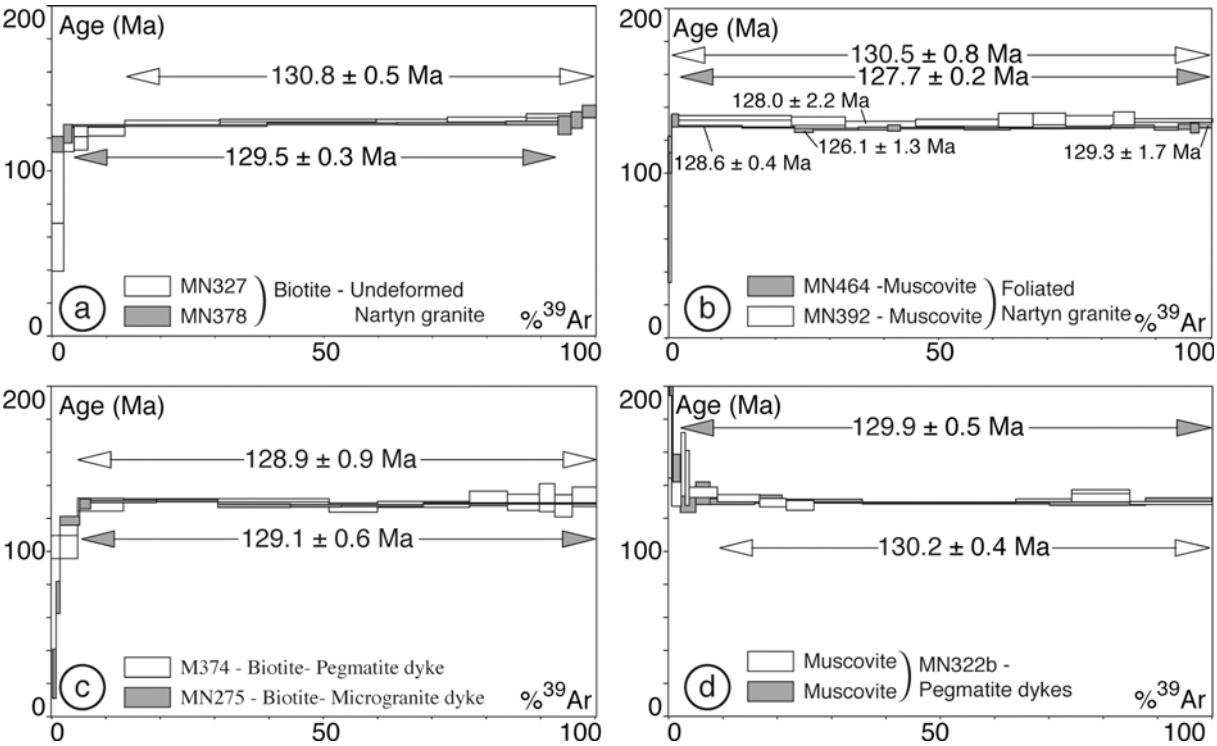


Fig. 5.16: *$^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra for micas from the Nartyn granite. See Appendix 5.2 and text for further explanations.*

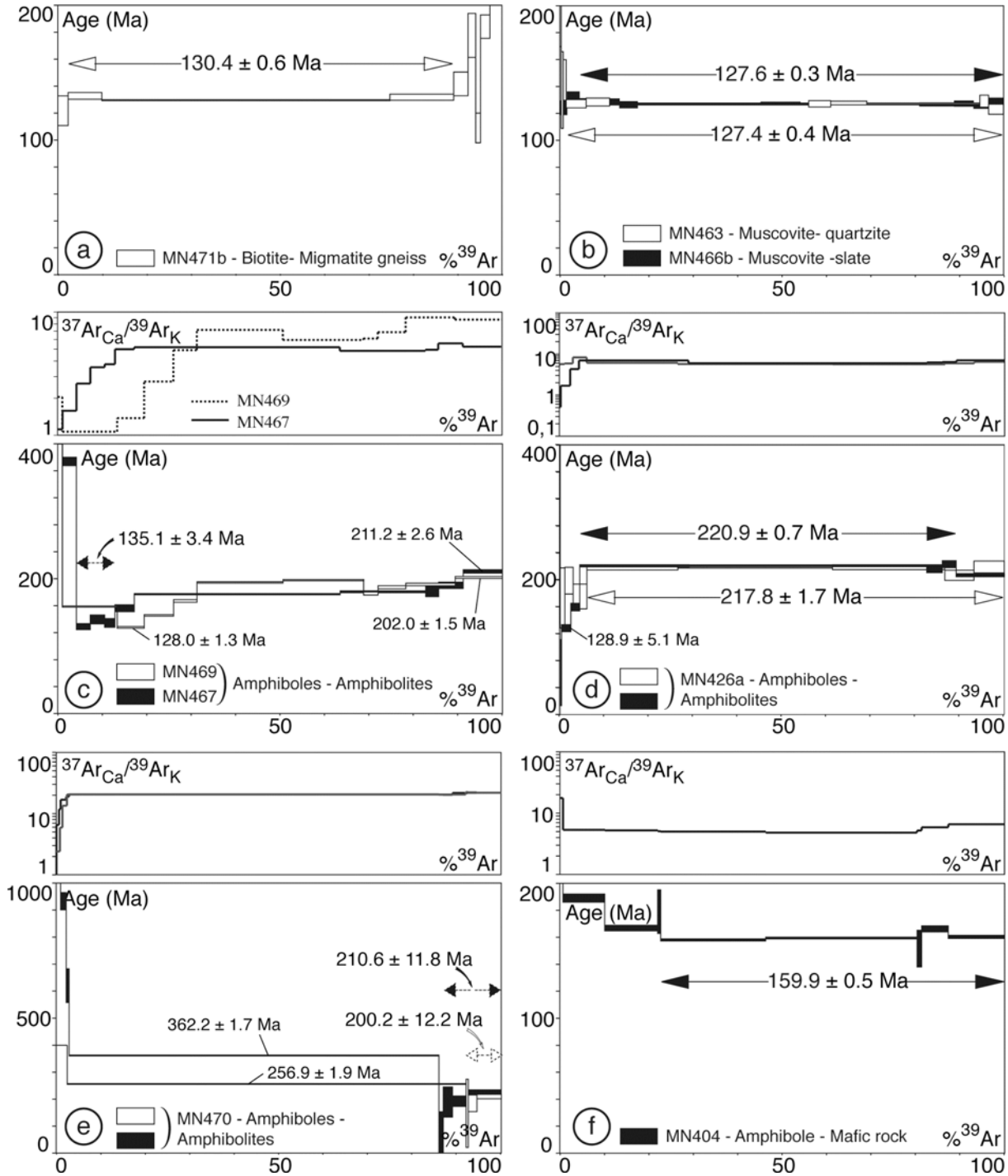


Fig. 5.17: *$^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra for micas and amphiboles from xenoliths within the northern part of the Nartyn granite. See Appendix 5.2 and text for further explanations.*

Nartyn granite vicinity

From the nine micas separated from samples collected within low-grade metasedimentary cover, leucogranite, and pegmatite dykes in the vicinity of the Nartyn intrusion, seven (samples MN321c, MN375, M371a2, M371a1, and M371a3) yielded plateau ages distributed between 132.3 ± 0.3 Ma and 128.4 ± 0.4 Ma (Fig. 5.18a, b, and c).

A muscovite from a quartz-Feldspar vein (M369) collected with the Jiragalanta depression yielded a characteristic sadlle-shaped age spectrum (Fig. 5.18d). It expresses partial recrystallization of analyzed muscovite with distinctive degassing patterns of its inherited and recrystallized domains (e.g. Cheilletz et al., 1999; Tremblay et al., 2000; Castonguay et al., 2001; Alexandrov et al., 2002). According to Alexandrov et al. (2002), such a spectrum suggest that initial crystallization would have occurred before ~151-152 Ma, maybe ~157-158 Ma, whereas the sadlle minimum at ~141 Ma would represent a maximum age estimate for a fluid-induced recrystallization. However, the first 6.5% of 39Ar degassing, with a mean age at 136.4 ± 1.7 Ma are probably the best estimate for the recrystallization and fluid circulation event.

Two other (M352a and MN353a) provided significantly older plateau and pseudo-plateau ages at ~208.5 ± 0.4 Ma and 217.0 ± 0.4 Ma, respectively (Fig. 5.18e). Such a late Triassic age, comparable to those observed for amphiboles age spectra from xenoliths within the Nartyn intrusion (see above section), was also recognized for the amphibole MN366 plateau age at ~216 Ma (Fig. 5.18f).

Finally, three other strongly disturbed age spectra obtained from an amphibole in a skarn (MN356a) and from micas collected within the crystalline basement (MN315 and MN319a) suggest that some domains of the country-rocks could be older than ~360 Ma (Fig. 5.18f and g).

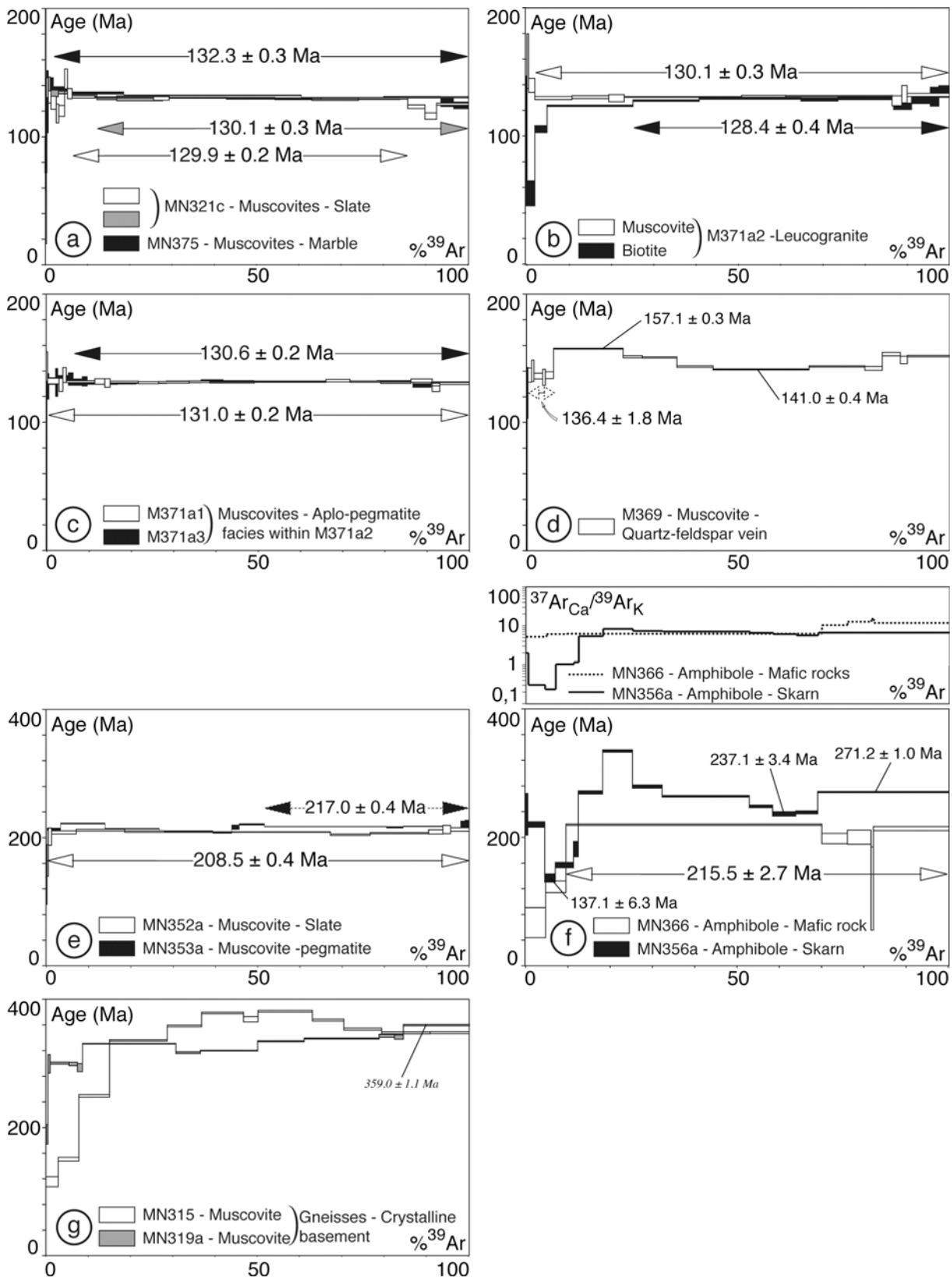


Fig. 5.18: *$^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra for micas and amphiboles from country-rocks the Nartyn granite. See Appendix 5.2 and text for further explanations.*

Choyr Shear Zone

All micas collected within the Choyr Shear Zone yielded flat age spectra allowing plateau ages calculations in a narrow but significant time range (3-4 Ma) between 129.0 ± 1.4 Ma and 125.3 ± 0.5 Ma (all spectra on Fig. 5.19), without age differences between muscovites and biotites. Among the four analyzed amphiboles, two (M381 and M401a) yielded plateau ages at 138.2 ± 0.4 Ma and 128.7 ± 0.3 Ma (Fig. 5.19e and f). Age spectrum provided by an amphibole from orthogneiss MN302 also allowed an intermediate plateau age calculation at 135.2 ± 1.3 Ma (Fig. 5.19g). However, this result is ambiguous because apparent ages decrease slightly from the low to the high temperature steps, which could suggest the presence of excess argon. This seems corroborated by calculations using correlation diagram with a $(^{40}Ar/^{36}Ar)_i$ ratio at 482.9 ± 19.7%, significantly higher than atmospheric ratio, and thus providing an isochron age at 132.0 ± 1.3 Ma, significantly younger than the plateau age. We consider this isochron age as a maximum estimate of the true age of the amphibole. The fourth amphibole from orthogneiss MN401b, displays a hump-shaped age spectrum (Fig. 5.19h), whose rather flat intermediate degassing temperature domain suggests an initial (re)crystallization slightly before ~200 Ma.

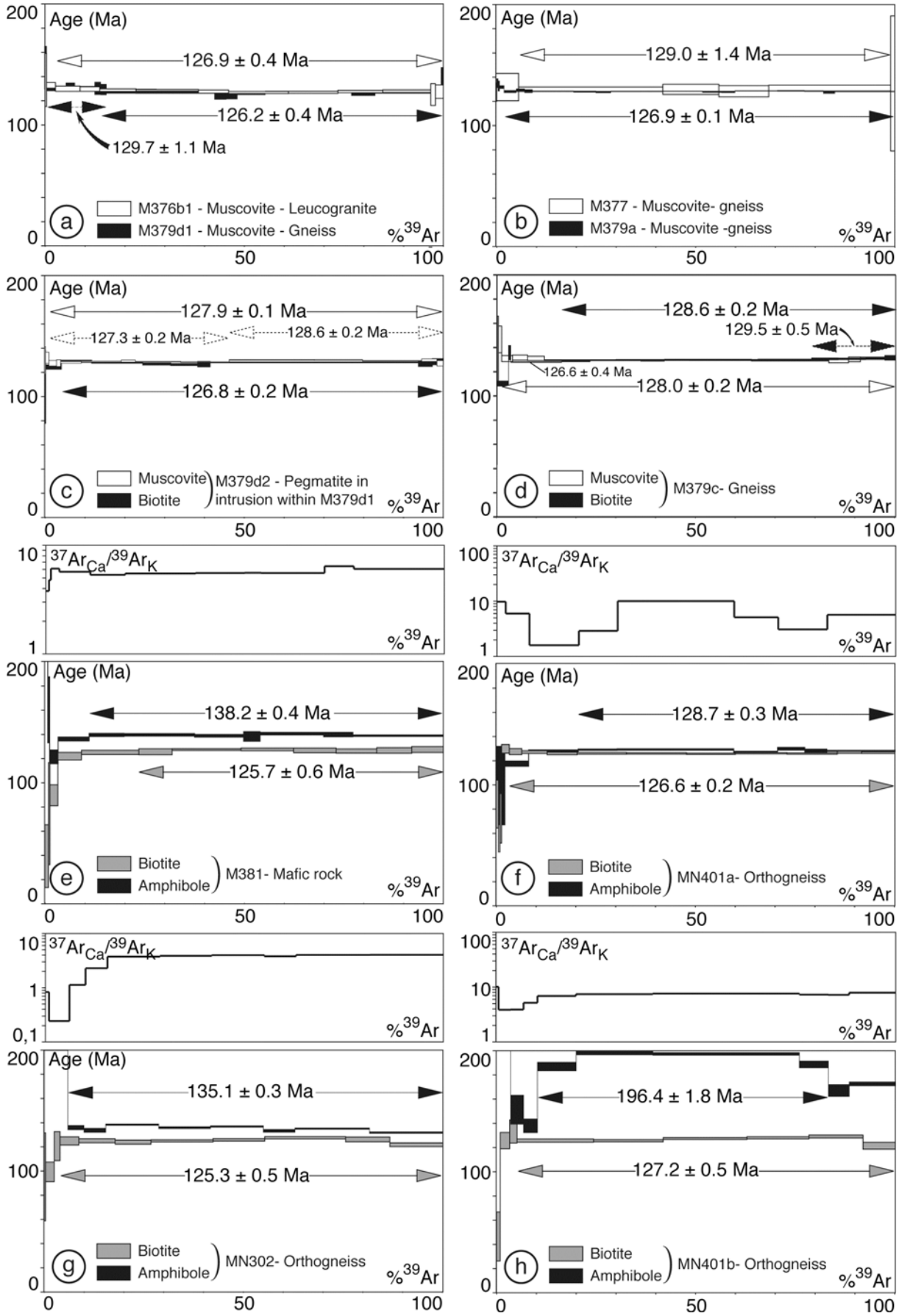

Age (Ma)
126.9 ± 0.4 Ma
126.2 ± 0.4 Ma
129.7 ± 1.1 Ma
a
M376b1 - Muscovite - Leucogranite
M379d1 - Muscovite - Gneiss
%39Ar
Age (Ma)
129.0 ± 1.4 Ma
126.9 ± 0.1 Ma
b
M377 - Muscovite- gneiss
M379a - Muscovite -gneiss
%39Ar
Age (Ma)
127.9 ± 0.1 Ma
127.3 ± 0.2 Ma
128.6 ± 0.2 Ma
126.8 ± 0.2 Ma
c
Muscovite
Biotite
M379d2 - Pegmatite in intrusion within M379d1
%39Ar
Age (Ma)
128.6 ± 0.2 Ma
129.5 ± 0.5 Ma
126.6 ± 0.4 Ma
128.0 ± 0.2 Ma
d
Muscovite
Biotite
M379c- Gneiss
%39Ar
37ArCa/39ArK
%39Ar
37ArCa/39ArK
%39Ar
Age (Ma)
138.2 ± 0.4 Ma
125.7 ± 0.6 Ma
e
Biotite
Amphibole
M381- Mafic rock
%39Ar
Age (Ma)
128.7 ± 0.3 Ma
126.6 ± 0.2 Ma
f
Biotite
Amphibole
MN401a- Orthogneiss
%39Ar
37ArCa/39ArK
%39Ar
37ArCa/39ArK
%39Ar
Age (Ma)
135.1 ± 0.3 Ma
125.3 ± 0.5 Ma
g
Biotite
Amphibole
MN302- Orthogneiss
%39Ar
196.4 ± 1.8 Ma
127.2 ± 0.5 Ma
h
Biotite
Amphibole
MN401b- Orthogneiss
%39Ar

Fig. 5.19: *$^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra for micas and amphiboles from the Choyr Shear Zone. See Appendix 5.2 and text for further explanations.*

5.2.3. $^{40}Ar/^{39}Ar$ results from the Altanshiree area

The two amphiboles from amphibolites (M352b and M352c) within host rocks of the Altanshiree granite yielded nearly concordant ages at 130.7 ± 0.9 Ma and 129.1 ± 0.7 Ma (Fig. 5.20a). On the other hand, micas (mainly muscovites) from samples collected within the Altanshiree intrusion (foliated granite M349a and M349d, leucogranite M349b, and and pegmatites M356b and M357b) to 126.4 ± 1.1 Ma and within metamorphic country-rocks (pegmatites M352a1 and M352a2) provided younger plateau ages in the range 128.5 ± 0.3 Ma to 126.4 ± 0.3 Ma (Fig. 5.20b, c, and d).

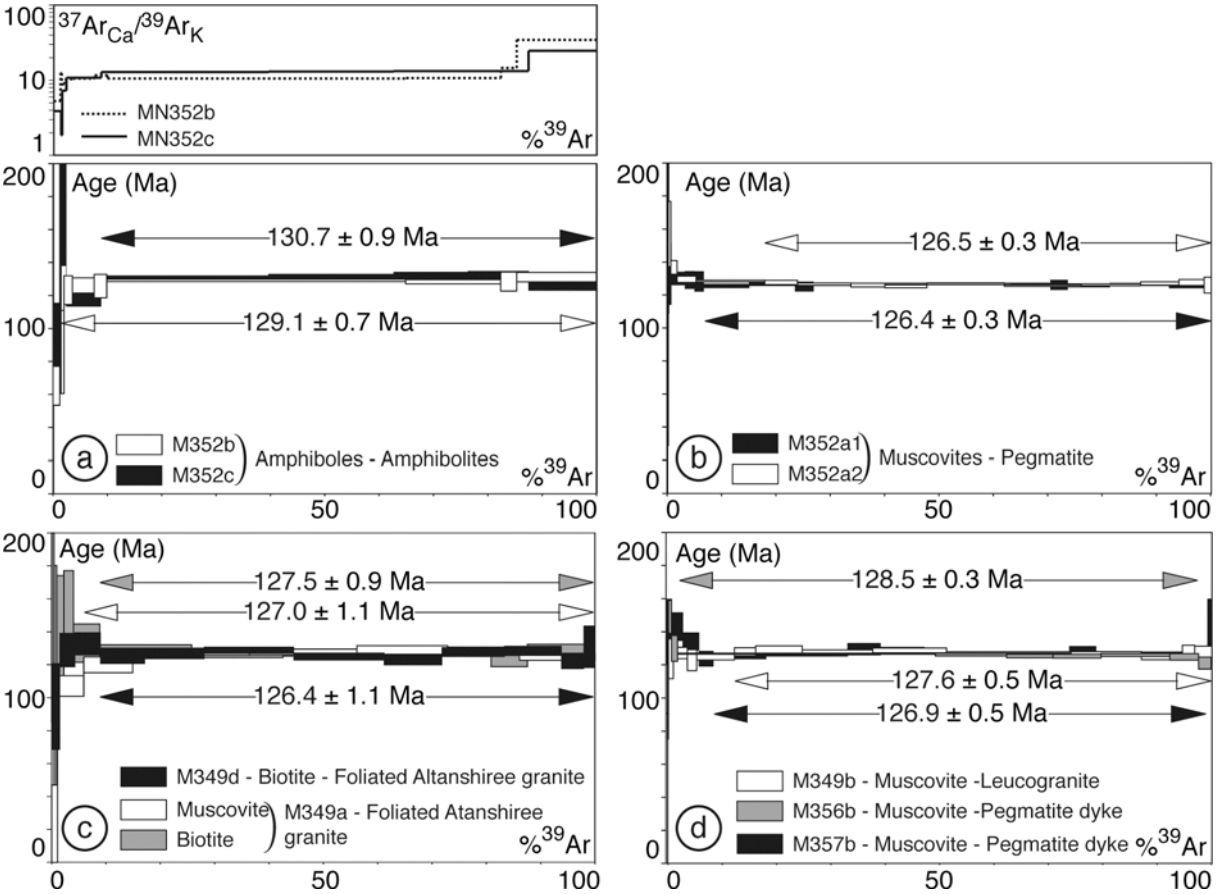


Fig. 5.20: *$^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra for micas and amphiboles from the Altanshiree granite and country-rocks. See Appendix 5.2 and text for further explanations.*

6. Interpretation

6.1. Mechanism of granite emplacement

There are currently no geophysical data available to constrain the shape of the Nartyn and Altanshiree intrusions. However, flat-lying magmatic foliations are observed within the core of the granites. In the Nartyn intrusion, it appears in geometrical continuity with the solid-state foliations that affect metamorphic rocks of the Choyr Shear Zone (Fig. 5.3). Furthermore, the granite-xenolith structural patterns observed in the north-eastern part of the Nartyn massif (Fig. 5.8) point to sheeted geometries. In addition, foliations that affect the margins of the Nartyn and Alanshiree intrusions are moderately outward dipping solid-state foliations (Figs. 5.2 and 5.13). These features suggest (i) that the outcropping granite probably corresponds to the roof of the intrusion, and (ii) that intrusions are most probably laccoliths (Fig. 5.21).

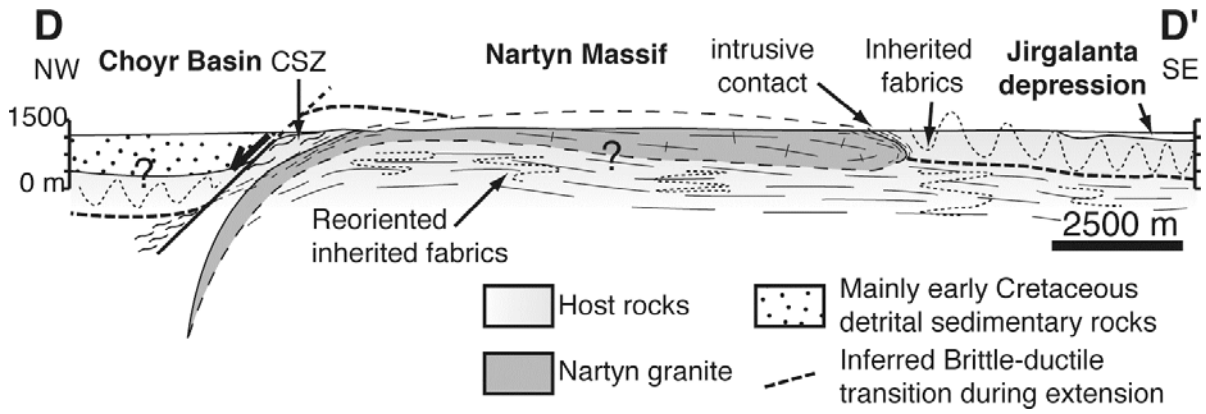


Fig. 5.21: *Interpretative cross-section of the Nartyn area.*

Unlike basement rocks of the south-eastern part of the massif that show steeply dipping foliations (Figs. 5.11 and 5.12), the sheets and panels of high-grade metamorphic rocks (i.e. amphibolites, paragneisses, and migmatitic gneisses) within the northern part of the Nartyn granite (Fig. 5.8b) present fabrics (i.e. foliation and lineation) comparable to those of the intrusion. The only way to explain the high-angle geometry between fabrics within sheets and those within country rocks south of the Nartyn intrusion is that the first ones were developed during an episode of sub-horizontal thinning. For this reason, late flat fabrics may be attributed to the same extensional event leading to the development of the Choyr Shear

Zone and the coeval emplacement of the Nartyn granite. Consistently, fabrics within sheets and xenoliths overprint older fabrics expressed by upright folds with axial planes sub-parallel to foliations (Fig. 5.10). All above structural features suggest that, before extension, country-rocks showed regional steeply dipping fabrics. Below the brittle-ductile transition, these were reworked by sub-vertical shortening and developed flat-lying fabrics, whereas pre-extension fabrics were preserved at higher crustal levels, as exemplified south of the Nartyn intrusion (Fig. 5.11). Thus, sheets of metamorphic rocks observed in the north-eastern part of the Nartyn intrusion might belong to deeper crustal levels than those of basement rocks surrounding the intrusion to the south. In such interpretation, some block tilting due to late stages of brittle activity of the Choyr Shear zone would have induced a slight southward dip of the brittle-ductile transition, with ductilely reworked country-rocks to the north, as shown within sheets and xenoliths found in the granite (Figs. 5.8 and 5.9), and country-rocks preserved from ductile thinning to the south (Fig. 5.21). A feature that would confirm the above interpretation would be the occurrence of normal brittle faults in upper crust areas such as that south of the Nartyn intrusion. These were not observed, but the occurrence of the Jirgalanta depression filled with lower Cretaceous volcanic rocks (Figs. 5.2 and 5.8) supports our regional interpretation (Fig. 5.21).

Although strong deformations occur along the Choyr Shear Zone, vertical offsets may be limited because (i) the hanging-wall is made of metamorphic sediments (Fig. 5.5e and f), which may be observed all around the Nartyn granite (Fig. 5.12a), and (ii) the shear zone appears limited to the north-western boundary of the intrusion (Fig. 5.2).

The above structural interpretation is supported by geochronological data. Within the Nartyn granite, two of the six analyzed amphiboles from amphibolitic sheets (MN467 and MN469) attest to partial recrystallization at ~130 Ma (Fig. 5.17c) that might be related to the granite emplacement. Also consistent is the cooling or recrystallization age at 130.4 ± 0.6 Ma obtained from a biotite collected within a sheet of migmatitic gneiss (MN471b) (Fig. 5.17a). These ages fit perfectly with the time range of ~ 132-130 Ma that we attribute to the Nartyn granite emplacement (see below). They also suggest that sheets of metamorphic rocks within the Nartyn intrusion were deformed under ductile conditions during the same event that accompanied granite emplacement. Furthermore, the pre-existence of subhorizontal foliation within the ductile crust might have favored the lateral spreading of magma during the emplacement of the Nartyn granite.

Around the Altanshiree intrusion, all observed country-rocks showed strong flat-lying fabrics (Fig. 5.14c and d), consistent with those observed in the granite (Fig. 5.14a and b),

which emphasizes that the granite emplaced during regional-scale crustal thinning. In this area, the complete reset of amphiboles (Fig. 5.20a) marking the regional flat-lying fabric within country-rocks confirms that the granite emplaced during extensive crustal thinning.

Deformations observed in country-rocks of the Nartyn and Altanshiree areas (Figs. 5.9d, 5.10, 5.14c, and d) underline that extension of hot middle crust is partly accommodated by pervasive thinning. This feature, clearly documented in analogue and numerical models (e.g. Brun, 1999; Tirel et al., 2004), has actually been only rarely documented in nature (e.g. Cagnard et al., 2004) where emphasis is often made on detachments and extensional basins.

6.2. Emplacement ages of the Nartyn and Altanshiree intrusions

The youngest zircons from the M372 Nartyn granite sample yielded a U-Pb age of 133 ± 3 Ma (Fig. 5.15a) that is interpreted as the emplacement age of the intrusion. Nevertheless, this age may be refined. More accurate $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from micas of magmatic rocks that crop out within the Nartyn intrusion (Fig. 5.16), and within the slightly deformed country rocks close to the south-eastern contact of the granite (Fig. 5.18) suggest that it emplacement rather occurred at ~132-130 Ma (Fig. 5.22). Indeed, within the Nartyn granite, muscovites from a two micas granite (MN392) and a pegmatite dyke (MN322b) provide similar and concordant ages at 130.5 ± 0.8 Ma and 130.1 ± 0.3 Ma, respectively (Fig. 5.16a, b, and d). Consistently, biotites from the Nartyn granite (MN327 and MN378) and from pegmatite (M374) and microgranite (MN275) dykes within the Nartyn granite yielded slightly younger ages in the time range 130.5 ± 0.5 Ma down to 128.9 ± 0.9 Ma interpreted as cooling ages (Fig. 5.16c). Furthermore, muscovites from metasedimentary rocks (slate MN321c or marble MN375) and a foliated leucogranite (M371a2), pegmatite (M371a1), and aplite (M371a3) show remarkably concordant crystallization or cooling ages in the time range 132.3 ± 0.3 Ma to 129.9 ± 0.2 Ma (Fig. 5.18a, b, and c). On the other hand, muscovites and biotites from some samples collected within other basement country-rocks yielded older ages (i.e. M319a, MN352b, MN356a, MN366, and M352a) (Fig. 5.18e, f, and g), suggesting that the early Cretaceous ages recorded by most micas sampled close to the granite contact are associated with a local thermal pulses or fluid circulations during intrusion emplacement in the 132-130 Ma bracket.

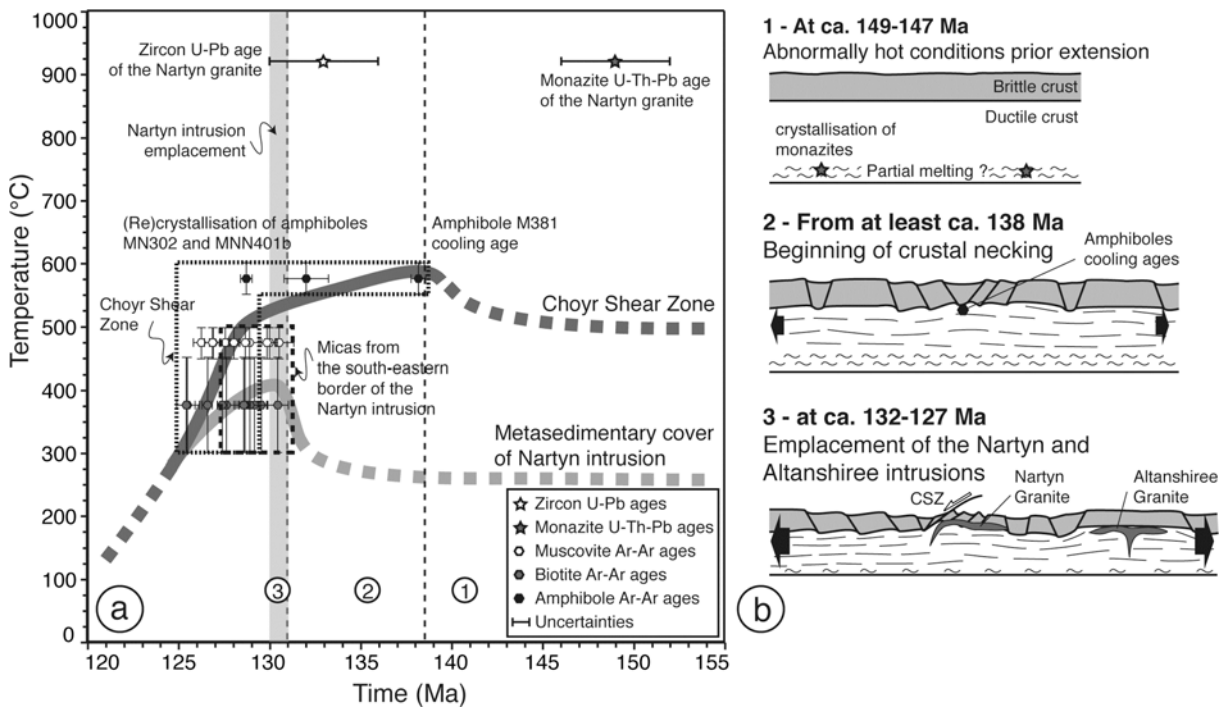


Fig. 5.22: (a) *Possible thermal evolution of the Nartyn massif. Assumed $^{40}Ar/^{39}Ar$ closure temperatures are 575 ± 25°C for amphiboles, 375 ± 75°C for biotites, and 475 ± 25°C for muscovites (see Appendix 5.2 for further explanations). The age scattering of muscovites probably expresses combination of cooling and fluid-induced recrystallization during development of the Choyr Shear Zone (see text for further explanations). Inferred dark and grey paths are for cooling of rocks within the Choyr Shear Zone and the country-rocks of the Nartyn intrusion, respectively.* ***(b)*** *Proposed evolution of extensional history in the study area. Each step refers to numbered segment in (a).*

Nevertheless ages at ~127 Ma from a muscovite-rich granite (MN464) and from a quartzite xenolith (MN463), both located at the northern margin of the Nartyn granite, suggest that magmatic activity lasted 4-5 Ma, probably implying fluids circulation.

Concerning the Altanshiree granite, the youngest zircons from sample M357a yielded an U-Pb age at 127 ± 7 Ma (Fig. 5.15g) that we consider as the time range in which the intrusion was emplaced. However, as for the Nartyn granite, $^{40}Ar/^{39}Ar$ data allow its emplacement age to be better constrained (Fig. 5.20). Biotites and muscovites from two undeformed pegmatitic dykes (M356b and M357b) that cut across the intrusion yielded nearly concordant plateau ages at 128.5 ± 0.3 Ma and 126.9 ± 0.5 Ma, respectively (Fig. 5.20d). Consistently, a muscovite from a leucogranite (M349b) collected within the intrusion shows a

plateau age at 127.6 ± 0.5 Ma. These results provide a minimum age of ~126 Ma for the granite emplacement. Furthermore, two biotites and a muscovite from two foliated granite samples (M349a and M349d) yielded concordant plateau ages from 127.5 ± 0.9 Ma down to 126.4 ± 1.1 Ma (Fig. 5.20c), suggesting that the granite was rather emplaced slightly before ~127 Ma. The 130.7 ± 0.9 Ma and 129.1 ± 0.7 Ma (re)crystallization ages of two amphiboles (M352b and M352c) (Figure 20a) collected within mafic country-rocks close to the intrusion boundary might reflect the early stage of emplacement of the granite at ~130-129 Ma. The ~127-126 Ma muscovite crystallization or cooling ages yielded by leucogranite dykes (M352a1 and M352a2) (Fig. 5.20b) from the same area are concordant with the ages yielded by samples collected within the Altanshiree granite and could characterize late stages of the magmatic activity.

6.3. Age of the Choyr Shear Zone

From four analyzed amphiboles selected within the Choyr Shear Zone, three of them (M381, MN302, and MN401a) yielded early Cretaceous plateau and isochron ages that define a ~10 Ma time range, from 138.2 ± 0.4 Ma down to 128.7 ± 0.3 Ma (Fig. 5.19e and f) with a poorly constrained intermediate age younger than 132.0 ± 1.3 Ma (see above discussion about result of amphibole age spectra shown on Fig. 5.19g). It is noteworthy that the amphibole with the oldest age (M381) was sampled within rocks where amphiboles appear undeformed and do not show evidence of recrystallization, whereas those that provided younger ages were selected within rocks that show late fracturing with calcite infilling characteristic of post-crystallization fluid ingresses and numerous accessory minerals such as epidotes and titanites. Furthermore, these latest amphiboles appear as aggregates of grains marked by irregular boundaries and the occurrence of many drops of quartz or albite, suggesting recrystallization processes. This means that if the older amphibole age is interpreted as a cooling age, it might record early stages of cooling in the Choyr Shear Zone, younger ones reflecting subsequent disturbances related to shear zone evolution. Early cooling stages of the shear zone should reflect its first stages of activity (Fig. 5.22).

The time range defined by muscovite age spectra is much more restricted and significantly younger than those provided by amphiboles, at 129.0 ± 1.4 Ma down to 126.2 ± 0.4 Ma (Figs. 5.19a, b, c, d, and 5.22). The 6 analyzed muscovites provided plateau ages. However, three of them show a discreet saddle shape (M376b1, M379c, and M379d1) (Fig. 5.19a and d) while another one is slightly staircase-shaped (M379d2) (Fig. 5.19c), suggesting

protracted recrystallization history linked to deformation and/or fluid circulation (Castonguay et al., 2007). According to interpretations proposed by Cheilletz et al. (1999) and Alexandrov et al. (2002), initial crystallization would have occurred at ~128.5-129 Ma, whereas the saddle minima with lowest apparent ages at ~125.5 Ma would represent the end of recrystallization and isotopic. The staircase-shaped age spectrum (M379d2), with apparent age from ~126 Ma up to ~128.5 Ma probably reflects a similar phenomenon.

Unlike the ~138-129 Ma time range defined by amphibole-biotite couples (Fig. 5.19e, f, and g), which for most part characterizes cooling, the ~129-125 Ma range given by muscovites most probably enlightens the final development of the Choyr Shear Zone, following the granite intrusion at ~132-130 Ma. This time range, which expresses a ~3-4 Ma crystallization/recrystallization process, perfectly overlaps the one defined by biotite ages between 128.6 ± 0.2 Ma and 125.3 ± 0.3 Ma (Figs. 19c, d, e, f, g, h, and 5.22), suggesting temperatures of ~400-450°C (Villa et Puxeddu, 1994). As muscovites confronted to fluids can be affected by recrystallizations under thermal conditions lower than their isotopic closure temperature, as high than 450-500°C (see discussion in Tremblay et al., 2011) when biotites are more generally concerned by chloritization, the simultaneous end of muscovite and biotite isotopic record suggests that the end of ductile deformations recorded within the Choyr Shear Zone ended at ~125 Ma (Fig. 5.22).

The 138 Ma age of amphibole M381 indicates that lower crust was the seat of a thermal and tectonic activity prior emplacement of the Nartyn granite. Thus, the age at ~136.5 from a quartz-fedlspar vein (M369) collected within the Jirgalanta depression to the South of the Nartyn massif suggests that this early thermal/tectonic activity was accompanied by fluids circulation in the upper crust.

6.4. Pre-extension history

Beside the structural pattern of the Nartyn area, our geochronological data confirm that country-rocks were affected by thermal and tectonic events prior early Cretaceous extension. Old ages were revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra obtained from micas collected within the crystalline rocks of the basement. Thus, two muscovites (MN315 and MN319a) suggest that some domains could be older than ~360 Ma (Fig. 5.18g). Similarly, data obtained in the migmatitic xenolith from the Nartyn intrusion for zircons and xenotime cores point to histories older than ~300 Ma (Fig. 5.15c and e).

Although most micas sampled close to the Nartyn intrusion yielded early Cretaceous ages obviously linked to granite emplacement, a muscovite (MN352a) and two amphiboles (MN356a and MN366) yielded middle-late Triassic ages (~235-204 Ma) (Fig. 5.18e and f). Comparable (re)crystallization ages were also recorded by amphiboles from large amphibolite sheets (MN426a, MN469, MN467, and MN470) (Fig. 5.17c, d, and e), as well as monazites from a migmatitic sheet (MN471) (Fig. 5.15d) of the northern part of the Nartyn intrusion. An amphibole from the Choyr Shear Zone (MN401b) yielded a disturbed $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum also suggesting some early event prior ~200 Ma (Fig. 5.19h). All these results indicate that the basement of the Nartyn area was affected by an important metamorphic event during late-Triassic times, possibly accompanied by a magmatic activity as suggested by a ~217 Ma muscovite age yielded by a pegmatite dyke (M353a) (Fig. 5.18e).

7. Geodynamic implications

7.1. Pre-extensional tectonics in eastern Mongolia

Our structural observations indicate that some preserved domains of the basement within the Nartyn area were affected by steeply dipping fabrics probably related to sub-meridian compressive tectonics before extension. These might be related to the final accretion of the Central Asian Orogenic Belt that ended with closure of the Paleo-Asian Ocean and the subsequent Mongolia-North China Craton collision in late Paleozoic or early Mesozoic times (e.g. Hsü et al., 1991; Sengör and Natal'in, 1996; Xiao et al., 2003; Chen et al., 2009).

Some of our geochronological results further indicate that the Nartyn area was the locus of an important thermal activity in the middle-late Triassic. These new ages do not only support previous observations that highlighted a period of widespread magmatic activity during middle-late Triassic in the Central Asian Orogenic Belt (e.g. Yarmoluy and Kovalenko, 2001; Kovalenko et al., 2004; Jahn et al., 2009; Reichow et al., 2010), but they also emphasize that high-grade metamorphic conditions locally prevailed during this period.

7.2. Early Cretaceous extension

Emplacements of the Nartyn and Altanshiree intrusions at ~132-130 Ma and ~130-127 Ma, respectively, coincide with a peak of magmatic activity previously documented in north eastern China at ~130-120 Ma (Wu et al., 2005; Wang et al., 2006) and with the occurrence of

early Cretaceous plutons in Transbaikalia - northern Mongolia up to ~120 Ma (Litvinosky et al., 1999; 2002; 2005; Badanina et al., 2006; Jahn et al., 2009; Zagorsky et Peretyazhko, 2010).

To our knowledge, only one study provided detailed arguments for a lower-Cretaceous syn-extension intrusion, the Guojianling granodiorite located in the northern par of the Linglong metamorphic core complex in the Jiaodong Peninsula (Charles et al., 2011). This intrusion that was dated by SHRIMP U-Pb method on zircons at ~130-126 Ma (Guan et al., 1998; Wang et al., 1998) appears emplaced below a low-angle normal shear zone. However, Charles et al. (2011) pointed out that the intrusion cuts across the northern border of the Linglong core complex presumably formed in late Jurassic-early Cretaceous times. The authors proposed that the formation of the Linglong metamorphic core complex from late Jurassic times may have implied a strong amount of crustal extension, the emplacement of the syn-kinematic intrusion in early Cretaceous being associated with a more limited amount of extension. The timing of the exhumation of the Linglong Core Complex is bracketed between U-Pb zircon dates obtained from high-grade rocks of the dome around 160-150 Ma (Miao et al., 1998; Wang et al., 1998; Luo et al., 1999) and the emplacement age of the Guojianling granodiorite at ~130-126 Ma (Guan et al., 1998; Wang et al., 1998).

Our geochronological data indicate that the emplacement of the Nartyn and Altanshiree granites was coeval with that of the Guojianling granodiorite. Located not far from the study area, the Ereendavaa metamorphic core complex in north-eastern part of Mongolia was exhumed from as early as ~138 down to 125 Ma (Daoudene et al., 2011). Although more geochronological data are required to better constrain the timing of exhumation of metamorphic core complexes in Transbaikalia, available ages range from ~133 Ma and ~126 Ma (Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008). Consistently, geochronological data from metamorphic core complexes located in north-eastern China suggest exhumations distributed in the ~136-110 time range (Webb et al., 1999; Davis et al., 2002; Zhang et al., 2002; 2003). Thus, emplacement ages of the Nartyn and Altanshiree syn-extension intrusions are comparable to those attributed to the exhumation of most of metamorphic core complexes from Transbaikalia-northern Mongolia to north-eastern China (Daoudene et al., 2011).

Daoudene et al. (2011) proposed an extensional paroxysm at the scale of eastern Asia in a narrow time range in early Cretaceous times, between ~130 Ma and ~120 Ma. However, Daoudene et al. (2011) showed that cooling within the Ereendavaa metamorphic core complexes, in north-eastern Mongolia (Fig. 5.1), and thus its exhumation, might have began

as early as ~138 Ma. This appears remarkably consistent with the cooling ages at 138.2 ± 0.4 Ma obtained on an amphibole collected within the Choyr Shear Zone (Fig. 5.19e) and the fluid circulation at ~136.5 Ma identified in the Jirgalanta depression to the South of the Nartyn massif. Furthermore, Daoudene et al. (2011) also showed that pegmatite dykes emplaced ~30 Ma prior to the exhumation history of the Ereendavaa metamorphic core complex. In such conditions, the ~147-149 Ma cristallization ages of monazites from the Nartyn and Altanshiree granites (Fig. 5.15b and h), as well as the ~146 Ma age of zircons from the Altanshiree granite, might be related to a stage of partial melting at depth, ~20 Ma prior to intrusion emplacements. Such hypothesis could be in agreement with early fluid-induced crystallization steps at 150-160 Ma suspected in the Jirgalanta depression. This long term maturation of the exhumation process appears also consistent with a U-Pb ages at 153.9 ± 4.1 Ma obtained on zircons from a migmatite of the Gudaoling metamorphic core complex, north of the Lioaning metamorphic dome in Liaodong peninsula (Charles, 2010), as well as with the upper-Jurassic ages obtained from high-grade rocks of the Linglong Core Complex around 160-150 Ma (Miao et al., 1998; Wang et al., 1998; Luo et al., 1999).

Beside these recents geochronological results, others studies highlighted that the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt was the locus of a widespread magmatic activity starting from 170-160 Ma (Yarmolyuk et al., 1998; Yarmolyuk and Kovalenko, 2001; Kovalenko et al., 2004; Jahn et al., 2009) and even slightly earlier (Wu et al., 2003a). This suggests that the whole region was abnormally hot prior to extension, a feature confirmed by the geochemistry of late-Jurassic to early-Cretaceous plutons involving mantle-derived sources (e.g. Wu et al., 2003b; Jahn et al., 2009).

8. Conclusions

From our structural and geochronological analyses of the Nartyn and Altanshiree areas we draw the following conclusions:

1 Structural patterns of the Nartyn and Altanshiree intrusions indicate that they can be considered as laccoliths.

2 Both granites emplaced during regional-scale lower-Cretaceous extension.

3 The Nartyn granite emplaced around ~132-130 Ma. The Altanshiree granite emplaced between 130 and 127 Ma.

4 Deformations observed in country-rocks of the Nartyn and Altanshiree areas underline that continental extensional tectonics is basically driven by pervasive crustal thinning of the hot middle crust.

5 The Nartyn laccolith was probably emplaced along the brittle-ductile transition. Its emplacement was in part accommodated by the concomitant development of a low angle normal shear zone, the Choyr Shear Zone.

6 The Choyr Shear Zone developed over at least 13 Ma, from ~138 Ma down to 125 Ma.

7 Ages documenting extension in studied areas emphasize that the paroxysm of regional-scale extension across Transbaikalia to north-eastern China is of lower-Cretaceous age.

8 Geochronological data confirm that extension affected a previously hot crustal domain.

9 Ages further confirm that an important thermal and tectonic event occurred in middle-late Triassic times in the region.

Appendix 5.1: U-Pb and U-Th-Pb datings

SHRIMP dating of zircons

For SHRIMP (Sensitive High mass Resolution Ion MicroProbe) analyses, zircon grains were separated from total rock using standard mineral separation procedure at BRGM (Orléans, France) and then mounted in epoxy, at ANU (Canberra, Australia), together with chips of reference zircons: TEMORA (Black et al., 2004) and SL13, sectioned approximately in half, and polished. Reflected and transmitted light photomicrographs were prepared for all zircons, as were cathodoluminescence (CL) Scanning Electron Microscope (SEM) images. These CL images were used to decipher the internal structures of the sectioned grains and to ensure that the ~20 µm SHRIMP spot was wholly within a single age component within the sectioned grains, and to avoid cracks, defects and inclusions.

The U-Th-Pb analysis were made using SHRIMP II at the research School of Earth Sciences, The Australian National University (Canberra, Australia), following procedures given in Williams (1998) and references therein. Each analysis consisted of 6 scans through the mass range, with the TEMORA reference zircon grains analyzed for every three unknown analyses. The Pb/U ratios have been normalized relative to a value of 0.0668 for the

TEMORA reference zircon, equivalent to an age of 417 Ma (see Black et al., 2004). Uncertainty in U-Pb calibration was taken into the final analytical uncertainties.

Tera and Wasserburg (1972) Concordia plots and calculations were carried out using Isoplot/Ex (Ludwig, 2003). Calculations and their uncertainties are reported as 95% confidence limits. On the other hand, in order to make the diagrams easier to read, the individual error ellipses are shown at 1σ (Fig. 5.15). All individual ages have been calculated from the U and Th decay constants recommended by Steiger and Jäger (1997).

EPMA dating of monazite and xenotime

Single grains of monazite and xenotime were analyzed using a Cameca SX 50 electron microprobe (BRGM, France). BSE images were used to avoid cracks, defects and inclusions.

The analytical procedure was detailed in Cocherie et al., (1998; 2005). The interference of YLγ on PbMα is delayed offline by applying a coefficient of interference to the value of Y. Corrections have been validated by dating several monazite samples using this method and conventional isotopic methods (Cocherie et al., 1998). An accelerated voltage of 20 kV, and a beam current of 200 nA were applied. This analytical procedure led to calculated detection limits (2σ) of 110 ppm for Pb, 105 ppm for U, and 130 ppm for Th, the absolute error being taken as 110, 105 and 130 ppm, respectively. Systematic minimum errors of 2% was considered for concentration >5500, 5250 and 6500 ppm for Pb, U, and Th, respectively (Cocherie and Legendre, 2007). These minimum errors are considered to be included in the calculated errors for low concentrations. For monazite, the standards were galena (PbS) for Pb, uraninite (UO_2) for U, thorianite (ThO_2) for Th, endmenber synthetic phosphates (XPO_4) for each rare-earth element (REE) and Y, apatite for P and andradite for Si and Ca.

Three assumptions are required to determine U-Th-Pb_{plot} age using an electron microprobe: (i) common Pb is negligible with respect to the amount of radiogenic Pb (Parrish, 1990); (ii) no loss of radiogenic Pb occurred since closure of the system, Pb content is not significantly affected by diffusion (e.g., Cocherie et al., 1998; Crowley and Ghent, 1999; Zhu and O'Nions, 1999); and (iii) a single age is involved at the size level of each individual spot analysis. Age calculations were done using Isoplot/Ex (3) program of Ludwig (2003) and a Microsoft Excel add-in program for determining U-Th-Pb ages from EPMA measurements (Pommier et al., 2002). All calculations were done at the 2σ level (95% confidence limit). U-Th-Pb weighted mean ages were calculated according to the procedure proposed by Cocherie and Albarède (2001). This uses a Th/Pb = f(U/Pb) isochron diagram (Suzuki and Adachi,

1991) to calculate a U-Th-Pb weighted average age based on a regression line, whose slope precision depends on the variation of the Th/U ratios in the grain. The errors on Th/Pb and U/Pb ratios are calculated from the formulas proposed by Cocherie and Legendre (2007). Th-Pb and U-Pb ages are also calculated separately at the intercepts of the regression line with the X and Y axes, respectively. If these two ages are similar within the errors and if the regression is associated with a MSWD (Mean Squared Weighted Deviation) consistent with a single age population (Wendt and Carl, 1991), then the system fulfils the requirements for calculation of the most precise and probable age at the centroid of the population (Cocherie and Albarède, 2001).

Prior to the U-Th-Pb age calculation from the Th/Pb = f(U/Pb) diagram, a simple average age was calculated for each sample using all individual ages and a weighted histogram representation was constructed with the Isoplot program (Ludwig, 2003). Together with BSE Images, this starting procedure allows to determine whether the calculated ages belong to a single population consistent with a unique geological event, or if they involve distinct populations, reflecting a more complex geological history. In this latter case, the populations are individually studied. Finally, the rare spot analyses that appeared statistically abnormal with respect to the studied age population and not associated with a specific domain of the crystals were rejected.

For xenotimes (see Cocherie and Legendre, 2007), the X-ray PbLα was used due to the strong interference of Y on the PbMα line. The spectral interference of ThMβ on UMα was corrected in a similar manner as for monazite. The calculated detection limit (2σ) is 120 ppm for Pb, U, and Th. This value is taken as the absolute error on these elements. Similarly to monazite, a systematic relative error of 2% was considered for Th and U if the concentration were >6000 ppm.

For U-Pb dating on zircon, closure temperatures T_c are considered to be higher than 900°C (Cherniak and Watson, 2001; Reiners, 2009). Consistently, the U-Pb T_c of monazites and xenotimes are closely similar to that of zircon (e.g., Braun et al., 1998; Cherniak, 2005).

Appendix 5.2: ^{40}Ar/^{39}Ar datings

^{40}Ar/^{39}Ar dating of micas and amphiboles

Single grains of muscovite, biotite and amphibole were handpicked under a binocular microscope from 250 µm to 1000 µm minerals fraction. These samples were wrapped in an alumina foil to form small packets (11 mm x 11 mm x 0.5 mm). They were stacked up to form two columns in which standards were inserted every 10 samples. The irradiation standard was the sanidine TCR-2, which was dated at 28.34 Ma (Renne et al., 1998). The two columns were then irradiated within the 5c position of the McMaster nuclear reactor (Hamilton university, Canada) during 33.33 h and 43.33 h, respectively (powers of 100 and 130 MW). The samples and standards position within the reactor allowed to constraint the flux gradient with a precision of ± 0.2 %.

The CO_2-laser step heating analyses on single grains were performed on MAP215 mass spectrometer. The analytical procedure is described in Ruffet et al. (1991, 1995). Blanks were regularly realized every three steps and subtracted from following sample gas fraction. Isotopic measurements were corrected for K, Ca and Cl isotopic interferences and mass discrimination. A plateau age is obtained when apparent ages of at least three consecutive steps, representing a minimum of 70% of the ^{39}Ar released, agree with 1 or 2σ error bars with the integrated age of the plateau segment (Castonguay et al., 2001). Pseudo-plateau ages can be calculated with less than 70% of the ^{39}Ar released. All age errors are displayed at the 1σ level.

Brief notes on closure temperatures

Isotopic ages in metamorphic rocks are generally interpreted within the framework of Dodson (1973)'s diffusion theory, which states that some minerals in geological systems start to accumulate isotopes formed by radioactive decay in their crystalline lattices if the temperature is below a critical value, the so-called blocking (Jäger, 1967) or closure (Dodson, 1973) temperature T_c.

K-Ar isotopic T_c of muscovite (more generally white micas), were first estimated at ~350°C by calibration of isotopic ages versus metamorphic grade (Purdy and Jäger, 1976), but are currently debated. Several studies suggest that in the absence of deformation and fluid-enhanced recrystallization, T_c may be as high as 500°C for muscovite (Villa, 1998; Bosse et al., 2005) or even higher than 550°C (Lister and Baldwin, 1996) for phengite under blueschist facies metamorphic conditions. New experimental estimates of muscovite diffusion coefficients by Harrison et al. (2009) support these conclusions (Pitra et al., 2010), suggesting that a T_c range of 450-500°C is a better estimate for muscovite. Biotite is also concerned by

this T_c inflation with suggested T_c as high as ~450°C (e.g. Villa and Puxeddu, 1994), ~150°C higher than the commonly admitted temperature.

Closure temperatures for amphibole, although less debated than those for muscovite, are also difficult to estimate. In addition to the effect of cooling rate and size of diffusion domains, amphibole diffusivity is also influenced by ionic porosity (Fortier and Giletti, 1989; Dahl, 1996). On the basis of natural hornblende compositions measured by various authors (i.e. Colville et al., 1966; Leake, 1978; Robinson et al., 1982), Dahl (1996) suggested a T_c range of 480-550°C. This has been re-evaluated at 550-650°C by Villa (1998). We will consider in this study a median T_c range value of 550-600°C for amphiboles.

The geological implications of isotopic ages in terms of closure temperature, particularly for the K-Ar isotopic system, should ideally be restricted to crystals unaffected by recrystallization whether related to deformation or the passage of fluids (Villa, 1998). This is because deformations damage the crystal lattice, enhance Ar-diffusion, and promote the formation of intra-crystalline domains with lower diffusion length-scales and lower T_c. In the presence of low-temperature fluids, minerals or sub-domains within minerals commonly recrystallize in order to form new crystals that lock in younger ages. On the other hand, since muscovite grains that are extracted from deformed rocks are generally texturally complex (partially recrystallized, composite grains, etc), and because T_c is strongly dependent on the size of diffusing domains, $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses from such complex grains provide information over relatively wide ranges of temperature and time (e.g. Bosse et al., 2000; Hames et al., 2008).

Chapitre 6 :

Déformation supracrustale au Mésozoïque supérieur: Exemple de la région du Massif de Dulaan Uul, sud de la Mongolie orientale

Résumé

Au sud de la Mongolie orientale, le massif de Dulaan Uul est délimité par deux vastes bassins formés au Mésozoïque supérieur. Cette situation offre la possibilité d'étudier les relations entre les déformations observées dans le socle et celles qui affectent les bassins sus-jacents.

Sur la base d'une étude multidisciplinaire, regroupant des données pétrologiques, structurales, géochronologiques et géophysiques, le socle du massif de Dulaan Uul apparaît comme principalement composé par un ensemble de séries volcaniques et sédimentaires d'âge paléozoïque supérieur. Ce socle a été variablement métamorphisé et déformé probablement durant un événement compressif vers la limite Trias moyen-supérieur. En revanche, aucune déformation extensive ductile n'affecte le socle du massif de Dulaan Uul.

Par la suite, la région apparaît comme un système de horsts et de grabens résultant d'un événement extensif NO-SE. Durant cet événement, le massif de Dulaan Uul était un paléo-relief. En effet, à la base de la pile sédimentaire syn-rift, la Formation de Tsagaantsav du Crétacé inférieur repose en discordance sur le socle déformé. Cette formation est notamment constituée par des écoulements de débris indiquant une origine très proximale. Par ailleurs, la gamme d'âge ca. 155-125 Ma attribuée aux dépôts des sédiments syn-rifts, qui caractérisent la base du remplissage des bassins de la région, indique que cet événement extensif a eu lieu au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Les géométries observées dans les bassins, à partir des profils sismiques disponibles, suggèrent qu'au moment de l'extension, la croûte fragile est mince (ca. 10 km). Ceci suggère aussi que la croûte à l'aplomb de la région de Dulaan Uul est chaude.

Au Crétacé supérieur, la région est affectée par une inversion tectonique.

1. Introduction

La Mongolie est située au cœur de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale (Fig. 6.1a), qui résulte de l'accrétion d'un grand nombre d'unités tectono-stratigaphiques variées, principalement au Paléozoïque (Sengör et al., 1993 ; Mossakovsky et al., 1993 Sengör et Natal'in, 1996 ; Badarch et al., 2002 ; Windley et al., 2007). Cette ceinture orogénique s'étend entre les cratons précambriens, de Sibérie au nord, et du Tarim et du nord de la Chine (ou Sino-Koréen) au sud. Dans ce système, le socle du sud-est de la Mongolie montre l'amalgamation des vastes unités interprétées comme des arcs insulaires, des bassins d'avant- ou d'arrière-arc, des prismes d'accrétion et des microcontinents (Fig. 6.1b) (Badarch et al., 2002). Cet ensemble d'unités est séparé du craton nord chinois au sud par la zone de suture de Solonker, qui marque la fermeture finale de l'Océan Paléo-asiatique à la fin du Paléozoïque ou au début du Mésozoïque (e.g. Tang 1990 ; Hsü et al., 1991 ; Shao 1991 ; Sengör et Natal'in, 1996 ; Xu et Chen 1997 ; Xiao et al., 2003 ; Windley et al., 2007 ; Wu et al., 2007 ; Chen et al., 2009).

À la suite de cette tectonique de convergence, le sud de la Mongolie orientale a subit plusieurs périodes de déformation intracontinentale. De grands systèmes de failles décrochantes senestres, orientée NE-SW, sont à plusieurs reprises activés du Trias supérieur au Cénozoïque (Lamb et al., 1999 ; 2008 ; Webb et Johnson, 2006).

Toutefois, la période de déformation intracontinentale la plus remarquable est rattachée à un événement extensif majeur NO-SE, qui affecte l'ensemble de la Mongolie orientale, la Transbaïkalie et le Nord de la Chine de l'Est, au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (e.g. Zorin, 1999 ; Ren et al., 2002 ; Meng, 2003 ; Darby et al., 2004 ; Lin et Wang, 2006 ; Donskaya et al., 2008 ; Daoudene et al., 2009, 2011, soumis). Au sud de la Mongolie orientale, cet évènement se traduit par la formation de bassins longs et étroits, orientés NE-SO (Fig. 6.2) (Traynor et Sladen, 1995 ; Graham et al., 2001 ; Johnson et al., 2004 ; Prost, 2004). Entre ces bassins affleurent des massifs de socle. Cependant, rares sont les publications qui se sont se sont attachées à caractériser et à comprendre les déformations qui marquent le socle au sud de la Mongolie orientale. Comme le soulignent Blight et al. (2008), ce manque d'intérêt est probablement lié d'une part à l'isolement géographique de la région et d'autre part à une faible exposition du socle, qui apparaît souvent noyé sous le sable du désert du Gobi oriental. Néanmoins, au même titre que les bassins sus-jacents, la caractérisation des déformations qui

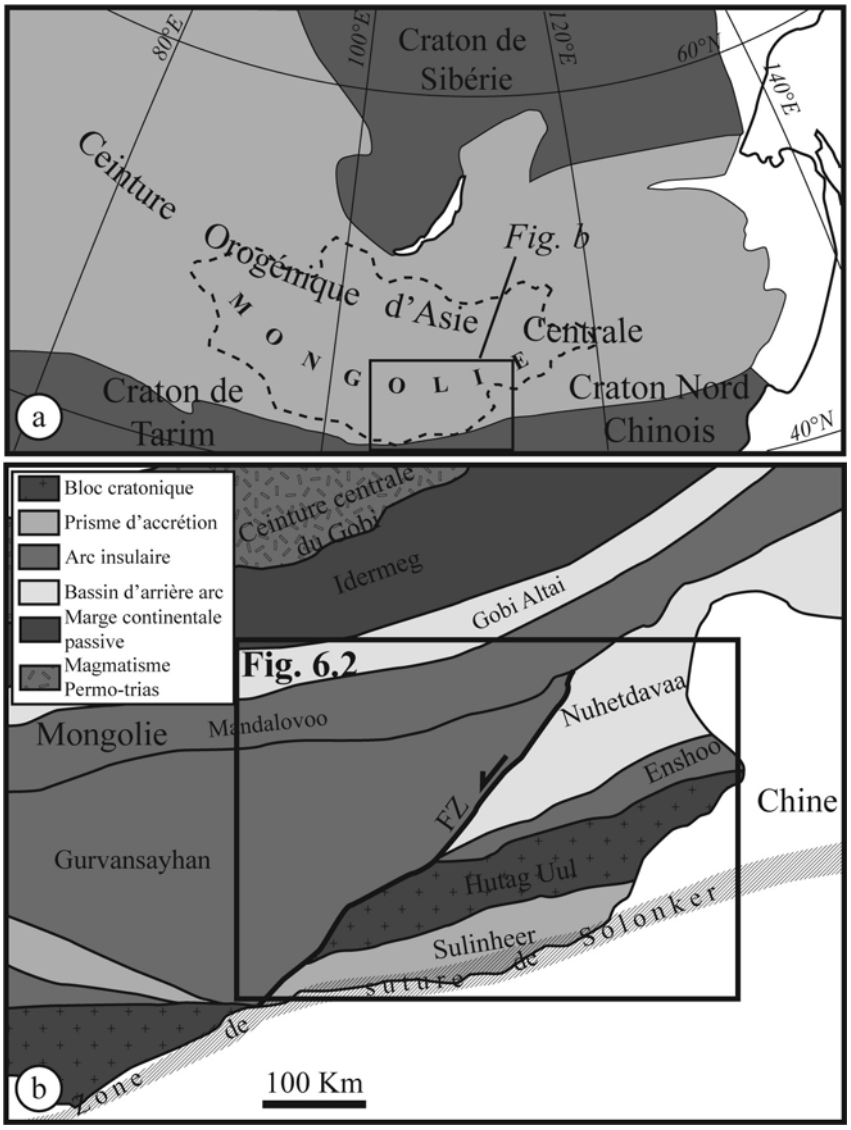


Fig. 6.1 : (a) *Carte montrant la zone d'extension de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale (d'après Xiao et al., 2003).* ***(b)*** *Cartes des unités tectono-stratigraphiques de Mongolie orientale selon Badarch et al. (2002) et modifié d'après Blight et al. (2008). La zone de suture de Solonker est reportée sur cette carte (d'après Xiao et al., 2003 ; Windley et al., 2007). FZ : Faille de Zuunbayan.*

marquent le socle de cette région, est primordiale afin de comprendre l'évolution tectonique de la Mongolie orientale au Mésozoïque.

L'objectif de ce chapitre est de préciser l'évolution tectonique du sud-est de la Mongolie orientale, et plus particulièrement les modalités de l'extension au Mésozoïque supérieur. Dans ce but, la région du massif de Dulaan Uul (appelé aussi Tavan Har, e.g.

Johnson, 2004) (localisation Fig. 5.2) a été sélectionnée car elle présente l'intérêt de montrer un massif de socle bordé au nord-ouest et au sud-est par deux bassins extensifs. Les études sédimentologiques, structurales et géophysiques qui se sont focalisées sur les bassins (Graham et al., 2001 ; Johnson et al., 2001 ; 2003 ; Johnson, 2004 ; Johnson et Graham, 2004 ; Prost, 2004), permettent en outre de comprendre les interactions avec le socle sous-jacent.

2. Contexte géologique

Le socle du massif de Dulaan Uul serait rattaché à l'unité tectono-stratigraphique de Gurvansayhan (Fig. 6.1b) interprétée comme un ancien arc insulaire (Badarch et al., 2002). Bien que cette unité se perde sous le remplissage sédimentaire du bassin de Zuunbayan (Fig. 6.2), sa bordure orientale serait marquée par une faille décrochante senestre, la Faille de Zuunbayan (Fig. 6.1b). Cette faille orientée NE-SO est documentée sur une distance de 250 km (Lamb et al., 1999 ; Webb et Johnson, 2006 ; Webb et al., 2006). Lamb et al. (1999) ont estimé un déplacement de l'ordre de 185-235 km le long de cette zone de faille.

La bordure nord-ouest du massif de Dulaan Uul est marquée par une faille majeure, la Faille Nord de Zuunbayan, qui serait une ramification de la Faille de Zuunbayan (Fig. 6.2) (Lamb et al., 1999 ; Webb et al., 2006). Sur la base d'un âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 209 ± 2 Ma, obtenu à partir d'une biotite issue d'une roche mylonitique qui aurait été échantillonnée au sein de la zone de déformation de la Faille Nord de Zuunbayan, Lamb et al. (1999) ont suggéré que l'initiation en décrochement senestre de cette faille ait eu lieu au moins au Trias supérieur.

Il existe à notre connaissance peu d'études qui se soient attachées à comprendre l'évolution du socle du massif de Dulaan Uul. Néanmoins, ce massif a été cartographié comme un ensemble de roches paléozoïques, déformées au Crétacé (voir référence dans Graham et al., 2001), ou encore comme des roches gneissiques précambriennes (Graham et al., 2001). Plus récemment, le socle du massif de Dulaan Uul a été subdivisé en deux unités (Carson et al., 2004 ; Webb et Johnson, 2006) : une unité nord présentée comme un ensemble de tectonites mésozoïques, métamorphisées dans les faciès schistes verts et amphibolite et une unité sud constituée par une série de roches sédimentaires d'âge paléozoïques et faiblement métamorphiques. Ces deux unités seraient séparées par une faille décrochante senestre, raccordées à la Faille Nord de Zuunbayan (Webb et Johnson, 2006).

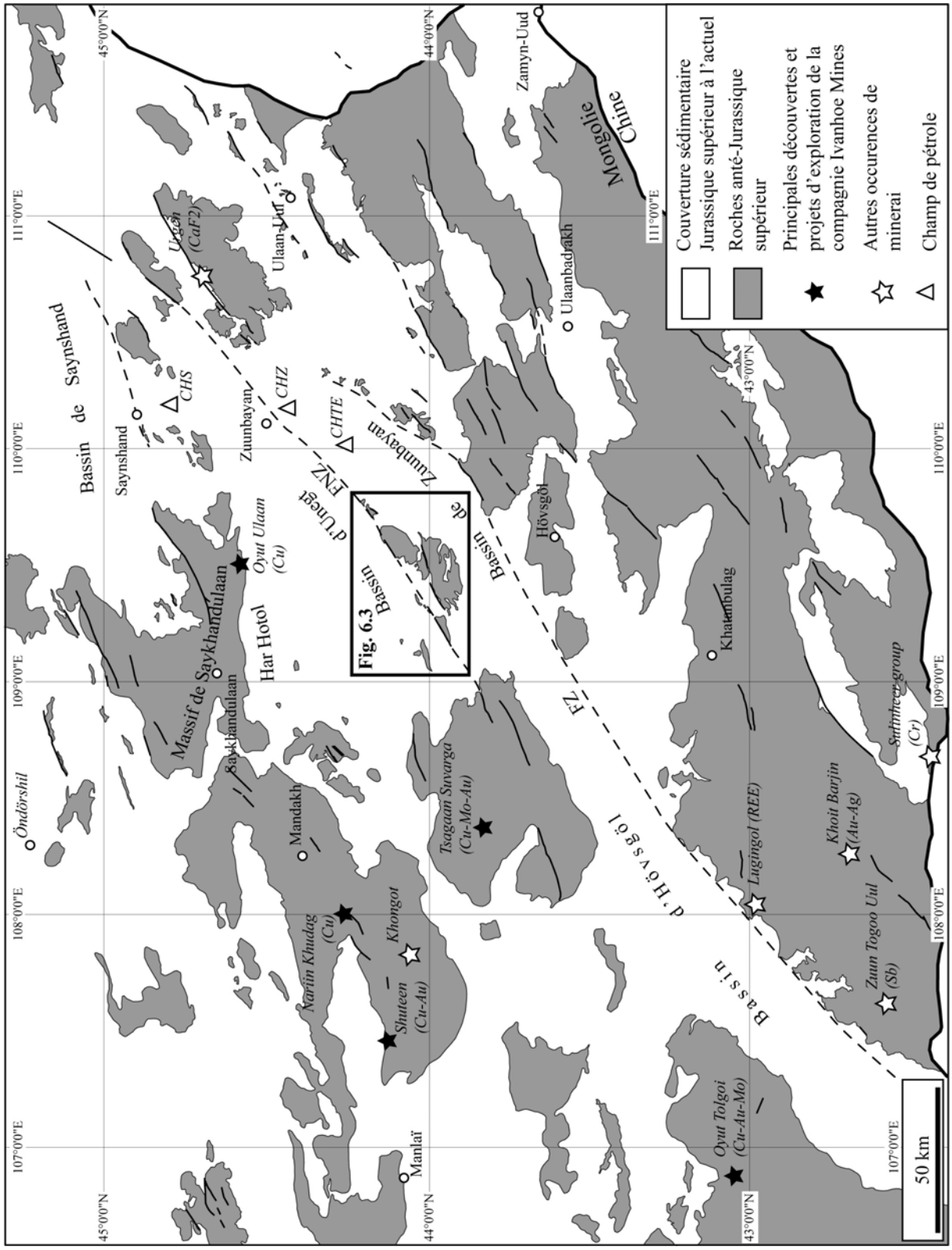


Fig. 6.2 : *Carte structurale simplifiée du sud de la Mongolie orientale montrant la répartition des formations pré-jurassiques supérieurs à l'affleurement. FZ Faille de Zuunbayan, FNZ Faille Nord de Zuunbayan. CHS, CHZ et CHTE sont respectivement les champs pétroliers de Saynshand, de Zuunbayan et de Tsagaan Els (Johnson et Graham, 2004).*

Le massif de Dulaan Uul est délimité au nord-ouest et au sud-est par les bassins d'Unegt et de Zuunbayan (Fig. 6.2). Ces bassins, qui se sont formés à la faveur d'un événement tectonique extensif au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, ont fait l'objet d'une importante campagne d'acquisition de profils sismiques réflexion, menée dans les années 1990 par des géologues soviétiques. La raison principale est que l'un de ces bassins est caractérisé par la présence d'hydrocarbures (e.g. Graham et al., 2001 ; Johnson, 2004 ; Prost, 2004) actuellement exploités. En outre, ces bassins présentent des indices uranifères importants.

3. Le socle du massif de Dulaan Uul

3.1. Lithologies

Le socle du massif de Dulaan Uul est constitué de lithologies variées. Cependant, nos observations de terrains montrent que ce socle peut être divisé en deux domaines (Fig. 6.3).

La partie nord du massif, qui sera appelée par la suite le Domaine Nord, est essentiellement composée de schistes sombres bleu-gris, de micaschistes à biotite et grenat, de rhyolites, ainsi que d'amphibolites rubanées (Fig. 6.4a, b et c). L'alternance des différents horizons (Fig. 6.4d) suggère que cet ensemble de roches métamorphiques serait à l'origine une ou plusieurs séries volcano-sédimentaires. Dans la partie sud-est de ce domaine métamorphique, plusieurs intrusions granitiques ont été identifiées. Elles se présentent sous la forme de plutons plus ou moins oblongs, dont le grand axe est orienté NE-SO (Fig. 6.3). Des enclaves d'amphibolites ont été reconnues dans certaines de ces intrusions (Fig. 6.4e). En outre, le long de la bordure sud-est de ce Domaine Nord, le socle est caractérisé par la présence de nombreux filons de pegmatite. Enfin, quelques dykes de tonalite ont été observés le long de la bordure est de ce domaine, au voisinage du cratère de Tabun-Khara Obo (Fig. 6.3).

Bien que le Domaine Sud du massif de Dulaan Uul (Fig. 6.3) ait été moins étudié, les observations de terrain montrent qu'il est composé par un ensemble de roches volcaniques et sédimentaires non-métamorphiques. En effet, des formations volcaniques basiques et acides ont été identifiées (Fig. 6.5a, b et c). Elles alternent avec des formations sédimentaires détritiques terrigènes et des calcaires (Fig. 6.5d et e). Aucune intrusion magmatique n'a été observée dans ce domaine du massif de Dulaan Uul.

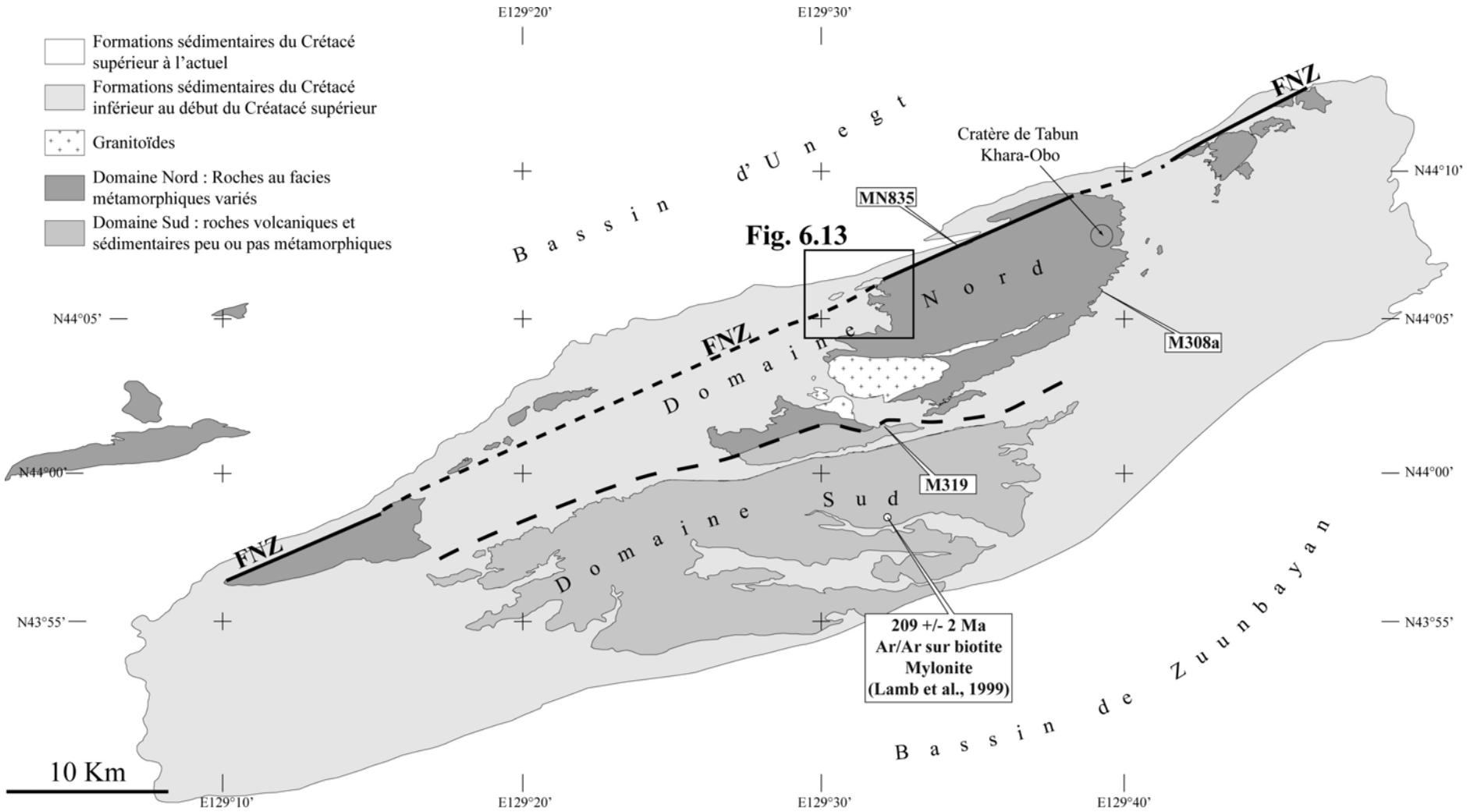


Fig. 6.3 : *Carte géologique simplifiée du massif de Dulaan Uul (localisation en Fig. 6.2). Cette carte à été dessinée à partir d'observations de terrain, d'images satellites (Google Earth), ainsi que de cartes préexistantes (e.g. Carson et al. 2004). FNZ : Faille Nord de Zuunbayan. Le trait en grands pointillés correspond à la limite approximative entre les Domaines Nord et Sud du massif. La localisation des échantillons faisant l'objet d'analyses géochronologiques est reportée sur cette carte.*

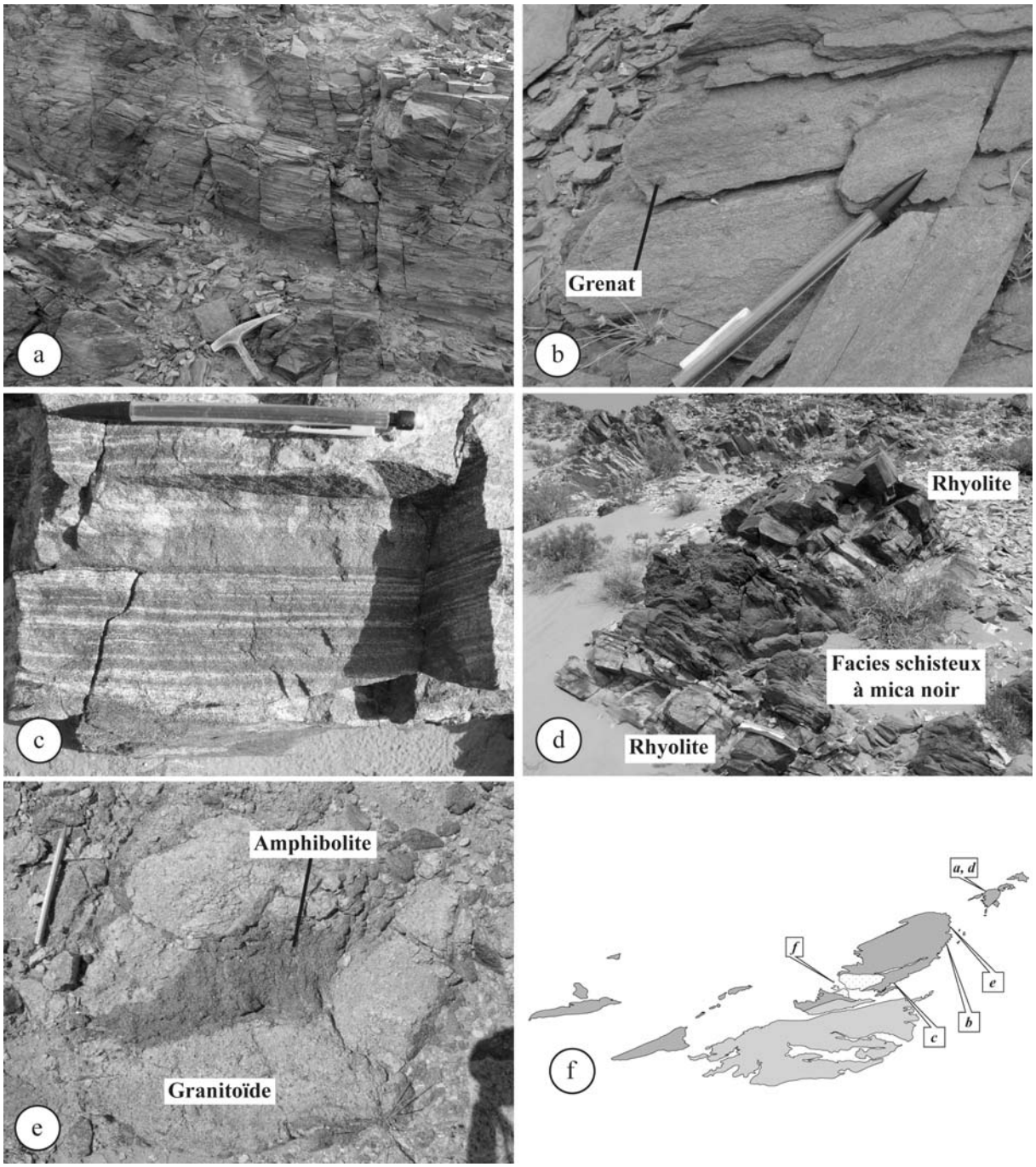


Fig. 6.4 : *Lithologies fréquemment observées dans le Domaine Nord du massif de Dulaan Uul.* ***(a)*** *Schistes sombres.* ***(b)*** *Micaschistes à biotite et porphyroblastes de grenat.* ***(c)*** *Amphibolites rubanées.* ***(d)*** *Alternance de rhyolites et de micaschistes.* ***(e)*** *Enclave d'amphibolite dans une intrusion granitique.* ***(f)*** *Carte de localisation des photographies.*

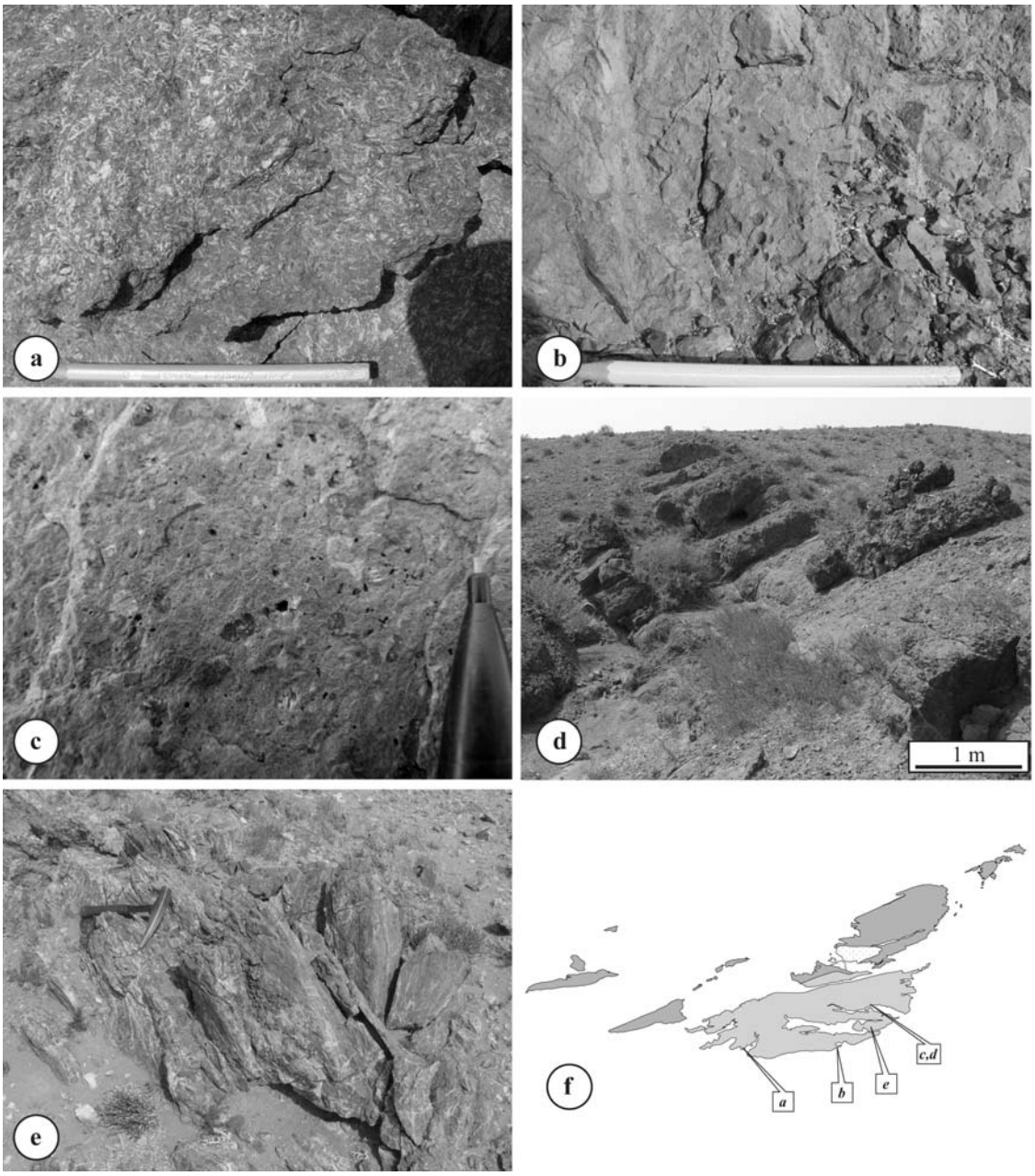


Fig. 6.5 : *Lithologies fréquemment rencontrées dans le Domaine Sud du massif de Dulaan Uul.* ***(a)*** *Roche volcanique basique contenant de nombreux cristaux aciculaires de plagioclase.* ***(b)*** *Roche volcanique caractérisée par la présence de vacuoles au remplissage de calcédoines et d'oxydes.* ***(c)*** *Rhyolite.* ***(d)*** *Série sédimentaire détritique terrigène, caractérisée par l'alternance d'horizons conglomératiques et gréseux.* ***(e)*** *Carbonate grisâtre et rubané.* ***(f)*** *Carte de localisation des photographies.*

3.2. Métamorphisme

Les observations lithologiques montrent qu'en termes de protolithes, il n'y a pas de différence significative entre les deux domaines du massif. En effet, le socle du massif de Dulaan Uul semble être principalement composé d'une ou plusieurs séries de formations d'origines volcaniques et sédimentaires. Toutefois, une distinction entre les deux domaines peut être réalisée sur la base de critères métamorphiques.

Le Domaine Nord du massif est composé de roches volcaniques et sédimentaires qui ont été affectées par du métamorphisme d'intensité variable. Cependant, les roches métamorphiques ne sont pas distribuées de façon aléatoire à l'échelle du domaine. Leur répartition suggère un gradient métamorphique croissant du nord-ouest vers le sud-est (Fig. 6.6). En effet, le long de cette direction apparaissent successivement des schistes gréseux (Fig. 6.4a), qui alternent avec des horizons volcaniques non-métamorphiques, des schistes ardoisiers contenant du mica blanc (Fig. 6.7a), des micaschistes, d'abord à micas blancs puis à biotite et grenat (Figs. 6.4b et 6.7b), et des amphibolites (Fig. 6.7c). Parmi ces dernières, celles qui affleurent dans la partie la plus méridionale du domaine sont fortement rubanées (Figs 6.4c et 6.8). Ce rubanement se caractérise par l'alternance de niveaux centimétriques leucocrates et mélanocrates. Localement, de petits morceaux de roches très sombres, exclusivement composés d'amphibole, sont piégés dans ces niveaux leucocrates (Fig. 6.8). Cette texture pourrait suggérer de la fusion partielle. L'augmentation du grade métamorphique des roches vers le sud-est du domaine coïncide avec la présence importante de filons de pegmatite (Fig. 6.6) plus ou moins riches en muscovite.

Contrairement à la partie nord du massif, les roches qui affleurent dans le Domaine Sud ne présentent aucun indice d'un quelconque métamorphisme. Toutefois, à l'extrémité nord de ce domaine, au voisinage du contact présumé avec le Domaine Nord, des schistes contiennent de nombreux phénocrystaux d'albite non déformés (Fig. 6.7d).

Il existe donc un saut métamorphique remarquable entre la partie méridionale du Domaine Nord et la bordure septentrionale du Domaine Sud du massif de Dulaan Uul (Fig. 6.6). En effet, des amphibolites qui présentent des textures de haut grade métamorphique affleurent au voisinage de roches volcaniques et sédimentaires peu ou pas métamorphiques.

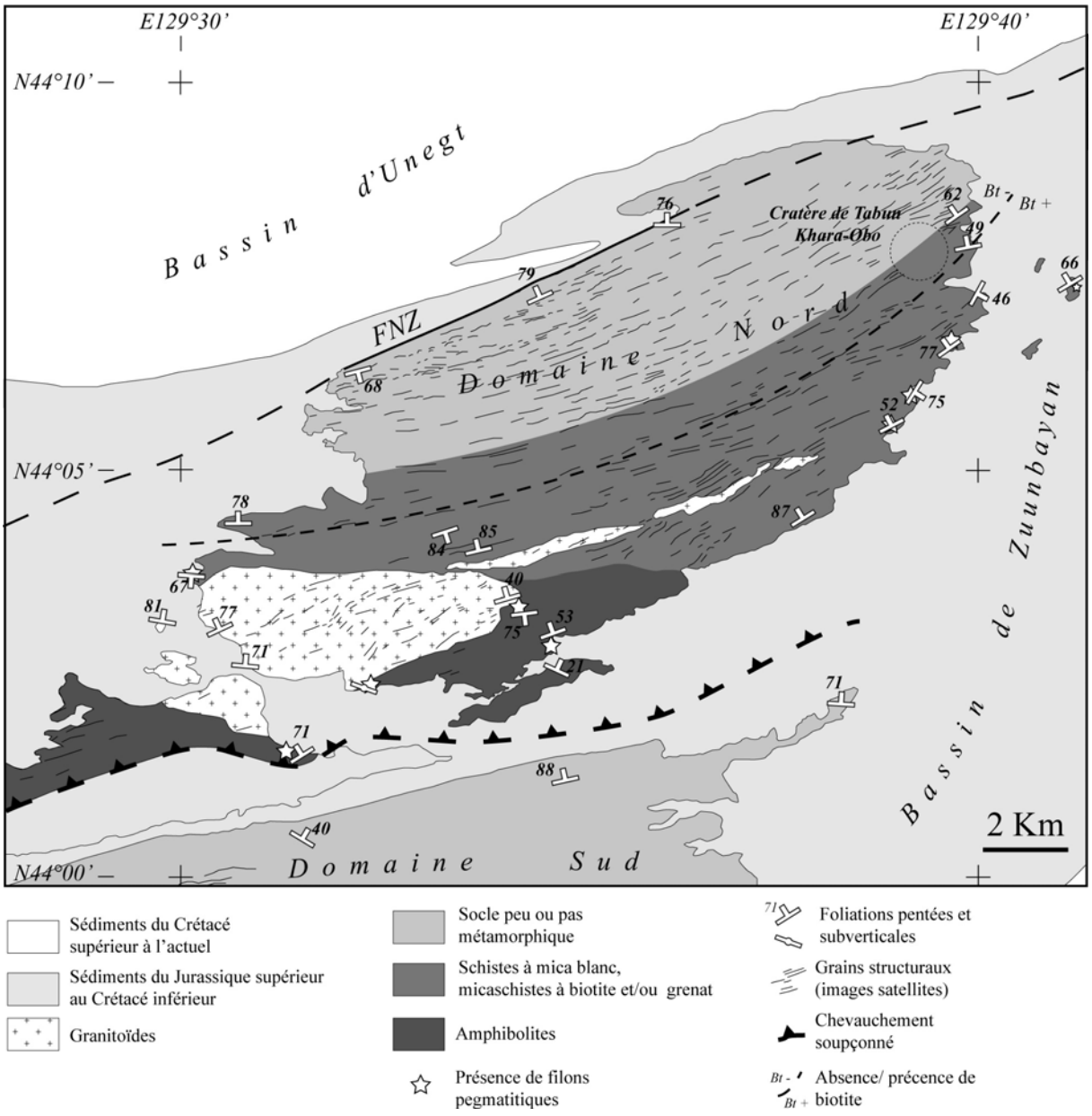


Fig. 6.6 : *Carte structurale et métamorphique du Domaine Nord du massif de Dulaan Uul. Les contours des différents faciès reportés sur cette carte sont approximatifs, puisque ce document a été dessiné à partir d'observations pétrologiques et structurales qui proviennent principalement des bordures du massif. Les grains structuraux ont été dessinés à l'aide des images satellites disponibles sur Google Earth. La comparaison avec les données de terrain suggère que ces directions structurales correspondent à la foliation dans ce domaine du massif.*

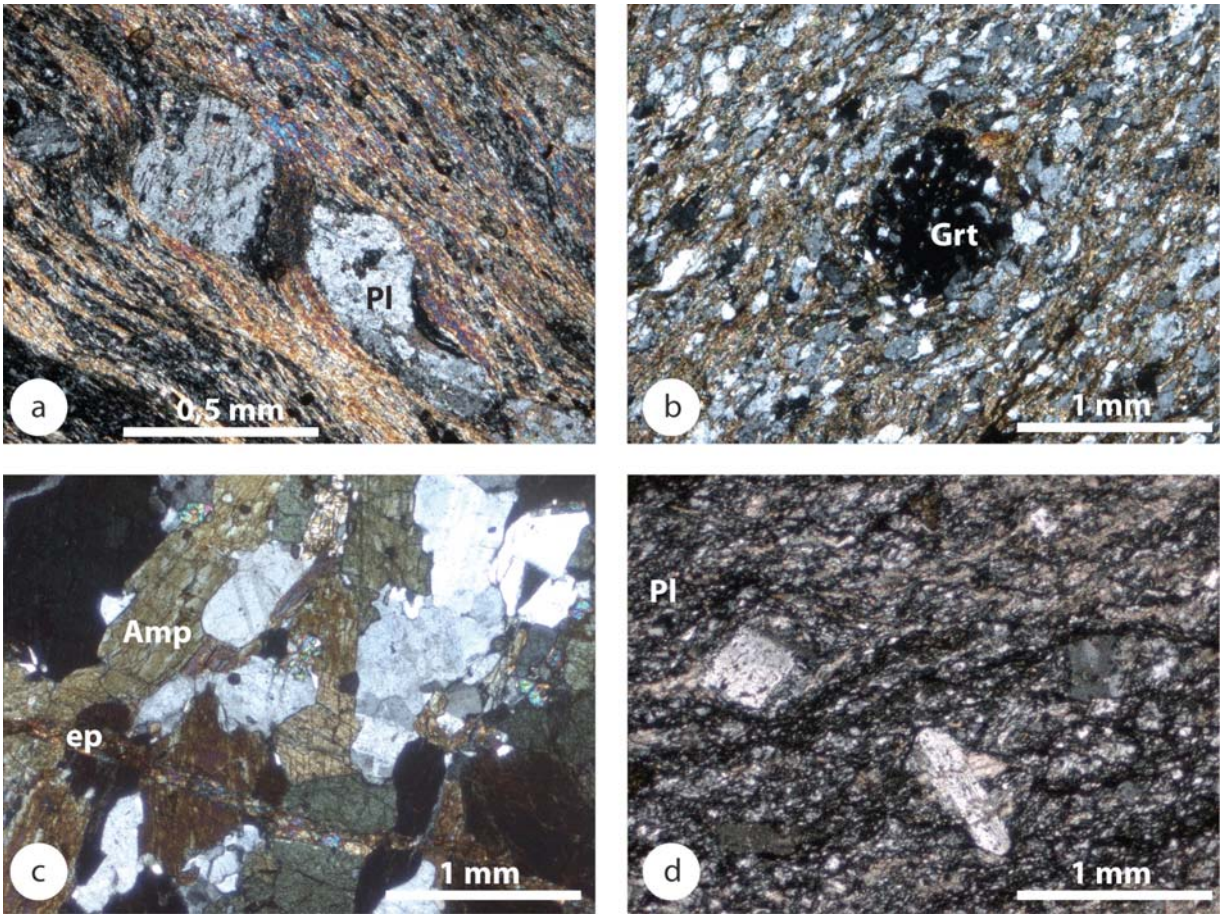


Fig. 6.7 : *Photographies de lames minces en lumière polarisée et analysée de différents faciès métamorphiques observés dans le massif de Dulaan Uul.* ***(a)*** *Roche volcano-sédimentaire dans laquelle peuvent être observés des phénocristaux de plagioclase emballés dans une matrice composée de micas blanc alignés dans la foliation.* ***(b)*** *Micaschiste à biotite et grenat sans muscovite.* ***(c)*** *Amphibolite.* ***(d)*** *Schiste à phénocristaux d'albite. a, b et c sont issues de roches échantillonnées dans le Domaine Nord du massif. d provient de la bordure nord du Domaine Sud.*

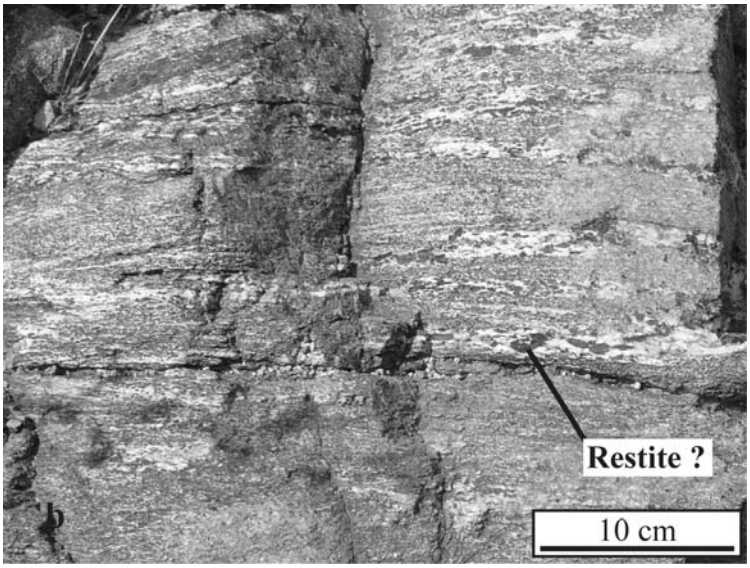


Fig. 6.8 : *Amphibolites rubanées de la bordure sud-est du Domaine Nord du massif de Dulaan Uul.*

3.3. Structures

Les roches constituant le socle du massif de Dulaan Uul sont déformées. De plus, la bordure nord-ouest du massif est marquée par une faille décrochante, la Faille Nord de Zuunbayan.

3.3.1. Le Domaine Nord

Les roches qui affleurent dans la partie septentrionale du Domaine Nord présentent une schistosité bien marquée (Fig. 6.4a). Vers le sud-est du domaine, cette schistosité laisse place à une foliation tout aussi bien développée (Figs. 6.4b et c, et 6.8). À l'échelle du domaine, les fabriques planaires sont globalement orientées NE-SO et montrent fréquemment de forts pendages (Figs. 6.6, 6.9 et 6.10a). Le Domaine Nord du massif de Dulaan Uul s'avère aussi fortement plissé. En effet, des plis y sont observés à toutes les échelles (Fig. 6.10b, c et d). Les axes de ces plis sont globalement orientés NE-SO. Les plans de foliation portent une linéation plus ou moins bien exprimée (Fig. 6.10c). Bien que les mesures de linéation montrent une attitude assez variable (Fig. 6.9), une direction ENE-OSO est toutefois privilégiée. Ce résultat est cohérent avec les mesures de linéation précédemment publiées par Webb et al. (2006). Les rares critères cinématiques observés et les perturbations engendrées par les nombreux plis ne permettent pas de déterminer un sens de mouvement associé à cette déformation.

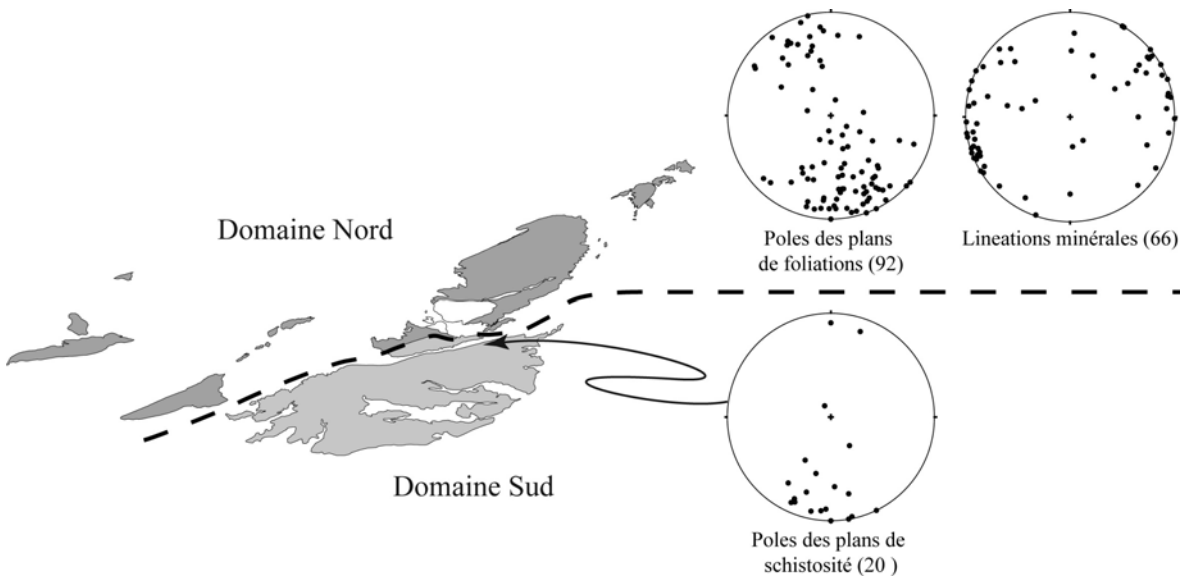


Fig. 6.9 : *Projections stéréographiques des mesures de foliation, de schistosité et de linéation pour les Domaines Nord et la bordure nord du Domaine Sud du massif de Dulaan Uul. Projections Wulf, hémisphère inférieur.*

3.3.2. Le Domaine Sud

À l'échelle de l'affleurement, les roches sédimentaires et volcaniques qui composent le Domaine Sud du massif de Dulaan Uul sont non déformées. Bien que relativement peu mesurés, les plans stratigraphiques montrent des orientations E-O et NE-SO et de forts pendages vers le Nord. Ce domaine apparaît néanmoins plissé. Les axes de plis varient de NE-SO à Est-Ouest. De plus, les plans stratigraphiques mesurés montrent des pendages inclinés régulièrement vers le Nord. Ceci suggère que les plis qui affectent le Domaine Sud sont probablement déversés vers le Sud.

3.3.3. La zone de contact entre les Domaines Nord et Sud

À l'extrémité nord du Domaine Sud, les roches qui sont localisées à proximité du contact avec le Domaine Nord du massif de Dulaan Uul sont marquées par une schistosité Est-Ouest (Fig. 6.9). Peu de mesures ont été réalisées. Toutefois, elles tendent à montrer une orientation plus Est-Ouest que ce qui est observé pour la foliation des amphibolites rubanées de la partie la plus méridionale du Domaine Nord. À l'instar de la stratification, la schistosité de la bordure nord du Domaine Sud pend modérément vers le Nord.

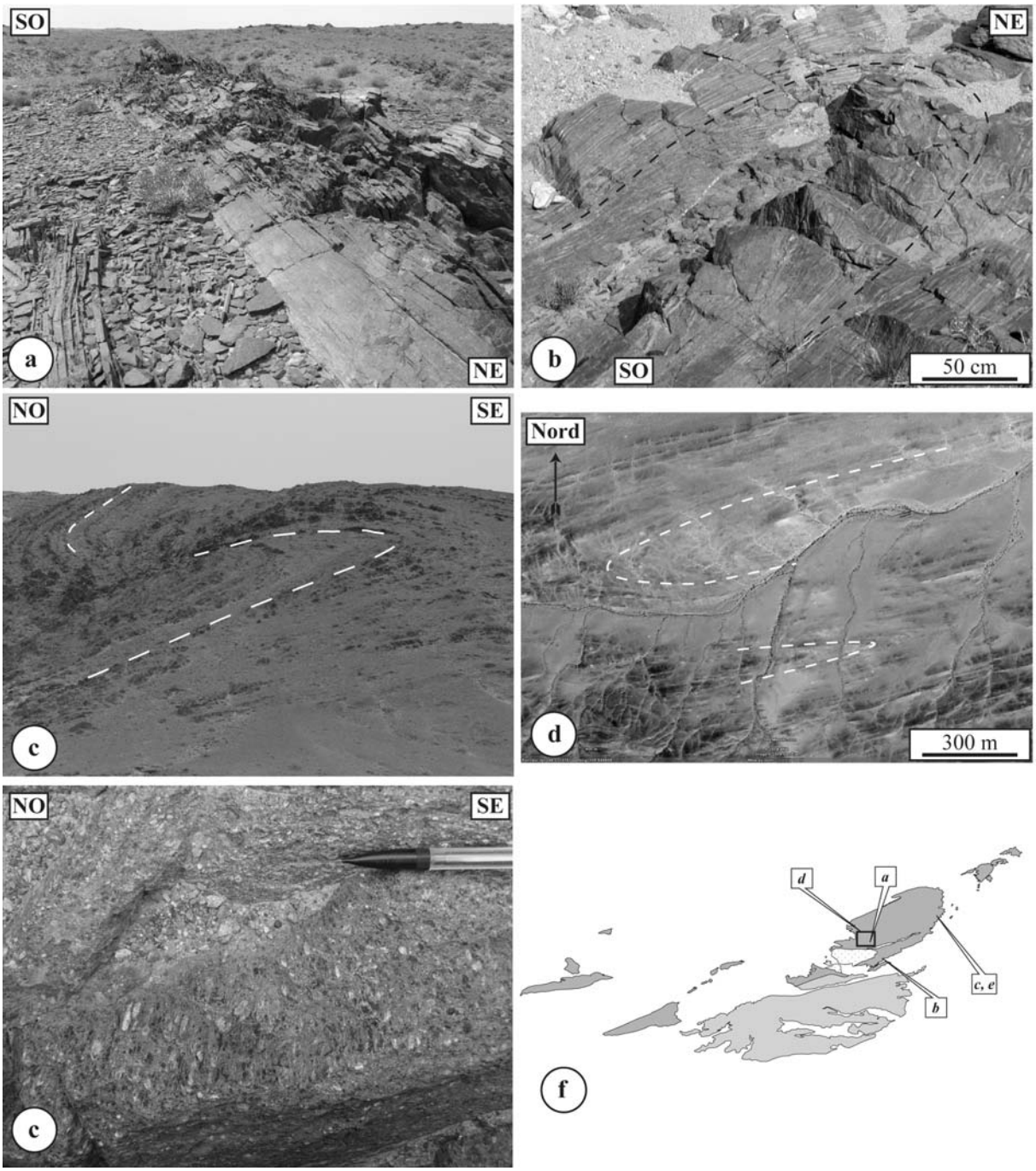


Fig. 6.10 : *Photographies de quelques éléments structuraux observés dans le Domaine Nord du massif de Dulaan Uul.* ***(a)*** *Foliation à fort pendage dans des amphibolites.* ***(b)*** *Pli métrique dans des amphibolites rubanées.* ***(c)*** *Antiforme et synforme observés à l'échelle du paysage dans les micaschistes de la bordure est du domaine.* ***(d)*** *Succession de plis identifiés à partir d'images satellites disponibles sur Google Earth.* ***(e)*** *Forte linéation minérale N30, dans des métavolcanites porphyriques.* ***(f)*** *Carte de localisation des photographies.*

Au sud du Domaine Nord, les amphibolites rubanées montrent la présence de nombreux filons de pegmatite plus ou moins riches en muscovite. Certains de ces filons ont des géométries qui suggèrent une mise en place durant le développement de la foliation des amphibolites (Fig. 6.11).

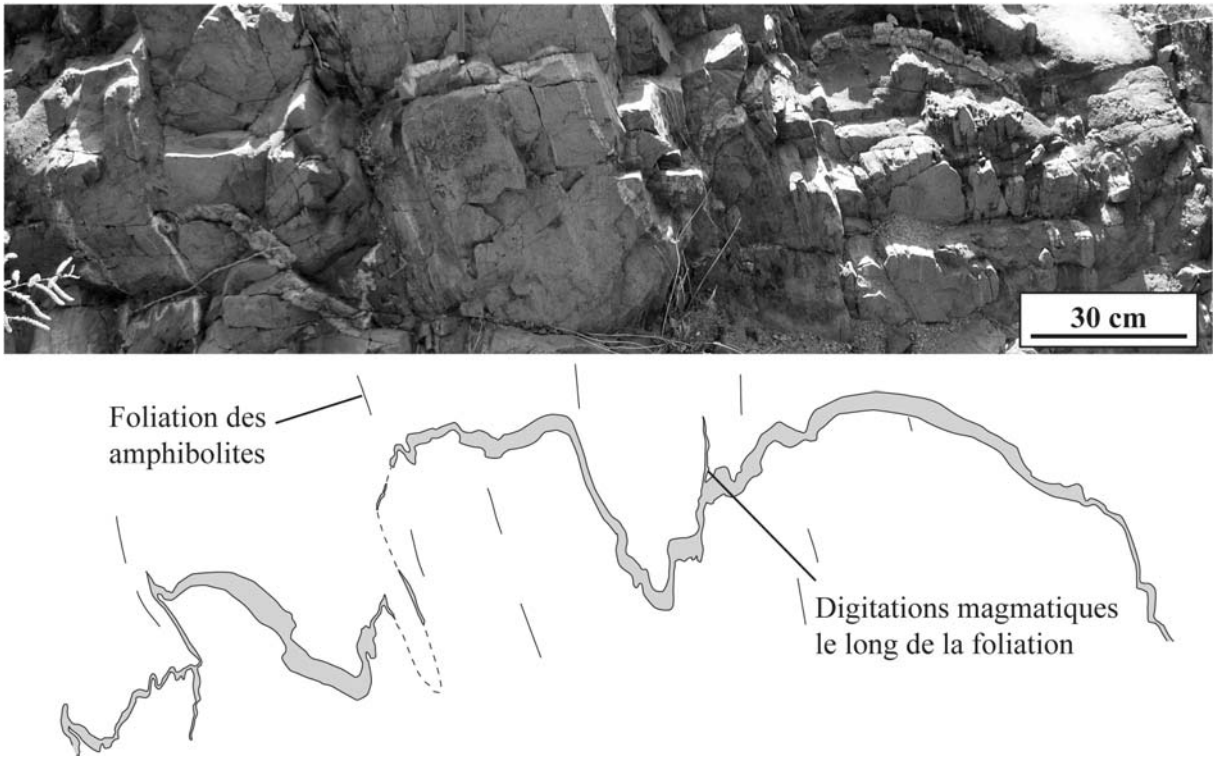


Fig. 6.11 : *Photographie et dessin interprétatif d'un filon de pegmatite dont les caractéristiques structurales suggèrent une mise en place sub-contemporaine du développement de la foliation des amphibolites (ici souligné par le rubanement).*

3.3.4. La Faille Nord de Zuunbayan

Le massif de Dulaan Uul est délimité au nord-ouest par la Faille Nord de Zuunbayan (Figs. 6.3 et 6.6). Cet accident est bien identifiable à partir des images satellites, disponibles sur *Google Earth*, puisqu'il forme une ligne rectiligne bien marquée à l'interface entre le socle du massif du Dulaan Uul au sud-est et le bassin d'Unegt au nord-ouest. Toutefois, nos observations de terrain ont montré la présence de petits affleurements de socle au Nord-ouest du tracé de la faille.

Le long de la zone de faille, les roches peu métamorphiques de la bordure nord-ouest du Domaine Nord du massif de Dulaan Uul montrent localement la présence d'orthogneiss

pauvre en micas. Ces orthogneiss se présentent sous la forme de lentilles très allongées (de plusieurs centaines de mètres) et étroites (de quelques dizaines de mètres), dont les grands axes sont parallèles au tracé de la faille. De plus, ces orthogneiss sont intensément déformés (Fig. 6.12a). Ils se caractérisent par une forte foliation mylonitique sub-verticale orientée NE-SO. Cette foliation porte une linéation minérale bien exprimée sub-horizontale. Les orthogneiss sont aussi affectés par de nombreuses bandes de cisaillement verticales pénétratives (Fig. 6.12a). Parallèlement, le long de la zone de Faille Nord de Zuunbayan, les formations volcaniques et sédimentaires peu métamorphiques du Domaine Nord du massif sont affectées par une schistosité subverticale NE-SO. À l'image des orthogneiss, ces roches sont marquées par des bandes de cisaillement (Fig. 6.12b et c). Les structures C/S des orthogneiss et l'orientation des bandes de cisaillement dans les roches peu métamorphiques du socle de la bordure NO du Domaine Nord témoignent d'une cinématique décrochante senestre le long de la Faille Nord de Zuunbayan.

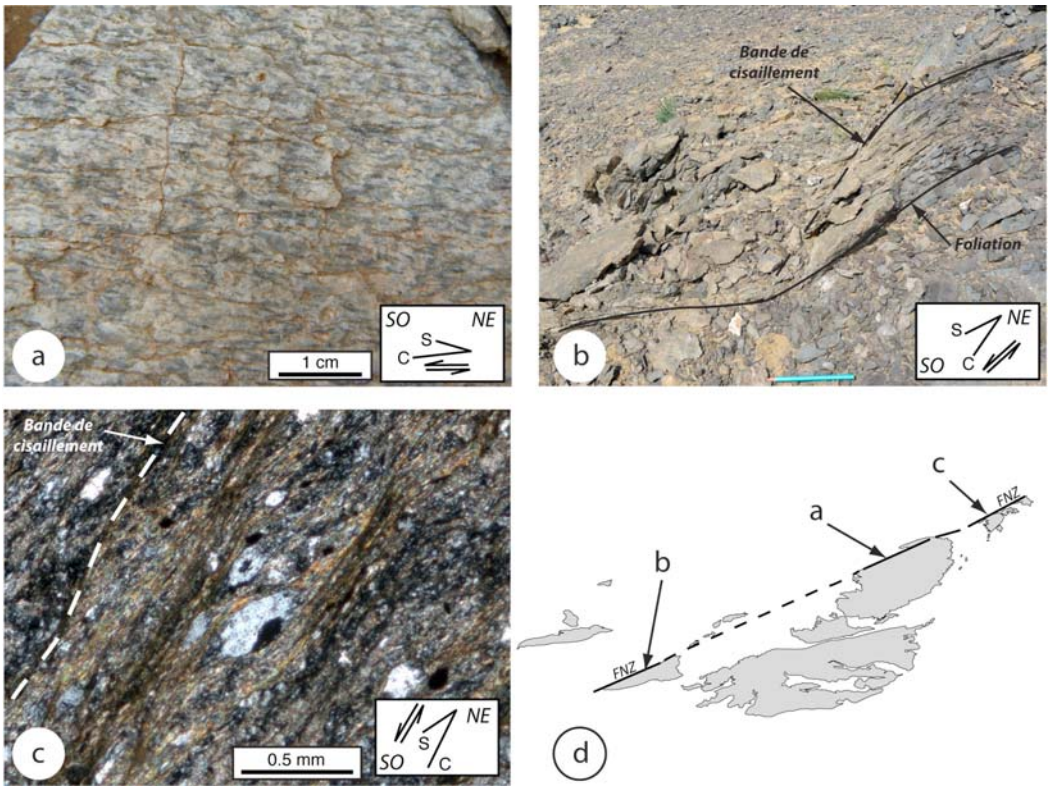


Fig. 6.12 : *Photographies illustrant la déformation décrochante senestre observée le long de la Faille Nord de Zuunbayan.* ***(a)*** *Orthogneiss à structure C/S (S Foliation et C Cisaillement).* ***(b)*** *Schistes affectés par une bande de cisaillement.* ***(c)*** *Lame mince en lumière polarisée et analysée d'un schiste à micas blanc, affecté par des bandes de cisaillement.* ***(d)*** *Carte de localisation des photographies.*

Vers l'intérieur du massif de Dulaan Uul, le socle est affecté par de petites failles formant un angle d'environ 15° avec le tracé de la Faille Nord de Zuunbayan (Fig. 6.13). Bien qu'aucune mesure précise n'ait été réalisée, l'étude des images satellites disponibles suggère de petits mouvements décrochants senestres le long de ces accidents. Il pourrait alors s'agir de petites failles de Riedel, probablement associées au fonctionnement décrochant senestre de la Faille Nord de Zuunbayan.

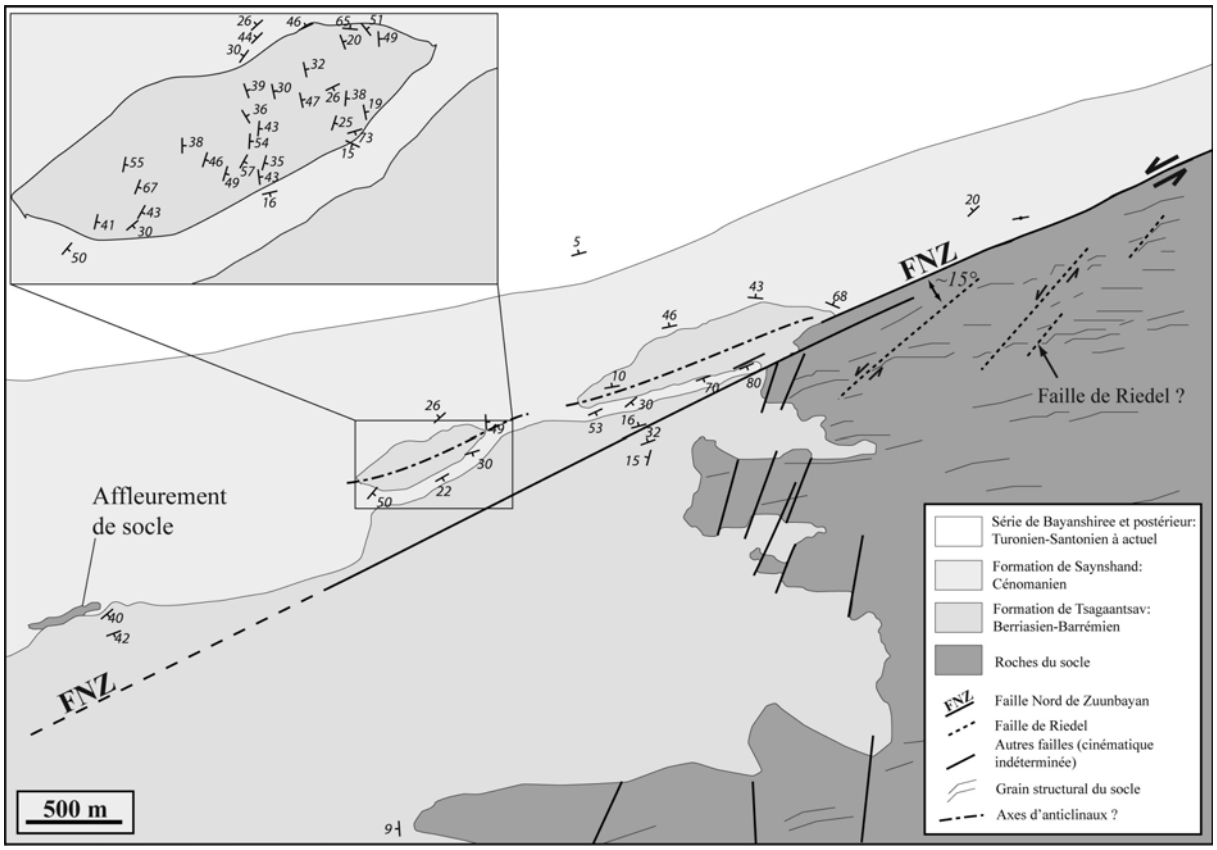


Fig. 6.13 : *Carte géologique détaillée d'une partie de la bordure nord-ouest du massif de Dulaan Uul. La localisation de la zone concernée par cette carte est donnée Fig. 6.3.*

3.3.5. Déformation fragile

Le socle du massif de Dulaan Uul est affecté par de la déformation fragile. En effet, de nombreux miroirs de failles ont été observés sur l'ensemble du massif. Toutefois, ils ont été principalement mesurés le long des bordures du massif (Fig. 6.14a). Peu de plans striés, permettant une détermination indiscutable de la cinématique le long de ces miroirs, ont été identifiés.

Dans un stéréogramme, la répartition de l'ensemble des miroirs de failles mesurés est homogène. Ce résultat rend l'interprétation difficile (Fig. 6.14b). Cependant, 3 principales familles de failles peuvent être distinguées :

- La première famille d'orientation approximative N60 rassemble des failles normales à composante dextre ou senestre (Fig. 6.14b). La plupart de ces miroirs de failles ont été mesurés en bordures nord-ouest et sud-est du massif de Dulaan Uul.
- La deuxième famille a été reconnue dans l'ensemble du massif de Dulaan Uul. Elle est composée de failles subméridiennes (~N170). Comme pour la première famille, il s'agit principalement de failles à composante normale (Fig. 6.14b). Néanmoins, une minorité montre clairement une composante inverse.
- La troisième famille rassemble des miroirs de failles aux azimuts proches de N130. Cet ensemble est composé par pratiquement autant de miroirs de faille à composante normale que d'inverse (Fig. 6.14b). Celles a composante normale suggéreraient une extension NE-SO, alors que les inverses pourraient être rattachées à de la compression nord-sud.

Il pourrait exister une quatrième famille, peu représentée et composée de failles normales d'azimuts moyen N95. La plupart de ces failles montrent une cinématique normale qui serait liée à une extension plus ou moins nord-sud.

La complexité des réseaux de failles observés et l'incompatibilité cinématique de certaines familles soulignent en outre que le massif de Dulaan Uul a probablement enregistré une histoire polyphasée, notamment en partie lié à son héritage structural et à la Faille Nord de Zuunbayan.

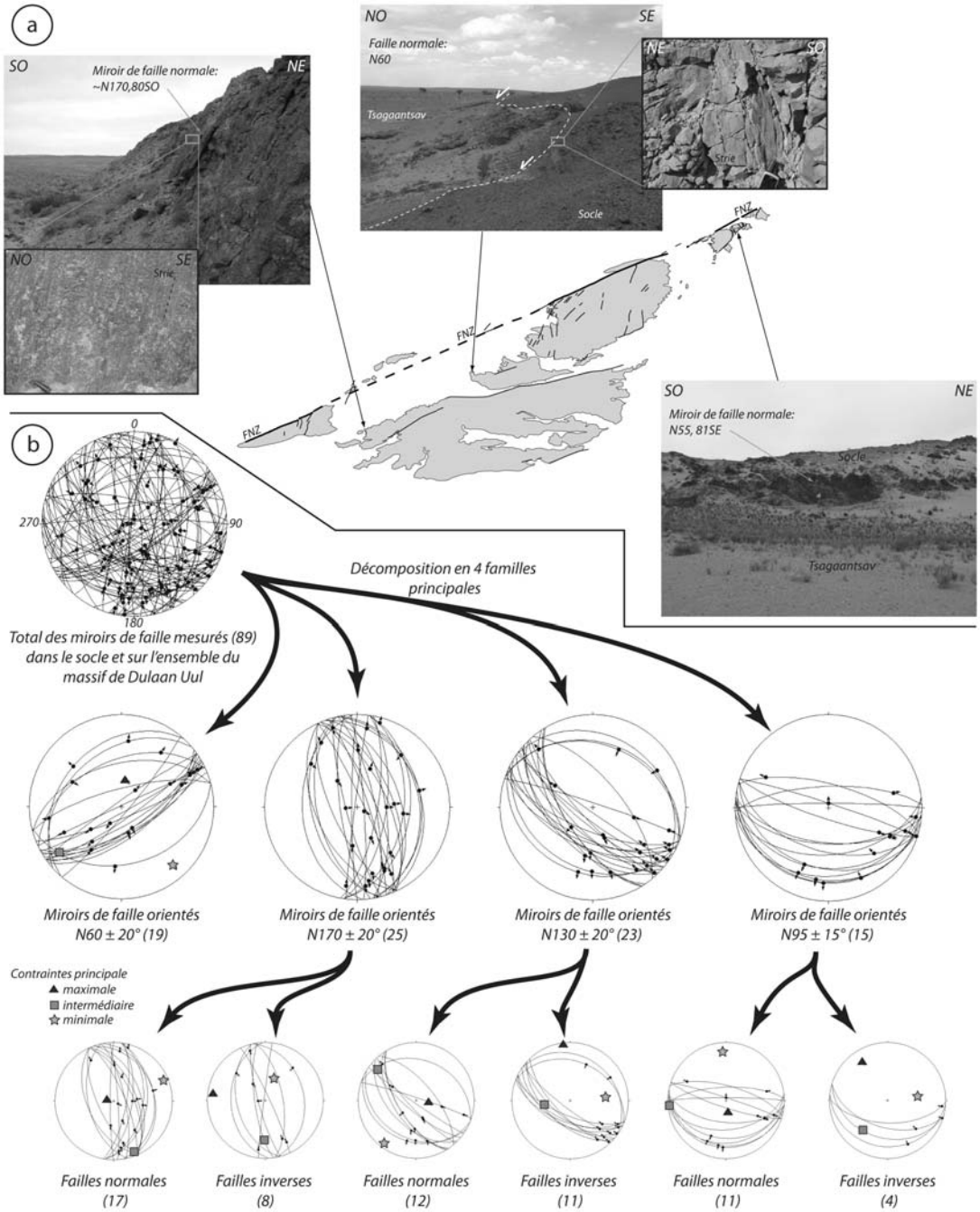


Fig. 6.14 : (a) *Photographies de failles qui ont été observées en bordure du socle du massif de Dulaan Uul.* ***(b)*** *Projections stéréographiques (hémisphère inférieur et conservation des angles) des miroirs de faille et des stries associées (la flèche indique le sens du mouvement sur le mur portant). Cette analyse a été effectuée avec le logiciel Faultkin for Windows v.1.2 de Allmendinger (2001). L'ensemble de ces failles peut être grossièrement décomposé en 4 familles.*

3.4. Analyses géochronologiques

Afin de préciser l'évolution structurale et métamorphique du socle du massif de Dulaan Uul, trois roches représentatives ont été prélevées. Une rhyolite (M319) issue de la bordure nord du Domaine Sud du massif de Dulaan Uul a été datée en U-Pb sur zircons à la SHRIMP (Canberra, Australie). Des monazites issues d'un échantillon d'orthogneiss cisaillé prélevé le long de la Faille Nord de Zuunbayan ont été daté en U-Th-Pb à la microsonde électronique (BRGM, Orléans). Enfin, une muscovite provenant d'un filon de pegmatite en intrusion dans des micaschistes à grenat de la bordure sud-est du Domaine Nord du massif a été analysée en $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Géosciences Rennes, Université Rennes 1). Les protocoles des méthodes d'analyses employées sont détaillés en ***annexe 1*** de ce travail. Les résultats analytiques sont donnés en ***annexe 3*** (Tableaux A3.1, A3.4 et A3.10) Enfin, la localisation des échantillons est fournie en Fig. 6.3.

3.4.1. Age U-Pb sur zircons d'une rhyolite du socle

La rhyolite M319 contient peu de zircons, qui se présentent souvent en petites baguettes (voir Fig. A2.2 de l'***annexe 2***). Parmi les grains montés en section polies, seuls 15 se sont révélés être réellement des zircons. Quinze analyses ont été réalisées sur 14 grains différents. Parmi ces analyses, 4 n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge, soit en raison d'une perte de Pb radiogénique significative (analyse 11.1), soit car les zircons analysés sont vraisemblablement des grains hérités (analyse 3.1, 4.1 et 9.1). Par exemple, l'analyse 9.1 du grain 9 a fourni un âge particulièrement vieux à 2567 ± 16 Ma, à tel point qu'il n'apparaît pas dans le diagramme Tera et Wasserburg (1972) (Fig. 6.15). Par ailleurs, une cinquième analyse (2.1) a été statistiquement écartée car elle conduit à un âge significativement plus ancien que les dix restantes. Ces dernières ont permis le calcul d'un âge moyen à 333 ± 3 Ma (Carbonifère inférieur) (Fig. 6.15) qui est interprété comme l'âge de mise en place de la rhyolite.

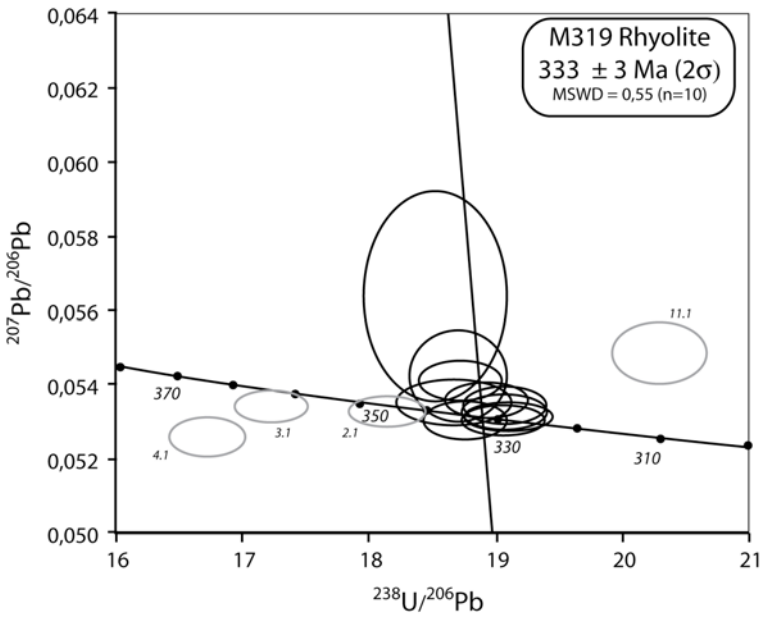


Fig. 6.15 : *Diagramme de Tera et Wasserburg (1982) pour l'analyse U-Pb sur zircons de l'échantillon de rhyolite M319. Les analyses en gris n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen. La localisation de l'échantillon est donnée en Fig. 6.3.*

3.4.2. Age U-Th-Pb sur monazites d'un orthogneiss cisaillé

À défaut de contenir des zircons, l'échantillon d'orthogneiss cisaillé MN838 (Fig. 6.12a), prélevé le long de la Faille Nord de Zuunbayan, contient des monazites. Les douze grains extraits sont xénomorphes et montrent de nombreuses inclusions et fractures (Fig. A2.14 de l'***annexe 2***). Quatre-vingt-quinze analyses ont été réalisées sur les domaines de grains les mieux préservés. Parmi ces analyses, 13 ont été écartées en raison d'un total d'oxydes hors de la gamme 97-103 %. Trois des 82 analyses restantes ont été statistiquement exclues car elles ont fourni des âges individuels significativement différents. Le reste des analyses montre des teneurs en U généralement faibles (Tableau A3.4 de l'***annexe 3***). Néanmoins, la grande dispersion du rapport Th/U permet l'utilisation du diagramme Th /Pb = f(U/Pb) (Fig. 6.16). La valeur du MSWD de 1,18 qui est associé la droite de régression calculée, permet de considérer les 79 analyses utilisées comme une population unique. L'âge calculé au barycentre de cette population à 295 ± 7 Ma est interprété comme étant celui de la cristallisation des monazites.

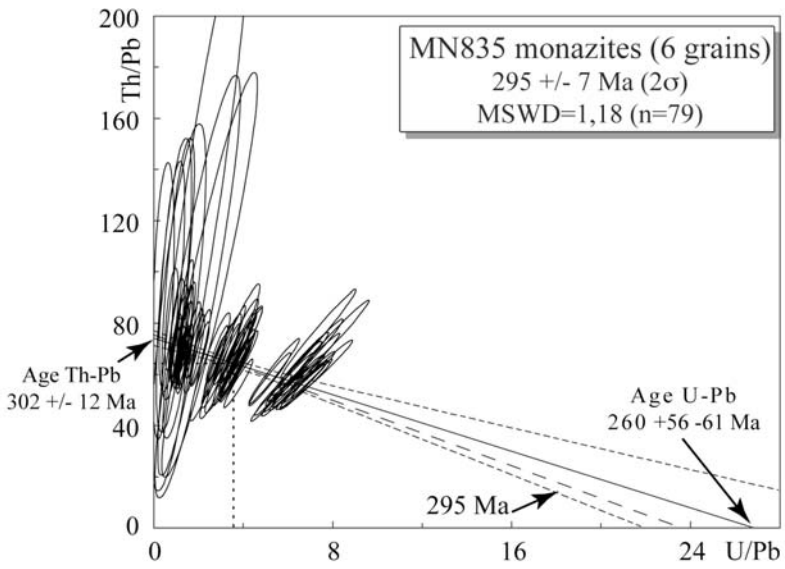


Fig. 6.16 : *Diagramme isochrone Th/Pb=f(U/Pb). La ligne en grands pointillés est l'isochrone théorique à 295 Ma. Sa pente est proche de la droite de régression représentée en trait plein. Les âges Th-Pb et U-Pb aux interceptes sont identiques dans la limite de leur erreur. La localisation de l'échantillon est donnée en Fig. 6.3.*

3.4.3. Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovite d'un filon de pegmatite

La muscovite M308a est issue d'un filon de pegmatite échantillonné le long de la bordure est du Domaine Nord du massif de Dulaan Uul (Fig. 6.3). La mise en place de ce filon est interprétée comme étant synchrone du développement de la foliation NE-SO des micaschistes encaissants car, i) le filon apparaît légèrement plissé, mais recoupe la foliation de l'encaissant (Fig. 6.17a), et ii) le filon est néanmoins marqué par une foliation, qui est en continuité géométrique avec celle de l'encaissant (Fig. 6.17b).

Le spectre d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la muscovite M308a (Fig. 6.17c) a permis le calcul d'un âge plateau relativement bien contraint à 216,7 ± 0,3 Ma. Cet âge est interprété comme étant celui de la fermeture du système isotopique de la muscovite.

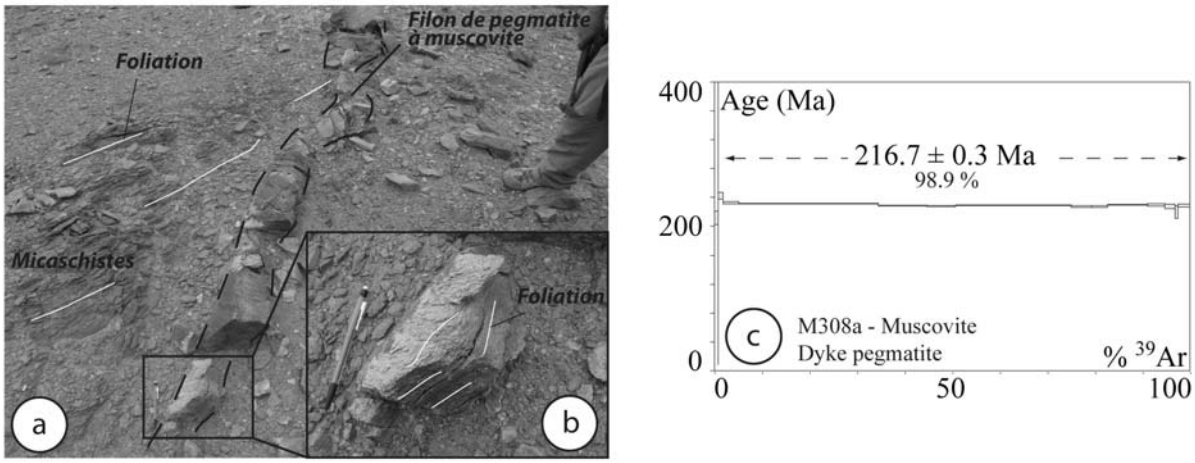


Fig. 6.17 : (a) *Photographie du filon de pegmatite dans lequel la muscovite M308a a été prélevée. Ce filon est légèrement plissé et sécant sur la foliation des micaschistes encaissants.* ***(b)*** *Zoom sur le filon qui montre alors une foliation en continuité géométrique avec celle de l'encaissant.* ***(c)*** *Spectre d'âges* $^{40}Ar/^{39}Ar$ *de muscovite M308a. L'erreur sur l'âge est donnée à 1*σ*. La localisation de l'échantillon est fournie en Fig. 6.3.*

3.5. Interprétations sur le socle du massif de Dulaan Uul

3.5.1. Age du socle

Les observations de terrain montrent que le socle du massif de Dulaan Uul est principalement constitué par une ou plusieurs séries de roches volcaniques et sédimentaires. L'âge U-Pb sur zicon à ca. 333 Ma obtenu à partir d'un échantillon de rhyolite, provenant de la bordure nord du Domaine Sud (Fig. 6.15), suggère que ces séries sont en partie d'âge carbonifère inférieur. Ce résultat est cohérent avec l'âge paléozoïque supérieur attribué au socle de Mongolie orientale par Lamb et Badrach (1997 ; 2001), puis Bardarch (2001). Plus en détail, le socle du massif de Saykhaandulaan, qui borde au nord le bassin d'Unegt (Fig. 6.2), est aussi composé de roches volcaniques et sédimentaires d'âges carbonifères à permiens (Bight et al., 2008 et références incluses). De façon comparable, au voisinage du gisement Cu-Au de Oyu Tolgoï dans le prolongement sud-est du massif de Dulaan Uul (Fig. 6.2) des dykes de rhyolite se seraient mis en place vers 330 Ma (Khashgerel et al., 2006 ; Wainwright, 2008). À l'échelle du sud de la Mongolie orientale, ces séries de roches volcaniques et sédimentaires sont communément attribuées à des dynamiques d'arc insulaires et de bassins

d'avant- ou d'arrière-arc (e.g. Lamb et Badarch, 1997 ; 2001 ; Badarch et al., 2002 ; Helo et al., 2006 ; Blight et al., 2008, 2010a).

Le Domaine Nord du massif de Dulaan Uul contient en outre de nombreuses intrusions granitiques. Aucune datation précise ne nous permet de préciser la gamme d'âge de la mise en places de ces intrusions. Cependant, d'autres secteurs du sud-est de la Mongolie sont caractérisés par la présence de plutons granitiques. À titre d'exemple, les massifs de Saykhandulaan et de Mandakh, situés non loin au nord et à l'est du massif de Dulaan Uul respectivement (Fig. 6.2), contiennent des intrusions granitiques datées entre 334 et 325 Ma (U-Pb sur zircons, Blight et al., 2010b). Cependant, d'autres intrusions granitiques de la région se sont mises en place plus tardivement. En effet, le granitoïde de Hangbogd, localisé dans le voisinage du gisement à Cu-Au de Oyu Tolgoï, (Fig. 6.2) a été daté en K-Ar sur riebeckite à 287 ± 2 Ma (Perelló et al., 2001). Parallèlement, au Nord de la région de Mandakh (Fig. 6.2) un granite à été daté en U-Pb sur zircons à 292,3 ± 0,5 Ma (Blight et al., 2010b). Par comparaison, les intrusions granitiques observées dans le Domaine Nord du massif de Dulaan Uul auraient pu se mettre en place entre le Carbonifère inférieur et le Permien inférieur. L'âge U-Th-Pb obtenu à 295 ± 7 Ma, à partir des monazites d'un orthogneiss échantillonné le long de la Faille Nord de Zuunbayan (Fig. 6.16) est comparable aux âges permiens inférieurs des deux granitoïdes précédemment discutés. Toutefois, cet âge est difficilement interprétable, car s'il reflète bien un âge de cristallisation des monazites, il n'implique pas pour autant un âge de mise en place du protolithe granitique. Dans l'état actuel, cet âge peut aussi indiquer de l'héritage ou de la cristallisation tardive en raison d'une circulation de fluides le long de la Faille Nord de Zuunbayan (ce dernier point est discuté dans la section qui suit).

3.5.2. Ages et significations des déformations du socle

Par rapport à d'autres régions de la Mongolie orientale, aucune évidence de déformation ductile extensive n'est observée dans le massif de Dulaan Uul.

Les observations métamorphiques et structurales ont montré que le socle du massif de Dulaan Uul peut être divisé en deux domaines. Le Domaine Nord est caractérisé par un accroissement de conditions métamorphiques vers le sud-est (Fig. 6.6.). Les roches de ce domaine sont en outre marquées par des foliations à forts pendages et des plis d'axes NE-SW (Figs. 6.9 et 6.10). En revanche, à l'exception de sa bordure septentrionale, le Domaine Sud n'est pas métamorphique (Fig. 6.5). Toutefois, ce domaine montre la présence de plis d'axes

est-ouest probablement déversés vers le Sud. Cette interprétation est cohérente avec les observations structurales de Blight et al. (2008) qui montrent que le socle du massif de Saykhandulaan au nord du bassin d'Unegt (Fig. 6.2) est aussi affecté par des plis déversés vers le sud.

En outre, les données lithologiques et structurales suggèrent que le métamorphisme et la déformation plicative, qui affectent le Domaine Nord du massif, et la mise en place de filons de pegmatite, principalement le long de la bordure sud-est, sont contemporains (Figs. 6.11 et 6.17).

Ainsi, le saut métamorphique et structural qui caractérise le contact entre les Domaines Nord et Sud du massif de Dulaan Uul suggère que l'interface est un contact chevauchant à vergence sud (Fig. 6.18), plutôt qu'une faille décrochante senestre, comme l'ont suggéré des études précédentes (e.g., Carson et al., 2004 ; Webb et Johnson, 2006). L'âge plateau $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenu à partir d'une muscovite issue d'un filon de pegmatite (Fig. 6.17) suggère que cette déformation serait à rapporter au Trias moyen-supérieur.

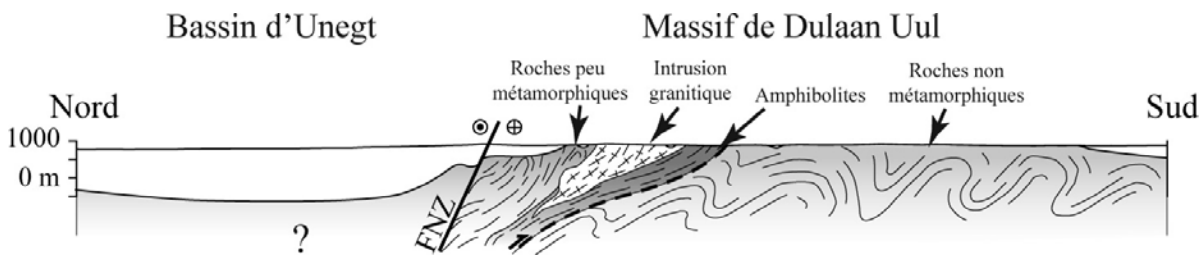


Fig. 6.18 : *Coupe interprétative NO-SE du massif de Dulaan Uul. Les observations métamorphiques et structurales suggèrent la présence d'un chevauchement entre les Domaines Sud et Nord du massif.*

Cet événement pourrait alors être rattaché à la fermeture définitive de l'Océan Paléo-asiatique, marquée par la suture de Solonker à la frontière Mongolie-Chine (Fig. 6.1), et à la collision qui s'en suit entre le bloc mongol au nord et le craton nord chinois au sud. Néanmoins, l'âge de la collision reste débattu et les données disponibles semblent indiquer une âge plus ancien que le Trias supérieur. En effet, des études datent la collision au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur (Tang, 1990 ; Shao, 1991 ; Xu et Chen, 1997), au Permien supérieur (Hsü et al., 2009 ; Sengör et Natal'in, 1996), ou plus récemment au Permien-Trias moyen (Chen et al., 2009).

Sur la base d'un âge plateau $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 209 ± 6 Ma obtenu à partir d'une biotite issue d'une roche mylonitique, Lamb et al. (1999) proposent que la Faille Nord de Zuunbayan joue en décrochement senestre au moins à partir du Trias supérieur. Cependant, un point met sérieusement en doute la signification de cet âge à ca. 209 Ma. Il est lié à la localisation de la roche échantillonnée. Les coordonnées fournies par Lamb et al. (1999) (i.e. Latitude : N43°58'16,5'' ; Longitude : E109°32'07,3'') suggèrent que l'échantillonnage ait eu lieu en plein cœur du Domaine Sud (Fig. 6.2), dans un secteur où les roches du socle sont non métamorphiques et non déformées à l'échelle de l'affleurement. En effet, nos observations de terrain ont ici révélé la présence de rhyolites et des séries sédimentaires détritiques non déformées (Fig. 6.5c et d). Aucune zone de fortes déformations n'a été observée dans ce secteur. Cependant, si l'âge attribué par Lamb et al. (1999) pour le fonctionnement senestre de la Faille Nord de Zuunbayan est exact, l'âge à 295 ± 7 Ma obtenu à partir des monazites d'un orthogneiss cisaillé refléterait plutôt la mise en place du protolith granitique.

4. Les bassins mésozoïques

Le socle paléozoïque du sud de la Mongolie orientale est recouvert par différentes formations principalement composées de sédiments détritiques continentaux non métamorphiques. Ces formations se sont déposées à partir du Jurassique supérieur (Traynor et Sladen, 1995 ; Graham et al., 2001 ; Johnson, 2004 ; Prost, 2004) et sont principalement confinées dans des bassins extensifs. Ces formations ont donc potentiellement enregistré l'évolution tectonique de la Mongolie orientale au Mésozoïque supérieur, et notamment durant la phase d'extension NO-SE. Le massif de Dulaan Uul est délimité au nord-ouest et au sud-est par deux bassins extensifs, les bassins d'Unegt et de Zuunbayan (Fig. 6.3). Les bordures du massif de Dulaan Uul offrent ainsi la possibilité d'étudier les relations structurales entre les bassins et le socle déformé sous-jacent.

4.1 Brève description de la pile stratigraphique

Au voisinage du massif de Dulaan Uul, quatre formations ont été reconnues : Du bas vers le haut, il s'agit des Formations de Tsagaantsav, de Zuunbayan, de Saynshand et de Bayanshiree. Chacune d'entre elles est décrite dans les parties qui suivent. À la base, une cinquième formation est connue dans la région (i.e. la Formation de Sharilyn). Cependant, elle n'affleure pas et est au moins localement absente le long des bordures du massif de

Dulaan Uul (Fig. 6.19). Cette formation se compose de grès et de conglomérats fluviatiles, dans lesquels des faciès lacustres ainsi que des intercalations volcaniques et volcano-sédimentaires sont observés (Graham et al., 2001 ; Prost, 2004). Une biotite issue d'un niveau de tuff a été datée en $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 155 ± 1 Ma, ce qui indique le dépôt de la Formation de Sharilyn au Kimmeridgien-Tithonien (Graham et al., 2001). Le long de la bordure nord du bassin d'Unegt, dans la localité dite de Har Hotol (Fig. 6.2), cette formation affleure et pourrait atteindre 1300 m d'épaisseur (Graham et al., 2001; Johnson, 2004).

4.1.1. La Formation de Tsagaantsav

À la base, la Formation de Tsagaantsav est largement représentée sur l'ensemble du pourtour du massif. Elle repose en discordance sur le socle déformé (Fig. 6.19). En termes de lithologies, cette formation est très hétérogène et montre une forte variabilité latérale. Elle est principalement constituée par des conglomérats monogéniques, aux éléments de tailles variées souvent très anguleux et jointifs (Fig. 6.20a). Le ciment de ces brèches sédimentaires est généralement blanchâtre, carbonaté, et souvent peu induré. En outre, les éléments des brèches sont souvent de même nature que le socle affleurant au voisinage immédiat. Des niveaux argileux et gréseux de couleur ocre ont été fréquemment observés (Fig. 6.20b). Cette formation présente aussi des calcaires lacustres (Fig 6.20b, c, d et e), dont certains niveaux

Fig. 6.19 : *Discordance de la Formation de Tsagaantsav sur les roches métamorphiques du socle marquées par une foliation sub-verticale.*

contiennent de petits fossiles de bivalves et de gastéropodes, ainsi que des fragments d'os (probablement de sauriens). Ces niveaux de calcaire lacustre montrent de nombreux plis gravitaires (Fig. 6.20c et d). Le toit des niveaux de calcaire lacustre est souvent érodé par les brèches sédimentaires décrites ci-dessus (Fig 6.20e). Le caractère monogénique et anguleux des éléments et la présence d'une base érosive, suggèrent que ces brèches ont une origine proximale et gravitaire et correspondent à des écoulements de débris.

Bien que non observée dans la région du massif de Dulaan Uul, cette formation contiendrait aussi des coulées volcaniques basiques et des dépôts volcano-sédimentaires (e.g. Graham et al., 2001 ; Johnson, 2004).

La Formation de Tsagaantsav se serait déposée du Berriasien au Barrémien (Graham et al., 2001 ; Jonhson, 2004) ou au Valanginien (Prost, 2004). Dans les bassins d'Unegt et de Zuunbayan, la Formation de Tsagaantsav aurait une épaisseur de l'ordre de 300 à 700 m (Prost, 2004).

4.1.2. La Formation de Zuunbayan

Bien que l'interface entre les deux formations n'ait pas été observée sur le terrain, la Formation de Zuunbayan reposerait en discordance sur celle de Tsagaantsav (e.g., Prost, 2004 ; Johnson, 2004).

La Formation de Zuunbayan affleure principalement le long de la bordure sud-est du massif. Il s'agit d'une formation épaisse, composée principalement par des siltites, d'épais niveaux de marnes blanchâtres et grisâtres (Fig. 6.21a), ainsi que par des alternances de grès et de microconglomérats ocres (Fig. 6.21b). La Formation de Zuunbayan aurait une épaisseur totale qui pourrait atteindre 970 m (Prost, 2004).

La Formation de Zuunbayan se serait déposée au Barremien-Hauterivien, voire à l'Aptien-Albien (Johnson 2004 ; Prost 2004).

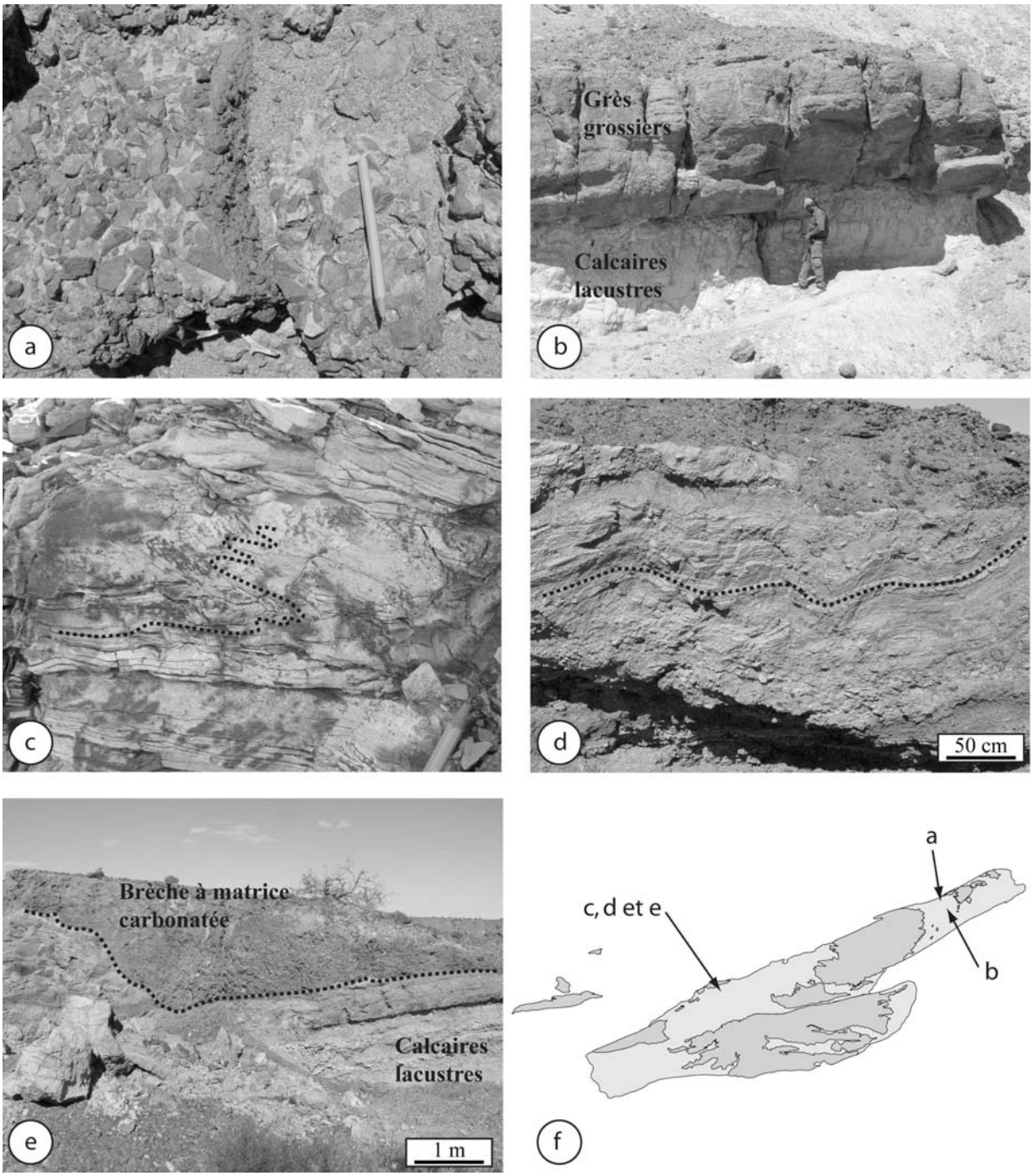


Fig. 6.20 : *Principaux faciès sédimentaires de la Formation de Tsagaantsav.* ***(a)*** *Brèche sédimentaire à matrice carbonatée et aux éléments anguleux de schistes et de roches volcaniques basiques.* ***(b)*** *Alternance de niveaux de grès ocre et de calcaire lacustre blanchâtre.* ***(c)*** *Niveau de calcaire lacustre affecté par des plis gravitaires centimétriques.* ***(d)*** *Plis gravitaires métriques affectant des calcaires lacustres.* ***(e)*** *Chenal rempli par des brèches sédimentaires et montrant une base érosive sur les niveaux de calcaire lacustre.* ***(f)*** *Localisation des photographies. En gris foncé : les roches du socle. En gris clair : le domaine où affleure la Formation de Tsagaantsav.*

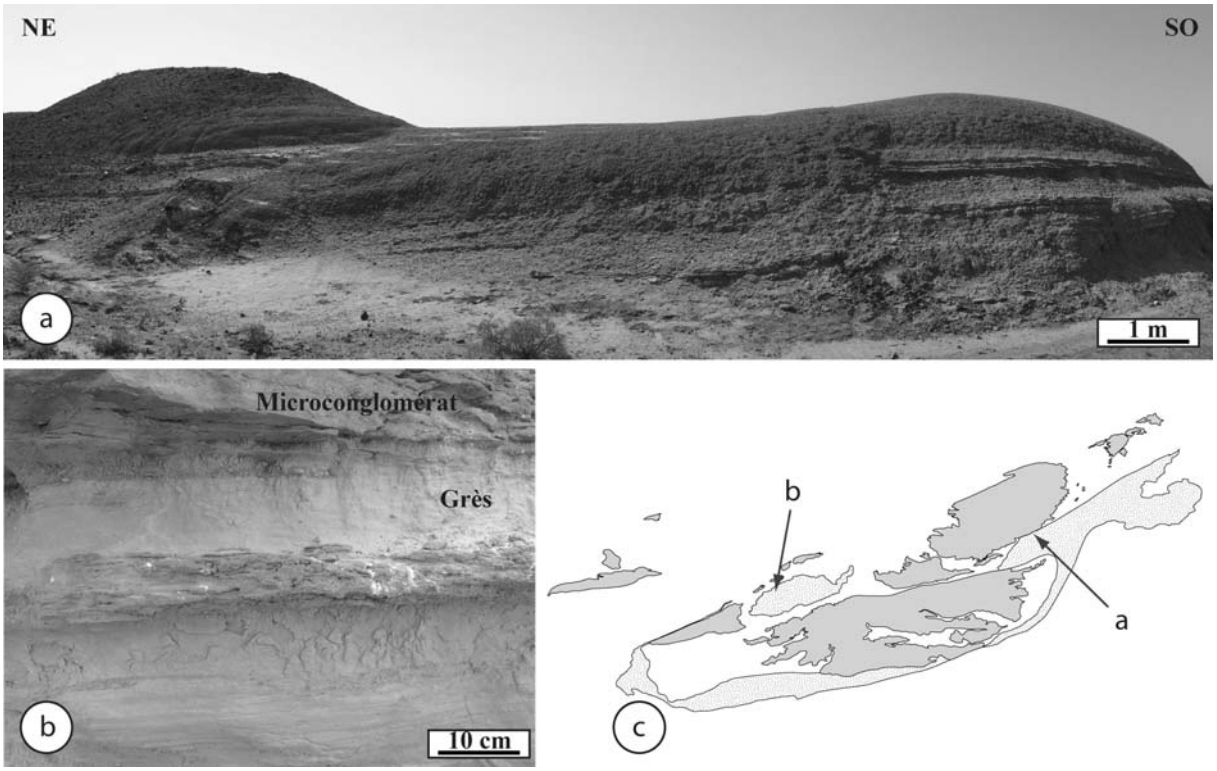


Fig. 6.21 : *Principaux faciès sédimentaires de la Formation de Zuunbayan, fréquemment observés dans le voisinage du massif de Dulaan Uul.* ***(a)*** *Alternance de grès et de microconglomérats ocres.* ***(b)*** *Séries marneuses grisâtres.* ***(c)*** *Localisation des photographies. En gris foncé : les roches du socle. En gris clair : le domaine de répartition de la Formation de Zuunbayan.*

4.1.3. La Formation de Saynshand

En discordance sur les sédiments de la Formation de Zuunbayan, la Formation de Saynshand se serait déposée au début du Crétacé supérieur (i.e. Cénomanien, Johnson, 2004 ; Prost, 2004).

Cette formation se caractérise par d'épais niveaux (ca. 1 m) conglomératiques plus ou moins indurés, et dont les éléments sont polygéniques et arrondis. Ces conglomérats alternent avec des niveaux de grès (plusieurs dizaines de centimètres, Fig. 6.22a). À la base, cette formation, qui est interprétée comme un ensemble de dépôts fluvio-lacustres (Johnson et al. 2004), se caractérise par une matrice argileuse rougeâtre (Fig. 6.22b). Ces séries contiennent localement de gros morceaux de bois silicifiés (Fig. 6.22c).

Le long de la bordure nord-ouest du massif de Dulaan Uul, la Formation de Saynshand repose en discordance sur la Formation de Tsagaantsav (la Formation intermédiaire de Zuunbayan n'affleure pas dans ce secteur) (Fig. 6.22b).

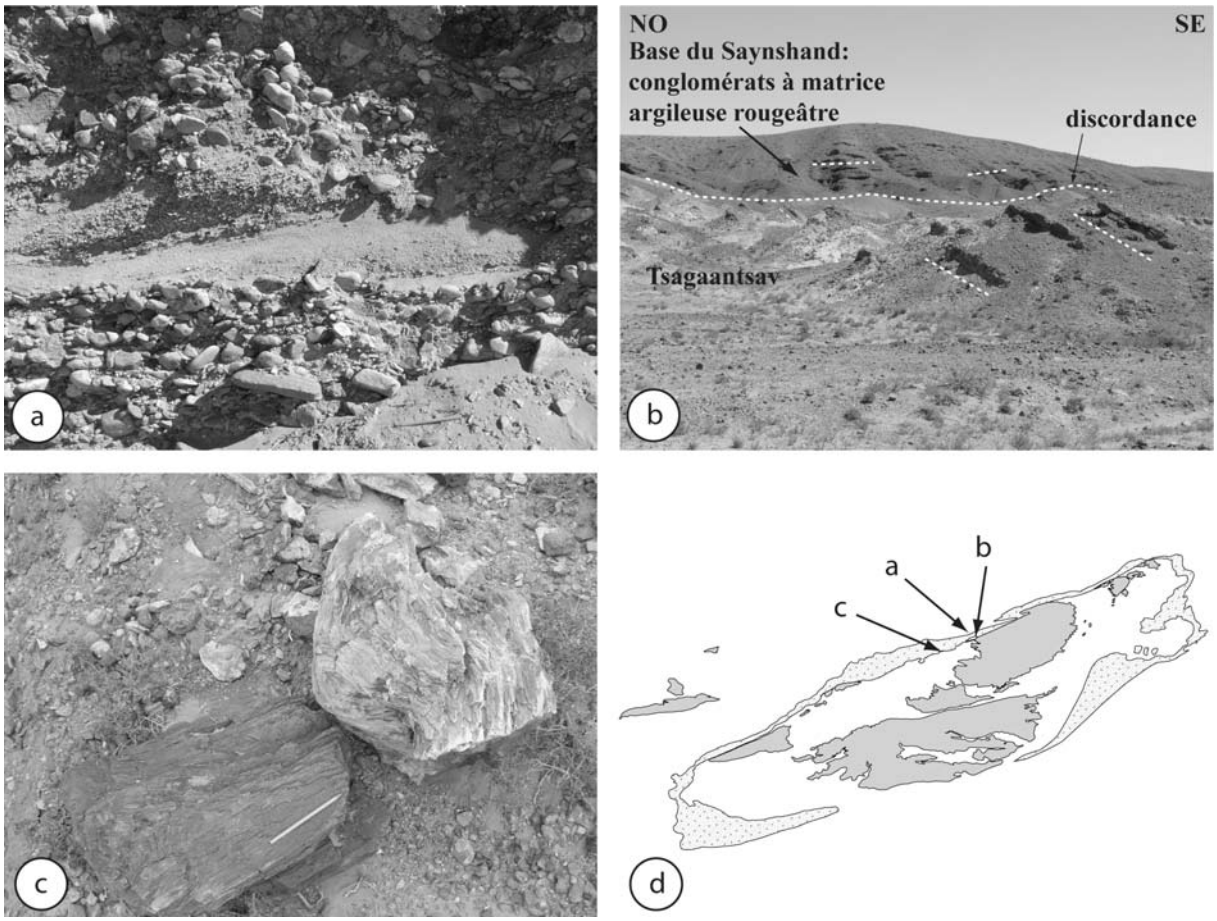


Fig. 6.22 : *Principales caractéristiques de la Formation de Saynshand.* ***(a)*** *Alternance de niveaux de grès (ca. 20 cm) et de conglomérats (ca. 1 m) à éléments polygéniques et arrondis.* ***(b)*** *Base de la entre la Formation de Saynshand en discordance angulaire sur la Formation de Tsagaantsav. Ici, la base de la Formation de Saynshand est caractérisée par la présence de conglomérats à matrice argileuse rougeâtre.* ***(c)*** *Morceaux de bois silicifiés. (d) Localisations des photographies. En gris foncé : les roches du socle. En gris clair : le domaine où affleure la Formation de Saynshand.*

4.1.4. La Formation de Bayanshiree

La Formation de Bayanshiree affleure peu. Néanmoins, dans le prolongement nord-est du massif de Dulaan Uul, cette formation est identifiable par la présence de conglomérats à matrice argileuse rosâtre ou blanchâtre. Les éléments sont de taille variable et arrondis.

Cette formation, interprétée comme un ensemble de séries fluvio-lacustres, contient localement une grande quantité de débris d'os fossilisés (probablement de sauriens).

Cette formation aurait été déposée au Turonien-Santonien (Prost, 2004).

4.2. Structures

4.2.1. Observations de terrain

Contre les bordures faillées du massif de Dulaan Uul, les formations sédimentaires, qui caractérisent le remplissage des bassins d'Unegt et de Zuunbayan, sont généralement déformées.

Contre le flanc nord-ouest du massif, au voisinage de la Faille Nord de Zuunbayan, les formations de Tsagaantsav et de Saynshand sont fortement redressées (Fig. 6.23). Le long du segment nord-est de la faille, les brèches sédimentaires de la Formation de Tsagaantsav apparaissent subverticales ou à fort pendage vers le bassin de Zuunbayan (Fig. 6.23a). Le même constat a été fait le long du segment sud-est de la Faille Nord de Zuunbayan où affleurent les Formations de Zuunbayan et de Saynshand (Fig. 6.23b et c). Cette dernière formation est localement marquée par la présence de déformations plicatives acquises en conditions non indurées (Fig. 6.23c).

De façon similaire, la bordure sud-est du massif de Dulaan Uul, le long de laquelle des miroirs de faille normales N60 ont été fréquemment observés (Fig. 6.14), est souvent caractérisée par le fort redressement de la Formation de Zuunbayan.

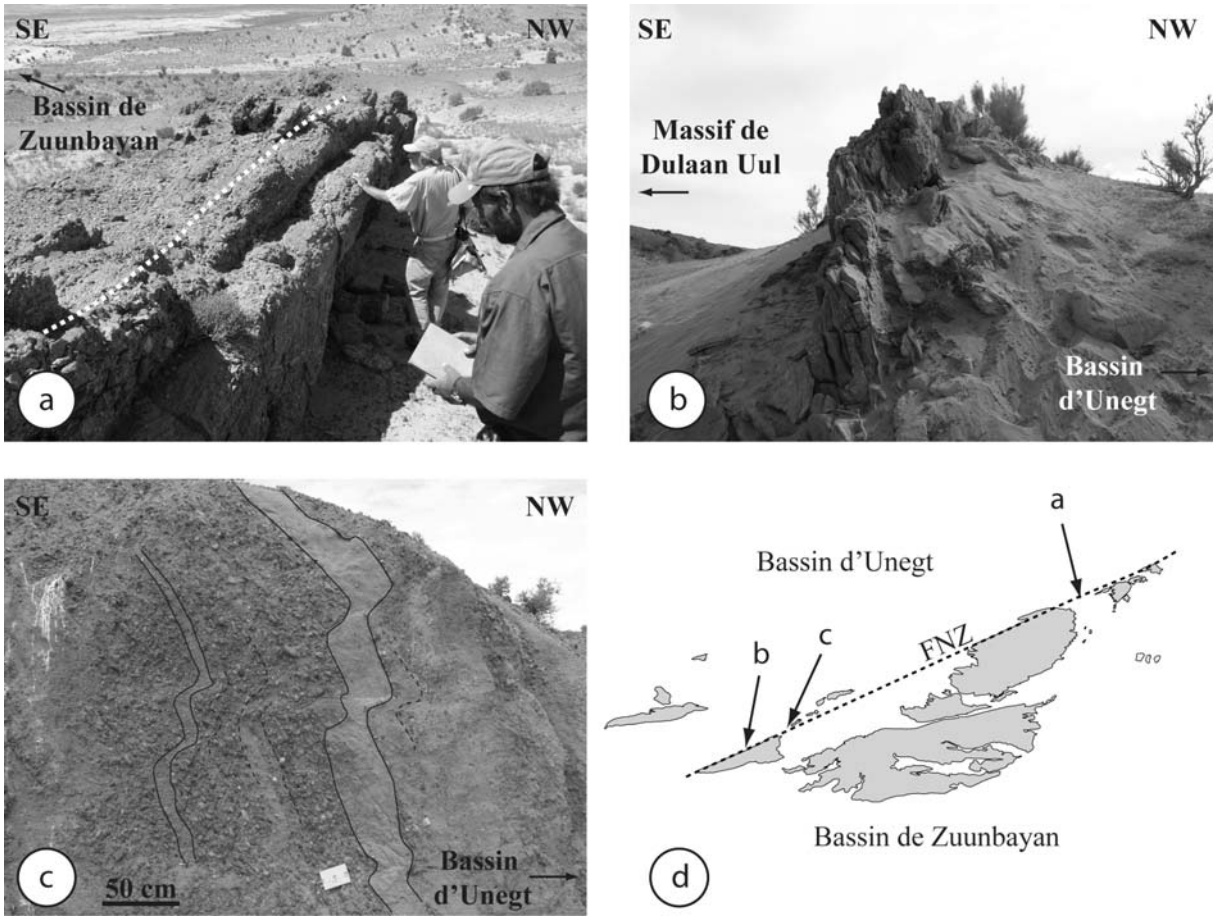


Fig. 6.23 : *Photographies illustrant la géométrie des formations sédimentaires mésozoïques des bassins d'Unegt et de Zuunbayan aux voisinage de la Faille Nord de Zuunbayan.* ***(a)*** *Brèche sédimentaire de la Formation de Tsagaantsav, montrant un fort pendage vers le bassin de Zuunbayan.* ***(b)*** *Grès ocres de la Formation de Zuunbayan fortement pentés vers le bassin d'Unegt.* ***(c)*** *Alternance de conglomérats et de grès de la Formation de Saynshand, à fort pendage vers le bassin d'Unegt. Cette alternance est ici affectée par une déformation plicative.* ***(d)*** *Localisation des photographies.*

En s'éloignant des bordures du massif de Dulaan Uul, en direction du cœur des bassins, les formations s'horizontalisent. Toutefois, elles sont affectées par des plis de grande longueur d'onde et de très faible amplitude et dont les axes semblent sub-parallèles aux bordures du massif (Fig. 6.24).

Le long de la bordure nord-ouest du massif, contre de la Faille Nord de Zuunbayan, la Formation de Tsagaantsav affleure sous forme de fenêtres (Fig. 6.13), sur lesquelles repose en discordance la Formation de Saynshand (Fig. 6.22c). Les mesures de stratigraphie réalisées au

sein de ces fenêtres suggèrent la présence d'un anticlinal dont l'axe est à faible angle du tracé de la Faille Nord de Zuunbayan. En discordance, au-dessus, la Formation de Saynshand est aussi plissée, mais montre des pendages plus faibles que ceux qui sont observés dans la Formation de Tsagaantsav (Fig. 6.13).

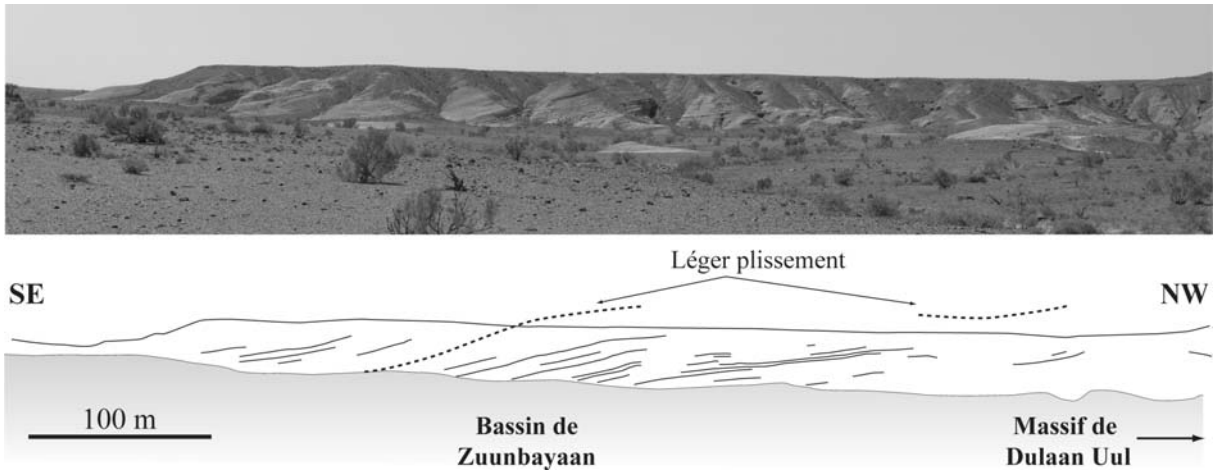


Fig. 6.24 : *Panorama NW-SE et dessin interprétatif du flanc nord-ouest du bassin de Zuunbayan, à proximité de la bordure sud-est du massif de Dulaan Uul. Ici, la Formation de Zuunbayan est affectée par des plis de grande longueur d'onde et de très faible amplitude.*

En outre, les Formations de Tsagaantsav, de Zuunbayan et de Saynshand sont marquées par la présence de petites failles (Fig. 6.25a). Les rares miroirs de failles présentants des critères cinématiques clairs n'ont été mesurés que dans la Formation de Tsagaantsav. Deux familles de failles peuvent être observées : une famille orientée N60 et à composante normale (Fig. 6.25a) et une famille de failles sub-méridiennes (~N170, Fig. 6.25b). Cette dernière famille a aussi été observée dans la Formation de Zuunbayan (Fig. 6.25a). L'analyse des plans de failles mesurés dans la Formation du Tsagaantsav, montre que la majorité des miroirs de cette famille sub-méridienne ont une composante normale décrochante dextre. Ces failles pourraient alors s'être formées durant un épisode extensif NO-SE. En outre, dans la Formation de Zuunbayan, certaines de ces failles normales sont scellées à leur sommet par des dépôts ultérieurs (Fig. 6.25a). Ce caractère suggère que ces failles sont syn-sédimentaires. Les failles sub-méridiennes, ainsi que de nombreuses fractures d'orientation comparables, sont souvent caractérisées par un remplissage de matériel carbonaté ou siliceux (Fig. 6.25a).

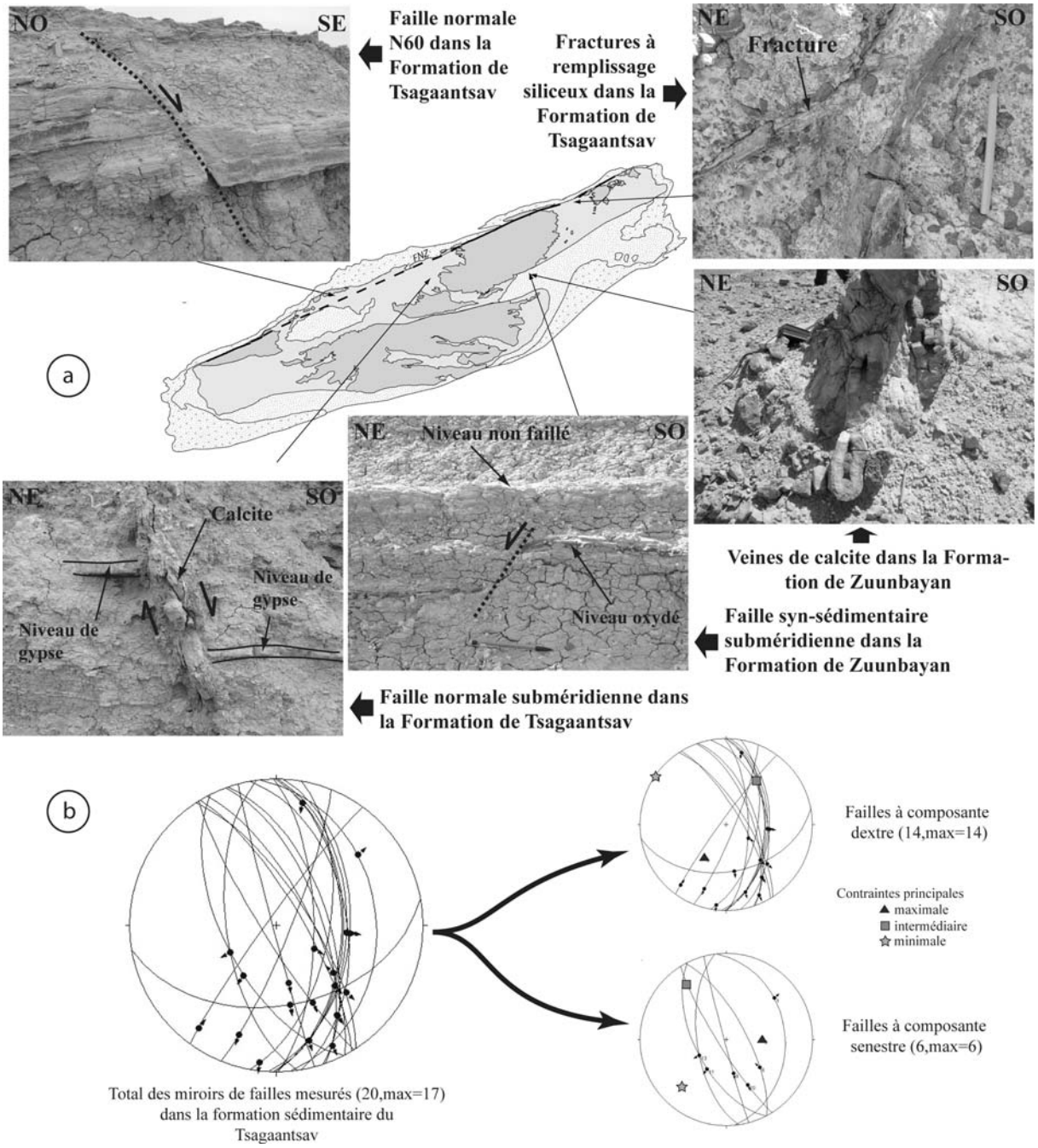


Fig. 6.25 : (a) *Quelques exemples de failles et de fractures qui peuvent être observées dans les formations du Tsagaantsav et de Zuunbayan.* ***(b)*** *Projections stéréographiques (hémisphère inférieur et conservation des angles) de miroirs de failles et des stries associées (la flèche indique le sens du mouvement du mur portant) dans la Formation de Tsagaantsav. Ces projections ont été réalisées avec le logiciel Faultkin for Windows v.1.2 de Allmendinger (2001).*

Par ailleurs, aucune faille sub-méridienne n'a été observée dans la formation de Saynshand, au-dessus de celle de Zuunbayan.

La Formation de Bayanshiree qui repose en discordance sur celle du Saynshand est sub-horizontale et peu déformée. Néanmoins, cette formation est marquée par plusieurs bandes de « déformation », d'orientation NO-SE qui se caractérisent par une forte densité de plans indurés attestant de circulations de fluides.

4.2.2. Sismique réflexion

Dans le prolongement nord-est du massif de Dulaan Uul, des hydrocarbures sont actuellement exploités à l'aplomb du bassin de Zuunbayan. Ainsi, dans les années 1990, ce secteur a été la cible de plusieurs campagnes d'explorations menées par des géologues soviétiques, pendant lesquelles un grand nombre des données sismiques ont été acquises. Certaines données ont d'ailleurs fait l'objet d'articles (Jonhson, 2004 ; Prost , 2004).

Nous avons eu accès à une dizaine de profils sismiques réflexion 2D. Bien que certains profils aient été déjà publiés, ils seront tout de même présentés et interprétés afin de discuter au mieux la géométrie des bassins qui entourent le massif de Dulaan Uul.

L'analyse des profils sismiques est en partie basée sur les travaux précédents de Jonhson (2004) et Prost (2004).

4.2.2.1.Les faciès sismiques

Selon la description de Johnson (2004), l'unité sismique à la base du remplissage sédimentaire des bassins rassemble les Formations de Sharilyn (non observée aux alentours du massif de Dulaan Uul) et de Tsagaantsav. Ces formations sont caractérisées par des réflexions chaotiques et de faible résolution. Ce caractère rend ces formations difficilement distinguables du socle sous-jacent. Au-dessus, Johnson (2004) sépare la Formation de Zuunbayan en deux sous-unités sismiques, délimitées par un contact para-concordant (présence d'une surface d'érosion, mais sans discordance angulaire). Cependant, dans cette étude, ces trois formations déposées au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur sont regroupées en une seule unité, l'unité sismique A, qui se caractérise alors par des réflexions plus ou moins nettes, souvent discontinues et non rectilignes (Fig. 6.26).

L'unité sismique sus-jacente (unité B) comprend principalement la Formation de Saynshand qui s'est déposée au début du Crétacé supérieur. Elle inclut aussi d'autres formations comme celle de Bayanshiree, ou encore des formations tertiaires et plus récentes.

Néanmoins, les sédiments cénozoïques et quaternaires sont très peu représentés au sud de la Mongolie (Yanshin 1989 ; Traynor et Sladen, 1995). La base de cette unité sismique est aisément identifiable sur pratiquement tous les profils présentés ici. En effet, elle est marquée par une forte réflexion souvent sub-horizontale et qui recoupe très fréquemment les réflexions de l'unité sismique A (Fig. 6.26). Il s'agit d'une discordance angulaire. De plus, l'unité B est caractérisée par des nombreuses réflexions nettes, horizontales, resserrées et continues sur de grandes distances (Fig. 6.26).

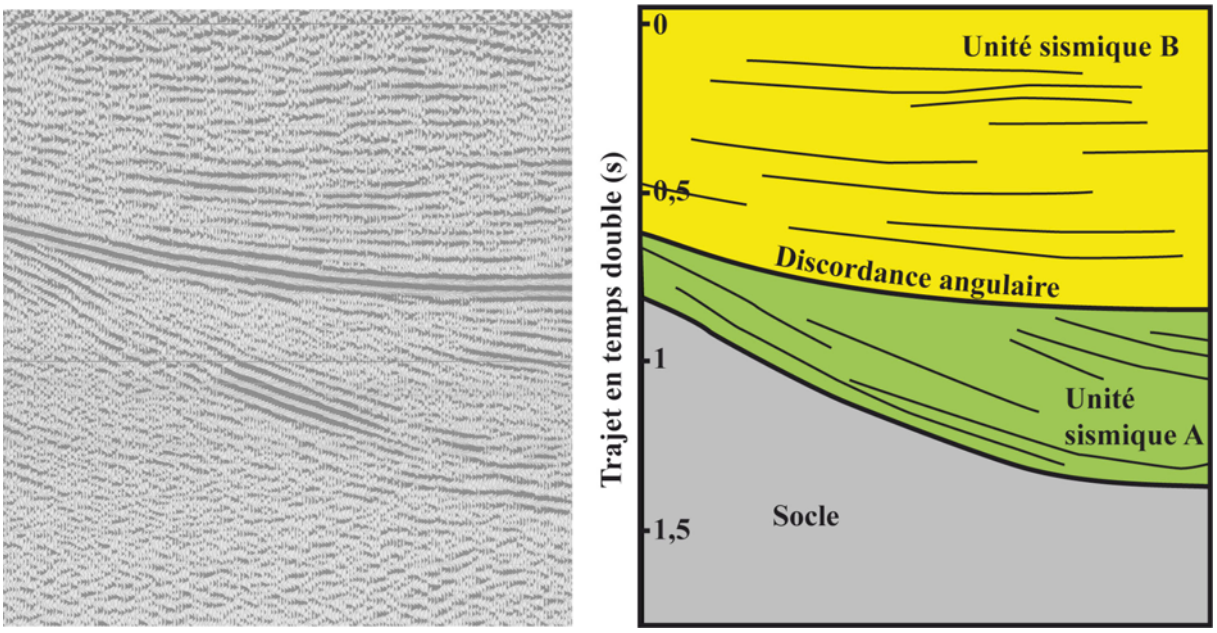


Fig. 6.26 : *Caractéristiques sismiques des unités distinguées dans la majorité des profils présentés dans ce chapitre.*

4.2.2.2. Structures des bassins

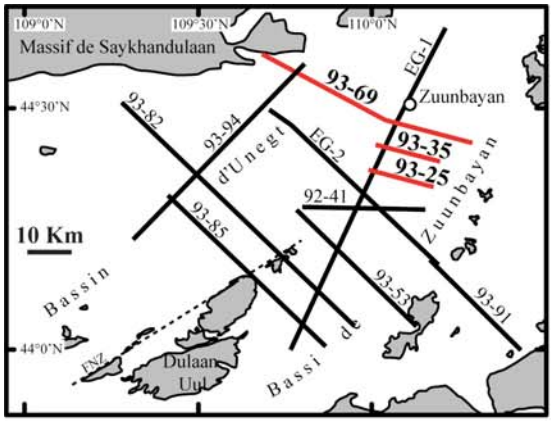
Les profils sismiques NO-SE (Fig. 6.27) montrent que l'unité sismique A est découpée par de nombreuses failles orientées NE-SO, principalement à composante normale. Ces failles qui affectent le socle sous-jacent délimitent de petits blocs basculés de l'ordre du kilomètre (cf. profils 93-69, EG-2, 93-53, 93-82 et 93-85, Fig. 6.27). Les blocs basculés sont particulièrement nombreux dans le bassin d'Unegt au nord-ouest du massif de Dulaan Uul. Au nord de ce bassin, les blocs apparaissent basculés vers le sud-est (cf. profils 93-69, Fig. 6.27). Plus au sud, ils sont pentés vers le nord-ouest. Des tronçons du bassin de Zuunbayan suggèrent que l'unité A et le socle sont ici aussi découpés en bloc basculés vers le sud-est (cf.

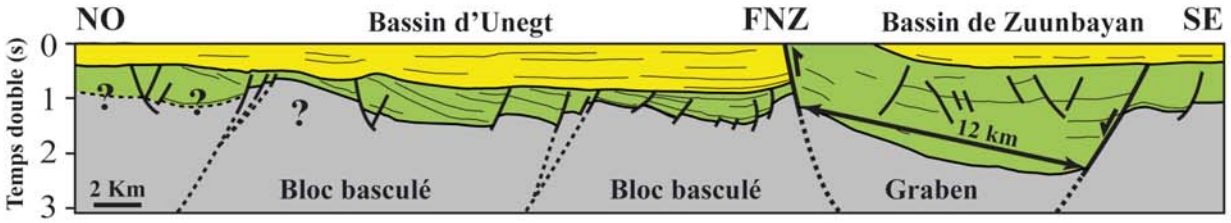
profils EG-2 et 93-53, Fig. 6.27). Deux tailles de blocs basculés sont suggérées par le profil 93-69 (Fig. 6.27). Des petits blocs sont limités à la base des bassins et au toit du socle. Des blocs de plus grande longueur d'onde, probablement limités par des failles de plus grande ampleur, sont soulignés par la géométrie de l'enveloppe de l'interface socle-bassin. Bien que difficilement observables dans le socle, les failles normales qui délimitent ces blocs semblent être listriques.

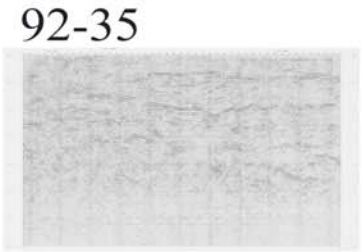
L'unité sismique A, qui repose en discordance sur les blocs basculés de socle, montre des variations d'épaisseur et présente des géométries en éventails. Cette caractéristique suggère que les formations qui composent cette unité aient été déposées progressivement pendant le fonctionnement des failles normales délimitants les blocs basculés. L'unité A est aussi affectée par un certain nombre de failles peu étendues et souvent scellées au sein même de l'unité (cf. profil 93-85, Fig. 6.27). Ces failles seraient probablement de petites failles syn-sédimentaires.

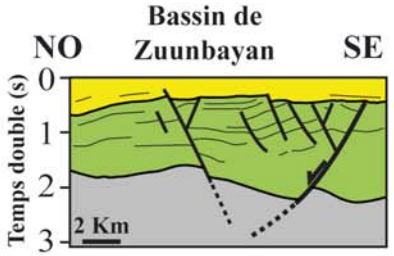
Par ailleurs, à l'échelle des bassins d'Unegt et de Zuunbayan, l'épaisseur de l'unité A n'est pas uniforme. En effet, elle est plus épaisse dans la partie nord-ouest du bassin de Zuunbayan (profil 93-69, Fig. 6.27). Dans ce secteur, l'unité A semble avoir rempli un graben qui est délimité par deux failles majeures dont l'une est la Faille Nord de Zuunbayan. Au toit du socle, la largeur de ce graben est estimée à environ 12 km (cf. profils 93-69, Fig. 6-27).

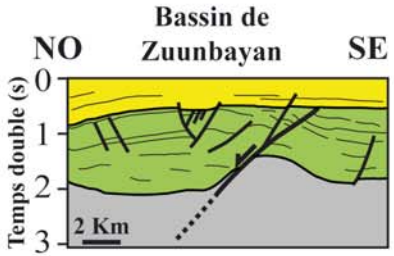
L'unité sismique B est généralement non déformée, subhorizontale ou légèrement monoclinale. Néanmoins, elle est affectée par des failles. Certaines d'entre elles montrent une composante normale (cf. profils 92-35, EG-2, 93-53, 93-82, et 93-85, Fig.6.27). Ces failles, qui affectent aussi l'unité sous-jacente A, sont toutefois peu développées et apparaissent peu propagées vers le haut de l'unité B. Cependant, certaines d'entre elles délimitent clairement les dépôts de l'unité B. C'est en particulier le cas de la Faille Nord de Zuunbayan. Sur certaines portions de cette faille, une activité normale post-datant au moins les dépôts basaux de l'unité B est observée (cf. profil EG-2, Fig. 6.27). Sur d'autres segments, une réactivation en faille inverse est observée (cf. profils 93-69, 93-53 et 92-41, Fig. 6.27).









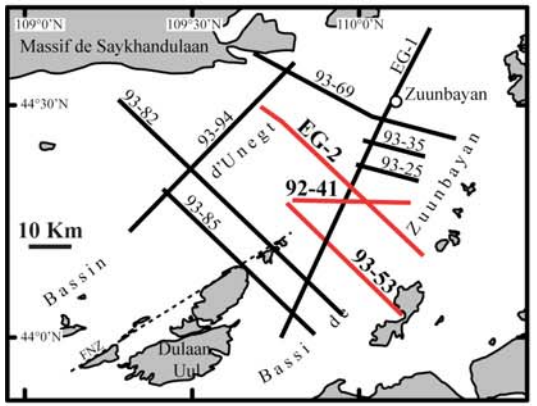


Socle paléozoïque

A **Formations dites syn-rifts (Tsagaantsav et Zuunbayan) Crétacé inférieur**

B **Formations dites post-rifts (Saynshand à actuel) Crétacé supérieur à actuel**

Fig. 6.27 : *Profils sismiques réflexion 2D, dessins interprétatifs et localisations.*

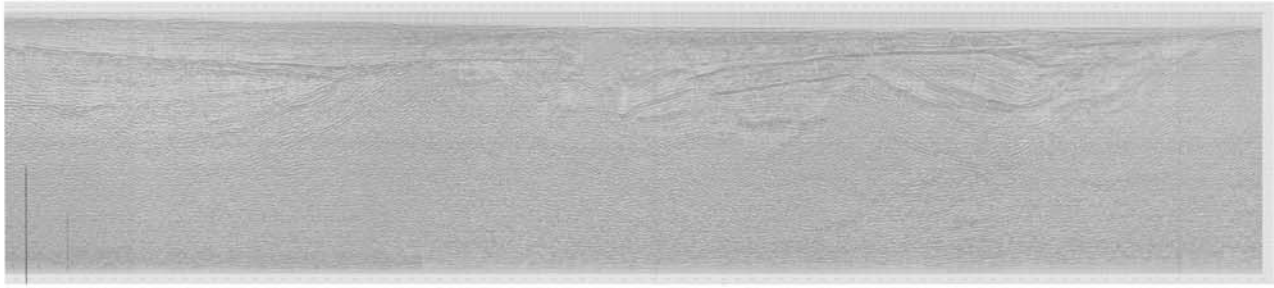


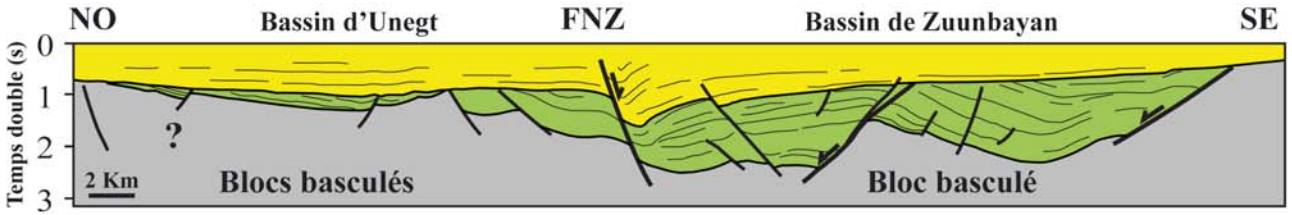
Socle paléozoïque

A — Formations dites syn-rifts (Tsagaantsav et Zuunbayan) Crétacé inférieur

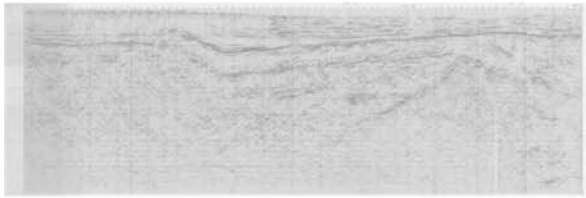
B — Formations dites post-rifts (Saynshand à actuel) Crétacé supérieur à actuel

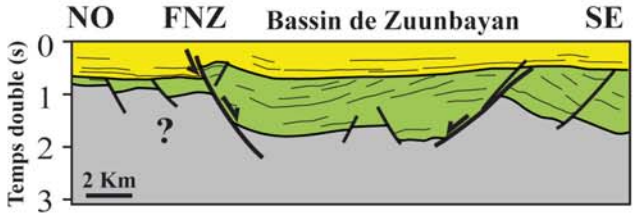
EG-2





92-41





93-53

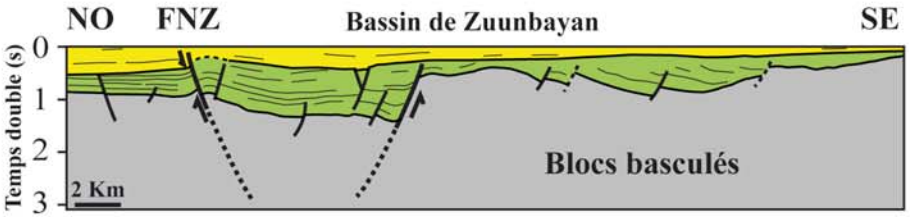


Fig. 6.27 : *suite 1*

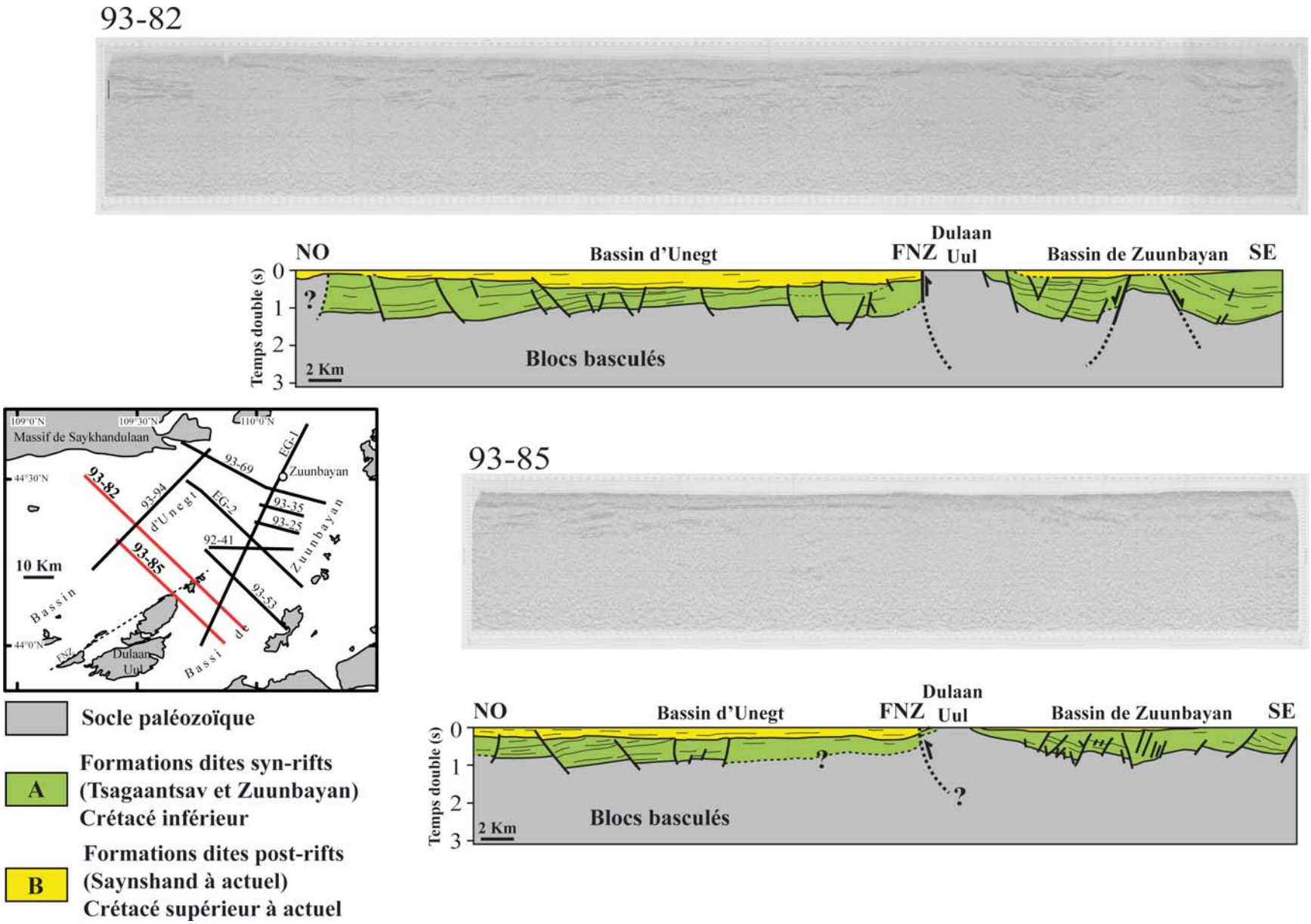


Fig. 6.27 : *suite 2.*

Au voisinage de la Faille Nord de Zuunbayan qui délimite la bordure nord-ouest du massif de Dulaan Uul, les unités sismiques A et B sont plissées. Ainsi, au nord du bassin de Zuunbayan, le profil sismique 93-69 (Fig. 6.27) révèle la présence d'un antiforme (l'anticlinal de Zuunbayan, e.g. Johnson, 2004 ; Prost, 2004). D'autres antiformes jouxtant la Faille Nord de Zuunbayan peuvent être aussi observés plus au sud le long des profils sismiques 92-41 et 93-53 (Fig. 6.27). Néanmoins, entre ces deux derniers profils et le profil 93-69 aucune évidence d'antiforme n'a été observée. Au contraire, contre la faille de Nord de Zuunbayan, les unités sismiques A et B montrent ici une structure en roll-over (cf. profil EG-2).

Deux profils sismiques d'orientation NE-SO (non présentés) suggèrent que les bassins et le socle sous-jacents sont aussi découpés par des failles sub-méridiennes. Sur la base des observations de terrain, cette famille de failles subméridiennes serait à dominante normale (cf. Fig. 6.14 et 6.25).

4.3. Interprétations et discussion

4.3.1. Ages et caractéristiques de l'extension

La Formation de Tsagaantsav repose en discordance sur le socle paléozoïque (Fig. 6.19). Sur les blocs basculés, cette formation forme avec la Formation sus-jacente de Zuunbayan de petits éventails dont l'épaisseur croît vers les failles normales probablement listriques (cf. 93-69 ; Fig. 6.27). Cette géométrie et la présence de petites failles normales syn-sédimentaires indiquent que les formations de Tsagaantsav et de Zuunbayan ont été déposées de façon progressive durant le basculement de ces blocs.

Les observations de terrain montrent aussi que la Formation de Tsagaantsav est constituée par des écoulements de débris, dont la nature et la forme anguleuse des éléments, suggèrent une origine très proximale (voir « in-situ », Fig. 6.20a). Ces brèches sédimentaires refléteraient alors les premiers stades du démantèlement d'un relief néoformé. En effet, le fonctionnement des failles normales aurait créé des zones d'escarpement qui auraient été érodés au fur et à mesure de leur développement. Les produits de ce démantèlement auraient comblé régulièrement de petits lacs peu profonds, matérialisés par la présence de niveaux de calcaire lacustre (Fig. 6.20c, d et e). La présence fréquente de plis gravitaires dans ces niveaux carbonatés (Fig. 6.20c et d) est aussi cohérente avec la création d'un relief durant les dépôts des sédiments. Au-dessus, la Formation de Zuunbayan est constituée de faciès sédimentaires plus fin (i.e. grès et marnes, Fig. 6.21a et b). Cette granulométrie plus fine

indique une origine plus distale. Deux hypothèses peuvent être avancées. La première est une décroissance de la dynamique d'extension. La deuxième implique un éloignement des reliefs en érosion.

La Formation de Tsagaantsav se serait déposée au Berriasien-Hauterivien (e.g. Johnson, 2004 ; Prost, 2004), ce qui suggère que la dynamique extensive responsable de la formation des bassins d'Unegt et de Zuunbayan ait au moins débuté vers ca. 145 Ma. Néanmoins, l'extension pourrait avoir débuté plus tôt En effet, Graham et al. (2001) ont obtenu un âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ à ca. 155 Ma à partir d'une biotite issue d'un niveau volcanique de la Formation sous-jacente de Sharilyn, qui est interprétée comme syn-rift (Graham et al., 2001 ; Johnson, 2004). Toutefois, cette formation n'a pas été observée aux alentours du massif de Dulaan Uul. L'âge Barremien-Hauterivien ou Aptien-Albien attribué à la Formation de Zuunbayan (Johnson, 2004 ; Prost, 2004) indique que la tectonique extensive se poursuit jusqu'au moins ca. 125 Ma. Bien que les âges des différentes formations syn-rifts restent encore peu contraints, la gamme d'âge ca. 155-125 Ma, qui peut-être attribuée à la tectonique extensive au sud de la Mongolie orientale, inclue celle de l'exhumation de dômes métamorphiques et la mise en place d'intrusions granitiques en contexte d'amincissement crustal, documentée dans les régions adjacentes (cf. ***chapitres 4 et 5***, Daoudene et al., 2011 ; soumis).

Durant cet événement extensif, la Faille Nord de Zuunbayan est caractérisée par un jeu normal (Fig. 6.27). Au nord, cette faille marque la bordure nord-ouest d'un graben basculé vers le sud-est (cf profils 93-69, Fig. 6.27). Au toit du socle, la largeur de ce graben est estimée à environ 12 km. En faisant l'hypothèse que les failles normales qui bordent ce graben soient conjuguées et aient à l'origine un pendage de l'ordre 60°, la croûte fragile à l'aplomb du graben devait avoir initialement une épaisseur proche de 10 km. En effet, la largeur initiale d'un graben dépend de la profondeur de la transition fragile-ductile dans la croûte (Allemand et Brun, 1991). Toutefois, la majeure partie des failles étant probablement listrique, les plus importantes (celles qui marquent les bordures du graben de la partie Nord du bassin de Zuunbayan, ainsi que celles qui délimitent probablement les grands blocs basculés déduits à partir du profil 93-69, Fig. 6.27) pourraient s'enraciner sur un niveau de décollement plat à une profondeur moindre. Ce niveau de décollement pourrait être la transition fragile-ductile durant l'extension. Néanmoins, une transition fragile-ductile aux alentours de 10 km de profondeur impliquerait une croûte fragile mince et donc une croûte chaude au moment de l'extension. En effet, d'autres régions du globe, marquées par une extension de type « horst et graben » affectant une lithosphère thermiquement normale (e.g. le graben du Rhin), sont

caractérisées par une croûte fragile dont l'épaisseur initiale est supérieure à ca. 15 km (cf. Fig. 1.6 du ***chapitre 1***). Dans son ensemble, la région du massif de Dulaan Uul apparaît néanmoins comme une zone de horsts et de grabens, sans évolution vers des géométries de type « metamorphic core complex ». Deux hypothèses peuvent être avancées : la région de Dulaan Uul a été affectée par une extension limitée, ou bien cette région est marquée par une lithosphère plus résistante que celle des domaines ou les dômes métamorphiques extensifs sont maintenant bien documentés en Mongolie orientale et dans les régions adjacentes.

4.3.2. Évolution post-extension

La base de la séquence post-rift, qui est composée par la Formation de Saynshand, est clairement indentifiable à la fois sur le terrain (Fig. 6.22b) et sur la plupart des profils sismiques (Fig. 6.27), où elle recoupe les formations déformées syn-rifts sous-jacentes. Cette discordance angulaire marquerait un épisode d'uplift et d'érosion du remplissage sédimentaires syn-rift, du à la réactivation des structures héritées de l'épisode extensifs (Jonhson, 2004, Prost, 2004). Cependant, aucune évidence claire de failles ayant joué en inverse avant le dépôt des séries post-rifts (i.e. Formation de Saynshand et formations plus récentes) n'a été observée sur les profils sismiques disponibles.

Bien que les profils sismiques montrent que les sédiments post-rifts sont généralement peu déformés et subhorizontaux, ils sont affectés par des failles et notamment la Faille Nord de Zuunbayan qui montre une cinématique inverse (Fig. 6.27). Contre cette faille, les formations post-rifts dessinent fréquemment avec les formations syn-rifts sous-jacentes des antiformes qui ont été aussi observés le long de la bordure nord-ouest du massif de Dulaan Uul (Fig. 6.13).

Au nord du bassin de Zuunbayan, Prost (2004) propose que l'axe de l'anticlinal de Zuunbayan soit parallèle à la Faille Nord de Zuunbayan. Toutefois, nos mesures structurales réalisées dans le bassin d'Unegt le long de la bordure nord-ouest du massif de Dulaan Uul (Fig. 6.13) suggèrent que l'antiforme qui affectent les Formations de Tsagaantsav (base des séries syn-rifts) et de Saynshand (base des séries post-rifts) présente un axe légèrement oblique par rapport à la Faille Nord de Zuunbayan. Cette caractéristique suggère que la Faille Nord de Zuunbayan a joué comme un décro-chevauchement senestre après le dépôt de la Formation cénomanienne de Saynshand. Cet épisode compressif d'orientation approximative NNE-SSO serait probablement à l'origine du basculement vers le sud-est des structures extensives observées dans le bassin de Zuunbayan (cf. profil 93-69, Fig. 6.27). Le fort

redressement des formations qui affleurent contre la Faille Nord de Zuunbayan (Fig 6.23) pourrait être lié à cet épisode tectonique tardif.

5. Conclusions

En conclusion, les analyses pétrologiques, structurales, géochronologiques et géophysiques montrent que :

- Le massif de Dulaan Uul est constitué d'un socle composé par des séries volcaniques et sédimentaires d'âge Paléozoïque supérieur, des intrusions de granitoïdes, le tout étant déformé et variablement métamorphisé, probablement durant un événement compressif au Trias moyen-supérieur.
- Le massif de Dulaan Uul n'a révélé aucune évidence d'une déformation ductile extensive.
- Le massif de Dulaan Uul est un paléorelief.
- La région apparaît comme un système de « horts et graben » affectant probablement une croûte continentale chaude.
- Les âges des dépôts syn-rifts suggèrent une tectonique extensive entre ca. 155 Ma et ca 125 Ma. Cette gamme d'âge inclue celle de l'exhumation des dômes métamorphiques extensifs et de la mise en place d'intrusions syn-extension, documentées ailleurs au Nord de l'Asie orientale.
- Enfin, l'extension est suivie par une inversion tectonique au Crétacé supérieur ou après.

PARTIE III

Implications géodynamiques et métallogéniques

Chapitre 7 :

L'extension Crétacé inférieur au Nord de l'Asie orientale et la cinématique du domaine paléo-Pacifique

Résumé

Les études structurales de trois objets représentatifs à l'échelle de la Mongolie orientale illustrent les modes de déformation qui ont affecté cette région durant un événement extensif majeur au Mésozoïque supérieur. Ces modes d'extension sont (1) l'exhumation de dômes métamorphiques (e.g. la chaîne d'Ereendavaa, cf. ***chapitres 3 et 4***), (2) la mise en place de laccolithes durant une dynamique d'amincissement crustal (e.g. les granites de Nartyn et d'Altanshiree, cf. ***chapitre 5***), et (3) la formation de systèmes de horsts et grabens (e.g. la région du massif de Dulaan Uul, cf. ***chapitre 6***). Les données géochronologiques disponibles suggèrent que l'extension a débuté vers 138 Ma. Aucune évidence structurale et métamorphique impliquant de l'épaississement crustal lié à une dynamique de collisions continentale, avant la tectonique extensive, n'a été raportée en Mongolie orientale. La suture Mongol-Okhotsk, qui s'étend depuis le centre de la Mongolie jusqu'en mer d'Okhotsk et qui est interprétée comme la trace d'un domaine océanique définitivement fermé vers la limite Jurassique-Crétacé, pourrait tout de même suggérer un épaississement crustal précédant la tectonique d'extension. Néanmoins, les dômes métamorphiques et les bassins extensifs sont distribués sur l'ensemble de la région. Leur répartition ne suggère pas une possible influence de la suture Mongol-Okhotsk en tant que limite convergente de plaques, ayant induit un épaississement crustal local. De plus, l'âge attribué pour le début de la tectonique extensive NO-SE coïncide avec des changements cinématiques majeurs du domaine paléo-Pacifique. En outre, durant cette période, la direction de la plaque Izanagi devient quasiment sub-parallèle à l'orientation de la marge continentale est-asiatique. Ainsi, nous proposons que l'extension qui affecte l'Asie orientale au Mésozoïque supérieur soit le résultat d'une diminution de la contrainte compressive vers 140 Ma, en bordure d'une lithosphère continentale anormalement chaude.

Early Cretaceous extension in northeastern Asia and Paleo-Pacific plate kinematics

Article (4) en prépation pour une revue à articles courts

Yannick Daoudene[1,2], Denis Gapais[1,2], Jean-Pascal Cogné[3], Gilles Ruffet[1,2]

[1] CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

[2] Université de Rennes 1, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

[3] IPGP et Université Paris Diderot, 75238 Paris cedex 05, France

Abstract

Structural studies of representative extensional structures in Mongolia outline three deformation modes that operated during late Mesozoic extensional event in eastern Asia: (1) metamorphic core complexes, (2) emplacement of laccoliths during crustal thinning, and (3) horst and graben systems. Geochronological data suggest that extension started at least at ~138 Ma. Field data do not provide arguments for pre-extension crustal thickening due to continental collisions. On the other hand, a feature that might suggest pre-extensional crustal thickening in eastern Mongolia is the Mongol-Okhotsk suture zone interpreted as the trace of an ocean closed at the Jurassic-Cretaceous transition. However, extensional tectonics is distributed throughout the region, without evidence of possible influence of the suture as a convergent plate boundary having induced local crustal thickening. On the other hand, the onset of extension appears to coincide with a major change in kinematics of the paleo-Pacific domain, from strongly to weakly oblique convergence of the Izanagi plate. Consequently, we propose that late Mesozoic extension in eastern Asia resulted from a drop in compressive stresses at the boundary of a hot continental lithosphere at ~140 Ma.

Keywords: eastern Mongolia, late Mesozoic extension, plate kinematics

1. Introduction

In late Mesozoic times, northeastern Asia was the locus of a major extensional event that extends from Transbaikalia in southern Siberia to northern China. Field evidence is first the occurrence of numerous NE-SW trending rift-type basins filled by sediments deposited in late Jurassic to early Cretaceous times (Watson et al., 1987; Traynor and Sladen, 1995; Ren et al., 2002; Meng, 2003) (Fig. 7.1a). In Transbaikalia, eastern Mongolia and northeastern China, some basins bound basement ranges that were recently interpreted as metamorphic core complexes (e.g. Davis et al., 1996, 2002; Webb et al., 1999; Liu et al., 2005; Donskaya et al., 2008; Daoudene et al., 2009; Charles et al., 2010).

On the other hand, a widespread magmatic activity occurred throughout northeastern Asia during the Mesozoic. In particular, a continuous magmatic activity has affected the whole region from early Jurassic to upper Cretaceous (e.g. Yarmolyuk and Kovalenko, 2001; Kovalenko et al., 2004; Wang et al., 2006; Jahn et al., 2009), with a peak around 130-120 Ma in northeastern China (Wu et al., 2005; Wang et al., 2006). Geochemical data showed that magmatism involved mantle-derived sources (e.g. Wu et al., 2003; Jahn et al., 2009).
Several models have been discussed to explain extension, in particular post-orogenic collapse (Webb et al., 1999; Zorin, 1999; Davis et al., 2002; Donskaya et al., 2008), back-arc extension related to paleo-Pacific plate subduction (Watson et al., 1987; Ratschbacher et al., 2000), lithospheric delamination (Lin and Wang, 2006), or combinations of various causes (Meng, 2003), possibly assisted by plume activity (Wu et al., 2005).

This paper brings new light on the first order causes of extension in northeastern Asia.

2. Modes of extension in eastern Mongolia

Extensional structures in eastern Mongolia are here exemplified through three representative objects illustrating different extension modes. For two of them, detailed structural and geochronological data are available in Daoudene et al. (2009, 2011, submitted).

The NE-SW trending Ereendavaa Range located in northeastern Mongolia is a metamorphic Core Complex (Fig. 7.1a) (Daoudene et al., 2009, 2011). To the northwest, the range is overlain by the upper Jurassic to lower Cretaceous Onon Basin (Fig. 7.1b). Below the basin, the upper part of the range consists of the Onon Shear Zone, a gently NW-dipping detachment marked by NW-SE trending lineations and top-to-the NW shear indicators.

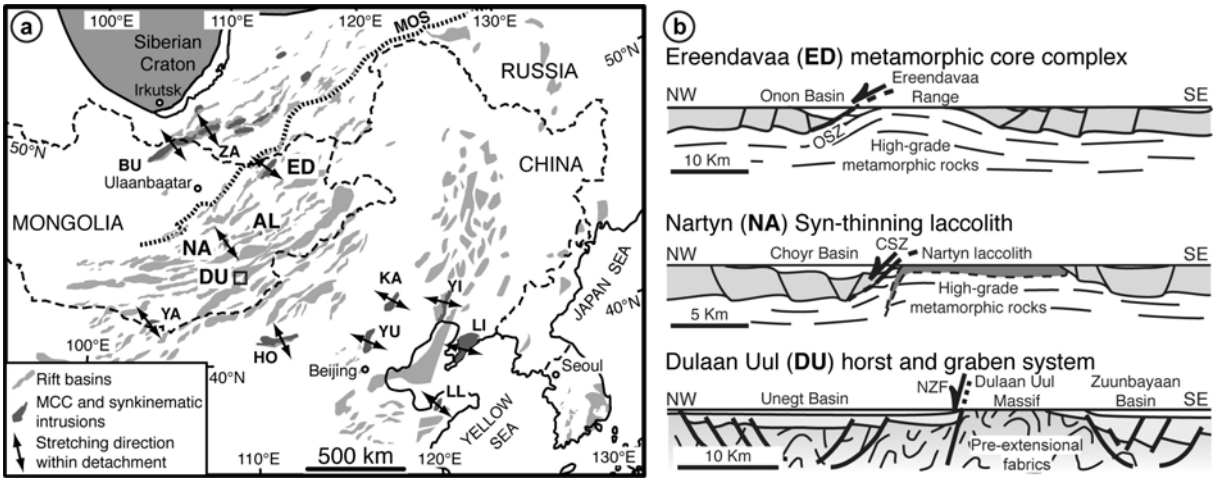


Fig. 7.1: (a) *Late Mesozoic extensional structures in eastern Asia. Metamorphic core complexes (MCC): BU Buteel-Burgutoy, ED Ereendavaa, HO Hohhot, KA Kalaqin, LI Lionan, LL Linglong YA Yagan-Onch Hayrhan, YI Yiwulüshan, YU Yunmengshan, ZA Zagan. AL Altanshiree area. MOS Mongol-Okhotsk suture. Arrows indicate extension directions. Extension is illustrated in (b) by three areas from eastern Mongolia: ED Ereendavaa Range, NA Nartyn massif, DU Dulaan Uul massif.* ***(b)*** *Schematic cross-sections through ED, NA and DU. OSZ Onon Shear Zone, CSZ Choyr Shear Zone, NZF North Zuunbayan Fault.*

In the central part of eastern Mongolia, the Nartyn and Altanshiree granites (Fig. 7.1a) appear as flat-lying syn-thinning laccoliths (Daoudene et al., submitted). The Nartyn granite was emplaced below the Choyr Shear Zone (Fig. 7.1b), a low-angle normal shear zone located at the interface between the Nartyn massif to the southeast and the overlying early Cretaceous Choyr basin to the northwest (Daoudene et al., 2009). Structural and geochronological data indicate that the Nartyn and Altanshiree granites emplaced during distributed thinning of the ductile crust (Fig. 7.1b) (Daoudene et al., submitted).

In southeastern Mongolia, the Dulaan Uul (or Tavan Har) massif (Fig. 7.1a) is mainly composed of volcanic and sedimentary units of Palaeozoic age (Lamb and Badarch, 1997; unpublished personal data). In contrast to the Ereendavaa and Nartyn regions, this area does not show field evidence of ductile extensional deformation. On the other hand, NE-SW normal faults are widespread throughout the basement of the range and below surrounding Mesozoic basins (Fig. 7.1b) (Johnson, 2004; Prost, 2004). The northwestern border of the massif is marked by the NE-SW trending North Zuunbayan strike-slip fault along which sinistral motions occurred prior to Late Jurassic times (Lamb et al., 1999; Webb and Johnson,

2006). This zone shows normal reactivation during late Jurassic to early Cretaceous times and was further reactivated later on (Johnson, 2004; Prost, 2004). Within surrounding basins, seismic data image tilted blocks coeval with deposits of upper-Jurassic to lower-Cretaceous detrital sediments sealed by upper-Cretaceous deposits (e.g. Johnson, 2004; Prost, 2004). Field observations show that the transition between the Paleozoic range and the Cretaceous basin consists of an unconformity, debris flows and lacustrine limestones lying on a basement erosion surface on top of a paleo-relief (Fig. 7.2). The Dulaan Uul area thus appears as a horst and graben system initiated during the late Jurassic.

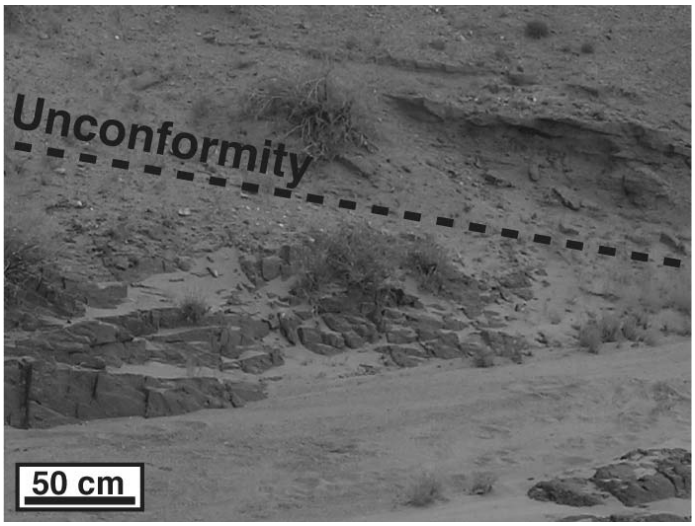


Fig. 7.2: *Photograph showing the unconformity between basement rocks of the Dulaan-Uul massif with steeply dipping foliation and overlying gently dipping basal deposits of lower Cretaceous detritals (location in Fig 7.1).*

3. Age of extension

Geochronological data concerning formations of metamorphic core complexes, emplacements of scarce syn-kinematic intrusions, and deposits of early syn-rift series (Fig. 7.3), provide robust constraints about the beginning of extension. An amphibole from the high-grade metamorphic core of the Ereendavaa metamorphic core complex has recorded a cooling $^{40}Ar/^{39}Ar$ age at ~138 Ma (Daoudene et al., 2011). This result is consistent with that from another amphibole sampled within the Choyr Shear Zone in the Nartyn area (Daoudene et al., submitted). Mica and amphibole $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages (Fig. 7.3) from the Onon and Choyr Shear Zones suggest that detachments formed in a rather narrow time range between 130 Ma and 125 Ma. This age range is consistent with ages from core complexes in Transbaikalia, northern Mongolia and northern China (between 134 Ma and 121 Ma for the Zagan and

Buteel core complexes, Donskaya et al., 2008; ~129-126 Ma for the Yagan-Onch Hayrhan core complex, Webb et al., 1999). In the Daqing Shan area, the Hohhot detachment might have formed prior to ~121 Ma (Davis et al., 2002). On the basis of $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of biotites from the Waziyu normal shear zone, the Yiwulüshan core complex was probably exhumed between ~130 Ma and 116 Ma (Zhang et al., 2003). On the other hand, the Louzidian normal shear zone that bounds the Kalaqin core complex to the East was dated at 133-126 Ma (Zhang et al., 2003). In the Yinshan belt, the Yunmengshan metamorphic core complex developed between 126 Ma and 116 Ma (Davis et al., 1996).

The time range 130-125 Ma that we attribute for the peak of detachment developments coincides with a peak of pluton emplacement documented in northeastern China (Wu et al., 2005). For some of them, structural data attest to syn-extension emplacement (Charles et al., 2010; Daoudene et al., submitted a) (Fig. 7.3).

The age of first syn-rift deposits within the late Mesozoic basins is poorly constrained. However, in southeastern Mongolia, early syn-rift sequences might have deposited since late Jurassic times (~155 Ma; Graham et al., 2001; Johnson, 2004; Prost, 2004), which would be consistent with onset of basin opening during crustal necking preceding exhumation of metamorphic core complexes (Fig. 7.3).

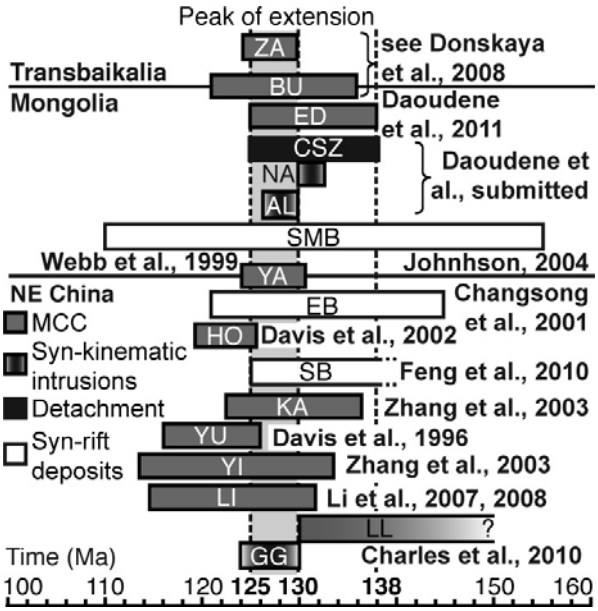


Fig. 7.3: *Available ages for exhumation of metamorphic core complexes (MCC), emplacement of syn-kinematic intrusions, and syn-rift deposits from northeastern Asia. Metamorphic core complexes: see Fig. 1 for further indications. NA Nartyn granite, AL Altanshiree granite, GG Guojialing granodiorite. CSZ Choyr Shear Zone. SMB Southeastern Mongolian basins, EB Erlian Basin, SB Songliao Basin. Completed after Daoudene et al. (submitted)*

4. Causes of extension

4.1. Post-orogenic collapse

Several authors have interpreted the late Mesozoic extension in northeastern Asia in terms of gravitational collapse of a lithosphere previously thickened and heated in an orogen (e.g. Webb et al., 1999; Zorin, 1999; Davis et al., 2002; Donskaya et al., 2008).

In eastern Mongolia, the main feature that attests to convergence between different crustal blocks, and thus to possible crustal thickening prior to extension, is the Mongol-Okhotsk suture zone that extends from central Mongolia to the Sea of Okhotsk in Far East Russia (Fig. 7.1a). This suture marks the closure of an oceanic domain in late Jurassic-early Cretaceous times (Cogné et al., 2005). Cogné et al. (2005) further suggested that final closure stages took place at ~140-135 Ma at an average relative velocity of 15 ± 11 cm/y, that is, very shortly before the beginning of extension.

Geological elements do not support extension due to collapse of a lithosphere previously thickened during the formation of a Mongol-Okhotsk orogen. Eastern Mongolia lacks of structural and metamorphic evidence of tectonic-induced thickening, such as thrusts and attached metamorphic jumps attesting to upper crust underthrust beneath deeper higher-grade units. At the scale of northeastern Asia, metamorphic core complexes and rift basins actually appear distributed. In Mongolia, extensional structures are located on both sides of the Mongol-Okhotsk suture zone (Fig. 7.1a), which emphasizes that both sutured plates underwent a comparable extension process. Actually, present available data show that metamorphic domains exposed in eastern Mongolia are lower to mid-crustal ones, reworked or not, during Mesozoic extension, and that no geometric correlation exists between the suture and the extensional event.

4.2. Kinematics of the paleo-Pacific domain

During upper-Jurassic and lower-Cretaceous times, several major events have occurred in the Pacific area, such as changes in plate kinematics (see Maruyama and Seno, 1986; Maruyama et al., 1997), in hot spot distributions (see Smith, 2007), and in geometries of triple plate junctions (Norton, 2007). In particular, the Izanagi plate subducted below northeastern Asia was marked by a major kinematic change, from quasi orthogonal to slightly oblique convergence with respect to the continental margin, probably accompanied by an

increase in convergence rates from 5 cm/y to 20 cm/y (Engebretson et al., 1985) or even up to 30 cm/y (Maruyama and Seno, 1986; Maruyama et al., 1997) (Fig. 7.4). This change occurred after 150 Ma (Maruyama et al., 1997), most probably around ~140-135 Ma (Maruyama and Seno, 1986; Maruyama et al., 1997). Consistently, substantial sinistral wrench motions occurred along major NS and NNE-SSW directed shear zones at the vicinity of the continental margin since ~150 Ma (e.g. Wang and Lu, 2000; Zhu et al., 2005; Cheong et al., 2006; Mercier et al., 2007). Then, magmatic activity appears to concentrate along the plate margin (Fig. 7.4). These kinematic changes are consistent with paleomagnetic estimates of closure of the Mongol-Okhotsk ocean (Cogné et al. 2005), both in age at ~140-135 Ma and in velocity between Siberia and northeastern Asia, estimated at 15 ± 11 cm/y (Fig. 7.4a). Thus, velocity between the Izanagi plate and Siberia would amount to a total of ~20 cm/y during closure, consistent with the relative 20-30 cm/y reached between these two plates after closure (Fig. 7.4b).

The change in kinematics of the Izanagi plate might be associated with a 24° clockwise rotation of the Izanagi-Pacific ridge ~149-146 Ma (Sager et al., 1988). The formation of the Shatsky rise at the triple Junction of Farallon, Izanagi and Pacific plates at ~143-140 Ma (e.g. Nakanishi et al., 1999; Sager, 2005) falls also in a comparable time range.

4.3. A model for extension

The above features emphasize that the onset of late Mesozoic extension in northeastern Asia may be related in time to Pacific kinematics. We further infer that the decrease in the component of orthogonal motion of the Izanagi plate along northeastern Asia may have led to an increase in subduction dip, thus favoring roll back and allowing continental extension (Fig. 7.4b). The closure of the Mongol-Okhotsk ocean implying a retreat of overall SW-NE subduction activities in the area, may have further enhanced continental extension.

It has been proposed that the northeastern Asia continental margin underwent substantial delamination during Mesozoic times, (Lin and Wang, 2006). The age of a possible delamination is not constrained but might be highlighted by the peak of pluton emplacements along the margin ~130-120 Ma (Wu et al., 2005). Whatever delamination occurred or not, it should have favored crustal extension permitted by the change in plate kinematics.

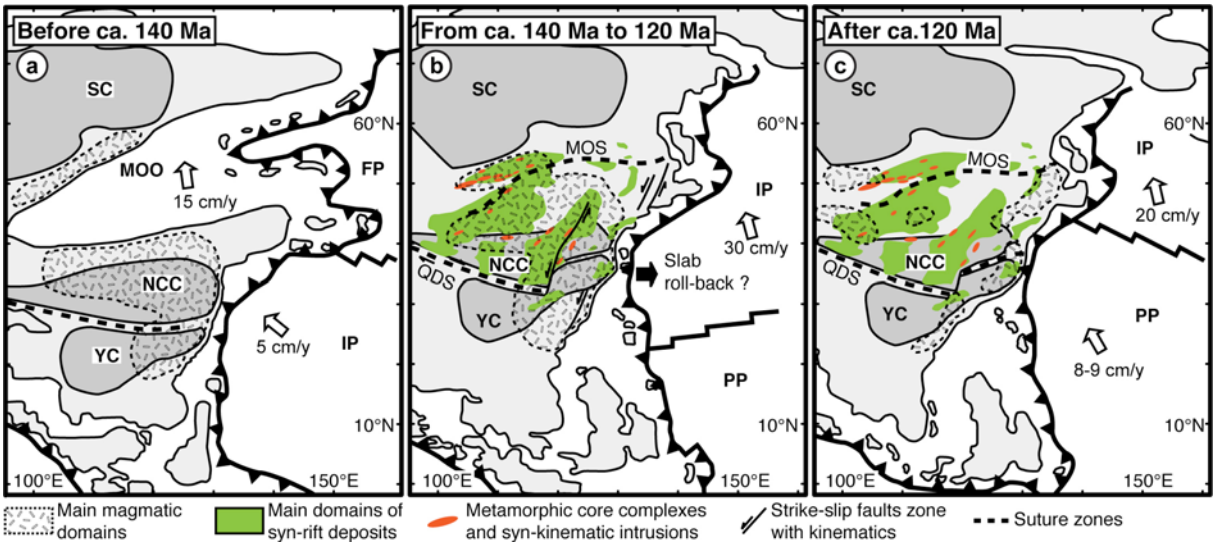


Fig. 7.4: *Time and kinematic relationships between NW-SE directed extension in northeastern Asia and kinematics of the paleo-Pacific domain (modified after Maruyama et al., 1997).* ***(a)*** *Pre-extensional setting (width of Mongol-Okhotsk Ocean (MOO) at 140 Ma and inferred closure velocity after Cogné et al., 2005).* ***(b)*** *Syn-extensional setting.* ***(c)*** *Post-extensional setting. NCC North China craton, SC Siberian craton, YC Yangtze craton, MOS Mongol-Okhostk suture, QDS Qinling-Dabie Shan suture zone, FP Farallon plate, IP Izanagi plate, PP Pacific plate.*

A good candidate for boundary conditions of the extended region is the Siberian Craton to the NW (Fig. 7.1a). To the SW the Qinling-Dabie Shan area might have constituted a lateral segment of the boundary of the extended region. In this area, pull-apart basins opened along dextral WWN-SSE strike-slip faults (Vincent and Allen, 1999) contemporaneous with early Cretaceous dextral motion along the NW-SE directed Tongbai shear zone located at the southwestern boundary of the Qinling-Dabie (Ratschbacher et al., 2003). To our knowledge, no upper Mesozoic extension has been reported to the SW of the Qinling-Dabie Shan area.

Magmatism involving mantle components has been widespread in northeastern Asia from late Jurassic times (e.g. Yarmolyuk and Kovalenko, 2001; Kovalenko et al., 2004; Wang et al., 2006; Jahn et al., 2009). Reasons are still unknown, although some authors have suggested possible hot spot activity under eastern and central Mongolia (Yarmolyuk and Kovalenko, 2001). Whatever the cause, all magmatic lines of evidence indicate that the northeastern Asian lithosphere was abnormally hot before extension. The important magmatism that marked the region may have contributed to significant crustal thickening,

thus further favoring extension. Before ~140 Ma, the hot lithosphere of eastern Asia was locked between the Siberian Craton to the North, the huge landmass that constitutes the western part of the Eurasian continent to the West, the north-south convergence between Tibet and Eurasia to the southwest, and the high-angle convergence of the Izanagi plate.

5. Conclusions

Structural patterns in eastern Mongolia confirm the regional-scale distribution of the late Mesozoic extension throughout northeastern Asia. Together with those reported in adjacent areas, they suggest that extension was associated with a change in far field conditions rather than with post-collisional collapse. From available geochronological data, we propose that extension started ~140 Ma and should be correlated with a major shift of the convergence direction between the Asian continent and the Izanagi oceanic plate. We conclude that a decrease in the convergence component at the eastern margin of the Eurasian continent might have triggered the spreading of the abnormally hot northeastern Asian lithosphere previously inhibited by constraining boundary conditions.

Chapitre 8 :

Implications métallogéniques

Résumé

L'extension d'âge Mésozoïque supérieur apparaît comme le dernier événement tectonique et thermique d'ampleur régionale qui a affecté la Mongolie orientale. Dans cette région, de nombreuses synthèses métallogéniques ont relié la plupart des événements minéralisateurs à l'accrétion nord-sud de la Ceinture Orogéniques d'Asie Centrale qui a eu lieu principalement au Paléozoïque. En revanche, peu d'études ont contraint l'évolution des gîtes miniers qui semblent intimement liés à la tectonique extensive qui succède. C'est le cas des gîtes uranifères.

En aval de ce travail, focalisé sur l'extension du Mésozoïque supérieur en Mongolie orientale, l'objectif est ici d'illustrer, à partir d'évidences de terrain et de résultats géochronologiques discutés dans les chapitres précédents, que cet événement majeur a été accompagné par une intense circulation de fluides dans tous les niveaux de la croûte.

En effet, dans les trois principaux secteurs d'études (i.e. la chaîne d'Ereendavaa, la région de Nartyn et le massif de Dulaan Uul), le socle est marqué par la présence de nombreux filons de pegmatite et/ou des veines de quartz et de calcite. En outre, les sédiments d'âge crétacé inférieur qui caractérisent la base du remplissage syn-rift de bassins extensifs sus-jacents sont aussi marqués par une grande densité de veines. De plus, des spectres d'âge obtenus à partir d'analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles prélevés dans la chaîne d'Ereendavaa et dans le massif de Nartyn suggèrent des perturbations liées à l'interaction avec des fluides durant l'extension.

Au Mésozoïque supérieur, ces fluides ont probablement plusieurs origines : déshydrations métamorphiques, fusion de la croûte profonde et mise en place d'intrusions magmatiques. Ces fluides auraient pu mobiliser l'uranium des roches magmatiques qui sont largement répandues dans le socle en Mongolie orientale. Les transferts de fluides minéralisés vers les bassins extensifs auraient été en outre facilités par les zones de cisaillement syn-extensives, mais aussi par les failles normales néoformées et les structures héritées d'événements plus précoces. Ensuite, l'uranium présent dans les bassins a pu être remobilisé via des interactions fluides-roches dans les sédiments détritiques de bassins extensifs.

1. Introduction

L'exploration minière de la Mongolie a débuté dans les années 1960, principalement par des équipes de géologues soviétiques. Depuis, les différentes campagnes ont conduit à la découverte d'environ 400 gîtes miniers à potentiel économique et dont 160 étaient en exploitation en 2005 (Lescuyer et al., 2005). Les principales ressources minières de la Mongolie sont la fluorine, le cuivre, l'or, le molybdène, l'uranium, le plomb, le zinc, l'étain et le tungstène. En outre, la Mongolie possède de vastes réserves de charbon, mais aussi des hydrocarbures, confinées dans les bassins extensifs du Mésozoïque supérieur (e.g. Traynor et Sladen, 1995 ; Dill et al., 2004 ; Johnson, 2004 ; Prost, 2004).

Depuis les années 1990, les avancées sur la compréhension de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale ont permis la floraison de nombreuses synthèses métallogéniques. Elles ont principalement privilégié la succession d'événements minéralisateurs ayant eu lieu avant ou pendant l'accrétion de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale (e.g. Kovalenko et al., 1984 ; 2001 ; Tcherbakov et al., 1986 ; Dejidmaa, 1996 ; Sillitoe et al., 1996). En revanche, rares sont les études qui se sont attachées à fournir un cadre géotectonique concernant les minéralisations post-accrétionnaires, telles que celles liées aux gîtes uranifères.

Au Mésozoïque supérieur, la Mongolie orientale est caractérisée par un régime tectonique extensif, se matérialisant par l'exhumation de dômes métamorphiques, la mise en place de granites syn-cinématiques et la formation de systèmes de type horst et graben (***Chapitre 7***). Le caractère diffus des déformations observées à l'échelle de la région affectée et les évidences d'une activité magmatique importante dès le Jurassique supérieur (e.g. Yarmolyuk, 1998 ;Yarmolyuk et Kovalenko, 2001 ; Kovalenko et al., 2004 ; Jahn et al., 2009) suggèrent que la lithosphère à l'aplomb de la Mongolie orientale était particulièrement chaude avant et pendant la tectonique extensive. Dans de telles conditions, des fluides magmatiques et métamorphiques ont probablement circulé dans la croûte. De plus, en raison de leur répartition, certaines minéralisations semblent intimement liées à l'évolution tectonique de la Mongolie orientale et des régions adjacentes au Mésozoïque supérieur. C'est le cas par exemple de la fluorine et de l'uranium.

Ainsi, en aval du cadre géodynamique, ce travail a pour objectif d'illustrer, par le biais d'observations de terrains et de résultats géochronologiques précédemment discutés, que la tectonique extensive du Mésozoïque supérieur s'accompagne d'une intense circulation de

fluides magmatiques et métamorphiques à différents niveaux de la croûte. Ces fluides pourraient avoir contribué à une première mobilisation et aux transports de certains éléments dont l'uranium.

2. Bref rappel sur l'évolution tectonique de la Mongolie orientale

La Mongolie est située au cœur de la Ceinture Orogénique d'Asie Central (ou Altaïdes) qui se serait formée du Néoproterozoïque au Permien-Trias (e.g. Zonenshain et al., 1990 ; Hsü et al., 1991 ; Mossakovsky et al., 1993 ; Sengör et al., 1993 ; Sengör et Natal'in, 1996 ; Yakubschuk et al., 2001 ; Badarch et al., 2002 ; Khain et al., 2002 ; Xiao et al., 2003 ; Windley et al., 2007 ; Chen et al., 2009). Sur l'architecture géologique héritée de cette période de convergence nord-sud, se surimposent des structures extensives (i.e. dômes métamorphiques, mise en place de granites syn-cinématiques, et systèmes de horsts et de grabens) qui se sont développées durant un événement extensif NO-SE au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Parallèlement, la Mongolie orientale est renommée pour ces nombreuses intrusions granitiques et coulées volcaniques bimodales (rhyolite et basalte), d'âge phanérozoïque et dont la majorité montre un caractère juvénile (Kovalenko et al., 1996 ; Jahn et al., 2000a,b ; 2004 ; 2009 ; Wu et al., 2000 ; 2002). Trois principaux pics d'activité magmatique se détachent en Mongolie orientale (e.g. Jahn et al., 2009 ; Reichow et al., 2010) : Permien inférieur[1], Trias moyen-supérieur, et Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Jahn et al. (2009) ont montré que les intrusions granitiques mises en place durant ces trois périodes d'activité magmatique sont caractérisées par des compositions chimiques similaires. De plus, à partir d'évidences géochimiques et structurales, Jahn et al. (2009) ont proposé que ces granitoïdes ont été produits à partir d'une source dérivée d'un manteau enrichi.

[1] *Bien que non discutées dans les chapitres qui précèdent, des datations U-Pb sur zircons et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas issus d'échantillons magmatiques et métamorphiques prélevés dans les régions d'Altanshiree et de Nartyn confirment une activité magmatique au centre de la Mongolie orientale au Permien inférieur (voir annexe 4).*

3. Cadre métallogénique de la Mongolie orientale

3.1. Ressources minérales et énergétiques.

Les campagnes d'exploration menées depuis les années 1960, dans un premier temps par des équipes russo-mongoles (e.g. Kovalenko et al., 1984 ; 2001 ; Tcherbakov et al., 1986 ; Dejidmaa, 1996), puis plus récemment par des équipes de géologues occidentaux (e.g. Silitoe et al., 1996 ; Lescuyer et al., 2005 ; Bouchot et al., 2006), ont permis de mettre en évidence une répartition des gîtes miniers en districts relativement bien définis. Ainsi en Mongolie orientale, des ceintures de minéralisation en fluorine, en or et en uranium sont documentées (e.g. Lescuyer et al., 2005) (Fig. 8.1).

En Mongolie orientale, Lescuyer et al. (2005) ont identifié quatre événements métallogéniques successifs :

- Le premier au Paléozoïque supérieur reste encore géochronologiquement mal défini. Il s'exprime par la mise en place de stockwerks aurifères dans des séries gréso-pélitiques plissées, de façon probablement synchrone de la mise en place d'intrusions granitiques d'âge Carbonifère.
- Le deuxième événement est cuprifère. Il est associé à des intrusions porphyriques permo-triasiques, localisées principalement au nord de la Mongolie.
- Le troisième événement à étain-tungstène et or est lié à la mise en place d'intrusions granitiques au Trias supérieur-Jurassique inférieur.
- Enfin, le quatrième événement, au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, se caractérise par la présence de gîtes aurifères épithermaux (Fig. 8.1). Des gîtes aurifères d'âge comparable, formés entre 130 Ma et 120 Ma, sont reconnus au sud-est du craton sibérien et à l'est du craton nord chinois (e.g. Goldfarb et al., 2007). Par exemple, dans péninsule de Jiaodong le long de la côte nord-est chinoise, l'or se présente dans des veines de quartz formées entre 126 Ma et 120 Ma, dans des roches variées du craton nord chinois (Wang et al., 1998). Au nord, dans la partie sud-est du craton sibérien, des gîtes aurifères formés vers 130 Ma sont distribués dans des roches archéennes et des granitoïdes paléoprotérozoïques (Moiseenko et al., 1997 ; 1999).

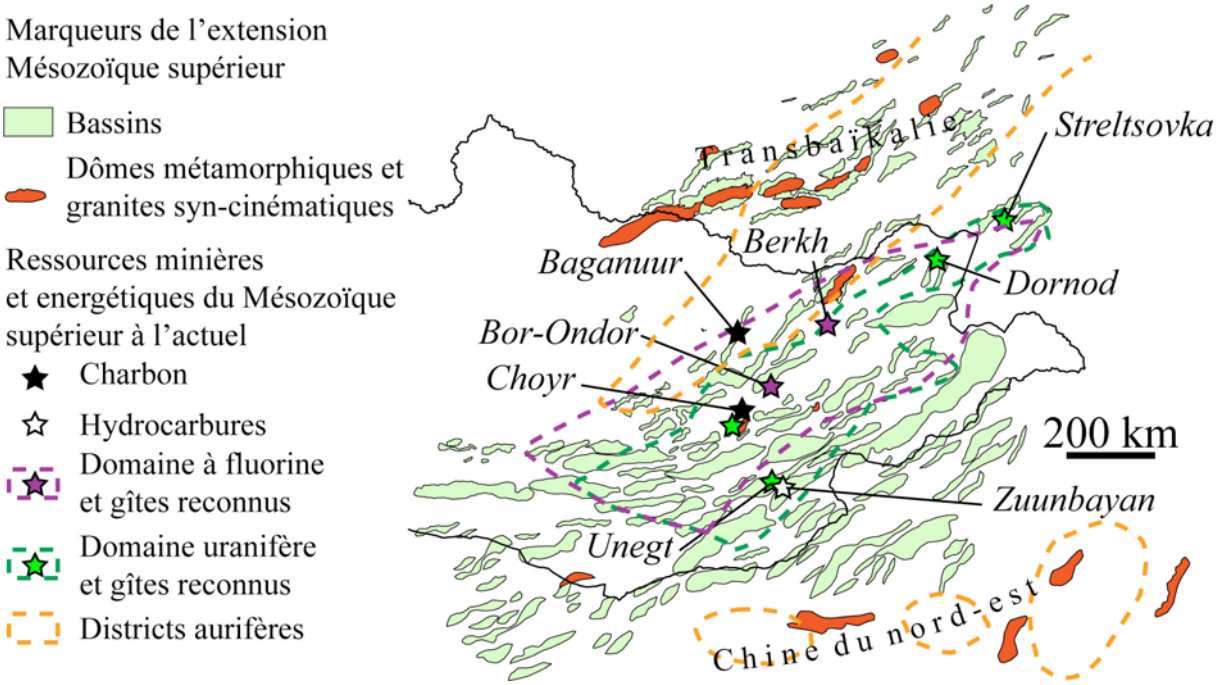


Fig. 8.1 : *Carte de la Mongolie orientale et des régions adjacentes montrant la relation spatiale entre les marqueurs de la tectonique extensive du Mésozoïque supérieur et les ressources minières et énergétiques réputées d'âge mésozoïque supérieur à actuel (modifiée d'après Lescuyer et al., 2005).*

Ce quatrième événement aurifère est accompagné par la formation de nombreuses minéralisations à fluorine épithermale, qui se présentent sous forme de veines de quartz ou dans des zones brèchifiées. Les gîtes à fluorine qui sont d'âge Crétacé inférieur sont principalement distribuées au centre de la Mongolie orientale (Lkhamsuren et Hamasaki, 1998). Parmi les gîtes à fluorine les plus remarquables de Mongolie orientale, peuvent être cités le site de Bör-Ondör au nord-est du massif de Nartyn et le site de Berkh localisé dans le prolongement méridional de la chaîne d'Ereendavaa (Fig. 8.1). Parallèlement aux minéralisations à or et en fluorine, les sédiments d'âge Crétacé inférieur qui caractérisent une partie du remplissage des bassins extensifs contiennent du charbon et des hydrocarbures (e.g. Traynor et Sladen, 1995 ; Graham et al., 2001 ; Johnson, 2004 ; Prost, 2004 ; Dill et al., 2006, Davaa, 2010) (Fig. 8.1).

3.2. L'uranium

La majeure partie des gîtes uranifères en Mongolie orientale est rattachée à des événements d'âges Mésozoïque ou Cénozoïque (S. Hocquet, communication personnelle). Les concentrations primaires sont hydrothermales et réputées mésozoïques, alors que la re-concentration avec des minéralisations épigénitiques est cénozoïque.

En Mongolie orientale, la métallogénie uranifère se divise en quatre grandes phases :

- Une phase triasique liée à la mise en place de plutons granitiques principalement au centre du territoire mongol.
- Une phase d'âge Jurassique supérieur, liée à la formation de coulées volcaniques ultra-acides, distribuées dans la partie sud-est de la Mongolie. Néanmoins, ce volcanisme a affecté aussi la région transbaïkale et le nord de la Mongolie, où il est associé à la formation de caldéras (gisements de Streltskova et de Dornod, Fig. 8.1 ; e.g. Chabiron et al., 2001 ; 2003 ; Dahlkamp, 2009).
- Une phase d'âge Crétacé inférieur, associée à la formation des bassins extensifs. Le remplissage volcano-détritique serait localement caractérisé par la présence d'uranium se concentrant sur de la matière organique, sans former de véritables gîtes (probablement le cas du bassin de Choyr, Fig. 8.1).
- Enfin, une phase d'âge Crétacé supérieur, marquée par un stade d'érosion. Les produits de démantèlement se sont accumulés dans de vastes dépressions au sud de la Mongolie orientale. Les séries sédimentaires associées peuvent contenir des stocks conséquents d'uranium (e.g., bassin d'Unegt, Fig. 8.1).

4. Les évidences de circulation de fluides en Mongolie orientale

4.1. Evidences de terrain

Des observations de terrain réalisées dans les trois principaux secteurs d'études de ce travail suggèrent que la tectonique extensive du Mésozoïque supérieur a été accompagnée d'une intense circulation de fluides magmatiques et/ou métamorphiques.

4.1.1. Le dôme métamorphique d'Ereendaavaa

Au nord de la Mongolie orientale, la zone de cisaillement de l'Onon, qui délimite à l'ouest le dôme métamorphique extensif d'Ereendavaa, contient de nombreux filons de pegmatite (Fig. 8.2a), dont certains ont été interprétés comme s'étant mis en place durant

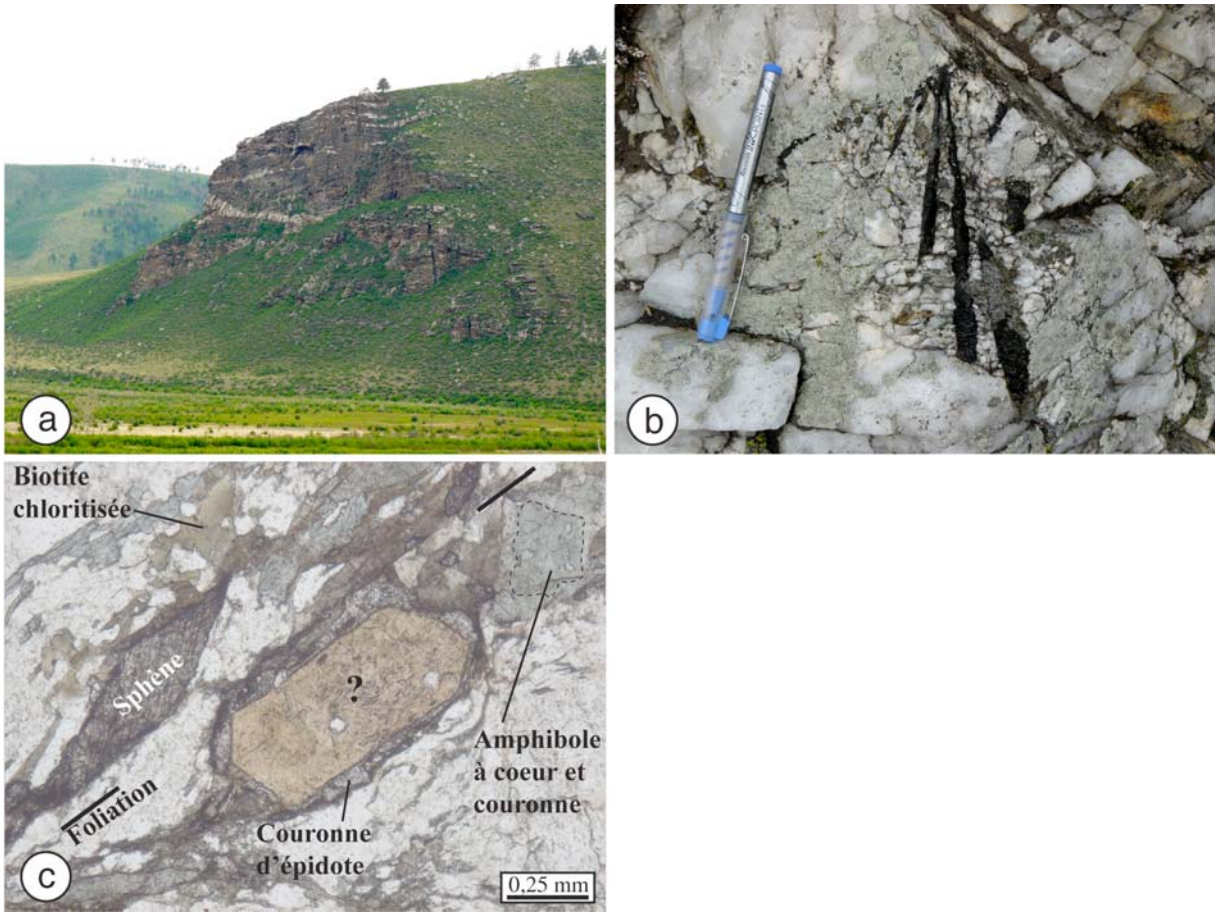


Fig. 8.2 : *Quelques observations de terrains impliquant des circulations de fluides magmatiques et/ou métamorphiques dans la zone de cisaillement de l'Onon.* ***(a)*** *Nombreux filons de pegmatite dans la zone de cisaillement de l'Onon.* ***(b)*** *Filon de quartz de la zone de cisaillement de l'Onon, montrant la présence de tourmalines automorphes pluri-centimétriques.* ***(c)*** *Photographie d'une lame mince en lumière polarisée non analysée d'un orthogneiss prélevé dans la zone de cisaillement de l'Onon.*

l'exhumation de la chaîne (***chapitre 3***; Daoudene et al., 2009). Certains des filons contiennent de très imposants cristaux automorphes de tourmaline (Fig. 8.2b), ainsi que du grenat. Une telle quantité de filons de pegmatite suggère que la zone de cisaillement de l'Onon a été le lieu privilégié d'une importante circulation de fluides magmatiques durant son fonctionnement. Ceci pourrait expliquer que les orthogneiss, qui affleurent le long de la zone de cisaillement de l'Onon, contiennent fréquemment de nombreux sphènes automorphes et alignées dans la foliation, de l'épidote se présentant sous forme de patchs ou de couronnes autour de minéraux lourds indifférenciés, des biotites chloritisées, et des amphiboles

caractérisées par des coeurs vert sombres (à la composition chimique probablement proche de celle de l'hornblende) et des couronnes vert claires (à la composition chimique probablement proche de celle de l'actinote) (Fig. 8.2c et voir ***chapitre 3***). Cette caractéristique des amphiboles, qui n'a pas été observée dans le cœur de la chaîne d'Ereendavaa, suggère deux générations. La première génération est héritée et matérialisée par les cœurs, alors que la deuxième génération est associée aux couronnes et serait probablement le résultat d'un processus de (re)cristallisation en raison de circulations de fluides métamorphiques et/ou magmatiques dans la zone de cisaillement de l'Onon.

4.1.2. Les régions de Nartyn et d'Altanshiree

À l'instar de la zone de cisaillement de l'Onon, celle de Choyr, qui marque l'interface entre le massif de Nartyn et le bassin crétacé inférieur sus-jacent de Choyr, contient un très grand nombre de filons de pegmatite. Certains de ces filons sont caractérisés par la présence de fluorine (Fig. 8.3a et voir Fig. 5.2 du ***chapitre 5***). De plus, le long de cette zone de cisaillement, des veines de quartz de tailles centimétriques sont répandues, particulièrement dans les parties sommitales caractérisées par des brèches tectoniques (Fig. 8.3b). Certaines veines contiennent aussi de la fluorine. Sous la zone de cisaillement de Choyr, la bordure du granite de Nartyn est caractérisée par des fabriques acquises à l'état solide (voir ***chapitre 5*** ; Daoudene et al., soumis). Ici, le granite folié contient localement une très grande quantité de petits cristaux cubiques de sulfures (probablement de la pyrite, Fig. 8.3c). Des cristaux comparables ont aussi été observés dans des orthogneiss mylonitiques de la zone de cisaillement sus-jacente (Fig. 8.3d). Ces minéraux ont probablement cristallisé durant les derniers stades du fonctionnement de la zone de cisaillement. Les parties internes du granite de Nartyn sont également marquées par la présence de nombreux filons de pegmatites et de veines de quartz (Fig. 8.3e). Certaines veines de quartz ont des épaisseurs métriques et elles recoupent le granite de Nartyn sur des distances pouvant atteindre plusieurs kilomètres. Par ailleurs, ces veines contiennent fréquemment de la fluorine. Enfin, les métasédiments peu métamorphiques (i.e. marbres et quartzites) du socle encaissant du granite de Nartyn présentent des minéralisations à fluorine, qui font souvent l'objet d'exploitations artisanales.

Le granite d'Altanshiree localisé à environ 140 km contient des faciès leucocrates qui se caractérisent fréquemment par des minéralisations à fluorine.

Fig. 8.3 : *Observations de terrains impliquant des circulations de fluides magmatiques et métamorphiques dans la région de Nartyn.* ***(a)*** *Filon de pegmatite à fluorine dans la zone de cisaillement de Choyr.* ***(b)*** *Veine de quartz dans les brèches tectoniques de la zone de cisaillement de Choyr.* ***(c)*** *Petits cristaux cubiques et autormorphes de sulfure (probablement de la pyrite) observés dans la bordure ouest du granite de Nartyn.* ***(d)*** *Petits cristaux cubiques et autormophes de sulfure (probablement de la pyrite) dans des orthogneiss mylonitiques de la zone de cisaillement de Choyr.* ***(e)*** *Veine de quartz observée au cœur du granite de Nartyn. Cette veine présente une épaisseur de plusieurs mètres et peut être suivie sur une distance d'environ 5 km.*

4.1.3. La région de Dulaan Uul

Lors de l'événement extensif au Mésozoïque supérieur, le socle du massif de Dulaan Uul était à l'affleurement. Ce socle montre tout de même des évidences de circulation de fluides, car les roches du massif sont affectées par de nombreuses veines de quartz et de calcite. Bien qu'aucun indice ne permet d'estimer l'âge de ces veines, toutes les structures affectant le socle sont recoupées par les veines, qui ont donc été formées tardivement dans l'histoire du massif.

En discordance sur les roches déformées du socle, la Formation crétacé inférieur de Tsagaantsav contient localement de nombreuses veines remplies par du matériel siliceux amorphe (Fig. 8.4a), qui pourrait être de la calcédoine (Fig. 8.4b). En outre, des veines de calcite ont été fréquemment observées dans cette formation, ainsi que dans la Formation sus-jacente de Zuunbayan (voir Fig. 6.25 du ***chapitre 6***). Certaines de ces veines constituent d'ailleurs le remplissage de petites failles normales syn-sédimentaires. Nos observations de terrain suggèrent que la Formation de Tsagaantsav présente une densité de veines plus importante que la Formation sus-jacente de Zuunbayan.

Au contact de la Faille Nord de Zuunbayan, les Formations de Tsagaantsav et de Zuunbayan sont fortement redressées et montrent une grande densité de veines (Fig. 8.4c).

4.2. Arguments géochronologiques

L'utilisation de données géochronologiques pour argumenter des circulations de fluides est inhabituelle. Cependant, en l'absence de caractérisations pétro-géochimiques spécifiques de ces circulations (isotopes stables de l'oxygène par exemple), de telles données peuvent fournir une information précieuse pour argumenter les intéractions fluides-roches. Ainsi, parmi les résultats géochronologiques présentés dans les chapitres précédents, certains montrent clairement des perturbations qui peuvent être attribuées à des interactions avec des fluides. C'est en particulier le cas de certaines analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ réalisées sur des micas et des amphiboles issus des régions d'Ereendavaa et de Nartyn.

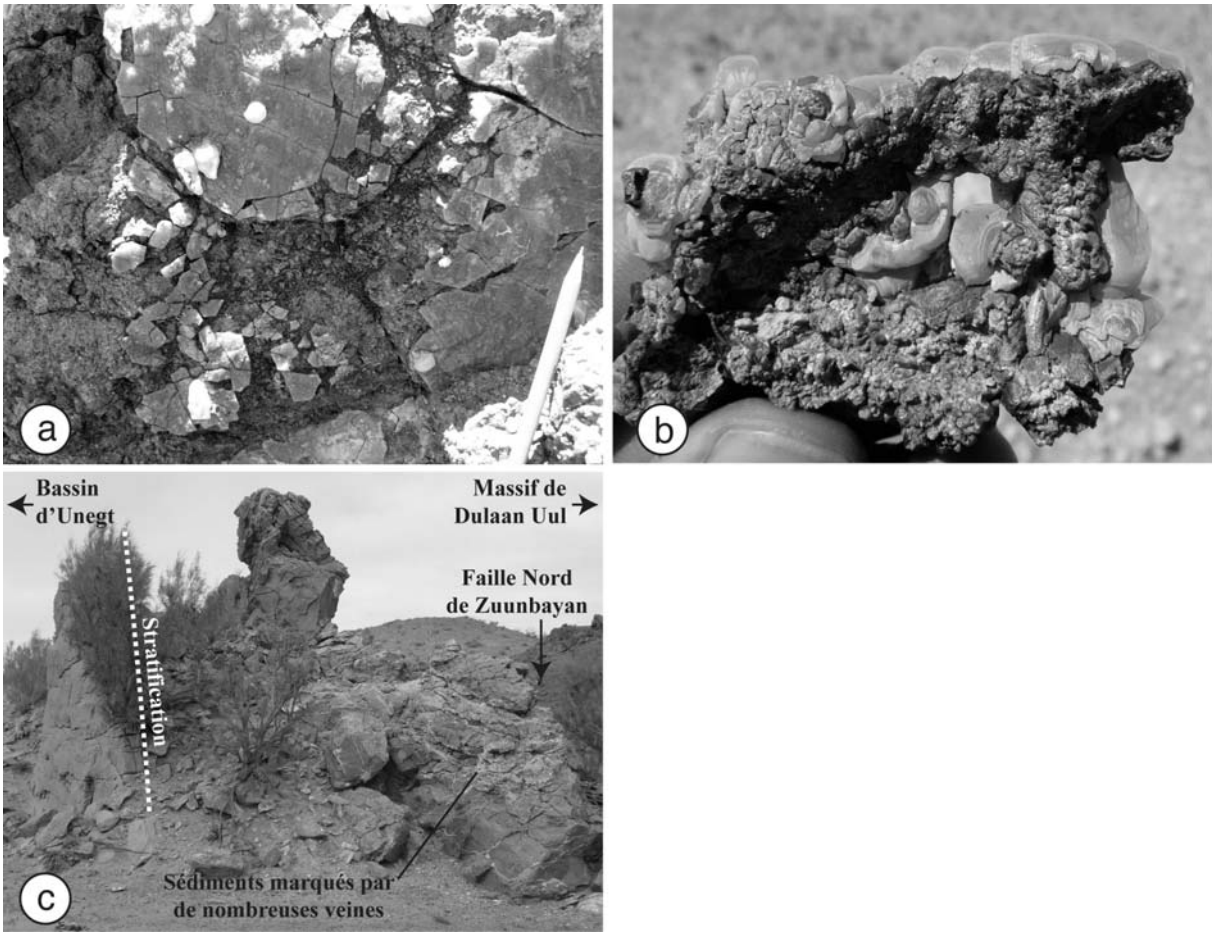


Fig. 8.4 : *Observations de terrains impliquant des circulations de fluides dans les sédiments crétacé inférieur du pourtour du massif de Dulaan Uul.* ***(a)*** *Plan de fracture verticale dans la Formation de Tsagaantsav, caractérisé par un placage de matériel siliceux.* ***(b)*** *Fragment d'une fracture au remplissage siliceux amorphe (probablement de la calcédoine) dans la Formation de Tsagaantsav.* ***(c)*** *Formation de Zuunbayan au contact de la Faille Nord de Zuunbayan. Les sédiments gréseux les plus proches du contact sont marqués par la présence de nombreuses veines de quartz ou de calcite*

4.2.1. Le dôme métamorphique d'Ereendavaa

Dans la zone de cisaillement de l'Onon, deux amphiboles ont fourni des âges plateaux $^{40}Ar/^{39}Ar$ vers 131-129 Ma, ca. 7-9 Ma plus jeunes que celui obtenu à partir d'une amphibole issue du cœur de la chaîne d'Ereendavaa (voir Fig. 4.7 du ***chapitre 4***). Les âges des deux amphiboles les plus récentes ont été interprétés comme étant ceux d'un processus de recristallisation (voir ***chapitre 4***). L'argument avancé est que l'analyse $^{40}Ar/^{39}Ar$ d'une troisième amphibole issue d'un orthogneiss de la zone de cisaillement a fourni un spectre

d'âges montrant un fort héritage avant ca. 206 Ma, et au contraire une perturbation limitée après ca. 166 Ma. Ceci suggère effectivement que les âges les plus récents obtenus à partir des amphiboles de la zone de cisaillement ne reflètent pas un processus de refroidissement, mais marquent plutôt de la recristallisation sous l'influence de fluides. La présence de fluides explique aussi que la plupart des biotites prélevées dans la zone de cisaillement de l'Onon soient fréquemment chloritisées, rendant inexploitable la plupart des spectres d'âges obtenus à partir des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$. Enfin, pour les muscovites et les biotites de la zone de cisaillement de l'Onon et dont les résultats ont pu être exploités, des âges plateaux pratiquement concordants et distribués entre ca. 127 Ma et ca. 125 Ma ont été obtenus. Plus que du refroidissement, cette concordance des âges micas suggère plutôt une (re)cristallisation dans les derniers stade du développement de la zone de cisaillement en raison, soit de la déformation, soit de circulation de fluides (voir ***chapitre 4***).

4.2.2. La région du massif de Nartyn

Les analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ des muscovites issues de la zone de cisaillement de Choyr ont fourni des âges plateaux compris entre ca. 130 Ma et 125 Ma (Fig. 5.19 du ***chapitre 5***). Cette gamme de temps de 5 Ma indiquerait un mélange entre deux pôles : le plus ancien vers 130 Ma pourrait être associé à une fermeture du système isotopique durant le refroidissement des roches de la zone de cisaillement ; le pôle le plus récent vers 125 Ma suggèrerait une réouverture partielle du système isotopique en raison de l'interaction avec des fluides durant les derniers stades du fonctionnement de la zone de cisaillement de Choyr. Cette hypothèse est cohérente avec la forme en selle des spectres d'âges de certaines muscovites prélévées dans cette zone de cisaillement (voir Fig. 5.19a et d du ***chapitre 5*** et le texte associé pour plus d'explication). En outre, deux amphiboles prélevées dans la zone de cisaillement ont fourni des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ vers 132 Ma et 129 Ma, alors qu'une troisième a fourni un âge vers 138 Ma (Fig. 19e, f et g du ***chapitre 5***). L'amphibole la plus vielle a été échantillonnée dans un orthogneiss où ces minéraux apparaissent non déformés et bien cristallisés. En revanche, les amphiboles caractérisées par des âges plus récents ont été prélevées dans des faciès qui montrent des évidences de circulations tardives de fluides. En effet, ces roches sont marquées par la présence de phases minérales accessoires comme le sphène, l'épidote et la calcite (comme on le rencontre fréquemment dans le processus d'albitisation).

Par ailleurs, les spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenu à partir de micas issus du socle encaissant du granite de Nartyn montrent des perturbations probablement aussi imputables à

des fluides. Par exemple, le spectre d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ d'une muscovite issue d'une veine quartzo-feldpathique prélévée dans la dépression de Jirgalanta au sud-est du massif de Nartyn, suggère une cristallisation initale du minéral avant 151-152 Ma et un ou plusieurs stades de recristallisation vers 141-136.5 Ma (voir Fig. 5.18 du ***chapitre 5***), c'est-à-dire environ 11 à 4 Ma avant la mise en place du granite de Nartyn (vers 132-130 Ma).

Enfin, à la bordure nord du granite de Nartyn, des muscovites échantillonnées dans un faciès leucocrate et dans un xénolithe de quartzite, ont fourni des spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ légèrement en selle (voir les spectres d'âges des muscovites MN463 et MN464, Figs. 5.16b et 5.17b du ***chapitre 5***), suggérant que la mise en place du granite de Nartyn a été accompagnée par des fluides.

5. Implications

5.1. Les sources de l'Uranium en Mongolie orientale

La Mongolie orientale et plus généralement la partie orientale de la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale est affectée par trois épisodes magmatiques majeurs au Permien-Carbonifère, au Trias moyen-supérieur et au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (e.g. Jahn et al., 2009 ; Reichow et al., 2010). Ces épisodes ont contribué a une importante addition de matériel juvénile dans la croûte puisque les roches magmatiques ont des sources partiellement dérivées du manteau (Jahn et al., 2004 ; 2009). En outre, sur la base de données géochimiques, Jahn et al. (2009) ont montré que ces pics d'activité magmatique se caractérisent par des signatures géochimiques comparables, ce qui impliquerait que le matériel mobilisé est pratiquement le même quel que soit l'âge du pic. Ceci suggère en outre que la croûte en Mongolie orientale est principalement composée de roches magmatiques. Ceci est cohérent avec les observations que nous avons réalisées durant les différentes missions de terrain sur la nature lithologique du socle en Mongolie orientale. Par exemple, dans la région d'Ereendavaa, peu de métasédiments ont été observés le long de la zone de cisaillement de l'Onon, au détriment de roches orthodérivées et magmatiques. Le même constat a été réalisé le long de la zone de cisaillement de Choyr. Dans la région d'Altanshiree, le socle semble principalement composé de coulées volcaniques métamorphisées (amphibolites et rhyolites) et d'intrusions granitiques paléozoïques. D'ailleurs, le granite d'Altanshiree est en intrusion dans des rhyolites paléozoïques. Enfin, dans la région d'Ereenndavaa, les produits de fusion tels que les pegmatites ne contiennent peu ou pas de

muscovite, ce qui plaide en faveur de sources peu alumineuses, orthogneissiques plutôt que métapélitiques.

Ainsi, les sources de l'uranium en Mongolie orientale sont probablement multiples, bien que toutes vraisemblablement liées aux transferts de matière dans le socle lors de l'extension du Mésozoïque supérieur. L'uranium pourrait provenir du lessivage de différentes roches magmatiques acides particulièrement répandues en Mongolie orientale. Il pourrait aussi provenir des produits du démantèlement de ces roches magmatiques, qui caractérisent le remplissage de bassin mésozoïque supérieur jusqu'au Crétacé inférieur (e.g. Formation de Saynshand, voir ***chapitre 6***). En outre, les sédiments du Crétacé inférieur contiennent localement des hydrocarbures (e.g. bassin de Zuunbayan) et d'importants gisements de charbon (e.g. bassin de Choyr et de Bagannur ; Traynor et Sladen, 1995 ; Dill et al., 2004) (Fig. 8.1). Cette matière organique témoigne de conditions réductrices particulièrement favorables à la fixation de l'uranium dans les bassins durant la tectonique extensive du Mésozoïque supérieur.

4.2. Circulation de fluides durant l'extension

Dans les trois principales zones d'études de ce travail, nous avons pu montrer que la tectonique extensive a été accompagnée d'une intense circulation de fluides magmatiques et métamorphiques. Nos observations et nos arguments basés sur l'interprétation de spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ indiquent que les circulations de fluides ont affectées tous les niveaux de la croûte, depuis les plus profonds, illustrés notamment par le dôme métamorphique d'Ereendavaa, jusqu'aux plus superficiels, documentés par le système de horsts et de grabens de la région du massif de Dulaan Uul.

Les fluides ont probablement plusieurs origines : deshydratation durant des réactions métamorphiques, fusion de la croûte continentale, et mise en place d'intrusions granitiques, avec pour conséquence la genèse d'importants cortèges filoniens minéralisés en fluorine, au centre de la Mongolie orientale.

Ainsi, la tectonique extensive du Mésozoïque supérieur en Mongolie orientale et dans les régions voisines devait être un contexte favorable pour la genèse et la circulation de fluides magmatiques ou métamorphiques (Fig. 8.5). L'extension apparaît comme le dernier événement tectonique et thermique majeur ayant affecté la région. En ce sens, l'origine primaire des sources uranifères doit être recherchée à ce niveau via d'importants transferts de fluides crustaux. Toutefois, l'implication de fluides de surface à ce stade ne peut être exclue

(Fig. 8.5), mais sa démonstration nécessiterait des études spécifiques, notamment en isotopes stables. Dans un deuxième temps, l'évolution des gisements est à rechercher au niveau des transferts de fluides dans les bassins sus-jacents.

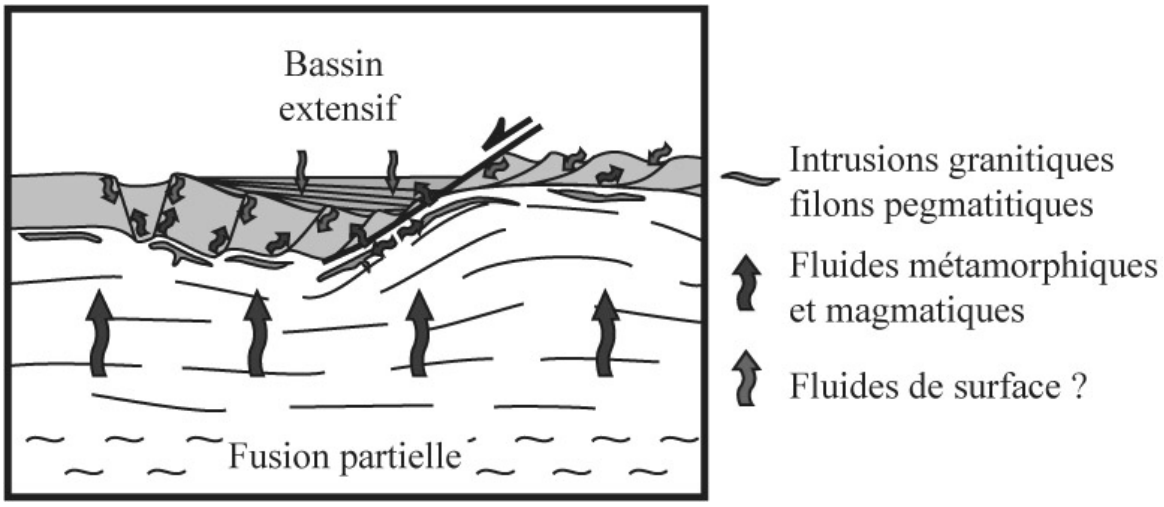


Fig. 8.5 : *Schéma conceptuel illustrant les possibles circulations de fluides à l'échelle de la croûte, qui auraient eu lieu en Mongolie orientale durant la tectonique extensive du Mésozoïque supérieur.*

En profondeur, ces transferts de fluides semblent avoir été facilités par les zones de cisaillement syn-extensives. Dans les parties les plus superficielles de la croûte, les fluides auraient pu percoler le long des failles normales néoformées, mais aussi le long de structures héritées (e.g. Faille Nord de Zuunbayan, voir ***chapitre 6***). Des fluides minéralisés auraient ainsi pu migrer vers les bassins extensifs lors de leur développement.

Par la suite, l'uranium présent dans les bassins a du être remobilisé au gré des interactions fluides-roches dans les sédiments. En effet, les sédiments d'âge Crétacé supérieur peuvent localement contenir des quantités exploitables d'uranium épigénétique. Les concentrations sont ici liées à la précipitation d'uranium transporté par des fluides qui rencontrent une interface entre des conditions oxydantes et des conditions réductrices (gisements de type « roll-front »). Des fluides d'origine météorique ont ainsi du interagir avec les sources uranifères des bassins préalablement mobilisées et concentrées lors de l'extension crustale. Dans le sud de la Mongolie orientale, cette circulation tardive de fluides uranifères aurait pu être facilitée par la réactivation des failles durant la période d'inversion tectonique qui succède à l'extension (voir ***chapitre 6***).

5. Conclusions

Des observations de terrain et des résultats géochronologiques en $^{40}Ar/^{39}Ar$ suggèrent que :

- Les trois principaux secteurs d'études (i.e. la chaîne d'Ereendavaan, les régions de Nartyn et d'Altanshiree, et la région du massif de Dulaan Uul) sont affectés par une intense circulation de fluides durant la tectonique extensive du Mésozoïque supérieur. Ces observations indiquent que tous les niveaux de croûte ont été affectés.
- Ces fluides ont probablement diverses origines : deshydratation liées à des réactions métamorphiques, fusion de la croûte, mise en place d'intrusions. L'une des conséquence est notamment la formation de cortèges filoniens minéralisés en fluorine au centre de la Mongolie orientale.
- Ces fluides auraient pu mobilisé l'uranium des roches magmatiques acides mise en place dans le socle de la Mongolie orientale durant le Phanérozoïque.
- Les transferts des fluides vers les bassins extensifs ont probablement été facilités par les zones de cisaillements normal syn-extensives, par les failles normales néoformées et par les structures héritées d'événements tectoniques plus précoces.

Une meilleure précision de l'origine et des caractéristiques chimiques des fluides nécessite une investigation spécifique : étude des transferts d'éléments au sein des zones de déformations, approche pétrologique détaillée des caractérisations des interactions fluides-roches, et traçage de l'origine de fluides par les isotopes stables.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

1. Conclusions principales de l'étude

Le nord de l'Asie orientale est affecté par un événement tectonique extensif majeur au Mésozoïque supérieur. Cependant, avant ce travail, si les marqueurs de l'extension étaient assez bien documentés dans la région transbaïkale et au nord-est de la Chine, il n'existait à notre connaissance aucune étude qui se soit attachée à comprendre les déformations extensives du socle en Mongolie orientale.

À travers l'analyse structurale de trois régions représentatives (i.e. la chaîne d'Ereendavaa, la région de Nartyn et la région du massif de Dulaan Uul), l'objectif était ainsi d'établir les modalités de l'extension en Mongolie orientale. Parallèlement, l'acquisition d'un nombre important d'analyses géochronologiques par la biais de méthodes variées (U-Pb sur zircons, U-Th-Pb sur monazites et xénotimes, et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles) ont permit de préciser l'âge de la tectonique extensive, et finalement de proposer un modèle géodynamique. Un objectif était aussi de fournir un cadre géotectonique aux minéralisations mésozoïques, et en particulier uranifères, qui caractérisent la région.

Afin de résumer au mieux les conclusions de ce travail, elles sont rappelées en fonction des différentes questions posées dans la problématique initiale (voir ***Introduction***).

Quelles sont les modalités de l'extension en Mongolie orientale ?

Les trois principaux objets étudiés dans cette étude illustrent trois modes d'extension.

Au nord de la Mongolie orientale, la chaîne d'Ereendavaa a été interprétée comme un dôme métamorphique extensif, qui implique l'exhumation de la croûte ductile profonde ou moyenne à la faveur du fonctionnement d'une zone de cisaillement normale de faible angle, la zone de cisaillement de l'Onon (voir ***chapitre 3***). Cette zone de cisaillement délimite à l'Ouest le dôme métamorphique d'Ereendavaa du bassin sus-jacent de l'Onon, qui est caractérisé par un remplissage de coulées volcaniques mafiques et de sédiments détritiques d'âge jurassique supérieur à crétacé inférieur.

Dans la partie centrale de la Mongolie orientale, les granites de Nartyn et d'Altanshiree sont probablement des laccolithes qui se sont mis en place dans la croûte moyenne durant un fort amincissement crustal (voir ***chapitre 5***). En outre, la mise en place du granite de Nartyn, qui a été datée vers ca. 132-130 Ma, est contemporaine du fonctionnement d'une zone de cisaillement normale de faible angle, la zone de cisaillement de Choyr. Cette zone de cisaillement marque l'interface entre le massif de Nartyn et un bassin extensif sus-

jacent caractérisé par un remplissage de roches détritiques d'âge Crétacé inférieur. La zone de cisaillement de Choyr apparaît néanmoins limitée, suggérant une exhumation modérée de la croûte moyenne.

Enfin au sud de la Mongolie orientale, le socle du massif de Dulaan Uul est constitué principalement par des roches sédimentaires et volcaniques d'âge Paléozoïque, déformées et variablement métamorphisées au Trias moyen-supérieur (voir ***chapitre 6***). Contrairement au deux première régions d'étude, ce massif de socle ne montre aucune évidence d'une déformation ductile extensive. En revanche, il montre une déformation fragile importante s'illustrant par la présence de nombreuses failles normales principalement orientées NE-SW. L'analyse géologique et des profils sismiques montrent que la région du massif de Dulaan Uul est un système de horsts et de grabens principalement développé au Crétacé inférieur, probablement dès le Jurassique supérieur. Cette région illustre le style de la déformation extensive des parties les plus superficielles de la croûte.

Quel est l'âge de l'extension ?

Les données géochronologiques acquises durant cette étude montrent que le pic de l'extension a principalement eu lieu au Crétacé inférieur.

Des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus à partir d'amphiboles issues des zones de cisaillement de l'Onon et de Choyr indiquent que l'exhumation des roches dans ces régions a au moins débuté vers 138 Ma (voir ***chapitres 4 et 5***). En outre, les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ des micas prélevés dans ces mêmes zones de cisaillement indiquent qu'elles ont fonctionné jusqu'à ca. 125 Ma.

Les granites syn-cinématiques de Nartyn et d'Altanshiree se sont respectivement mis en place vers ca. 132-130 Ma et ca. 130-127 Ma, durant un fort amincissement crustal compatible avec une dynamique d'extension.

Au sud de la Mongolie, la Formation de Tsagaantsav, qui constitue la base du remplissage sédimentaire syn-rift des bassins, repose en discordance sur le socle déformé et métamophisé du massif de Dulaan Uul qui apparaît alors comme un paléo-relief (voir ***chapitre 6***). Ceci suggère que cette formation, notamment caractérisée par des écoulements de débris, témoigne du démantèlement répétitif de reliefs en formation en raison du fonctionnement de failles normales proches. La Formation de Tsagaantsav qui se serait déposée au Berriasien-Hauterivien pourrait alors reflèter le début de l'extension dans la région à au moins ca. 145 Ma. Cependant, la dynamique extensive aurait pu commencer avant comme le suggère un âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ à ca. 155 Ma obtenu à partir d'une biotite prélevée dans

un niveau volcanique de la Formation sous-jacente de Sharilyn, interprétée comme syn-rift. Toutefois, au voisinage du massif de Dulaan Uul, cette formation est absente.

Quoiqu'il en soit, nos résultas géochronologiques, qui précisent l'âge de l'extension en Mongolie orientale, sont cohérents avec ceux des dômes métamorphiques extensifs documentés en Transbaïkalie et au nord de la Chine de l'Est. Les compilations d'âges suggèrent que les dômes métamorphiques extensifs ont été principalement exhumés entre 130 et 120 Ma (voir ***chapitres 4 et 7***). Cette gamme de temps coïncide avec le pic d'activité volcanique et magmatique qui a été documenté au nord-est de la Chine.

Existe-il un lien entre les structures extensives de la Transbaïkalie et celle du nord-est de la chine ?

Les trois principaux objets étudiés impliquent un régime tectonique extensif NO-SE, en cohérence avec les observations précédemment réalisées en Transbaïkalie et au nord-est de la Chine. De plus, nos résultats géochronologiques qui précisent l'âge de l'extension en Mongolie orientale sont aussi en accord avec les âges des dômes métamorphiques documentées dans les régions voisines.

Ainsi, ces deux résultats majeurs montrent clairement que l'ensemble des structures extensives observées depuis le sud de la Sibérie jusqu'au nord de la chine de l'Est se sont développées durant le même événement extensif.

Quel est le moteur de l'extension ?

Les résultats structuraux et géochronologiques conduisent à proposer que l'extension Mésozoïque supérieur en Asie orientale soit liée à des changements majeurs de la cinématique des plaques paléo-pacifiques à cette période. Une diminution de la composante normale de la direction de convergence entre la plaque océanique Izanagi et la marge continentale est-asiatique aurait pu favoriser une augmentation de l'angle de plongement du slab subduit et ainsi le retrait de la fosse de subduction, entraînant l'extension de la lithosphère de l'Asie orientale thermiquement amollie suite à l'intense activité magmatique qui semble précèder en partie l'extension dans toute la région.

Quelles sont les relations tectonique extensive – minéralisations uranifères ?

En aval de ce travail, nos observations de terrain et des arguments se basant sur des résultats géochronologiques en $^{40}Ar/^{39}Ar$ illustrent qu'en Mongolie orientale, la tectonique extensive du Mésozoïque supérieur s'accompagne d'une intense circulation de fluides

magmatiques et/ou métamorphiques à tous les niveaux de la croûte. Ces fluides potentiellement minéralisés auraient alors pu induire les premiers transferts de matières uranifères du socle riche en roches magmatiques vers les bassins en formation, par le biais des zones de cisaillement normales, de failles normales néoformées et de structures héritées d'événements tectoniques antérieurs.

2. Perspectives

Ce travail apporte de nouvelles données, primordiales pour la compréhension de l'évolution tectonique de la Mongolie orientale et plus généralement de l'Asie orientale, au Mésozoïque. Il soulève toutefois un certain nombre de questions.

La première question qui peut-être posée est de savoir pourquoi en Mongolie orientale, des régions semblent caractérisées par la formation de dômes métamorphiques, par la mise en place de granites syn-cinématiques, et par la formation de systèmes de horsts et grabens. Ces trois types de structures sont associées à des taux d'extension variable du socle. Deux hypothèses peuvent être émises pour concilier ces différents types de structures. Les régions caractérisées par une déformation en horsts et grabens pourraient impliquer des taux d'extension localement plus faibles. Ces différences peuvent aussi suggérer des variations locales de la résistance de la lithosphère.

De plus, à l'échelle de la Mongolie orientale, les trois types de structures extensives documentés dans ce travail semblent montrer une répartition en domaines disposés de façon non aléatoire. En effet, du nord au sud, nous avons caractérisé un dôme méatmorphique extensif (exhumation de la croûte profonde), des granites syn-cinématiques mis en place dans la croûte moyenne (proche de la transition fragile-ductile), et un systèmes de horsts et de grabens (croûte superficielle fragile). Finalement, cette répartition de modes d'extension, des plus profonds au nord jusqu'aux plus superficiels au sud, ne reflète t-elle pas une étape de boudinage de la croûte supérieure à l'échelle continentale, dans les premiers stades de l'extension. Ceci pourrait expliquer la présence de dômes métamorphique en Transbaïkalie-nord Mongolie et au nord-est de la Chine, avec entre un domaine marqué par des déformations extensives plus superficielles.

Par ailleurs, nos données géochronologiques précisent le début de l'extension vers au moins ca. 138 Ma, ce qui semble cohérent avec l'âge attribué au changement de la direction de convergence entre la plaque océanique d'Izanagi et la marge continentale est-asiatique.

Néanmoins, ce changement de direction de convergence n'est probablement pas brutal, mais sans doute progressif. Ceci impliquerait une diminution progressive de la contrainte normale le long de la marge est-asiatique. Dans ce sens, l'ordre chronologique du développement des structures extensives devrait refléter cette dynamique.

Ce dernier point soulève aussi la question de l'âge de premiers dépôts syn-rifts. Au sud de la Mongolie orientale, la Formation syn-rift de Tsagaantsav est discordante sur le socle déformé du massif de Dulaan Uul. Cette formation qui se serait déposée au Berriasien-Hauterivien suggère que l'extension aurait pu débuter dans la région vers ca. 145 Ma. Toutefois, elle pourrait avoir commencé plus tôt au Jurassique supérieur. Ainsi, il apparaît évident que la détermination précise de l'âge des premières formations syn-rifts est un élément clé afin de dater encore plus précisément les prémices de la tectonique extensive en Asie orientale.

Enfin, nous avons montré que la tectonique extensive était accompagnée d'une intense circulation de fluides à tous les niveaux crustaux. Dès lors, nous avons suggéré que ces circulations de fluides avaient permis des transferts de matières importantes du socle vers les bassins extensifs et qu'elles pouvaient être à l'origine des premières minéralisations uranifères. Cependant, ceci reste à confirmer via l'utilisation de méthodes permettant de caractériser l'origine et la chimie de ces fluides (i.e. isotopes stables), les transformations chimiques induites dans les roches affectées (i.e. chimie en éléments majeurs et en traces), et le rôle des zones de déformation extensive. La région de Nartyn pourrait offrir l'opportunité d'étudier les relation fluides-roches-déformation. En effet, la zone de cisaillement de Choyr délimite le massif de Nartyn, constitué par des roches métamorphiques marquées par un magmatisme et des transferts de fluides importants, au mur d'un bassin extensif caractérisé par d'importants indices uranifères.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aldrich LT, Nier AO (1948) Argon 40 in potassium minerals. Phys Rev 74:876-877
Alexandrov P, Ruffet G, Cheilletz A (2002) Muscovite recrystallization and saddle-shaped 40Ar/39Ar age spectra: example from the Blond granite (Massif Central, France). Geochim Cosmochim Acta 66:1793-1807
Alfonso JC, Ranalli G (2004) Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete? Tectonophysics 394:221-232
Allemand P, Brun JP (1991) Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere. Tectonophysics 188:63-69
Allen MB, McDonald DIM, Xun Z, Vincent SJ, Brouet-Menzies C (1998). Transtensional deformation in the evolution of the Bohai Basin, northern China. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds), Continental Transpressional and Transtenssional Tectonics. Geol Soc, Lond, Sp Pub 135:215-229
Allmendinger RW, Sharp JW, Von Tish D, Serpa L, Brown L, Kauffman S, Oliver J, Smith RB (1983) Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Great Basin province, Utah, from COCORP seismic-reflection data. Geology 11:532-536
Allmendinger RW, Nelson KD, Potter CJ, Barazangi M, Brown LD, Oliver, JE (1987) Deep seismic reflection characteristic of the continental crust. Geology 15:304-310
Allmendinger RW (2001) FaultKin for Windows v.1.2. A program for analysing fault slip data for Windows.
Amantov VA (1966) First discovery of the lower Cambrian deposits in Eastern Mongolia. In Marinov NA (ed) Materials for Geology of Mongolian People's Republic, Nedra, Moscow, 13-15
Amato JM, Miller EL (2004) Geological map and summary of the evolution of the Kigluaik Mountains gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska. Geol Soc Am, Spec Pap 380:295-306
Armijo R, Tapponnier P, Mercier JL, Han TL (1986) Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implication. J Geophys Res 91(B14):13803-13872
Armstrong RL (1972) Low-angle (denudation) faults, hinterlands of the Sevier orogenic belt, eastern Nevada and western Utah. Geol Soc Am Bull 83:1729-1754
Andersen TB, Jamtveit B, Dewey JF, Swenson E (1991) Subduction and eduction of continental crust; major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the South Norwegian Caledonides. Terra Nova 3:303-310
Andryushchenko SV, Vorontsov AA, Yarmolyuk VV, SandimirovIV (2010) Evolution of the Jurassic-Cretaceous magmatism in the Khambin volcanotectonic complex (western Trasnbaikalia). Rus Geol Geophys 51:734-749
Arzi AA (1978) Critical phenomena in the rheology of the partially melted rocks. Tectonophysics 44:173-184
Ashworth JR (1986) Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism. Am Mineral 71:895-899
Atwater T (1970) Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. Geol Soc Am Bull 81:3513-3536
Aubouin J, Dercourt J (1965) Sur la géologie de l'Egée : regard sur la Crète (Grèce) Bull Geol Soc France 7:787-821
Badamgarav J (1977) New data on the age of Basalt and Andesitic Basalt of the Onon graben, north-eastern Mongolia. Trans Dokl Akad Nauk SSSR 237(3):661-663
Badanina EV, Trumbull RB, Dulski P, Wiedenbeck M, Velksler IV, Syritso LF, (2006). The behavior of rare-earth and lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, melt inclusions and host rocks from the Khangilay complex, Transbaikalia, Russia. The Canadian Mineralogist 44:667-692
Badarch G, Cunningham DW, Windley BF (2002) A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. J Asi Earth Sci 21:87-110
Bea F, Montero P, Gonzalez-Lodeiro F, Talavera C (2007) Zircon inheritance exceptionally fast crustal magma generation processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. J Petrol 48:2327-2339
Be Mezeme E (2005) Contribution de la geochronology U-Th-Pb sur monazite à la comprehension de la fusion crustale dans la chaîne varisque française et implication géodynamique. Thèse de doctorat, Université d'Orléans, France, 248 p

Be Mezeme E, Cocherie A, Faure M, Legendre O, Rossi P (2005) Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: Examples from variscan migmatites and granitoids, Massif Central, France. Lithos 87:276-288

Be Mezeme E, Faure M, Cocherie A, Chen Y (2006) In situ chemical dating of tectonothermal events in the French Variscan belt. Terra Nova 17:420-426

Berckhemer H (1977) Somes aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In: Biju-Duval B, Montadert L (eds) Int Symp Structural History of the Mediterranean Basins Split Yugoslavia, 25-29 October 1976, Technip, Paris pp. 303-313

Bereton NR (1970) Corrections for interfering isotopes in the $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating method. Earth Planet Sci Lett 8:427-433

Berthé D, Choukroune P, Gapais D (1979a) Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en regime cisaillant : l'exemple du cisaillement sud armoricain. Bull Soc Fr Min Crist 102:265-272

Berthé D, Choukroune P, Jegouzo P (1979b) Orthogneiss, Mylonites and non-coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican Shear Zone. J Struct Geol 11:31-42

Bibikova EV, Gracheva TV, Makarov VA, Vorobjev VS (1979) Geochronological borders for the southern part of East Transbaikalia from data U-Pb method dating (in Russian). Geochim 2:204-215

Bingen B, Demaiffe D, Hertogen J (1996) Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneiss from southwestern Norway. Geochim Cosmchim Acta 60:1341-1354

Bird P (1978) Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. Journal of Geophysical Research 83:4975-4987

Bird P (1988) Formation of the Rocky Mountains, western United States: A continuum computer model. Science 239:1501-1507

Black LP, Kamo SL, Allen CM, Davis DW, Aleinkoff JN, Valley JW, Mundil R, Campbell IH, Korsch RJ, Williams I, Foudoulis C (2004) Improved 206Pb/238U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. Chem Geol 205:115-140

Blackwell DD (1978) Heat flow and energy loss in the Western United States. In Smith RB, Eaton GP (eds) Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera. Geol Soc Am Mem, Boulder, Colorado, pp. 175-208

Blackwell DD (1983) Heat flow in the northern Basin and Range Province. The Role of Heat in the Development of Energy and Minearl Resources in the Northern Basin and Range Province, Special Report 13, edited by Geothemal Resources Council, pp. 81-93

Blight JHS, Cunningham D, Petterson MG (2008) Crustal evolution of the Saykhandulaan Inlier, Mongolia: Implications for Palaeozoic arc magmatism, polyphase deformation and terrane accretion in the Southeast Gobi Mineral Belt. J Asia Earth Sci 32:142-164

Blight JHS, Petterson MG, Crowley QG, Cunningham D (2010a) The Oyut Ulaan Volcanic Group: stratigraphy, magmatic evolution and timing of Carboniferous arc developments in SE Mongolia. J Geol Soc Lond 167:491-509.

Blight JHS, Crowley QG, Petterson MG, Cunningham D (2010b) Granites of the Southern Mongolia Carboniferous Arc: New geochronological and geochemical constraints. Lithos 116:35-52

Blumenfeld P (1983) Le "tuilage des mégacristaux", un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Séroux (Vosges, France) Bull Soc Geol Fr 25:309-318

Blumenfeld P, Mainprice D, Bouchez JL (1986) C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. Tectonophysics 127:97-115

Boatner LA (2002) Synthesis, structure and properties of monazites, pretulite and xenotime. In: Kohn MJ, Rakovan J, Hughes JM (eds) Phosphates-Geochemical, geobiological, and materials importance. Rev Mineral Geochim 48:87-121

Bogaard PJF, Wörner G (2003) Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocène Vogelsberg, Central Germany. J Petrol 44(3):569-602

Bonatti E (1985) Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from continental to oceanic rift. Nature 316:33-37
Bosse V, Féraud G, Ruffet G, Ballèvre M, Peucat JJ, de Jong K (2000) Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). Geol J 35:297-325
Bosse V, Féraud G, Ballèvre M, Peucat JJ, Corsini M (2005) Rb-Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in bluschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): Implications for closure mechanisms in isotopic system. Chem Geol 220:21-45
Bosse V, Boulvais P, Gautier P, Tiepolo M, Ruffet G, Devidal JL, Cherneva Z, Gerdjikov L, Paquette JL (2008) Fluid-induced disturbance of the monazite Th-Pb chronometer: in situ dating and element mapping in pegmatites from the Rhodope (Greece, Bulgaria). Chem Geol 261:3-4
Bouchot V, Bailly L, Ledru P, Duguey E, Daoudene Y, Cocherie A, Jézéquel P, Thiéblemont D (2006) Synthèse métallogénique et géodynamique de la Mongolie orientale: cibles “Boroo” et “Onon-Tsagaan Ovoo”. BRGM/RC-54959-FR, 209 pages, 27 figures, 4 annexes
Bowie SHU, Horne JET (1953) Cheralite, a new mineral of the monazite group. Mineral Mag 30:93-99
Brace WF, Kohlstedt DL (1980) Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. J Geophys Res 85(B11):6248-6252
Braun I, Montel JM, Nicollet C (1998) Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala khondalite Belt, southern India. Chem Geol 146:65-85
Brun JP, Gutscher MA, & the DEKORP-ECORS teams (1992) Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORPS-ECORS seismic reflection data: a summary. Tectonophysics 208:139-147.
Brun JP, Van Den Driessche J (1994) Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics. Bull Soc Geol France 165(6):519-530
Brun JP (1999) Narrow rifts versus wide rifts: inference for the mechanics of rifting from laboratory experiments. Phil Trans R Soc London A 357:695-712
Brun JP, Faccenna C (2007) Slab roll back, back-arc extension and exhumation of HP rocks in the eastern-Central Mediterranean. In: European Union of Geosciences, edited, session TS10.5/GD12/SM19
Brun JP, Sokoutis D (2007) Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece). Int J Earth Sci 96:1079-1099
Brunn JH (1960) Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l’orogénèse alpine. Bull Soc Géol Fr II:470-486
Brunn JH, Argyriadis I, Ricou LE, Poisson A, Marcoux J, de Graciansky PC (1976) Eléments majeurs de liaison entre Taurides et Héllénides. Bull Soc Geol Fr 18:481-497
Buchan C, Pfänder J, Kröner A, Brewer TS, Tomurtogoo O, Tomurhuu D, Cunningham D, Windley BF (2002) Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian Orogenic Belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor Ophiolite Zone. Chem Geol 192:23-45
Buck WR (1988) Flexural rotation of normal fault. Tectonics 7:959-973
Buck WR (1991) Modes of Continental Lithospheric Extension. J Geophys Res 96(B12):161-178
Burchfield C, Royden LH (1985) North-south extension under the convergent Himalayan regime. Geology 13:679-682
Burg JP, Brunel M, Gapais D, Chen GM, Liu GH (1984) Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). J Struct Geol 6:535-542
Burg JP, Van Den Driessche J, Brun JP (1994) Syn to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. Géologie de la France 3:33-51
Burov E, Cloetingh S (1997) Erosion and rift dynamics: new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins. Earth and Planetary Science Letters 150:7-26
Burt DM (1989) Compositional and phase relations among Rare Earth Element minerals. In: Lipin BR, McKay GA (eds) Geochemistry and mineralogy of Rare Earth Elements. Rev Mineral, Mineral Soc Am, Washington DC, 21:259-307
Buslov MM, Saphonova IY, Watanabe T, Obut OT, Fujiwara Y, Iwata K, Semakov NN, Sugai Y, Smirnova LV, Kazansky AY, Itaya T 2001. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan

Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. Geosci J 5:203-224
Byamba J, Lkhundev S, Tundev S (1990) New data on age of Upper Proterozoic deposits in Middle Gobi. Doklady Academii Nauk SSSR 312(12):428-431, in Russian
Byerlee JD (1978) Friction of rocks. Pure Appl Geophys 116(4-5):615-626
Cagnard F, Gapais D, Brun JP, Gumiaux C, Van Den Driessche J (2004) Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorican Hercynian belt (Vendée, France) J Struct Geol 26:435-449
Campbell NR, Wood A (1906) The radioactivity of the alkali metals. Proc Camb Phil Soc 14:15-21
Carson RJ, Bayanmonth B, Bayansgalan A, Johnson CL, Pogue KR, Wegmann KW. Geology of the Tavan Har area, Gobi, Mongolia. In: Ewing A (ed) Seventeenth annual Keck research symposium in geology, Keck geology consortium, Northfield (MN), 2004, p 170-175
Castonguay S (2000) Evolution tectonique et géochronologique $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la zone de Himber interne, Appalaches du Sud du Québec. Thèse de doctorat, Québec, INRS-Géoressources , 268 p.
Castonguay S, Ruffet G, Tremblay A, Féraud G (2001) Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians: 40Ar/39Ar evidence for middle Ordovician crustal thickening ans Silurian/early Devonian exhumation of the internal Humber zone. Geol Soc Am Bull 113:114-160
Castonguay S, Ruffet G, Tremblay A (2007) Dating polyphase deformation across low-grade metamorphic belts: An example based on $^{40}Ar/^{39}Ar$ muscovite age constraints from the southern Quebec Appalachians, Canada. Geol Soc Am Bull 119:978-992
Chabiron A, Alyoshin AP, Cuney M, Deloule E, Golubev VN, Velitchkin VI, Poty B (2001) Geochemistry of the rhyolitic magmas from the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russis): a melt inclusion study. Chem Geol 175:273-290
Chabiron A, Cuney M, Poty B (2003) Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Strektsovska caldera (Transbaikalia, Russia). Mineral Deposit 38:127-140
Chang LLY, Howie RA, Zussman J (1998) Rock forming minerals. Geol Soc Lond, 383 p
Changsong L, Erikson K, Li S, Wan Y, Ren J, Zhang Y (2001) Sequence architecture depositional systems, and controls on development of lacustrine basin fills in part of the Erlian Basin, Northeast China: Am Ass Petrol Geol 35:2017-2043.
Charles N (2010) Mécanismes de l'extension continentale au Mésozoïque en Asie de l'Est. Phd Dissertation, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Université d'Orléans, Orléans, France, 475 p.
Charles N, Gumiaux C, Augier R, Chen Y, Zhu R, Lin W (2010) Metamorphic Core Complexes vs. synkinematic setting: Insights from key structures (Shandong Province, eastern China). J Asian Earth Sci, doi:10.1016/j.jseas.2010.07.006
Cheilletz A, Ruffet G, Marigniac C, Kolli O, Gasquet D, Féraud G, Bouillin J.P (1999) $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabilia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences. Tectonophysics 306:97-116
Chen B, Jahn BM, Tian W (2009a) Evolution of the Solonker suture zone : Constraints from zircon U-Pb ages Hf isotopic ratios and whole-rock Nd-Sr isotope compositions of subduction- and collision-related magmas and forearc sediments. J Asia Earth Sci 34:245-257
Chen C, Gao SS, Liu KH (2002) Variations of crustal thickness and Vp/Vs acros Mongolian foldbelt, the Baikal Rift, and the Siberian platform: observation and interpretation. Denver Annual Meeting, Session 118, Geophys/Tectonophys/ Seismology (posters)
Chen G (1959) The third basic tectonic element of earth's crust, the diwa (geodepression) region. Sci Bull 3
Chen GY, Song ZH, An CQ, Cheng LH, Zhuang Z, Fu ZW, Lu ZL, Hu JF (1991) Three dimensional crust and upper mantle structure of the North China region. Acta Geophysica Sinica 34:172-181
Chen L, Tao W, Zhao L, Zheng T (2008) Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton. Earth Planet Sci Lett 267:56-68
Chen L (2009) Lithospheric variations between the eastern and central North China Craton from S- and P-receiver function migration. Phys Earth Planet Int 173:216-227
Chen L, Cheng C, Wei Z (2009b) Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. Earth Planet Sci Lett 286:216-227

Chen L (2010) Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implication. Lithos 120(1-2):96-115
Chen XH, Yin A, Gehrels GE, Cowgill ES, Grove M, Harrison TM, Wang XF (2003) Two phases of Mesozoic north-south extension in the eastern Altyn Tagh range, northern Tibetan Plateau. Tectonics 22 (5):1053
Chen Y, Chen W (1997) Mesozoic volcanic rocks: chronology, geochemistry and tectonic background. Seismology Press, Beijing, 279 p.
Chen Z, Liu Y, Hodges KV, Burchfiel BC, Royden LH, Deng C (1990) The Kangmar Dome: a metamorphic core complex in southern Xizang (Tibet). Science 250:1552-1556
Cheong CS, Kee WS, Jeong YL, Jeong GY (2006) Multiple deformations along the Honam shear zone in southwestern Korea constrained by Rb-Sr dating of synkinematic fabrics: implications for the Mesozoic tectonic evolution of northeastern Asia. Lithos 87:289-299.
Cherniak DJ, Watson EB (2001) Pb diffusion in zircon. Chem Geol 172(1-2):5-24.
Cherniak DJ (2005) Pb and rare earth element diffusion in xenotime. Lithos 88(1-4):1-14
Chernyshev IV, Golubev VN (1996) The Strel'tsovskoe deposit, Eastern Transbaikalia: isotope dating of mineralisation in Russia's largest uranium deposit (in Russian). Geokhim 10:924-937
Chéry J, Daignières M, Lucazeau F, Vilotte JP (1989) Strain localization in rift zones (case of thermally softened lithosphere): a finite element approach. Bull Soc Geol Fran 8:434-443
Claoué-Long JC, Compston W, Roberts J, Fanning CM (1995) Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis. Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Spec Publ 54:1-21
Cluer JK, Enkhtuvshin K, Robertshaw P (2000) Sedimentary rock-hosted gold mineralization at Zalaa Uul, Khentii Range, northeasten Mongolia. Mineral Depos 35:587-595
Cocherie A, Legendre O, Peucat JJ, Kouamelan AN (1998) Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: implications for lead behaviour in monazite. Geochem Cosmochem Acta 62:2475-2497
Cocherie A, Albarède F (2001) An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. Geochim Cosmochim Acta 65:4509-4522
Cocherie A, Be Mezeme E, Legendre O, Fanning M, Faure M, Rossi P (2005) Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of the U-Th-Pb system in monazite from migmatite. Am Mineral 90:607-618
Cocherie A, Legendre O (2007) Potential minerals for determioning U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. Lithos 93:288-309.
Cocherie A, Robert M (2007) Direct measurement of lead isotope ratios in low concentration environmental samples by MC-ICP-MS and multi-ion counting. Chem Geol 243:90-104
Cocherie A, Robert M (2008) Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. Gondwana Res 14:597-608
Cocherie A, Fanning CM, Jezéquel P, Robert M (2009) LA-MC-ICPMS and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from Quaternary tephras from the French Massif Central: Magma residence time and geochemical implications. Geochim Cosmochim Acta 73:1095-1108
Coffin MF, Eldholm O (1994) Large igneous provinces: crustla structure, dimensions, and external consequences. Rev Geophys 32:1-36
Cogné JP, Kravchinsky VA, Halim N, Hankard F (2005) Late Jurassic-Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia). Geophys J Int 163:813-832
Coleman RG (1989) Continental growth of northwest China. Tectonics 8(3):621-635
Colville P, Ernst WG, Gilbert MC (1966) Relationships between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles. Am Mineral 51:1727-1754.
Compston W, Williams IS, Kirschvink JL, Zhang Z, Ma G (1992) Zircon U-Pb ages for early Cambrian time scale. J Geol Soc Lond 149:171-184
Coney PJ (1974) Structural analysis of the Snake range "décollement", east-central Nevada. Geol Soc Am 85:973-978
Coney PJ (1980) Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. In: Crittenden MC, Coney PJ, Davis GH (eds) Cordilleran metamorphic core complexes. Geol Soc Am Memoir, Boulder, p 7-31.

Coney PJ, Harms TA (1984) Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. Geology 12:550-554

Copeland P, Parrish RR, Harrison TM (1988) Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. Nature 333:760-763

Corti G, Bonini M, Conticelle S, Innocenti F, Manetti P, Sokoutis D (2003) Analogue modelling of contienental extension: a review focused on relations between the patterns of deformation and the presence of magma. Earth Sci Rev 63:169-247

Crittenden MD, Coney PJ, Davis GH (eds) (1980) Cordilleran metamorphic core complexes. Geol Soc Am Memoir 153, 490 p

Crowley JL (1999) U-Pb geochronologic constraints on Paleoproterozoic tectonism in the Monashee complex, Canadian Cordillera: Elucidating an overprinted geologic history. Geol Soc Am Bull 111:560-577

Crowley JL Ghent ED (1999) An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. Chem Geol 157:285:302

Crowley JL, Parrish RR (1999) U-Pb isotopic constrains on diachronous metamorphism in the northern Monashee complex, southern Canadian Cordillera. J Metamorph Geol 17:483-502

Culshaw N, Fyson W (1984) Quartz ribbons in high grade gneiss: modifications of dynamically formed c-axes preferred orientations by oriented grains growth. J Struct Geol 6:663-668

Cunningham D, Davies S, McLean D (2009) Exhumation of a Cretaceous rift complex within a Late Cenozoic restraining bend southern Mongolia: implications for the crustal evolution of the Gobi Altai region. Geol Soc Lond 166(2):321-333

Dahl PS (1996) The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field tested empirical model. Geochim Cosmochim Acta 60:3687-3700

Dahl PS (1997) A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology. Earth Planet Sci Lett 150:277-290

Dahlkamp FJ (2009) Uranium Deposits of the World: Asia. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 493 p.

Dalmayrac B, Molnar P (1981) Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. Earth Planet Sci 55:473-481

Dalrymple GB, Lanphere MA (1967) Potassium-argon dating. Freeman Pres, San Francisco

Daoudene Y, Gapais D, Ledru P, Cocherie A, Hocquet S, Donskaya TV (2009) The Ereendavaa Range (north-eastern Mongolia): an additional argument for Mesozoic extension throughout eastern Asia. In: Xiao WJ, Kröner A, Windley B (eds) Geodynamic evolution of Central Asia in the Palaeozoic and Mesozoic. Int J Earth Sci 98(6):1381-1393

Daoudene Y, Ruffet G, Cocherie A, Ledru P, Gapais D (2011) Timing of exhumation of the Ereendavaa metamorphic core complex (northeastern Mongolia) – U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ constraints. J Asian Earth Sci: Doi:10.1016/j.jseas.2011.04.0009

Daoudene Y, Gapais G, Ruffet G, Gloaguen E, Cocherie A, Ledru P (submitted) Syn-thinning pluton emplacements during Mesozoic extension in eastern Mongolia.

Darby BJ (2003) Mesozoic intraplate deformation in the East Asian tectonic collage: the enigmatic northwest Ordos region, China. Ph.D. Dissertation, Univ South Calif 174 p

Darby BJ, Davis GA, Zhang X, Wu FY, Wilde SA, Yang JH (2004) The newly discovered Waziyu metamorphic core complex, Yiwulüshan, western Liaoning province, North China. Earth Sci Front 11(3):145-155

Davaa BA (2010) Geodynamic development and hydrocarbon potential of the Tamtsag Basin, Eastern Mongolia. Thèse de doctorat, Fakultät für Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau, Germany. 291 p.

Davis GA, Anderson JL, Frost EG, Shackelford TJ (1980) Mylonitization and detachment faulting in the Whipple-Buckskin-Rawhide Mountains terrane, southeastern California and western Arizona. Geol Soc Am Mem 153:79-129

Davis GA, Qian XL, Zheng YD, Yu H, Wang C, Tong HM, Gehrels CE, Shafiquallah M, Fryxell JE (1996) Mesozoic deformation and plutonism in the Yunmeng Shan: a Chinese metamorphic core complex north of Beijing, China. In: Yin A, Harrison TM (eds) The Tectonic Evolution of Asia. Camb Univ Press, Camb, pp 253-280

Davis GA, Darby BJ, Zheng Y, Spell TL, (2002) Geometric and temporal evolution of an extensional detachement fault, Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. Geology 30(11):1003-1006

Davis GH, Anderson P, Budden RT, Keith SB, Kiven CW (1975) Origin of lineation in the Catalina-Rincon-Tortolita gneiss complexes, Arizona. Geol Soc Am Abstracts with Programs 7:602

Davis GH, Coney PJ (1979) Geologic development of metamorphic core complexes. Geology 7(3):120-124.

Davy P (1986) Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. Mem Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, p 233

Davy P, Cobbold PR (1991) Experiments on shortening of a 4-layers model of the continental lithosphere. Tectonophysics 188:1-25

Dejidmaa G (1996) Gold metallogeny of Mongolia. Mongolian Geoscientist 1:6-29

de Jong K (2009) Apparent partial loss $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra of honblende from the Palaeoproterozoic Lapland-Kola orogen (artic European Russia): insights from numerical modelling and multi-method in-situ micro-sampling geochronology. Geosci J 13:317-329

de Jong K, Wijbrans JR (2006) Apparent partial loss age spectra of Neoarchean hornblende 5murmansk Terrane, Kola Peninsula, Russia): the role of biotite inclusions reveale by a $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe analysis. Terra Nova 18:353-364

de Jong K, Wang B, Faure M, Shu LS, Cluzel D, Charvet J, Ruffet G, Chen Y (2009) New $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the western Tianshan (Xinjiang, northwestern China), with emphasis on Permian fluid ingress. Int J Earth Sci 98:1239-1258

Deloule E, Chaussidon M, Glass M, Koerbel C (2001) U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. Geochim Cosmochim Acta 65:1833-1838

Deng J, Su S, Niu Y, Liu C, Zhao G, Zhao X, Zhou S, Wu Z (2007) A possible model for the lithospheric thinning of North China Craton: Evidence from the Yanshanian (Jura-Cretaceous) magmatism and tectonism. Lithos 96:22-35

Dewey JF, Sengör AMC (1979) Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continum tectonics in convergent zone. Geol Soc Am Bull 90:84-92

Dewey JF (1988) Extensional collapse of orogens. Tectonics 7(6):1123-1139

Dewey JF, Shackelton RM, Chang CF, Sun Y (1988) The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. Phil Trans Roy Soc Lond 327A:379-413

Dèzes P, Ziegler PA (2002) Moho depth map of the western and Central Europe. Worl Wide Web Address: http://www.unibas.ch/eucor-urgent.

Dèzes P, Schmid SM, Ziegler PA (2004) Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with thei foreland lithosphere. Tctonophysics 389:1-33

Dickinson WR, Snyder WS (1978) Plate tectonics of the Laramide Orogeny. In: Matthews V (ed) Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States. Geol Soc Am Mem 151:355-366

Dickinson WR (2002) The Basin and Range Province as a composite extensional domain. Int Geol Rev 44:1-38

Dill HG, Altangerel S, Bulgamaa J, Hongor O, Khishigsuren S, Majigsuren Y, Myagmarsuren S, Heunisch C (2004) The Baganuur coel deposits, Mongolia: depositional environments and paleoecology of a Lower Cretaceous coal-bearing intermontane basin in Eastern Asia. Int J Coal Geol 60:197-236

Dobretsov NL, Buslov MM, Yu U (2004) Fragments of oceanic islands in accretion-collision area of Gorny Altai and Salair, southern Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time. J Asian Earth Sci 23:673-690

Dodson MH (1973) Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. Contrib Mineral Petrol 40:259-274

Donskaya TV, Windley BF, Mazukabzov AM, Kröner A, Sklyarov EV, Gladkochub DP, Ponomarchuk VA, Badarch G, Reichow MK, Hegner E (2008) Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia. J Geol Soc, Lond 165:405-421

Dorofeeva RP, Lysak SV (2010) Heat Flow of Central Asia. Proceeding Worl Geothermal Congress, Bali, Indonesia.

Duchkov AD, Lysak SV, Golubev VA, Dorofeeva RP, Sokolova LS (1999) Heat flow and geothermal field of the Baikal region. Russ Geol Geophys 40(3):289-304
Dunlap WJ (1977) Neocrystallisation or cooling ? 40Ar/39Ar ages of white micas from low-grade mylonites. Chem Geol 143:181-203
Dziewonski AM, Anderson DL (1981) Preliminary reference Earth model. Phy Earth Planet Interiors 25 :297-356
Echtler H, Malavieille J (1990) Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). Tectonophysics 177:125-138
Egger AE, Dumitru TA, Miller EL, Savage CFI, Wooden JL (2003) Timing and nature of Tertiary plutonism and extension in the Grouse Creek Mountains, Utah. In: Klemperer SL, Ernst GW (eds) The Thompson Volume-The lithospher of western North America and its geophysical characteriztaion. Int Geol Rev 45:497-532
Elsasser WM (1969) Convection and stress propagation in the upper mantle. In: Runcorn SK (ed) The application of modern physics to the earth and planetary interiors. Wiley-Interscience, London, New York, Sydney and Toronto, 223-246
Elsasser WM (1971) Sea-floor spreading as thermal convection. J Geophys Res 76:1101-1112
Engebretson DC, Cox A, Gordon RG (1985) Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. Geol Soc Am, Sp Pap 206
England PC (1982) Some numerical investigations of large scale continental deformation. In: Hsü KJ (ed) Mountain Building Processes, Academic Press, New York, pp. 129-139
England PC (1983) Constraints on extension of continental lithosphere. J Geophys Res 88:1145-1152
England PC, Houseman GA (1988) The mechanics of the Tibetan plateau. Phil Trans Roy Soc Lond 326:301-320
England PC, Houseman GA (1989) Extension during continental convergtenc, with application to the Tibetan Plateau. J Geophys Res 94:17561-17579
Enkin RJ, Yang Z, Chen Y, Courtillot V (1992) Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present. J Geohys Res 97:13953-13989
Erdenetsogt BO, Lee I, Bat-Erdene D, Jargal L, (2009) Mongolian coal-bearing basins: Geological settings, coal characteristics, distribution, and resources. Int J of Coal Geol 80:87-104
Faccenna C, Mattei M, Funiciello R, Jolivet L (1997) Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. Terra Nova 9:126-130
Faccenna C, Becker TW, Lucente FP, Jolivet L, Rossetti F (2001) History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. Geophys J Int 145:809-820
Fan WM, Guo F, Wang YJ, Lin G (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, north-eastern China. J Volcanol Geotherm Res 121:115-135
Farmer GL, Glazner AF, Manley CR (2002) Did the lithospheric delamination trigger late Cenozoic potassic volcanism in the Sierra Nevada, California? Geol Soc Am Bull 114(6):754-768
Faure M, Sun Y, Shu L, Monié P, Charvet J (1996) Extensional tectonics within subduction-type orogen. The case study of the Wugongshan dome (Jiangxi Province, SE China). Tectonophysics 263:77-108
Fedorovskii VS, Khain EV, Vladimirov AG, Kargopolov SA, Gibsher AS, Izokh AE (1995) Tectonics, metamorphism and magmatism of collisional zones of the Central Asian Caledonides. Geotectonics 29(3):193-211
Feng ZQ, Jia CZ, Xie XN, Zhang S, Feng ZH, Cross TA (2010) Tectonostratigraphic units and stratigraphic sequences of the nonmarine Songliao Basin, northeast China: Bas Res 22:79-95
Fleck RJ, Sutter JF, Elliot DH (1977) Interpretation of discordant $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra of Mesozoic tholeites from Antartica. Geochem Cosmochem Acta 44:2005-2020
Folland KA, Hubacher FA, Arehart GB (1992) $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of fine-grained samples: An encapsulated-vial procedure to overcome the problem of ^{39}Ar recoil loss. Chem Geol (Isot Geosci Scet) 102:269-276
Förster HJ (1998) The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. Part II: Xenotime. Am Mineral 83:1302-1315

Forsyth D, Uyeda S (1975) On the relative importance of the driving forces of plate motion. Geophys J 43:163-200
Fortier SM, Giletti BJ (1989) An empirical model for predicting diffusion coefficients in silicate minerals. Science 245:1481-1484
Foster G, Gibson HD, Parrish RR, Hortswood M, Fraser J, Tindle A (2002) Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. Chem Geol 191:183-207
Franz G, Andrehs G, Rhede D (1996) Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. Europ J of Mineral 8:1097-1118
Gans PB, Miller EL, McCarthy J, Ouldcott ML (1985) Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity: New insights from seismic data. Geology 13:189-193
Gans PB (1987) An open-system, two-layer crustal stretching model for the esatern Great Basin. Tectonics 6:1-12
Gapais D, Barbarin B (1986) Quartz fabric transition in cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). Tectonophysics 124:357-370
Gapais D (1989) Shear structures within deformed granites; mechanical and thermal indicators. Geology 17(12):1144-1147
Gao S, Rudnick RL, Xu WL, Yuan HL, Liu YS, Walker RJ, Puchtel IS, Liu X, Huang H, Wang XR, Yang J (2008) Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatsim in the North China Craton. Earth Planet Sci Lett 270:41-53
Gautier P,Ballèvre M, Brun JP, Jolivet L (1990) Extension ductile et bassins sédimentaires mio-pliocène dans les Cyclades (îles de Naxos et Paros). Comptes Rendus Aca Sci Paris 310, série II, pp 147-153
Gautier P, Brun JP, Jolivet L (1993) Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece) Tectonics 12:1180-1194
Gautier P, Brun JP (1994a) Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island). Tectonophysics 238(1-4):399-424
Gautier P, Brun JP (1994b) Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). Geodinamica Acta 7(2):57-85
Gautier P, Brun JP, Moriceau R, Sokoutis D, Martinod J, Jolivet L (1999) Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on comparison with simple analogue experiments. Tectonophysics 315:31-72
Gautier P, Bozkurt E, Bosse V, Hallot E, Dirik K (2008) Coeval extensional shearing and lateral underflow during Late Cretaceous core complex development in the Nigde Massif, Central Anatolia, Turkey. Tectonics. Doi:10.10292006TC002089
Geoffroy L (1998) Diapirism and intraplate extension-cause or consequence. Compte Rendus Aca Sci, Série II, Sci Terre Planet 326:267-273
Gilder S, Keller GR, Luo M, Goodell PC (1991) Timing and distribution of rifting in China. Tectonophysics 197:25-243
Girardeau J, Marcoux J, Allegre CJ, Bassoullet JP, Tang Y, Xiao X, Zhao Y, Wang X (1984) Tectonic environnement and geodynamic significance of the Neo-Cimmerian Dongqiao ophiolite, Bangong-Nujiang suture zone, Tibet. Nature 307:27-31
Gleason GC, Tullis J (1995) A flow low for dislocation creep of quartz agregates determined with molten salt cell. Tectonophysics 247:1-23
Gloaguen E (2006) Apport d'une etude intégrée sur les relations entre granites et mineralization filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardi orogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espace). Thèse de doctorat, Université d'Orléans, France, 574 p.
Goetze C, Evans B (1979) Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. Geophys J Royal Astr Soc 59:463-478
Goldfarb RJ, Hart C, Davis G, Groves D (2007) East Asian Gold: Deciphering the anomaly of phanerozoic gold in Precambrian cratons. Eco Geol 102:341-345
Golozubov VV, Miklovda SV, Dong-Woo L, Pavlyutkin BI, Kasatkin SA (2007) Dynamics of the formation of the Cenozoic Uglovsky basin (Southern Primorye). Rus J Pacific Geol 1(4):324-334
Gordienko IV (1996) Correlation of pre-Jurassic sections of ancient continents and microcontinents in East Asia. J Southeast Asian Earth Sci 13(3-5):215-221

Gow NN, Pool TC (2007) Technical report on the uranium exploration properties in Mongolia. Prepared for Denison Mines Corp. NI 43-101 Report, Scott Wilson RPA

Gower RJW, Simpson C (1992) Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. J Struct Geol 14(3):301-313

Graham SA, Hendrix MS, Johnson CL, Badamgarav D, Badarch G, Amory J, Porter M, Barshold R Webb LE, Hacker BR (2001) Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southeast Mongolia. Geol Soc Am Bull 113(12):1560-1579

Griffin WL, Andi Z, O'Reilly SY, Ryan CG (1998) Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton. In: Flower M, Ching SL, Lo CH, Lee TY (eds) Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. AGU Geodynamics Series 27:107-126

Guan K, Luo Z, Miao L, Huang J (1998) SHRIMP in zircon chronology for Guojialing suite granite in Jiaodong Zhaoye district. Sci Geol Sinica 33:318-328 (in Chinese with English abstract)

Guo CL, Wu FY, Yang JH, Lin JQ, Sun DY (2004) The extension setting of the Early Cretaceous magmatism in eastern China: example from the Yinmawanshan pluton in the southern Lioadong Peninsula (in Chinese). Acta Petrol Sinica 20(5):1193-2004

Guo F, Fan WM, Li XY, Li CW (2007) Geochimistry of the Mesozoic mafic volcanic rocks from the Yansahn belt in the northern margin of the North China Block: relations with post-collisional lithospheric extension. Geol Soc, Lond, Sp Pub 280:101-129

Haines SS, Klemperer SL, Brown L, Jingru G, Mechie J, Meissner F, Ross A, Wenjin Z (2003) INDEPTH III seismic data: from surface observations to deep crustal processes in Tibet. Tectonics 22:1001

Halim N, Kravchinsky V, Gilder S, Cogné JP, Alexyutin M, Sorokin A, Courtillot V (1998) A Paleomagnetic study from the Mongol-Okhotsk Region: Rotated Early Cretaceous Volcanics and Remagnetized Mesozoic Sediments. Earth Planet Sci Lett 159:133-146

Hames WE, Cheney JT, Tracy RJ (2008) Single-crystal $^{40}Ar/^{39}Ar$ age variation in muscovite of the Gassetts Schist and associated gneiss, Vermont Appalachians. Am Mineral 93:384-395

Hamilton W, Myers WB (1966) Cenozoic tectonics of the western United States. Reviews of Geophysics 4, 509-549

Hamilton W (1987) Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States. In: Coward MP, Dewey JF, Hancock PL (eds) Continental extensional tectonics. Geol Soc, Lond, Sp Pub 28:155-176

Han BF, Zheng Y, Gan J, Chang Z (2006) The Louzidian normal fault near Chifeng, Inner Mongolia: Master fault of a Quasi-metamorphic core complex. Int Geol Rev 43:254-264

Hanes JA, York D, Hall CM (1985) An $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological and electron microprobe investigation of an Archean pyroxenite and its bearing on ancient atmospheric compositions. Can J Earth Sci 22:947-958

Hanes JA (1987) Dating of Precambrian mafic dyke swarms by the Rb-Sr, K-Ar and Sm-Nd method. In: Halls HC, Fahrig WF (eds) Mafic dyke swarms. Geol Assoc Spec Pap 34:137-146

Harlov DE, Anderson UB, Forster HJ, Nystrom JO, Dulski P, Broman C (2002) Apatite-monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. Chem Geol 191:47-72

Harrison TM, Duncan I, McDougall I (1985) Diffusion of 40Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. Geochem Cosmochen Acta 55:1435-1448

Harrison TM, Célérier J, Aikman AB, Hermann J, Heizler MT (2009) Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. Geochem Cosmochem Acta 73:1039-1051

Hauser E, Allmendinger RW, Burgess S, Caruso C, Gibbs A, Hauge T, Huang J, Klemperer S, Liu CS, Nelson S, Opdyke S, Potter C, Sanford W, Serpa L, Zheng L, Zhu T, Brown L, Kaufman S, Oliver J (1984) The COCORP 40°N transect of the North American Cordillera: Part II. Geol Soc Am Abstr Programs 16:533

Hauser E, Potter C, Hauge, T, Burgess S, Burtch S, Mutschler J, Allmendinger R, Brown L, Kaufman S, Oliver J (1987) Crustal structure of eastern Nevada from COCORP deep seismic reflection data. Geol Soc Am Bull 99(6):833-844

Hawkins D, Bowring S (1997) U-Pb systematics of monazite and xenotimes: case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona. Contrib Mineral Petrol 127:87-103

Heaman L, Parrish RR (1991) U-Pb geochronology of accessory minerals. In: Heaman L, Ludden JN (eds) Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in geology. Mineral Ass Can, Short Course Handbook 19:59-102

Helo C, Hegner E, Kröner A, Badarch G, Tomurtogoo O, Windley BF, Dulski P (2006) Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth. Chem Geol 227:236-257

Hetherington CJ, Harlov DE (2008) Metasomatic thorite and uraninite inclusions in xenotime and monazite from granitic pegmatites, Hidra anorthosite massif, southwestern Norway: Mechanics and fluid chemistry. Mineral Soc Am 93:806-820

Hetherington CJ, Jercinovic MJ, Williams MI, Mahan K (2008) Understanding geologic processes with xenotime: Composition, chronology, and a protocol for electron probe microanalysis. Chem Geol 254:133-147

Hicks JF, Brinkman DL, Nichols DJ, Watabe M (1999) Paleomagnetic and palynologic analyses of the Albian to Santonian strata at Bayn Shireh, Burkhant, and Khuren Dukh, eastern Gobi Desert, Mongolia. Cretac Res 20:829-850

Hippertt J, Rocha A, Lana C, Egydio-Silva M, Takeshita T (2001) Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. J Struct Geol 23:67-80

Horvath F, Berckhemer H, Stegena L, Coulon C (1981) Models of Mediterranean back-arc basin formation (and discussion). Phil Trans Roy Soc Lond A 300:383-402

Houseman G, McKenzie D, Molnar P (1981) Convective instability of a thickened boundary layer an dits relevance for the thermal evolution of continental convergent belt. J Geophys Res 86:6115-6132

Howard KA (2003) Crustal structure in the Elko-Carlin region, Nevada, during Eocene gold mineralization: Ruby-East Humboldt metamorphic core complex as a guide to the deep crust. Eco Geol Bull Soc Geol 98:249-268

Howard KW (1971) Paleozoic metasediments in the northern Ruby Moutains, Nevada. Geol Soc Am Bull 82:259-264

Hsü KJ, Wang QC, Li L, Hao J (1991) Geological evolution of the Neimonides: a working hypothesis. Eclogae Geologicae Helvetiae 84(1):1-31

Hudson JR, John DA, Conrad JE, McKee EH (2000) Style and age of the late Oligocene-early Miocene deformation in the southern Stillwater Range, west central Nevada: Paleomagnetism, geochronology and filed relations. J Geophys Res 105, 929-954

Hutchinson DR, Golmshtok AJ, Zonenshain LP, Moore TC, Scholz CA, Klitgord KD (1992) Depositional and tectonic framwork of the rift basins of the Lake Baikal from multichannel seismic data. Geology 20:589-592

Ito M, Matsukawa M, Saito T, Nichols DJ (2006) Facies architecture and paleohydrology of a synrift succession in the Early Cretaceous Choyr Basin, southeastern Mongolia. Cretac Res 27:226-240

Jackson JA (1994) The Aegean deformation. Annual Rev Geophys 22:239-272

Jacobshagen V, Dürr S, Kockel F, Kopp KO, Kowalczyk G, Berkhemer H (1978) Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: Cloos H, Roeder D, Schmidt K (eds) Alps, Apennines, Hellenides, IUGG, Stuttgart, pp 537-564

Jäger E (1967) Die Bedeutung des Biotit-Aterswerte. In: Jäger E, Niggli E, Wenk E (eds) Rb-Sr Alterbestimmungen an Glimmern der Zentralapen ; Strontium-rubidium age determinations on micas from the central Alps. Beitr Geol Karte Schweig 134:28-31

Jäger E, Niggli E, Wenk E (1967) Rb-Sr Alterbestimmungen an Glimmern der Zentralapen ; Strontium-rubidium age determinations on micas from the central Alps. Beitr Geol Karte Schweig 134:67

Jahn BM, Wu FY, Chen B (2000a) Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. Trans Royal Soc Edinburgh: Earth Sci 91:181-193

Jahn BM, Wu FY, Hong D (2000b) Important crustal growth in the Phanerozoic: Isotopic evidence of granitoids from east-central Asia. Indian Acad Sci, Earth Planet Sci 109(1):5-20

Jahn BM, Wu FY, Capdevila R, Martineau F, Zhao ZH Wang Y (2001) Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. Lithos 59:171-198

Jahn BM (2004) The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic. Geol Soc, Lond 226:73-100
Jahn BM, Capdevila R, Liu D, Vernon A, Badarch G (2004) Source of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor-Ulaan Baatar, Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. J Asi Earth Sci 23:629-653
Jahn BM, Litivinovsky BA, Zanvelevich AN, Reichow M (2009) Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance. Lithos, doi: 10.1016/j.lithos.2009.06.015
Jin J, Meng Q, Zhang Y, Xu D, Yang J, Yang X, Men X (1997) Study of Jurassic and Cretaceous development of the Yingen Basin. Res Rep, Inst Petrol Explo Beijing 153 p.
Johnson CL, Webb LE, Graham SA, Hendrix MS, Badarch G (2001) Sedimentary and structural records of the late Mesozoic high-strain extension and strain partitioning Esat Gobi basin, southern Mongolia. Geol Xoc Am Mem 194:413-433
Johnson CL, Greene TJ, Zinnicker DA, Moldowan JM, Hendrix MS, Carroll AR (2003) Geochemical characteristics and correlation of oil and nonmarine source rocks from Mongolia. Am Ass Petrol Geol 87(5):817-846
Johnson CL (2004) Polyphase evolution of the East Gobi basin : sedimentary and structural records of Mesozoic-Cenozoic intraplate deformation in Mongolia. Bas Res 16:79-99
Johnson CL, Graham SA (2004) Cycles in perilacustrine facies of late Mesozoic rift basins, southeastern Mongolia. J Sedim Res 74(6):786-804
Jolivet L, Daniel JM, Fournier M (1991) Geometry and kinematics of ductile extension in Alpine Corsica. Earth Planet Sci Let 104:278-209
Jolivet L, Goffé B, Monié P, Truffert-Luxey C, Patriat M, Bonneau M (1996) Miocène detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. Tectonics 15:1129-1153
Jolivet L, Faccenna C (2000) Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics 19:1095-1106
Jolivet L, Goffé B (2000) Les domes métamorphiques extensifs dans les chaîne de montagnes. Extension syn-orogénique et post-orogénique. C R. Avad Sci Paris, Sci Terre Planet 330:739-751
Jolivet L, Brun JP, Meyer B, Poutreau G, Rouchy JM, Scaillet B (2008) Géodynamique méditerranéenne. Soc Geol Fr, édition Vuibert 218 p.
Jolivet L, Faccenna C, Piromallo C (2009) From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. Earth Planet Sci Let 285:198-209
Jolivet L, Brun JP (2010) Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. Int J Earth Sci 99:109-138
Jolivet L, Lecomte E, Huet B, Denèle Y, Lacombe O, Labrousse L, Le Pourhiet L, Mehl C (2010) The North Cycladic Detachment System. Earth Planet Sci Let 289:87-104
Kamber BS, Frei R, Gibb AJ (1998) Pitfalls and new approaches in granulite chronometry: An example from the Limpopo Belt, Zimbabwe. Precamb Res 91:269-285.
Kapp P, DeCelles PG, Gehrels GE, Heizer M, Ding L (2007) Geological recors of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. Geol Soc Am Bull 119:917-932
Karagianni EE, Panagiotopoulos DG, Panza GF, Suhadolc P, Papazachos CB, Papazachos BC, Kiratzi A, Hatzfeld D, Makropoulos K, Priestley K, Vuan A (2002) Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean area. Tectonophysics 358:187-209
Kay RW, Mahlburg Kay S (1993) Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics 219:177-189
Kepezhinskas PK, Kepezhinskas KB, Pukhtel IS 1991. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian Caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data. Geophys Res Let 18(7):1301-1304
Khain EV, Neymark LA, Amelin YV (1995) Isotopic-geochronological study of the granites and granite-gneisses of Gargan block in the eastern Sayan range in the Siberia by Pb-Pb and U-Pb methods on zircons and Sm-Nd method. Doklady of the Russian academy of Sciences/Earth Sciences Section 776-780, in Russian
Khain EV, Bibokova EV, Kröner A, Zhuravlev DZ, Sklyarov EV, Fedotova AA, Kravchenko-Berezhnoy IR (2002) The most ancient ophiolites of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications. Earth Planet Sci Lett 199:311-325

Khand Y, Badamgarav D, Ariunchimeg Y, Barsbold R (2000) Cretaceous System in Mongolia and its depositional environments. In: Okada H, Mateer N.J (eds) Cretaceous environments of Asia. Elsevier Science B.V., Amsterdam, 49-79

Khashgerel BE, Rye RO, Hedenquist JW, Kavalieris I (2006) Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi Porphyry Cu-Au system, south Gobi, Mongolia

Kim SW, Kwon S, Ryu IC (2009) Geochronological constraints on multiple deformations of the Honam Shear Zone, South Korea and its tectonic implication: Godwana Res 16:82-89

Kingsbury JA, Miller CF, Wooden JL, Harrison TM (1993) Monazite paragneiss and U-Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, California, U.S.A.: implications for thermochronometry. Chem Geol 110:147-167

Kirby SH (1980) Tectonic stresses in the lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. Journal of Geophysical Research 85:3653-3663.

Klemperer SL, Hauge TA, Hauser EC, Oliver JE, Potter CJ (1986) The Moho in the northern Basin and Range province, Nevada, along the COCORP 40°N seismic-reflection transect. Geol Soc Am Bull 97:603-618

Kovalenko VI, Zaitev N, Yarmolyuk VV, Bakhteev R, Bold D, Jumsran M, Koval P, Sotnikov V, Tcherbakov Y, Yanshin L (1984) Geodynamic environments in major geological epochs of Mongolia and their metallogenic characteristics. Joint Soviet-Mongolian Scientific-Research Geological Expedition Transaction 38:7-41 (in Russian)

Kovalenko VI, Yarmolyuk VV, Kovach VP, Kotov AB, Kozakov IK, Salnikova EB (1996) Sources of phanerozoic granitoids in Central Asia: Sm-Nd isotope Data. Geochem 8:699-712, in Russian

Kovalenko VI, Yarmolyuk VV, Kovach VP, Kotov AB, Kozakov IK, Salnikova EB, Larin AM (2004) Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence. J Asia Earth Sci 23:605-627

Kozakov IK, Kotov AB, Kovach VP, Salnikova EB (1997) Crustal growth in the geologic evolution of the Baidrag block, Central Mongolia: evidence from Sm-Nd isotopic systematics. Petrology 5(3):227-235

Kravchinsky VA, Cogné JP, Harbert WP, Kuzmin MI (2002) Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean as constrained by new paleomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia. Geophys J Int 148:34-57

Krohe A, Mposkos E (2002) Multiple generations of extensional detachments in the Rhodoppe mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. In: Blundell DJ, Neubauer F, von Quadt A (eds) The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. Geol Soc Lond Spe Pub 204:151-178

Kumar P, Yuan X, Kind R, Ni J (2006) Imaging the colliding Indian and Asian lithospheric plates beneath Tibet. J Geophys Res 111:B06308

Kusky T, Windley BF, Zhai MG (2007) Tectonic evolution of the North China Block: from orogen to craton to orogen. In: Zhai MG, Windley BF, Kusky T, Meng QR (eds) Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geol Soc Lond Sp Pub 280:1-34

Kuzmichev A, Kröner A, Hegner E, Liu DY, Wan YS (2005) The Shishkid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia. Precamb Res 138:125-150

Kuzmin MI, Fillipova IB (1979) History of the Mongol-Okhotsk folded belt development in Middle-Late Palaeozoic and Mesozoic. Structure of the Lithosphere Plates. Inst Ocean Pub House, Moscow, 189-226

Kuzmin MI (1985) Geochemistry of magmatic rocks of Phanerozoic Mobil Fold Belts. Nauka, Novosibirsk (in Russian)

Lachenbruch AH, Sass JH (1978) Models of an extending lithosphere and heat flow in the Basin and Range province. In: Smith RB, Eaton GP (eds) Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera. Geol Soc Am Mem, Boulder, Colorado, pp. 209-250

Lamb MA, Badarch G (1997) Paleozoic sedimentary basins and volcanic-arc systems of southern Mongolia : new stratigraphic and sedimentology constraints. Int Geol Rev 39(6) :542-576

Lamb MA, Hanson AD, Graham SA, Badarch G, Webb LE (1999) Left-lateral sense offset of the Upper Proterozoic to Paleozoic features across the Gobi Onon, Tost, and Zuunbayaan faults in

southern Mongolia and implications for other central Asian faults. Earth Planet Sci Lett 173:183-194

Lamb MA, Badarch G (2001) Paleozoic sedimentary basins and volcanic-arc systems of southern Mongolia : new geochemical and petrography constraints. In: Hendrix MS, Davis GA (eds) Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia – From Continental Assembly to Intracontinental Deformation. Geol Soc Am Memoir 194:117-149

Lamb MA, Badarch G, Navratil T, Poier R (2008) Structural and geochronologic data from the Shin Jinst area, eastern Gobi Altai, Mongolia: Implications for Phanerozoic intracontinental deformation in Asia. Tectonophysics 451:312-330

Lanphere MA, Dalrymple BG (1976) Identification of excess 40Ar by the 40Ar/39Ar age spectrum technique. Earth Planet Sci Lett 32:141-148

Larson RL, Kincaid C (1996) Onset of mid-Cretacous volcanism by elevation of the 670 km thermal boundary layer. Geology 24:551-554

Leake BE (1978) Nomenclature of amphiboles. Mineral Magazine 42(4):533-563

Lee J, Hacker BR, Dinklage WS, Wang Y, Gans P, Calvert A, Wan J, Chen W, Blythe AE, McClelland W (2000) Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic and thermochronologic constrains. Tectonics 19:872-895

Lee J, Hacker BR, Wang Y (2004) Evolution of north himalayan gneiss domes: Structural and metamorphic studies in Mabja Dome, southern Tibet. J Struct Geol 26:2297-2316

Le Pichon X, Angelier J (1979) The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. Tectonophysics 60:1-42.

Le Pichon X, Angelier J (1981) The Aegean Sea. Phil Trans, Roy Soc Lond 300:357-372

Le Pichon X (1982) Land-locked oceanic basins and continental collision: the Eastern Mediterranean as a case example. In: Hsü KJ (ed) Mountain Building Processes, Acad Press Lond, pp 201-211

Lescuyer JL, Bouchot V, Ledru P, Duguey E, Le Goff E, Perrin J, Thiéblemont D (2005) Synthèse métallogénique et géodynamique de la Mongolie orientale. Rapport de fin de phase 1 de la Recherche en Partenariat Industriel entre COGEMA et le BRGM. RPI MOGOR n°140, Rapport BRGM/RC-53780-FR, 113 pages, 12 figures, 5 annexes

Li JY (2006) Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate. J Asia Earth Sci 26:207-224

Li JY, Sun GH, Li YP, Gao LM, Wang YB (2007b) Shuangjingzi syn-collisional crust-derived two-micas granite in the east Inner Mongolia and its constraint in timing on the collision between Siberia and Sino-Korean paleo-plates and beginning of intracontinental orogeny in the Yanshan area Petrologica Sinica 23, 565-582

Li SL, Mooney WD (1998) Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles. Tectonophysics 288:105-113

Li SL, Mooney WD, Fan J (2006) Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data. Tectonophysics 420:239-252

Li X, Bock G, Vafidis A, Kind R, Harjes HP, Hanka W, Wylegalla K, van der Meijde M, Yuan X (2003) Receiver function study of the Hellenic subduction zone: Imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere. Geophys J Int 155:733-748

Li XH (2000) Cretaceous magmatism and lithospheric extension in Southeast China. J Asian Earth Sci 18:293-305

Lin Q, Ge WC, Sun DY, Wu FY, Chong KW, Kyung DM, Myung SJ, Moon W, Chi SK, Sung HY (1998) Tectonic significance of Mesozoic volcanic rocks in northeastern China. Scientia Geologica Sinica 33:129-138 (en chinois avec abstract en anglais)

Lin W, Wang Q (2006) Late Mesozoic extensional tectonics in the North China block: a crustal response to subcontinental mantle removal. Bull Soc Géol Fr 177(6):287-297

Lin W, Faure M, Monié P, Wang QC (2007) Polyphase Mesozoic tectonics in the eastern part of the North China Block: insights from the eastern Liaoning Peninsula massif (NE China). In Zhai MG, Windley BF, Kusky TM, Meng QR (eds) Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geol Soc Lond Spe Pub 280:153-170

Lin W, Faure M, Monié P, Schärer U, Panis D (2008a) Mesozoic extensional tectonics in Eastern Asia: the south Liaodong peninsula metamorphic core complex (NE China). J Geol 116:134-154

Lin W, Faure M, Nomade S, Shang Q, Renne PR (2008b) Permian-Triassic amalgamation of Asia: Insights from Northeast China sutures and their place in the final collision of North China and Siberia. Compte Rendu Géoscinces 340:190-201

Lin W, Monié P, Faure M, Schärer U, Shi Y, Le Breton N, Wang Q (2011) Cooling paths during the Mesozoic extensional tectonic of the NE China: example from the south Liaodong Peninsula Metamorphic Core Complex. J Asian Earth Sci: Doi10.1016/j.jseas.2010.007

Linthout K (2007) Tripartite division of the System $2REEPO_4$ –$CaTh(PO_4)_2$ -$2ThSiO_4$ discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by $CaTh(PO_4)_2$. Can Mineral 45:503-508

Lister GS, Banga G, Feenstra A (1984) Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. Geology 12:221-225

Lister GS, Davis GA (1989) The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. J Struct Geol 11:65-94

Lister GS, Baldwin SL (1996) Modelling the effect of arbitrary P-T-t histories on argon diffusion using the MacArgon Program for the Apple Macintosh. Tectonophysics 253:83-109

Litvinovsky BA, Zanvilevich AN, Wicham, SM, Steele IM (1999) Origin of syenite magmas in A-type granitoid series: syenite-granite serie from Transbaikalia. Petrology 7:483-508

Litvinosky BA, Jahn BM, Zanvilevich AN, Saunders A, Poulain S, Kuzmin DV, Reichow MK, Tiotov AV (2002a) Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalian, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. Chem Geol 189:105-133.

Litvinovsky BA, Jahn BM, Zanvilevich AN, Shadaev MG (2002b) Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia. Lithos 64:97-130

Litvinovsky BA, Yarmolyuk VV, Zanvilevich AN, Shadaev MG, Nikiforov AV, Posokhov VF (2005) Sources of material and genesis of granite pegmatites of the Oshurkovskii alkaline monzonite massif, Transbaikalia. Geochem Int 43(12):1149-1167

Liu J, Davis GA, Lin Z, Wu FY (2005) The Liaonan metamorphic core complex, Southeastern Liaoning Province, North China: A likely contributor to Cretaceous rotation of Eastern Liaoning, Korea and contiguous areas. Tectonophysics 407:65-80

Lkhamsuren J, Hamasaki S (1998) Fluorite deposits in Mongolia : an outline. Bull Geol Surv Japan 49(6):309-318

Ludwig KR (1980) Calculation of uncertainties of U-Pb data. Earth Planet Sci Lett 46:212-220

Ludwig KR (1998) On the treatment of concordant uranium-lead ages. Geochim Cosmochim Acta 62:665-676.

Ludwig K.R. (2003) Isoplot/Ex, version 3. A new geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Spec Pub 4, 70 p.

Ludwig KR (2004) Users manual for ISOPLOT/EX, version3.1. A geochronological toolkit for Microsoft Excel Berkeley Geochronology Center. Spec Publ 4

Luo Z, Guan K, Miao L, Huang J (1999) The ages and its significance of inherited zircons in the granitoid in Zhaoyuan-Laizhou area. Geol Shandong 3:24-30 (in Chinese with English abstract)

Lynch HD, Morgan P (1987) The tensile strength of the lithosphere and the localisation of extension. In: Coward MP, Dewey JF, Hancock PL (eds) Continental Extensional Tectonics. Geol Soc Spe Pub 28:53-65

Ma XY (1989) Lithospheric dynamic map of China and adjacent seas (1/4000000) and explanatory notes. Geological Publishing House, Beijing, China

MacGready T, Snoke AW, Wright JE, Howard KA (1997) Mid-crustal flow during Tertiary extension in Ruby Mountains core complex, Nevada. Geol Soc Am Bull 109(12):1576-1594

MacKinnon P, Fueten F, Robin PY (1997) A fracture model for quartz ribbons in straight gneisses. J Struct Geol 19(1):1-14

Mainprice D, Bouchez JL, Blumenfeld P, Tubia JM (1986) Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature, Geology 14:819-822

Makris J (1978) The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic sounding. Tectonophysics 46:269-284

Makris J, Stobbe C (1984) Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. Marine Geol 55(3-4):347-363
Malavieille J, Guillot P, Costa S, Lardeaux JM, Gardien V (1990) Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mount Pilat extensional shear zone and St-Etienne late Carboniferous basin. Tectonophysics 177:139-149
Malavielle J (1993) Late orogenic extension in the mountain belt : Insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan Belt. Tectonics 12(5):1115-1130
Malo M, Ruffet G, Pincivy A, Tremblay A (2008) A $^{40}Ar/^{39}Ar$ study of oceanic and continental deformation processes during an oblique collision : Taconian orogeny in the Quebec reentrant of the Canadian Appalachians. Tectonics 27, TC4001, doi:10.1029/2006TC002094.
Manley CR, Glazner AF, Farmer GL (2000) Timing of volcanism in the Sierra Nevada of California: Evidence for Pliocène delamination of the batholitic root? Geology 28:811
Marinov NA, Zonenshain LP, Blagonravov VA (eds) (1973) Geology of Mongolia People's Republic, vol 1, Stratigraphy. Moscow, Nedra. 584 p (in Russian)
Marquer D, Feybesse JL, Gapais D, Balé P, Le Corre C, Maggion R, Charvet J, Faure M, Burg J.P (1987) Dispersion des linéations d'étirement sous un chevauchement varisque majeur: le cas de l'orthogneiss de St Alyre-es-Montagne (série du Cézallier, sondage GPF de Chassolle). Geol France 4:33-43
Maruyama S, Seno T (1986) Orogeny and relative plate motions: an example of the Japanese islands. Tectonophysics 127:1-25
Maruyama S, Isozaki, Y, Kimura G, Terabayashi M (1997) Paleogeographic maps of the Japanese Islands : Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. Island Arc 6:121-142
Masau M, Cerny P, Cooper MA, Chapman R (2002) Monazite-(Sm), a new member of the monazite group fro the Annie Claim #3 granitic pegmatite, southeastern Manitoba. Can Mineral 40:1649-1655
Matsukawa M, Nagata H, Taketani Y, Khanda Y, Khosbajar P, Badamgarav D, Obata I, (1997) Dinosaur bearing lower Cretaceous deposits in the Choir Basin, S.E. Mongolia – Stratigraphy and sedimentary environnements. J Geol Soc Philippines 52:99-114
Mazukabzov AM, Donskaya TV, Gladkochub DP, Sklyarov EV, Ponomarchuk VA, Sal'nikova EB (2006) Structure and Age of the Metamorphic Core Complex of the Burgutui Ridge (Southwestern Transbaikal Region). Dokl Earth Sci 407(2):179-183
McCarthy J (1986) Reflection profiles from the Snake Range metamorphic core complex: A window into the mid-crust, in Reflection Seismology. In: Barazangi M, Brown L (eds) The continental Crust, Geody Ser, AGU, Washington D.C. 14:281-292
McCarthy J, Thompson GA (1988) Seismic imaging of extending crust with emphasis on the western United States. Geol Soc Am Bull 100:1361-1374
McCarthy J, Larkin SP, Fuis GS, Simpson RW, Howard KA (1991) Anatomy of a metamorphic core complex: seismic refraction/wide-angle reflection profiling in southeastern California and western Arizona. J Geophys Res B96:12259-12291
McClay KR, Norton MG, Coney P, Davis GH (1986) Collapse of the Caledonian orogen and the old red sandstone. Nature 323:147-149
McDougall I, Harrison TM (1988) Geochronology and thermochronology by the 40Ar/39Ar method. Oxford monographs on geology and geophysics, Oxford Press, v. 9, 212 p
McDougall I, Harrison TM (1999) Geochronology and thermochronology by the 40Ar/39Ar Method. Oxford Univ Press, New York, 282 p
McKenzie D (1972) Active tectonic of the Miditerranean region. Geophys J Res Astr Soc 30:109-185
McLelland J (1984) The origin of ribbon lineation within the southern Adirondacks, USA. J Struct Geol 6:147-157
Ménard G, Molnar PC (1988) Collapse of the Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European Basin and Range province. Nature 334:235-237
Meng QR (2003) What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? Tectonophysics 369:155-174
Meng QR, Hu JM, Jin JQ, Zhang Y, Xu DF (2003) Tectonics of the late Mesozoic wide extensional basin system in China-Mongolia border region. Basin Res 15:397-415
Menzies MA, Xu Y (1998) Geodynamics of the North China Craton. In: Flower M, Chung SL, Lo CH, Lee TY (eds) Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. AGU 27:155-165

Menzies MA, Xu Y, Zhang H, Fan W (2007) Integration of geology, geophysics and geochemistry: a key to understanding the North China Craton. Litos 96:1-21
Mercier JL, Delibassis N, Gautier A, Jarrige JJ, Lemille F, Philip H, Sebrier M, Sorel D (1979) La néotectonique de l'arc égéen. Rev Géogr Phys Geol Dyn 21:67-92
Mercier JL, Sorel D, Vergély P, Simeakis K (1989) Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. Basin Res 2:49-71
Mercier JL, Hou MJ, Vergély P, Wang YM (2007) Structural and stratigraphical constraints on the kinematics history of the Southern Tan-Lu Fault Zone during the Mesozoic Anhui, China. Tectonophysics 439:33-65
Merrihue CM (1965) Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples (abstract). Trans Am Geophys Union 46:125
Merrihue CM, Turner G (1966) Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. J Geophys Res 71:2852-2857
Metelkin DV, Gordienko IV, Klimuk VS (2007) Paleomagnetism of Upper Jurassique basalts from Transbaikalia: new data on the time of closure of the Mongol-Okhotsk Ocean and Mesozoic intraplate tectonics of Central Asia. Rus Geol Geophys 48:825-834
Miao L, Luo Z, Guan K, Huang J (1998) The implication of the SHRIMP U-Pb age in zircon to the petrogenesis of the Linglong granite, East Shandong Province. Acta Petrol Sinica 14 :198-206 (in Chinese with English abstract)
Miller DM, Nilsen TH, Bilodeau WL (1992) Late Cretaceous to early Eocene geologic evolution evolution of the U.S. Cordillera. In: Burchfiel BC, Lipman PW, Zoback ML (eds) The Cordilleran Orogen: conterminous U.S., G-3. Geol Soc Am Boulder 205-260
Miller EL, Gans PB, Garing J (1983) The Snake Range decollement: an exhumed mid-Tertiary ductile-brittle transition. Tectonics 2:239-263
Miller EL, Dumitru TA, Brown RW, Gans PB (1999) Rapid Miocene slip on the Snake Range-Deep Creek Range fault system, east-central Nevada. Geol Soc Am Bull 111:886-905
Misch P (1960) Regional structural reconnaissance in central-northeast Nevada and some adjacent areas: Observation and interpretations. Intermountain Association of Petroleum Geologists Guidebook for 11th Annual Field Conference, pp 17-42
Misnik YV, Shevchuk VV (1980) Eastern Trans-Baikal ancient block an dits role for forming of regional structure. Geotectonica 5:25-37
Mitchell JG (1968) The argon-40/argon-39 method for potassium-argon age determination. Geochem Cosmochem Acta 32:781-790
Moiseenko VG, Stepanov VA, Shergina YP (1997) The age of gold mineralization in the Bam or group. Doklady earth Sci 355:369-371
Moiseenko VG, Stepaniv VA, Shergina YP (1999) Age of Kirov gold deposit, Amur region: Doklady Earth Sciences 369A:1217-1219
Molnar P, Chen WP (1983) Focal dephts and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau J Geophys Res 88(B12) :1180-1196
Montel JM, Veschambre M, Nicollet C (1994) Datation de la monazites à la microsonde électronique. Compte Rendu Acad Sci 318:1489-1495
Montel JM, Foret S, Veschambre M, Nicollet C, Provost A (1996) Electron microprobe dating of monazite. Chem Geol 131:37
Montel JM, Devidal JL, Avignant D (2002) X-ray diffraction study of brabandite-monazite solid solutions. Chem Geol 1991:89-104
Montigny R (1985) Méthode classique potassium-argon. Méthode de datation par les phénomènes nucléaires naturels : applications : textes réunis par E. Roth et b. Poty, Masson ; Série Scientifique., p. 309-340.
Moriceau R, Gautier P, Sokoutis D, Brun JP, Van den Driessche J (1997) Neogene post-thickening extension in the SW Rhodope Massif (Greece): evidence for a major synmetamorphic décollement. Terra Nova Abstr 9, Suppl, 344
Morley CK (1999) Aspects of transfer zone geometry and evolution in East African Rift. In: Morley CK (ed) Geoscience of Rift System-Evolution of Esat Africa. Am Ass Petrol Geol Studies Geol 44:161-171

Mossakovsky AA, Ruzhentsev SV, Samygin SG, Kheraskova TN (1993) Central Asian Fold Belt: evolution and formation history. Geotectonics 27:445-474
Nagibina MS (1963) Tectonics and Magmatism of the Mongolia-Okhotsk Fold Belt. USSR Academy Press, Moscow, 404 p (in Russian)
Nagy G, Draganits E, Demény A, Pantó G, Árkai P (2002) Genesis and transformation of monazite, florencite and rhabdophane during medium grade metamorphism: examples from the Sopron Hills, Eastern Alps. Chem Geol 191:25-46
Nakanishi M, Sager WW, Klaus A (1999) Magnetic lineations within the Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean: implications for hotspot-triple junction interaction and oceanic plateau formation. J Geophys Res 104:7539-7556
Newman FH, Walke HJ (1935) The radioactivy of potassium and rubidium. Phil Mag Ser 7(19):767-773
Nie S (1991) Paleoclimatic and paleomagnetic constraints on the Paleozoic reconstructions of the South China, North China and Tarim. Tectonophysics 196:279-308
Nichols DJ, Matsukawa M, Ito M (2006) Palynology and age of the nonmarine deposits in Mongolia and China. Cretac Res 27:241-251
Norton MG (1986) Late Caledonides extension in western Norway: a response to extreme crustal thickening. Tectonics 5:195-204
Okada H (1999) Plume-related sedimentary basins in East Asia during the Cretaceous. Palaeography Palaeoclimatology Palaeoecology 150:1-11
Okada H (2000) Nature and development of Cretaceous sedimentary basins in East Asia: a review. Geosciences J 4(4):271-282
Ondrejka M, Uher P, Prsek J, Ozdin D (2007) Arsenian monazite-(Ce) and xenotime-(Y), REE arsenates and carbonates from the Tisovec-Rejkovo rhyolite, Western Carpathians, Slovakia: Composition and substitutions in the (REE,Y)XO4 system (X=P, As, Si, Nb, S). Lithos 95:116-129
Orowan E (1965) Convection in a non-Newtonian mantle, continental drift, and mountain building. Phil Trans Roy Soc Lond 258A:284-313
Parfenov LM (1984) Continental margins and island arcs of Mesozoic of North-Western Asia. Nauka, Novosibirsk (in Russian)
Parfenov LM, Popekov LI, Tomurtogoo O (1999) The problems of tectonics of the Mongol-Okhotsk orogenic belt. Pacific Oceanic Geology 18(5):24-43 (in Russian)
Parrish RR (1990) U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. Can J Earth Sci 27:1431-1450
Parrish RR, Noble SR (2003) Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS). Rev Mineral Geochem 53(1):183-213
Parsons T (1995) The Basin and Range Province. In: Olsen KH (ed) Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. Developments in Geotectonics 25:277-324
Parsons T, McCarthy J, Kohler WM, Ammon CJ, Benz HM, Hole JA, Criley EE (1996) Crustal structure of the Colorado Plateau, Arizone: application of new long-offset seismic data analysis techniques. J Geophys Res B5:11173-11194
Passchier CW, Trouw RAJ (2005) Microtectonics, second ed. Springer-Verlag, Berlin. 366p.
Patterson CC (1956) Age of meteorites and the Earth. Geochim Cosmochim Acta 10:230-237
Paterson SR, Vernon RH, Tobisch T (1989) A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoïds. J Struct Geol 11(3):349-363
Perelló J, Cox D, Garamjav D, Sanjdorj S, Diakov S, Schissel D, Munkhbat TO, Oyun G (2001) Oyu Tolgoi, Mongolia: Siluro-Devonian porphyry Cu-Au-(Mo) and high-sulfididation Cu Mineralization with a Cretaceous Chalcocite Blanket. Eco Geol 96:1407-1428
Petit C, Burov E, Déverchère J (1997) On the structure and mechanical behaviour of the extending lithosphere in the Baikal Rift from gravity modelling. Eart Planet Sci Lett 149:29-42
Petit C, Déverhère J, Calais E, San'kov V, Fairhead D (2002) Deep structure and mechanism behavior of the lithosphere in the Hangaï-Hovsgöl region, Mongolia: New constraints from gravity modelling. Earth Planet Sci Lett 197:133-149
Pitra P, Ballèvre M, Ruffet G (2010) Inverted metamorphic field gradient toward a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). J Metam Geol 28(2):183-208

Platt JP, Vissers RLM (1989) Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gilbraltar arc. Geology 17:540-543
Podor R, Cuney M, Nguyen Trung C (1995) Experimental study of the complete solid solution between (La)-monazite and (Ca0.5U0.5)PO4 at 780°C and 200MPa. Am Mineral 80:1261-1268
Podor R, Cuney M (1997) Experimental study of Th-bearing LaPO4 (780°C, 200MPa): Implications for monazite and actinide orthophosphate stability. Am Mineral 82:765-771
Poitrasson F, Cherney S, Bland DJ (1996) Contrasted monazite hydrothermal alteration mechonism and their geochemical implications. Earth Planet Sci Let 145:79-96
Poitrasson F, Cherney S, Shepherd TJ (2000) Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: implications for U-Th-Pb geochronology and nuclear ceramics. Geochim Cosmochim Acta 64:3283-3297
Polyansky OP (2002) Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modelling approach. Tectonophysics 351:91-117
Pommier A, Cocherie A, Legendre O (2002) EPMA dating users manual: age calculation from electron probe microanalyser measurements of U-Th-Pb. BRGM, 9 p.
Posokhov BF, Shadaev MG, Litvinovsky BA, Zanvilevich AN, Khubanov VB (2005) Rb-Sr age and sequence of formation of granitoids in the Khorinsk volcano-plutonic structure in the Mongolian-Transbaikalian Belt. Rus Geol Geophys 46:625-632
Prodehl C, Fuchs K, Mechie J (1997) Seismic-refraction studies of the Afro-Arabian rift system-a brief review. Tectonophysics 278:1-13
Prost GL (2004) Tectonics and hydrocarbon systems of the East Gobi basin, Mongolia. Am Ass Petrol Geol 88(4):483-513
Pryer LL (1993) Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. J Struct Geol 15(1):21-36
Pupin JP (1980) Zircon and granite petrology. Contrib Mineral Petrol 73:207-220
Purdy JW, Jäger E (1976) K-Ar ages on rock forming minerals from the central Alps. Mem Ist Geol Min, Univ Padova 30, 31 p.
Qian Q, Chung SL, Lee TY, Wen DJ (2003) Mesozoic high-Ba-Sr granitoids from North China: geochemical characteristic and geological implications. Terra Nova 15:272-278
Quarton M, Zouiri M, Freundlich W (1984) Cristallochimie des orthophosphates double de thorium et de plomb. Compltes Rendus Acad Sci 299:785-788
Ratschbacher L, Frisch W, Neubauer F, Schmid SM, Neugebauer J (1989) Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. Geology 17:404-407
Ratschbacher L, Hacker BR, Webb, LE, McWilliams M, Ireland T, Dong S, Calvert A, Chateigner D, Wenk HR (2000) Exhumation of the ultrahigh-pressure continental crust in east-central China: Cretaceous and Cenozoic unroofing and the Tan-Lu fault. J Geophys Res 105:13303-13338
Reichow MK, Litvinovsky BA, Parrish RR, Saunders AD (2010) Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U-Pb geochronology and whole rock geochemistry. Chem Geol 273:120-135
Reiners PW (2009) Nonmonotonic thermal histories and contrasting kinetics of multiple thermochronometers. Geochim Cosmochim Acta 73(12):3612-3629
Ren J, Tamaki K, Li S, Zhang J (2002) Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas. Tectonophysics 344:175-205
Renne PR, Swisher CC, Deino AL, Karner DB, Owens TL, DePaolo DJ (1998) Intercalibration of standards, absolute âges and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. Chem Geol 145:117-152
Rex DC, Guise PG, Wartho JA (1993) Disturbed 40Ar-39Ar spectra from hornblendes: Thermal loss or contamination. Chem Geol, Isot Geosci Sec 103:271-281
Reynold SJ, Rehrig WA (1980) Mid-Tertiary plutonism and mylonitization, South Mountains, Central Arizona. In: Crittenden MC, Coney PJ, Davis GH (eds) Cordilleran metamorphic core complexes. Geol Soc Am Memoir, 153:159-175
Ringwood AE, Hart PJ (1969) Composition and evolution of the upper mantle Geophys Monograph.
Ritsk EY, Amelin YV, Krymski RS, Shalaev VS, Rizvanova NG (1999) On the age of the Nyurundyukan sequence (kichera zone, Baikal-Muya fold belt): new U-Pb and Sm-Nd isotope data. In: Kozakov IK (ed) Geologic evolution of the Proterozoic marginal paleo-oceanic structures of the northern Eurasia. Tema, St Petersburg, 130-132 (in Russian)

Ritsk EY, Amelin YV, Rizvanova NG, Krymskii RS, Mitrofanov GL, Mitrofanova NN, Perelyaev VI, Shaleaev VS (2001) Age of rocks of the Baikal-Muya foldbelt. Stratigraph Geol Correlation 9(4):315-326

Ritts BD, Berry AK, Johnson CL, Darby BJ, Davis GA (2010) Early Cretaceous supradetachment basins in the Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. Bas Res 22:45-60.

Robinson GW, Spear FS, Schumacher JC, Laird J, Klein C, Evans BW, Doolan BL (1982) Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrences and theory. In: Veblen DR, Ribble PH (eds) Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy. Rev Mineral 9B:1-227

Roddick JC, Cliff RA, Rex DC (1980) The evolution of excess argon in the Alpine biotites - $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis. Earth Planet Sci Lett 48:185-208

Ronov AB, Yaroshevsky AA (1956) Chemical composition of the Earth's crust. Geophys Monograph.

Ross AR, Brown LD, Pananont P, Nelson KD, Klemperer S, Haines S, Wenjin Z, Jingru G (2004) Deep reflection surveying in central Tibet: lower-crustal layering and crustal flow. Geophys J Int 156:115-128

Royden LH (1993a) The tectonic expression of slab pull at continental boundaries. Tectonics 12:303-325

Royden LH (1993b) evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics 12:629-638

Ruffet G (1991) Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar: etude combinée sur des intrusions précambrienne et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain). Thèse de doctorat, Université de Renne 1, France, 251 p.

Ruffet G, Féraud G, Amouric M (1991) Comparison of 40Ar/39Ar conventional and laser dating of biotites from the North Tregor Batholith. Geochim Cosmochim Acta 55:1675-1688

Ruffet G, Gruau G, Ballèvre M, Féraud G, Philipot P (1997) Rb/Sr and 40Ar/39Ar laser probe dating of high-pressure phengites from Sesia zone (Western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high pressure metamorphism. Chem Geol 141:1-18

Ruppel C (1995) Extensional processes in continental lithospher. Journal of Geophysical Research 100:25187-24215

Rutherford E (1906) Radioactive transformations. Scribners, New York

Sager WW, Handschumacher DW, Hilde TWC, Bracey DR (1988) Tectonic evolution of the northern Pacific plate and Pacific Farallon-Izanagi triple junction in the late Jurassic and early Cretaceous (M21-M10). Tectonophysics 155:345-364

Sager WW (2005) What built Shatsky Rise, a mantle plume or ridge tectonics? In: Foulger GR, Jurdy DM (eds) Plates, plumes, and planetary processes. Geol Soc Am Sp Pap 430:451-470

Saiki K, Okubo A (2006) Lower Cretaceous flora of the Choyr Basin, Mongolia. Cretac Res 27:252-261.

Samovitch D, Litvintsev V, Chirzov L, Zlobin V (1976) Geological map of the Berhinsky area. Scale 1:200000. Ministry of Gelology of the USSR

Sassier C, Boulvais P, Gapais D, Capdevilla R, Diot H (2006) From granitoid to kyanite-bearing micaschist during fluid-assisted shearing (Ile d'Yeu, France). Int J Earth Sci 95:2-18

Saunders P, Priestley K, Taymaz T (1998) Variations in the crustal structure beneath western Turkey. Geophys J Int 134:373-389

Sawyer DS (1985) Brittle failure in the upper mantle during extension of continental lithosphere. Journal of Geophysical Research 90:3021-3026

Schleicher H, Keller J, Kramm U (1990) Isotope studies on alkaline volcanics and carbonatites from the kaiserstuhl, Federal Republic of Germany. Lithos 26(1-2):21-35

Schmid SM, Casey M (1986) Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis pattern. Geophys Monogr 36:263-286

Schmid SM, Pfiffner OA, Froitzheim N, Schônborn G, Kissling E (1996) Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. Tectonics 15(5):1036-1064

Scotese CR 2001. Atlas of Earth History. PALEOMAP Project, Arlington TX

Sengör AMC, Natal'in BA, Burtman VS (1993) Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature 364:299-306

Sengör AMC, Natal'in BA (1996) Paleotectonic of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin A, Harrison TM (eds) The Tectonic Evolution of Asia. Camb Univ Press, Camb, pp 486-640

Seranne M, Seguret M (1987) The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust. In: Coward MP, Dewey JF, Hancock PL (eds) Continental extensional tectonics . Geol Soc Lond Spe Pub, p 537-548
Seydoux-Guillaume P, Paquette JL, Wiedenbeck M, Montel JM, Heinrich W (2002) Experimental resetting of the U-Th-Pb systems in monazite. Chem Geol 191:165-181
Sha J, Lin L, Chen S, Matsukawa M (2006) Some Lower Cretaceous nonmarine bivalves from fluvio-lacustrine deposits bearing dinosaur fossils in Mongolia and northeast China. Cretac Res 27:262-278
Shao JA (1991) Crustal evolution in the middle part of the margin of the Sino-Korean plate. Pekin Univ Pub House, Beijing, China (en Chinois avec résumé en anglais)
Sibson RH (1977) Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society of London 133:191-213
Sigurgeirsson T (1962) Dating recent basalt by potassium-argon method. Dept Phys Lab Univ Iceland, p. 9
Sillitoe RH, Gerel O, Dejidmaa G, Gotovsuren A, Sanjaadorj D, Baasandorj S, Bat-Erdene D (1996). Mongolia's gold potential. Mining Magazine. July 1996.
Simpson C (1985) Deformation of granite rocks across the brittle-ductile transition. J Struct Geol 7(5):503-511.
Simpson C, Wintsch RP (1989) Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. J Metamorph Geol 7:261-275
Simpson RL, Parrish RR, Searle MP, Waters DJ (2000) Two episodes of monazite crystallisation during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. Geology 28:403-406
Sklyarov EV, Mazukabzov AM, Donskaya TV, Doronina NA, Shafeev AA (1994) Metamorphic core complexes of the Zagan Range (Transbaikalia). Dokl Earth Sci 339:83-86
Sklyarov EV, Mazukabzov AM, Mel'nikov AI (1997) Metamorphic core complexes of the cordilleran type. SPC UIGGM Siberian Branch of the RAS, Novosibirsk (in Russian)
Smith DL (1992) History and kinematics of Cenozoic extension in the northern Toiyabe Range, Lander County, Nevada. Geol Soc Am Bull 104:789-801
Smith HA, Barreiro B (1990) Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelite schists. Contrib Mineral Petrology 105:602-615
Smith HA, Giletti BJ (1997) Lead diffusion in monazite. Geochim Cosmochim Acta 61:1047-1055
Sokoutis D, Brun JP, Van Den Driessche J, Pavlides S (1993) A major Oligo-Miocène detachement in southern Rhodope controlling north Aegean extension. J Geol Soc Lond 150:243-246
Sorokin AA (1992) Geochemistry and geodynamic position of magmatic rocks of the central segment of the Mongol-Okhotsk fold belt. PhD thesis, Institute of Gochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Irkutsk (in Russian)
Spear FS (1993) Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineral Soc Am 799p
Spear FS, Parrish RR (1996) Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, British Colombia, Canada. J Petrol 37:733-765
Stacey JS, Kramers JD (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet Sci Lett 26: 207-221
Steiger RH, Jäger E (1977) Subcommission on the geochronology: convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. Earth Panet Sci Lett 36:359-362
Stewart JH (1980) Regional tilt patterns of late Cenozoic Basin-Range fault blocks, western United States. Geol Soc Am Bull 91:460-464
Stipp M, Stünitz H, Heilbronner R, Schmid SM (2002) The eastern Tonal fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. J Struct Geol 16:1861-1884
Suess E (1908) The Face of the Earth, vol 3, Clarendon Press, Oxf
Suvorov VD, Mishenkina ZR, Petric GV, Shelud'co IF (1999) Structure and isostasy of the crust in the Baikal Rift and the surrounding territory as determined from DSS data. Russ Geol geophys 40(3):305-316

Suzuki K, Adachi M (1991) Precambria provenance and Silurian metamorphim of the Tsubonosawa paragneiss in the south Kitami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochrone ages of monazite, zircon and xenotime. Geochem J 25:357-376

Suzuki K, Adachi M (1994) Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin ans implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea. Tectonophysics 235:277-292

Suzuki K, Adachi M, Kajizuka I (1994) Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. Earth Planet Sci Lett 128:391-405

Takahashi M (1983) Space-time distribution of the Late Mesozoic to Earty Cenozoic magmatism in East Asia and its tectonic implication. In: Hashimoto M, Uyeda S (eds) Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions. Terre, Tokyo, 69-88

Tang KD (1990) Tectonic development of Paleozoic foldbelts at the northern margin of the Sino-Korean craton. Tectonics 9:249-260

Tapponnier P (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull Soc Geol Fr XIX:437-460

Tapponnier P, Xu Z, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang JS (2001) Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science 294:1671-1677

Tatsumi Y, Maruyama S, Nohda S (2000) Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: role of asthenospheric injection. Tectonophysics 181:299-306

Tcherbakov YG, Dejidmaa G, Kalinin YA, and others (1986) Metallogeny of Mongolian People's Republic (gold). Joint Soviet-Mongolian Scientific-Research Geological Expedition, pre-print n°12, Novosibirsk, Institut of Geology and Geophysics of the Siberian Branch of USSR Academy of Sciences, 48 p. (in Russian)

Tera F, Wasserburg GJ (1972) U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth Planet Sci Lett 14:281-304

Thomson JJ (1905) On the emission of negative corpuscles by the alkali metals. Phil Mag Ser 6(10):584-590

Tian ZY, Han P, Xu KD (1992) The Mesozoic-Cenozoic East China rift system. Tectonophysics 208:341-363

Tilmann F, Ni J, INDEPTH III seismic team (2003) Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath Central Tibet. Science 300:1424-1427

Tirel C, Gueydan F, Tibéri C, Brun JP (2004) Aegean crustal thickness inferred from gravity inversion. Geodynamical implications. Earth Planet Sci Let 228:267-280

Tirel C, Brun JP, Sokoutis D (2006) Extension of thickened and hot lithospheres: Inference from laboratory modeling. Tectonics 25, TC1005, doi:10.1029/2005TC001804

Tirel C, Brun JP, Burov E (2008) Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. Tectonics 113, doi:10.1029/2005JB0033694

Tirel C, Gautier P, Van Hinsbergen DJJ, Wortel MJR (2009) Sequentiel development of interfering metamorphic core complexes: numerical experiments and comparison with the Cyclades , Greece. In: Van Hinsbergen DJJ, Edwards MA, Govers R (eds) Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone. Geol Soc Lond Sp Pub 311:257-292

Tomurtogoo O, Windley BF, Kröner A, Badarch G, Liu DY (2005) Zircon age and occurrence of the adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen. J Geol Soc, Lond 162:125-134

Townsend KJ, Miller CF, D'Andrea JL, Ayers JC, Harrison TM, Coath CD (2000) Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: geochronological implications. Chem Geol 172:95-112

Traynor JJ, Sladen C (1995) Tectonic and stratigraphic evolution of the Mongolian People's republic and its influence on hydrocarbon geology and potential. Mar Petrol Geol 12:35-52

Tremblay A, Ruffet G, Castonguay S (2000) Acadain metamorphism in the Dunnage zone of southern Quebec, northern Appalachians: 40Ar/39Ar evidence for collision diachronism. Geol Soc Am Bull 112:136-146

Tremblay A, Ruffet G, Bédard JH (2011) Obduction of Tethyan-type ophiolites-A case study from the Thetford-Mines ophiolitic Complex, Quebec Appalachians, Canada. Lithos: in press.

Tsekhovsky YG, Yapaskurt OV, Gusev IM (2005) Plain fan complexes in Jurassic-Cretaceous grabens of the western Transbaikal region. Lithology and Mineral Ressources 40(6):537-551
Tsokas GN, Hansen RO (1997) Study of the crustal thickness and the subducting lithosphere in Greece from gravity data. J Geophys Res 102(B9):20585-20597
Tsygankov AA, Matukov DI, Berezhnaya NG, Larionov AN, Posokhov VF, Tsyrenov BT, Khromov AA, Sergeev SA (2007) Late Paleozoic granitoids of the western Transbaikalia: magma sources and stages of formation. Rus Geol Geophys 48:120-140
Turcotte DL, Schubert G (1982) Geodynamics. John Wiley & Sons, New York
Turkina OM (2002) Tonalite-Trondhjemite of the subduction-related complexes (Late Riphean plagiogranites) on the SW margin of the Siberian craton. Russian Geology and Geophysics 43:418-431.
Turner G, Miller JA, Grasty RL (1966) The thermal history of the Bruderheim meteorite. Erath Plan Sci Let 1:155-157
Turner G (1968) The distribution of potassium and argon in chondrite. In: Ahrens LH (ed) in Origin and Distribution of the Elements. Pergamon 387-398.
Turner G (1971) Argon 40-argon 39 dating: the optimization of irradiation parameters. Earth Planet Sci Lett 10:227-234
Uyeda S, Kanamori H (1979) Back arc opening and the mode of subduction. J Geophys Res 84:1049-1061
Van Den Driessche J, Brun JP (1989) Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieure dans le Sud du Massif Central. C R Acad Sci Paris 309(2):1607-1613
Van Den Driessche J, Brun JP (1991) Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. Geodinamica Acta 5(1-2):85-99
Van der Beek PA, Delvaux D, Andriessen PAM, Levi KG (1996) Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia. J Geol Soc Lond 153:515-523
Vanderhaege O, Burg JP, Teyssier C (1999) Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and FrenchVariscides. In: Ring U, Brandon, MT, Lister GS, Willett SD (eds) Exhumation processses: normal faulting, ductile flow and erosion. Geol Soc Lond Sp Pub 181-204
Vanderhaeghe O, Teyssier C, McDougall I, Dunlap WJ (2003) Cooling and exhumation of the Shuswap Metamorphic Core Complex constrained by 40Ar/39Ar thermochronology. Geol Soc Am Bull 115:200-216
van der Meijde M, van der Lee S, Giardini D (2003) Crustal structure beneath broad-band seismic stations in the Mediterranean region. Geophys J Int 152:729-739
Van der Voo R, Spakman W, Bijwaard H (1999) Mesozoic subducted slabs under Siberia. Nature 397:246-249
van Emden B, Thornber MR, Graham J, Lincoln FJ (1997) The incorporation of actinides in monazite and xenotime from placer deposits in western Australia. Can Mineral 35:95-104
Vigner A (2002) Images sismiques par réflexion verticales et grand de la croûte en contexte extensif: les Cyclades et le Fossé Nord-Egéen. Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe, 269 p.
Villa IM, Puxeddu M (1994) Geochronology of the landerello geothermal field: new data and the "closure temperature" issue. Contrib Mineral Petrol 115:415-426
Villa IM, Grobety BH, Kelley SP, Trigila R, Wieller R (1996) Assessing Ar transport paths and mechanisms in the McClure Mountains hornblende. Contrib Mineral Petrol 126:67-80
Villa IM (1998) Isotopic closure. Terra nova, 10:1297-1305
Vincent SJ, Allen MB (1999) Evolution of the Minle and Chaoshui Basins, China: Implications for Mesozoic strike-slip basin formation in Central Asia. Geol Soc Am Bul 111(5):725-742
Von Weizsacker CF (1937) Über die Möglichkeit eines dualen β-Zerfalls von Khalium. Phys Zeitschr 38:623-624
Wainwright AJ (2008) Volcanostratigraphic framework and magmatic evolution of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au district, South Mongolia. PhD dissertation, The University of British Columbia, 277 p.
Walcott D (1993) Neogene tectonics and kinematics of the western North America. Tectonics 12:326-333
Wallace RE (1990) The San Andres fault System. Us Geol Survey, Professional paper 1515

Wang F, Zhou XH, Zhang LC, Ying JF, Zhang YT, Wu FY, Thu RX (2006) Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia. Earth Planet Sci Let 251:179-198

Wang LG., Qiu YM, McNaughton NJ, Groves DI, Luo ZK, Huang JZ, Miao LC, Liu YK (1998) Constraints on crustal evolution and gold metallogeny in the Northwestern Jiaodong Penninsula, China, from SHRIMP U-Pb zircon studies of granitoids. Ore Geol Rev 13:275-291

Wang P, Du X, Wang J, Wang D (1995a) The chronostratigraphy and stratigraphic classification of the Cretaceous of the Songliao basin. Acta Geol Sin 69:372-381

Wang PJ, Liu ZJ, Wang SX, Song WH (2002) $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K/Ar dating of volcanic rocks in the Songliao basin, NE China: constraints on stratigraphy and basin dynamics. Int J Earth Sci 91:331-340

Wang T, Zheng Y, Li T, Gao Y (2004) Mesozoic granitic magmatism in extensional tectonics near the Mongolian border in China and its implications for crustal growth. J Asi Earth Sci 23:143-146

Wang W, Zheng S, Zhang L, Zhang W, Pu R, Wu H (1995b) Tectono-stratigraphy of Circum-Pacific Belt in Northeast China. Geologic Publishing House, Beijing, 267 p.

Ward DA, Miller CF (1993) Accessory mineral behaviour during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime, and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A. Chem Geol 110:49-67

Wartho JA (1995) Apparent argon diffusive loss $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra in amphiboles. Earth Planet Sci Lett 134:393-407

Watson MP, Hayward AB, Parkinson DN, Zhang ZM 1987. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China. Mar Pet Geol 4:205-225

Webb LE, Graham SA, Johnson CL, Badarch G, Hendrix MS (1999) Occurence, age and implications of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, Southern Mongolia. Geology 27:143-146

Webb LE, Johnson CL (2006) Tertiary strike faulting in southeastern Mongolia and implications for Asian tectonics. Earth Planet Sci Lett 241:323-335

Webb LE, Johnson CL, Badarch G, Minjin C, Sersmaa G (2006) Evidence for an early Mesozoic mylonitic sinistral shear zone in southeastern Mongolia.

Wedepohl KH, Gohn E, Hartmann G (1994) Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation. Contrib Mineral Petrol 115(3):253-278

Wendt I, Carl C (1991) The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. Chem Geol 86:275-285

Wenzel F, Brun JP, ECORS-DEKORP team (1991) A deep reflection seismic line across the northern Rhine Graben. Earth Planet Sci Lett 104:140-150

Wernicke B (1981) Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291:645-648

Wernicke B, Spencer JE, Burchfield BC, Guth PL (1982) Magnitude of crustal extension in the southern Great Basin. Geology 10:499-502

Wernicke B (1985) Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can J Earth Sci 22:108-125

Wernicke B, Axen GJ (1988) On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. Geology 16:845-851

Wernicke B (1992) Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera. In: Burchfiel BC, Lipman PW, Zoback ML (eds) The Cordilleran Orogen ; Conterminous U.S. The Geology of North America vol. 3. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 553-581

Wetheril GW (1956) Discordant uranium lead ages. Trans Am Geophy Union 37:320-326

Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, Griffin WL, Meier M, Oberli F, Von Quadt A, Roddick JC, Spiegel W, (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. Geostandards Newsletter 19:1-23

Wijbrans JR, McDougall I (1986) $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of white micas from an Alpine high-prssure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. Contrib Mineral Petrol 93:187-194.

Williams IS (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion Microprobe. Rev Econ Geol 7:1-35

Windley BF, Alexeiev D, Xiao WJ, Kröner A, Badarch G 2007. Tectonic model for accretion of the Central Asian Orogenic Belt.Bicentennial Review. J Geol Soc 164:31-47.
Wu FY, Jahn BM, Wilde S, Sun DY (2000) Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northern China. Tectonophysics 328:89-113
Wu FY, Sun DY, Li HM, Wang XL (2001) The Nature of Basement beneath the Songliao Basin in NE China: Geochemical and Isotopic Constraints. Phys Chem Earth (A) 26(9-10):793-803
Wu FY, Sun DY, Li H, Jahn BM, Wilde SA (2002) A-type granites in north-eastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. Chem Geol 187:143-173
Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC, Sun DY (2003a) Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. Lithos 66:241-273
Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC, Sun DY (2003b) Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. Lithos 67:191-204
Wu FY, Sun DY, Jahn BM, Wilde S (2004) A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad REE patterns. J Asian Earth Sci 23:731-744
Wu FY, Lin JQ, Wilde SA, Zhang X, Yang JH (2005) Nature and Significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth Planet Sci Lett, 233, 103-119
Wu FY, Zhao GC, Sun DY, Wilde SA, Yang JH (2007) The Hulan Group: Its role in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt of NE China. J Asian Earth Sci 30:542-556
Wu J, Hu W, Jiao J (1998) Mesozoic pollen assemblages of Ejin Qi depression, Yingen Basin, Inner Mongolia. J Changchun Univ Sci Tech 28:247-253.
Xiao WJ, Windley BF, Hao J, Zhai MG (2003) Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia. China: termination of the Central Asian Orogenic Belt. Tectonics 22(6), doi: 10.1029/2002TC001484
Xiao WJ, Windley BF, Yuan C,Sun M, Han CM, Lin SF, Chen HL, Yan QR, Liu DY, Qin KZ, Li JL, Sun S (2009) Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids. Am J Sci 309:221-270.
Xie H (2000) Tecttonics of accreted terrane and driving mechanism. Science Press, Beijing, 256 p.
Xu B, Chen B (1997) The structure and the evolution of a Middle-Paleozoic orogenic belt between the North China and the Siberian Bloks, northern inner Mongolia, China. Sci in China (Ser D) 27(3):227-232 (en chinois avec résumé en anglais)
Xu X, Harbert W, Drill S, Kravchinsky V (1997) New paleomagnetic data from the Mongol-Okhotsk collision zone, Chita region, south central Russia: implications for Paleozoic paleogeography of the Mongol-Okhotsk ocean. Tectonophysics 269:113-129
Xu YG (2007) Diachronous lithospheric thinning of the North China Craton and formation of the Daxin'anling-Taihangshan gravity lineament. Lithos 96:281-298
Yakubchuk A, Seltmann R, Shatov V, Cole A 2001. The Altaids: tectonic evolution and metallogeny. Soc Eco Geol 46:6-14
Yakubchuk A 2004. Architecture and mineral deposit setting of the Altaid orogenic collage: a revised model. J Asian Earth Sci 23:761-779.
Yang JH, Wu FY, Chung SL, Lo CH, Wilde SA, Davis GA (2007) Rapid exhumation and cooling of the Liaonan metamorphic core complex: Inferences from $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology and implications for Late Mesozoic extension in the eastern North China Craton. Geol Soc Am 119(11/12):1405-1414
Yang JH, Wu FY, Wilde SA, Chen F, Liu XM, Xie LW (2008) Petrogenesis of an alkali syenite-Granie-rhyolite suite in the Yanshan Fold and Thrust Belt, Eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd-Sr-Hf isotopic evidence for lithospheric thinning. J Petrol 0:1-37
Yanshin AL (1974) Tectonics of Mongolin people's Republic. Nauka, Moscou (in Russian)
Yanshin AL (1989) 1:50 000 Map of Geologic formations of the Mongolian People's Republic. Academic Nauka, USSR, 2 sheets
Yarmolyuk VV, Ivanov VG, Kovalenko VI, Samoilov VS (1994) Dynamics of formation and magmatism of the late Mesozoic-Cenozoic southern Khangai mantle hot spot, Mongolia. Geotektonika 5:28-45 (in Russian)

Yarmolyuk VV, Kovalenko VI, Ivanov VG, Samoilov VS (1995) Dynamics and magmatsim of late Mesozoic-Cenozoic mantle hot spot, southern Khangai (Mongolia). Geotectonics, Traduction anglaise, 28(5):391-407

Yarmolyuk VV, Ivanov VG, Kovalenko VI (1998) Sources of the intraplate magmatism of the Western Transbaikalia in the late Mesozoic-Cenozoic: trace element and isotope data. Petrol 6:101-124

Yarmolyuk VV, Kovalenko VI (2001) The Mesozoic-Cainozoic of Mongolia. In: Dergunov AB (ed) Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. Taylor & Francis Group, Lond, 203-244

Yin A, Nie S (1996) A Phanerozoic palinspatic reconstruction of China and its neighboring regions. In: Yin A, Harrison TA (eds) The tectonic evolution of Asia. New York, Cambridge Univ Press, 442-485

Yin A, Harrison TM (2000) Geological evolution of the Himalayan Tibetan Orogen. Ann Rev Earth Planet Sci 28:211-280

Ying J, Zhang H, Sun M, Tang Y, Zhou X, Liu X (2007) Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. Lithos 98:45-66

Zagorsky VE, Peretyazhko IS (2010) First $^{40}Ar/^{39}Ar$ determination on the Malkhan granite-pegmatite system: Geodynamic implications. Doklady Earth Sci 430(2):172-175

Zeyen H, Negredo A, Fernandez M (1996) Extension with lateral material accomodation-“active” vs. “passive” rifting. Tectonophysics 266:121-137

Zhang CH, Cai X, Zhou ZH (1996) Principle and Methods of extensional basins analysis: Using the Songliao basin as a cas study. Petroleum Industry Press, Beijing, 293 p.

Zhang C, Ma CQ, Liao QA, Zhang JY, She ZB (2010) Implications of subduction and subduction zone migration of the Paleo-Pacific Plate beneath eastern North China, based on distribution, geochronology, and geochemistry of Late Mesozoic volcanic rocks. Int J Earth Sci: Doi:10.1007/s00531-010-0582-6

Zhang HF, Ying JF, Shimoda G, Kita NT, Morishita Y, Shao JA, Tang YJ (2007) Importance of melt circulation and crust-mantle interaction in the lithospheric evolution beneath the North China Craton: evidence from Mesozoic basalt-borne clinopyroxene xenocrysts and pyroxenite xenoliths. Lithos 96:67-89

Zhang XH, Li T, Pu Z, Wang H (2002) $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of the Louzidian-Dachengzi ductile shear zone near Chifeng, Inner Mongolia and their tectonic significance. Chin Sci Bull 47(15):1292-1297

Zhang XH, Wang H, Ma YJ (2003) $^{40}Ar/^{39}Ar$ Age constraints on two NNE-Trending ductile shear zones, Yanshan intraplate orogen, north China craton. Int Geol Rev 45:936-947

Zhang XH, Liu Q, Ma YJ, Wang H (2005) Geology, fluid inclusions, isotope geochemistry, and geochronology of the Paishanlou shear zone-hosted Gold deposit, North China Craton. Ore Geol Rev 26:325-348

Zheng Y, Zhang Q, Wang Y, Liu R, Wang SG (1996) Great thrust sheets in Beishan (North Mountains)-Gobi areas of China and southern Mongolia. J Struct Geol 18(9):1111-1126

Zhu DC, Mo XX, Niu Y, Zhao ZD, Wang LQ, Liu YS, Wu FY (2009) Geochemical investigation of Early Cretaceous igneous rocks along an east-west traverse throughout the central Lhasa Terrane, Tibet. Chem Geol 268:298-312

Zhu G, Wang Y, Liu G, Niu M, Xie C, Li C (2005) 40Ar/39Ar dating of the strike-slip motion on the Tan-Lu fault zone, east China. J Struct Geol 27:1375-1398

Zhu G, Xie CL, Chen W, Xiang BW, Hu ZQ (2010) Evolution of the Hongzhen metamorphic core complex: Evidence for Early Cretaceous extension in the eastern Yangtze craton, eastern China. Geol Soc Am Bull 122:506-516

Zhu XK, O’Nions RK, Belshaw NS, Gibb AJ (1997) Significance of in situ SIMS chronometry of zoned monazite from the Lewisian granulites, northwest Scotland. Chem Geol 135:35-53

Ziegler P, Cloetingh S (2004) Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. Earth Science Reviews 64:1-50

Zoback ML, Anderson RE, Thompson GA (1981) Cenozoic evolution of the state stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States. Philosphical Transactions of the Royal Society of London A 300:407-434

Zonenshain LP, Kuzmin MI, Moralev VM (1976) Global Tectonics, Magmatism and Metallogeny. Nedra, Moscow (in Russian)
Zonenshain LP, Kuzmin MI, Natapov LM (1990) Geology of the USSR: A Plate Tectonic Synthesis. Am Geophys Union, Wash, DC
Zonenshain LP, Kuzmin MI (1997) Paleogeodynamics. Am Geophys Union, Washington
Zorin YA, Novoselova MR, Turutanov EK, Kozhevnikov VM (1990) Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountains province. J Geodynamics 11:327-342
Zorin YA (1999) Geodynamics of the western part of the Mongol-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. Tectonophysics 306:33-56

ANNEXES

Annexe 1 :

Méthodes de datation

1. Généralités

Le temps est l'un des paramètres les plus contraignants pour appréhender l'évolution des processus tectoniques, magmatiques, métamorphiques et sédimentaires qui caractérisent la lithosphère. Afin de contraindre les âges de ces différents processus qui affectent une région, nous devons chercher des repères chronologiques. Ces derniers sont alors relatifs ou absolus.

La géochronologie absolue comprend l'ensemble des méthodes qui se focalise à attribuer un âge chiffré à un minéral ou à une roche. Cette science principalement basée sur le dosage élémentaire ou isotopique est l'une des applications qui découlent des propriétés de la radioactivité mise en évidence par Henri Becquerel à la fin du 19ème siècle. Au début du 20ème, Rutherford (1906) date pour la première fois des minéraux uranifères en mesurant leur quantité d'Uranium et d'Hélium. Par la suite, l'avancée des connaissances dans le domaine chimie isotopique, ainsi que le développement de techniques de mesure de plus en plus perfectionnées vont permettre à de nombreuses méthodes de datation absolue de voir le jour.

2. Les bases de la datation radiochronologique absolue

Les méthodes de datation absolue utilisées dans ce travail sont basées sur les propriétés d'éléments qui sont piégés dans différents minéraux et qui possédent un ou plusieurs isotopes radioactifs. Étant instables, ces isotopes vont se désintégrer spontanément, le long d'une chaîne plus ou moins complexe, pour produire au final des isotopes radiogéniques stables. Ce mécanisme de désintégration radioactive entraîne alors la transformation par unité de temps d'isotopes radioactifs en isotopes radiogéniques. Le taux de cette transformation est proportionnel au nombre d'atomes présents à un instant donné. Cette désintégration radioactive se traduit par une loi exponentielle qui s'écrit de la façon suivante :

$$\frac{dN}{dT} = -\lambda N \qquad (1)$$

Dans cette équation N est le nombre d'atomes radioactifs, λ la constante radioactive qui à une dimension inverse du temps et qui est spécifique de l'isotope radioactif considéré. Le signe négatif de cette équation traduit la décroissance de la quantité d'isotopes radiaoctifs durant le lapse de temps dt. Par ailleurs, $\lambda = ln2/t_{1/2}$ avec $t_{1/2,}$ la demi-vie correspondant au temps

nécessaire pour que l'isotope radioactif perdre la moitié de sa quantité. L'intégration de la loi (1) permet d'écrire :

$$N_t = N_0 . e^{-\lambda t} \quad (2)$$

où N_t et N_0 sont respectivement les nombres d'atomes radioactifs à l'instant *t* et à l'état initial.

Alors que la quantité initiale d'atomes est inconnue (N_0), le dispositif expérimental permet de mesurer la quantité restante d'atomes radioactifs à l'instant *t* (*Nt*), ainsi que celui d'atomes radiogéniques produits (*Ft*). Sachant alors que :

$$N_0 = N_t + F_t \quad (3)$$

en substituant la quantité initiale d'atomes radioactifs (N_0) par l'égalité en *(3)*, l'équation *(2)* peut s'écrire de la façon suivante :

$$F_t = N_t (e^{-\lambda t} - 1) \quad (4)$$

À partir de cette équation *(4)*, on obtient :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln(\frac{F_t}{N_t} + 1) \quad (5)$$

L'équation *(5)* permet le calcul d'un âge à partir de la mesure du rapport entre le nombre d'atomes radiogéniques produits et le nombre d'atomes radioactifs restants à un instant *t*. L'application de cette équation est possible si le système considéré est homogène à l'échelle de l'échantillon étudié et s'il n'a subit aucun gain ou aucune perte d'atomes « père », autre que part la désintégration radioactive naturelle. Par ailleurs, la mesure d'atomes radiogéniques présents doit être possible.

3. Le système U-Th-Pb en géochronologie

Certains minéraux accessoires comme le zircon, la monazite ou le xénotime contiennent des quantités notables d'uranium (U) et de thorium (Th). Ces éléments possèdent des isotopes radioactifs instables, qui sont ^{238}U et ^{235}U pour l'uranium et ^{232}Th pour le thorium. Ces isotopes se désintègrent en isotopes radiogéniques stables du plomb, respectivement, en ^{206}Pb, ^{207}Pb et ^{208}Pb. Ces transformations ne sont pas directes, mais s'effectuent selon des chaînes complexes le long desquelles de nombreux isotopes apparaissent puis se désintègrent successivement. Toutefois, les durées de vies de ces isotopes intermédiaires sont relativement courtes à l'échelle des temps géologiques. Ainsi par la simplification :

^{238}U se désintègre en ^{206}Pb avec une constante de désintégration $\lambda_{238} = 1,55125.10^{-10}$ an^{-1}

^{235}U se désintègre en ^{207}Pb avec une constante de désintégration $\lambda_{235} = 9,8485.10^{-10}$ an^{-1}

^{232}Th se désintègre en ^{208}Pb avec une constante de désintégration $\lambda_{238} = 4,9475.10^{-10}$ an^{-1}

Les méthodes de datation radiochronologiques couramment utilisées pour les zircons ont pour but d'établir des rapports isotopiques afin de les rapporter dans des diagrammes de type Concordia. Ces diagrammes permettent alors le calcul d'un âge. Néanmoins, l'analyse des monazites ou des xénotimes à la microsonde électronique ne permet pas de déterminer des rapports isotopiques.

3.1. Datation chimique sur monazite et xénotime

3.1.1 Caractéristiques chimiques de la monazite et du xénotime

3.1.1.1. La monazite

La monazite est un phosphate de lanthanide et d'actinide de structure monoclinique appartenant à un groupe de minéraux (groupe de la monazite) de formule générale $[A^{3+}, A^{4+}, A^{2+}]_2[TO_4]_2$. Ce groupe comprend 3 principales espèces minérales isostructurales, la monazite, la chéralite et l'huttonite, depuis la révision du système par l'International Mineralogical Association en 2007 (Linthout, 2007). Il existe actuellement 4 variétés de monazites dont la plus fréquente est la monazite-(Ce) (e.g. Massau et al., 2002) de formule générale (Ce, La, Nd, Th)PO_4. Cinq principale substitutions peuvent avoir lieu (e.g. Bowie et Horne, 1953 ; Burt, 1959) dans le système $2REEPO_4 – CaTh(PO_4)_2 – 2ThSiO_4$. Les substitutions sont complètes entre les différents pôles purs à l'exception de l'axe cheralite-huttonite où les substitutions sont discontinues. Parmi ces substitutions, deux cations trivalents de lanthanides (Lnd^{3+}) peuvent être remplacés par un cation tétravalent d'uranium (U^{4+}) ou de thorium (Th^{4+}), auquel s'ajoute un cation bivalent de calcium (Ca^{2+}) (axe monazite-cheralite). De la même façon, un cation phosphate P^{5+} et un cation Lnd^{3+} peuvent être substitués par un U^{4+} ou un Th^{4+}, auquel s'associe un cation tétravalent de silicium (Si^{4+}) (axe monazite-huttonite). Enfin, un Ca^{2+} et deux P^{5+} peuvent être remplacés par un U^{4+} ou un Th^{4+}, et deux Si^{4+}. Ainsi, la monazite est un minéral qui peut incorporer des quantités mesurables d'uranium et de thorium (e.g. Boatner, 2002).

3.1.1.2. Le xénotime

Le xénotime est un phosphate au système cristallin quadratique, et dont la formule brute est de type ABO_4, dans laquelle A est généralement un cation trivalent d'yttrium (Y^{3+}) et B un cation P^{5+}. Il a été montré que le xénotime possède une large variabilité de compositions chimiques (e.g. Förtser, 1998). D'une part, le phosphore peut être substitué par de nombreux éléments comme le silicium (Si), l'arsenic (As), le vanadium (V), le sélénium (S) ou le nobium (Nb) (e.g. Ondrejka et al., 2007). D'autre part, des substitutions conduisent au remplacement de l'yttrium par des cations de terres rares (voir Hetherington et al., 2008). Comme la monazite, le xénotime peut contenir des quantités restreintes d'uranium et de thorium, mais qui permettent une utilisation de ce minéral en géochronologie. Généralement, le rapport U/Th dans ce minéral est supérieur à 1 (Ward et Miller, 1993 ; Franz et al., 1996 ; van Emden et al., 1997 ; Förster, 1998). L'incorporation de ces deux éléments dans la xénotime est principalement contrôlée par la substitution d'un Y^{3+} ou d'un Lnd^{3+}, et un P^{5+} par un U^{4+} ou un Th^{4+}, auquel s'ajoute un Si^{4+}. Une deuxième substitution de moindre importance concerne le remplacement de deux Lnd^{3+} ou de Y^{3+} par un U^{4+} ou un Th^{4+}, auquel s'ajoute un Ca^{2+}(van Emden et al., 1997 ; Förster, 1998).

3.1.2. Le plomb initial dans la monazite et le xénotimes

La structure relativement souple de la monazite permet d'accueillir d'autres cations de et notamment du plomb bivalent Pb^{2+} (Podor et al., 1995 ; Podor et Cuney, 1997 ; Montel et al., 2002). La substitution proposée par Podor et Cuney (1997) implique le remplacement de deux Lnd^{3+} en un U^{4+} ou un Th^{4+} et un cation de Pb^{2+}. Ainsi, la monazite peut d'incorporer du plomb au sein de sa structure cristalline. La question est alors de savoir si ce plomb est intégré lors de la cristallisation de la monazite (plomb initial ou plomb commun) et/ou comme produit de la désintégration radioactive naturelle de l'uranium et du thorium (plomb radiogénique). À partir d'expériences montrant la stabilité de la monazite contenant du plomb ($(Pb_{0.5}Th_{0.5})PO_4$, Quarton et al., 1984), il apparaît clairement qu'une certaine quantité de cet élément peut être intégrée dans la structure de la monazite, au moment de sa cristallisation. Une quantification simpliste montre que la monazite peut théoriquement incorporer près de 10000 ppm d'oxyde de plomb (presque 11% en poids d'oxyde ; Gloaguen, 2006). Cependant, les quantités de plomb généralement mesurées à la microsonde sont nettement plus faibles (Chang et al., 1998), rarement supérieur à 1% en poids d'oxydes pour des monazites très anciennes (Cocherie et al., 1998 ; Montel et al., 1994 ; 1996). Cette faible quantité de plomb

dans les monazites naturelles est due d'une part à la compétition avec d'autres substitutions chimiques. D'autre part, la substitution du plomb dans la monazite est elle-même limitée par la concentration de cet élément dans le milieu, et par le degré d'affinité du plomb (coefficient de partage) avec d'autres phases minérales, susceptibles de cristalliser dans les mêmes conditions que celles de la monazite (i.e. le zircon). Ainsi, il a été montré que la quantité de plomb commun est de 0,1 à 0,3% et de 1 à 3% du plomb total mesuré dans des monazites issues respectivement de pegmatites et de métapelites, d'âges paléoprotérozoïques et tertiaires (Crowley, 1999 ; Crowley et Ghent, 1999 ; Crowley et Parrish, 1999). La différence d'âge que peut induire la présence de plomb commun dans la monazite avec l'âge réel de sa cristallisation sera alors faible et inclus dans l'incertitude calculée.

Comme pour la monazite, le xénotime peut incorporer du plomb. Cependant, il y est en quantité négligeable. Le plomb est alors considéré comme étant en quasi-totalité d'origine radiogénique (e.g. Parrish, 1990).

3.1.3. Diffusion de l'uranium, du thorium et du plomb

La diffusion ou non de l'uranium, du thorium et du plomb au sein de la monazite et du xénotime est un des critères essentiels à l'application de la méthode de datation U-Th-Pb. La quantification de cette diffusion est donc primordiale. Des études comme celle de Spear et Parrish (1996) ont montré à partir de datations obtenues par méthode isotopique sur des monazites, que le plomb et dans une moindre mesure le thorium et l'uranium pouvaient diffuser lors d'un événement thermique (de haute température), postérieurement à la cristallisation du minéral. La diffusion du plomb a été observée en bordure de « vielles » monazites qui ont été affectées par un événement métamorphique (Suzuki et al., 1994). Dans ce cas précis, la diffusion a lieu sur environ 20 µm d'épaisseur à 620°C et sur près de 52 µm à 680°C, durant un événement thermique s'échelonnant sur 5 Ma. Smith et Giletti (1997) ont confirmé cette diffusion du plomb et ont montré qu'elle est fonction de la taille et de la morphologie du grain, ainsi que de la durée et de l'intensité du pulse thermique. Cependant, si aucun événement thermique, ou alors de faible intensité et/ou de courte durée, affecte la monazite après sa cristallisation, alors la diffusion du plomb est très lente et non quantifiable (Kingsbury et al., 1993 ; Cocherie et al., 1998 ; 2005 ; Crowley et Ghent, 1999 ; Zhu et al., 1997 ; Simpson et al., 2000 ; Foster et al., 2002). Pour le xénotime, la diffusion serait encore plus lente (Cherniak, 2005).

3.1.4. Température de fermeture de la monazite et du xénotime

Pour la monazite et le xénotime, la diffusion des éléments concernés par la méthode de datation U-Th-Pb est effective au-delà d'une certaine température, dite température de fermeture du système. En dessous de cette température, ces éléments auront une diffusion négligeable et resteront donc piégés au sein du minérale.

Pour la monazite, la détermination de cette température de fermeture a fait l'objet de nombreuses estimations. Plusieurs observations, comme la préservation de monazites héritées dans des leucogranites, une perte de Pb dans des monazites affectées par un métamorphisme du faciès amphibolite de haut-grade, et une remise à zéro du système U-Th-Pb dans le faciès granulite, ont conduit à estimer cette température de fermeture à 725 ± 15°C (Parrish, 1990). En condition anhydre, elle serait comprise entre 675 et 820°C (Copeland et al., 1988 ; Parrish, 1990 ; Suzuki et al., 1994 ; Spear et Parrish, 1996, Dahl, 1997). Cependant, plus récemment, il a été montré que cette température de fermeture pourrait être du même ordre de grandeur que celle du zircon, jusqu'au moins à 900°C en présence de fluides (Braun et al., 1998).

Heaman et Parrish (1991) ont proposé dans un premier temps que la température de fermeture du xénotime était supérieure à 650°C. Cependant, Elle a été réévaluée à 700-750°C, c'est-à-dire proche de la limite inférieure de celle proposée par Copeland et al. (1988) pour la monazite. La température de fermeture du xénotime pourrait même être plus élevée (Kamber et al., 1998).

3.1.5. Environnement de formation et stabilité

La monazite est un minéral courant des roches métamorphiques pélitiques. Ce minéral a été reconnu depuis le faciès pumpellyite-prehnite jusqu'au faciès granulite. (voir Gloaguen, 2006 et références incluses). Cependant, la monazite ne cristallise abondamment que dans le faciès amphibolite (Smith et Barreiro, 1990 ; Kingsbury et al., 1993 ; Bingen et al., 1996 ; Simpson et al., 2000 ; Foster et al., 2002). Dans les granitoïdes, la monazite cristallise soit de façon précoce dans les liquides magmatiques, soit tardivement lors du passage au solidus, vers 650-580°C (Förster, 1998). Toutefois, la durée de cristallisation d'un pluton granitique est généralement rapide, très inférieure au million d'années (e.g. Bea et al., 2007). L'âge monazite est alors considéré comme celui de la mise en place du pluton. Par ailleurs, l'incertitude qu'il peut exister est souvent comprise dans la barre d'erreur de l'âge. Enfin, la monazite est aussi reconnue comme pouvant être d'origine hydrothermale (Harlov et al., 2002).

La présence ou l'absence de fluides est un paramètre jouant un rôle important pour la réouverture du système U-Th-Pb de la monazite (Braun et al., 1998 ; Seydoux-Guillaume, 2002). Par exemple, des monazites naturelles issues de granites ayant subi une interaction avec des fluides hydrothermaux, peuvent montrer de fortes perturbations du système U-Th-Pb. Néanmoins, elles fournissent généralement des âges significatifs soit de processus magmatiques (i.e. cristallisation) soit d'altérations (i.e. dissolution/recristallisation) (Poitrasson et al., 1996 ; Poitrasson et al., 2002). De plus, Bosse et al. (2008) ont montré que des monazites issues de filons de pegmatite, mis en place au cours de la déformation d'une zone de cisaillement, présentent des âges bien plus jeunes que ceux attendus pour leur cristallisation. Cette perturbation du système U-Th-Pb est ici liée à la circulation de fluides carbonatés, au cours d'un métamorphisme rétrograde vers le faciès schistes verts. En raison de sa faible mobilité, le thorium peut être concentré dans des surcroissances du minéral, dont la matière provient de l'altération d'une monazite par la circulation de fluides (e.g. Hawkins et Bowring, 1997 ; Townsend et al., 2000). La néoformation de phases minérales phosphatées comme l'apatite, silicatées comme l'allanite et la thorite, ou bien encore d'oxydes comme l'uraninite, peut être issue de l'altération de la monazite ou du xénotime par des fluides (e.g. Nagy et al., 2002 ; Hetherington et Harlov, 2008)

3.1.6. La méthode de datation chimique U-Th-Pb

Dans cette étude, les analyses des monazites et des xénotimes ont été réalisées à l'aide d'une microsonde électronique.

3.1.6.1.Calcul d'un âge ponctuel

La microsonde électronique ne permet pas la mesure des rapports isotopiques d'éléments présents dans les minéraux. En revanche, elle permet de déterminer les compositions chimiques élémentaires en un point donnée du minéral (surface d'analyse d'environ 4µm^2) et donc les teneurs totales en U, Th et Pb des monazites et des xénotimes. Le plomb total (Pb_t) est la somme du plomb présent initialement (Pb_0) et de celui qui est issu de la désintégration radioactive des isotopes de l'uranium et du thorium (respectivement Pb_{Th} et Pb_U). Le plomb total peut alors s'écrire de la façon suivante :

$$Pb_t = Pb_0 + Pb_{Th} + Pb_U \quad (6)$$

En combinant cette expression *(6)* et l'équation *(4)*, le Pb total (Pb_t) s'écrit alors :

$$Pb_t = Pb_0 + Th.\frac{M_{208\,Pb}}{M_{232\,Th}}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + U\left[\frac{M_{206\,Pb}}{M_{238\,U}}\left(\frac{^{238}U}{^{235}U + ^{238}U}\right)(e^{\lambda_{238}t} - 1) + \frac{M_{207\,Pb}}{M_{235\,U}}\left(\frac{^{235}U}{^{235}U + ^{238}U}\right)(e^{\lambda_{235}t} - 1)\right] \quad (7)$$

où M est la masse de l'isotope concerné. Dans cette équation Pb_t, Pb_0, *Th et U* sont alors en ppm. Le rapport actuel $^{238}U/^{235}U$ étant connu (137,88), les rapports $\alpha = {}^{238}U/({}^{235}U+{}^{238}U)$ et $\beta = {}^{235}U/({}^{235}U+{}^{238}U)$ sont respectivement égaux à 0,9928 et 0,0072. Pb_t, Th et U sont mesurés directement à la microsonde électronique. D'autre part, le plomb initial Pb_0 qui peut être initialement incorporé dans la monazite ou le xénotime, est en quantité si faible par rapport plomb total Pb_t que l'on néglige se terme (voir partie 3.1.2. de cette annexe). Ainsi tous les termes de cette équation, excepté *t*, sont alors connus. Il sera donc possible de calculer un âge ponctuel *t* (en Ma).

3.1.6.2. Incertitude sur l'âge calculé

L'incertitude sur l'âge ponctuel est calculée à partir du de développement limité de $e^{\lambda t}$ qui équivaut $1 + \lambda t$, ce qui conduit à $t = (\Delta t/t).t$. L'expression de l'incertitude sur l'âge est alors :

$$\frac{\Delta t}{t} = \frac{\Delta Pb}{Pb} + \frac{\Delta th.\frac{M_{208\,Pb}}{M_{232\,Th}}.\lambda_{232} + \Delta U.\left[\alpha.\frac{M_{206\,Pb}}{M_{238\,U}}.\lambda_{238} + \beta.\frac{M_{207\,Pb}}{M_{235\,U}}.\lambda_{235}\right]}{Th.\frac{M_{208\,Pb}}{M_{232\,Th}}.\lambda_{232} + U.\left[\alpha.\frac{M_{206\,Pb}}{M_{238\,U}}.\lambda_{238} + \beta.\frac{M_{207\,Pb}}{M_{235\,U}}.\lambda_{235}\right]} \quad (8)$$

Les erreurs absolues sur le Th, l'U et le Pb, respectivement ΔTh, ΔU et ΔPb sont fonctions des incertitudes des mesures réalisées par la microsonde électronique. Les erreurs relatives de chaque élément analysé (e.g. $\Delta U/U$) sont fonction des teneurs mesurées de ces éléments, dans la monazite et le xénotime. Quand les teneurs sont importantes, les erreurs relatives peuvent être très faibles et elles ne rendent alors pas compte de celles liées au dispositif expérimental. Pour contourner ce problème, cette erreur relative est fixée arbitrairement comme ne pouvant être inférieure à 2% (Be Mezeme, 2005). Cette valeur arbitraire a été validée par de nombreuses analyses (Cocherie et al., 1998 ; 2001 ; 2005 ; Cocherie et Albarède, 2001 ; Be Mezeme, 2005 ; Be Mezeme et al., 2005 ; 2006).

3.1.6.3. Moyenne des âges ponctuels

La méthode de datation U-Th-Pb sur les monazites par la microsonde électronique permet l'obtention rapide de nombreux âges ponctuels auxquels sont associées des erreurs. À partir d'une série d'analyses, il est possible de calculer la moyenne des âges et l'incertitude associée. Ludwig (1998) a proposé une méthode qui permet le calcule de cette moyenne à partir de la droite de régression établie sur l'ensemble des âges ponctuels. Cette droite est pondérée de manière inversement proportionnelle aux erreurs individuelles des âges ponctuels. En d'autres termes, plus l'incertitude sur un âge ponctuel est grande, moins ce dernier à de poids sur le calcul de l'âge moyen. Dans cette étude, ce traitement statistique a été réalisé avec le programme Isoplot/Ex (Ludwig, 2003) adapté pour Microsoft® Excel. Le programme permet aussi de rejeter certaines analyses qui sont statistiquement aberrantes par rapport a l'ensemble d'une population homogène. De plus, ce programme permet le calcul d'une valeur (MSWD, en anglais Mean Squared Weighted Deviates) qui mesure le rapport entre la dispersion observée de l'ensemble des analyses et celle attendue à partir des erreurs absolues et des corrélations d'erreurs (Wendt et Carl., 1991). Le MSWD doit être inférieur à 1 + 2 √(2/*f*) (où *f* est le degré de liberté, f = le nombre d'analyses – 1) pour qu'une population d'analyses représente un unique événement géologique.

3.1.6.4 Isochrone Th/Pb = f(U/Pb)

Il s'agit d'une représentation graphique proposée par Cocherie et Albarède (2001) pour laquelle les auteurs ont divisé l'équation *(7)* par le Plomb total (Pb_t). L'équation qui en découle s'écrit alors :

$$1 = \frac{M_{208\,Pb}}{M_{232\,Th}} . \frac{Th}{Pb_t}\left(e^{\lambda_{232} t} - 1\right) + \frac{U}{Pb_t}\left[\alpha . \frac{M_{206\,Pb}}{M_{238\,U}}\left(e^{\lambda_{238} t} - 1\right) + \beta . \frac{M_{207\,Pb}}{M_{235\,U}}\left(e^{\lambda_{235} t} - 1\right)\right] \quad (9)$$

Dans cette de représentation graphique, l'équation *(9)* définit alors une droite qui est de type :

$$\frac{Th}{Pb_t} = a . \frac{U}{Pb_t} + b \quad (10)$$

Avec *a* la pente de la droite :

$$a = \frac{M_{232\,Th}\left[\alpha . \frac{M_{206\,Pb}}{M_{238\,U}}\left(e^{\lambda_{238} t} - 1\right) + \beta . \frac{M_{207\,Pb}}{M_{235\,U}}\left(e^{\lambda_{235} t} - 1\right)\right]}{M_{208\,Pb}\left(e^{\lambda_{232} t} - 1\right)} \quad (11)$$

Cette pente est donc fonction de l'âge *t*. Les rapports Th/Pb_t et U/Pb_t sont ici exprimés en pourcentage. Les erreurs seront ainsi également exprimées en pourcentage. Ces dernières étant corrélées, les erreurs de chaque analyse seront alors représentées par des ellipses dans ce mode de représentation graphique. Les erreurs sur les rapports Th/Pb_t et U/Pb_t sont données par :

$$\sigma_{\frac{Th}{Pb_t}} = \sqrt{\sigma_{Th}^2 + \sigma_{Pb_t}^2} \quad (12) \qquad \sigma_{\frac{U}{Pb_t}} = \sqrt{\sigma_U^2 + \sigma_{Pb_t}^2} \quad (13)$$

Le coefficient de corrélation entre les erreurs sur les rapports U/Pb_t et Th/Pb_t est donnée par :

$$\rho_{\frac{U}{Pb},\frac{Th}{Pb}} = \frac{(\sigma_{Pb})^2}{\sqrt{\left[(\sigma_U)^2 + (\sigma_{Pb})^2\right] \times \left[(\sigma_{Th})^2 + (\sigma_{Pb})^2\right]}} \quad (14)$$

Les intersections de la droite de régression avec les axes Th/Pb et U/Pb sont uniquement fonction des âges Th/Pb et U/Pb, respectivement. Si les différentes analyses, qui montrent des teneurs variables en thorium et uranium, sont cogénétiques, alors les âges aux intersections de la droite de régression avec les deux axes doivent être les mêmes (dans leur gamme d'erreur respective). Les âges aux intersections sont donnés par :

$$\left(\frac{Th}{Pb}\right)_0 = \frac{1}{\frac{M_{^{208}Pb}}{M_{^{232}Th}} \times \left(e^{\lambda_{232}t} - 1\right)} \quad (15)$$

$$\left(\frac{U}{Pb}\right)_0 = \frac{1}{\frac{M_{^{206}Pb}}{M_{^{238}U}} \times \alpha \times \left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) + \frac{M_{^{207}Pb}}{M_{^{235}U}} \times \beta \times \left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right)} \quad (16)$$

Pour vérifier que la droite de régression obtenue peut être assimilée à une isochrone vraie, une isochrone théorique d'âge est calculée et tracée. Les pentes *a* des ces deux isochrones doivent alors être identiques. Dans ce cas, les âges ponctuels sont semblables sur la droite de régression. L'âge moyen de la population sera déterminé au barycentre de sa répartition, là ou l'erreur sera la plus faible. Un intervalle de confiance sera donc déterminé le long de la droite de régression. Il se matérialise sous la forme de deux hyperboles de part et d'autre de la droite de régression. Le calcul de cette enveloppe d'erreur est donné par l'équation suivante (Ludwig, 1980) :

$$\frac{Th}{Pb} = \left(\frac{Th}{Pb}\right)_0 + a \times \frac{U}{Pb} \pm \sqrt{\Delta\left(\frac{Th}{Pb}\right)_0^2 + \Delta a^2 \times \frac{U}{Pb} \times \left(\frac{U}{Pb} - 2\left(\frac{U}{Pb}\right)_{bar}\right)} \quad (17)$$

Où *a* est toujours la pente de la droite de régression. La valeur $(U/Pb)_{bar}$ est le rapport U/Pb au barycentre de la population, sur la droite de régression. La méthode de détermination de ce

point ($(U/Pb)_{bar}$;$(Th/Pb)_{bar}$) a été définie par Ludwig (1998) qui a réaliser un algorithme permettant le calcul d'une moyenne pondérée tout en minimisant la somme *S* des carrés des *N* résiduelles des erreurs pondérées. *S* est égal à :

$$S = \sum \frac{A_i^2 + B_i^2 - 2A_iB_i\rho_{XiYi}}{1-\rho_{XiYi}^2} \qquad (18)$$

A_i et B_i sont les résiduelles des erreurs pondérées. $A_i=(X_i-X_{bar})/\sigma_{Xi}$ *et* $B_i=(Y_i-Y_{bar})/\sigma_{Xi}.\rho_{XiYi}$ sont les corrélations d'erreurs entre chaque X_i et Y_i, *avec* $\rho_{XiYi} = Cov(X_i,Y_i)/(\sigma_{Xi}\sigma_{Yi})$. Le point recherché ($(U/Pb)_{bar}$;$(Th/Pb)_{bar}$) est obtenu par la résolution simultanée des équations résultants de la dérivation de l'équation *(18)* qui minimise *S*, ce qui est effectivement la façon de rechercher le barycentre sur la droite de régression de la population d'analyses. L'incertitude du point obtenu est alors donnée par l'équation *(17)*.

L'intérêt de cette méthode réside dans le fait que deux âges indépendants montrant un résultat identique est une bonne vérification du résultat.

3.2. La méthode U-Pb sur zircons

3.2.1. Caractéristiques chimiques du zircon

Le zircon est un minéral courant des roches magmatiques acides (zircons néoformés ou hérités dans les granites, les granodiorites, les pegmatites, les rhyolites…), des roches métamorphiques, ainsi que des roches sédimentaires (zircons détritiques). Il fait partie de la famille des silicates, et plus particulièrement des nésosilicates. Sa structure se caractérise par la présence de tétraèdres d'atomes de silicium et d'oxygène isolés (SiO^{4-}) et liés entre eux par de gros cations qui sont en grande majorité de zirconium. Sa formule chimique est alors $ZrSiO_4$ et son système cristallin est quadratique. Ce minéral peut adopter un grand nombre de morphologies (habitus) qui dépendraient de la chimie du magma à partir duquel il s'est formé (e.g. Pupin 1980). Des substitutions peuvent aboutir au remplacement de cations tétravalents de zirconium (Zr^{4+}) par des cations de même valence d'uranium (U^{4+}) ou de thorium (Th^{4+}).

3.2.2. Méthode de datation isotopique U-Pb sur zircons

3.2.2.1. Méthode des isochrones U-Th-Pb

L'uranium possède deux isotopes radioactifs ^{238}U et ^{235}U, dont le rapport actuel $^{238}U/^{235}U$ est constant et vaut 137,88. Étant instables, ces deux isotopes vont respectivement se dégrader le long de chaînes complexes pour aboutir à la formation de deux isotopes stables du plomb, ^{206}Pb et ^{207}Pb. Par ailleurs, la désintégration radioactive du seul isotope qui compose le thorium naturel ^{232}Th conduit à la production d'un autre isotope stable du plomb ^{208}Pb.

Au sein d'un grain de zircon, la quantité de chaque isotope stable du plomb à l'instant *t* correspond à la somme entre leur quantité initiale et la quantité produite par la désintégration radioactive de l'isotope radioactif correspondant. Les trois égalités suivantes peuvent alors être écrites :

$$^{207}Pb_t = {}^{207}Pb_0 + {}^{235}U(e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (19)$$

$$^{206}Pb_t = {}^{206}Pb_0 + {}^{238}U(e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (20)$$

$$^{208}Pb_t = {}^{208}Pb_0 + {}^{232}Th(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (21)$$

Dans ces trois équations, les teneurs initiales des isotopes stables du plomb, $^{206}Pb_0$, $^{207}Pb_0$ et $^{208}Pb_0$, sont inconnues. Cependant, le plomb possède un autre isotope stable et non radiogénique, ^{204}Pb. De ce fait, cet isotope est utilisé comme référence. En divisant, les équations *(19)*, *(20)* et *(21)* par la quantité de ^{204}Pb, on obtient :

$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \frac{^{235}U}{^{204}Pb}(e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (22)$$

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \frac{^{238}U}{^{204}Pb}(e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (23)$$

$$\left(\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \frac{^{232}Th}{^{204}Pb}(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (24)$$

À partir de ces équations, il est possible de représenter un jeu d'analyses dans des diagrammes $(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ vs $(^{238}U/^{204}Pb)$, $(^{207}Pb/^{204}Pb)_t$ vs $(^{235}U/^{204}Pb)$, $(^{208}Pb/^{204}Pb)_t$ vs $(^{232}Th/^{204}Pb)$. Si toutes les analyses possèdent des âges identiques, alors elles seront disposées sur la même droite, appelée isochrone (droite de même âge). L'âge moyen d'un ensemble d'analyses est alors fonction de la pente de l'isochrone correspondante.

L'intérêt de cette méthode est de pouvoir calculer trois âges d'une population d'analyses par le tracé de trois isochrones, et de les comparer. Deux cas de figures peuvent alors se présenter. Si ces trois âges sont identiques (concordants), alors on peut estimer qu'ils sont absolus. En revanche, s'ils présentent des différences notables (ages discordants), certains d'entre eux peuvent être apparents.

Cependant, l'uranium est un élément fortement mobile et donc fortement sensible aux altérations de surface. Ainsi cet élément peut être en partie lessivé, ce qui peut entraîner de fortes incertitudes quant aux calculs des isochrones. Pour s'affranchir de ce problème, une amélioration de cette méthode consiste à prendre en compte les teneurs des isotopes du plomb. C'est la méthode Pb-Pb.

3.2.2.2. Méthode ^{207}Pb-^{206}Pb (Pb-Pb)

C'est méthode a pour but de contourner le problème liée aux altérations qui peuvent entraîner la remobilisation de l'uranium dans les échantillons analysés, et ainsi rendre problématique le calcul des isochrones U-Th-Pb. Pour s'affranchir des teneurs en uranium, les deux équations *(22)* et *(23)* sont divisées membres à membres, ce qui permet d'écrire :

$$\frac{\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_t - \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_0}{\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_t - \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0} = \frac{1}{137,88} \times \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)} \qquad (25)$$

Pour rappel, la valeur actuelle du rapport $^{238}U/^{235}U$ est constante et vaut 137,88. Cette équation permet dans un diagramme $(^{207}Pb/^{204}Pb)_t$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ de définir une isochrone dont la pente est fonction de l'âge *t*. C'est par le biais de cette méthode que fut déterminé l'âge de la Terre par Patterson (1956).

3.2.2.3. Méthode U-Pb pour les systèmes enrichis

Dans les cas où les teneurs en isotopes radiogéniques du plomb (Pb^*) sont en quantités bien plus importantes que les teneures initiales de ce mêmes isotopes (i.e. $^{207}Pb^* >> ^{207}Pb_0$), ces dernières peuvent être négligées. Les équations *(19)* et *(20)* deviennent alors respectivement :

$$^{207}Pb_t = {}^{235}U(e^{\lambda_{235}t} - 1) \qquad (26)$$

$$^{206}Pb_t = {}^{238}U(e^{\lambda_{238}t} - 1) \qquad (27)$$

Ces deux équations permettent le calcul de deux âges :

$$t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln\left(1 + \left(\frac{^{207}Pb_t}{^{235}U}\right)\right) \quad (28)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln\left(1 + \left(\frac{^{206}Pb_t}{^{238}U}\right)\right) \quad (29)$$

Les âges obtenus sont reportés dans un diagramme, dit diagramme Concordia (Wetheril, 1956) (Fig. A1.1), qui confronte les rapports $^{207}Pb^*/^{235}U$ et $^{206}Pb^*/^{238}U$, avec ici $^{207}Pb^*=^{207}Pb_t$ et $^{206}Pb^*=^{206}Pb_t$. Une analyse, qui montre des âges identiques, calculés à partir de ces deux rapports, sera située sur une courbe appelée Concordia. Cette courbe relie tous les points concordants, c'est-à-dire dont les coordonnées fournissent des âges identiques, obtenus à partir des équations *(28)* et (*29)*.

Dans les cas où les âges obtenus par les deux équations *(28)* et *(29)* ne sont pas concordants, les analyses se placent en dehors de la Concordia (Fig. A1.1). Toutefois, un groupe d'analyses peut montrer des points discordants qui sont tout de même alignés selon une droite, appelée Discordia. Cette droite implique une réouverture du système isotopique U-Pb et notamment une perte de plomb. L'intersection supérieure de la Discordia avec la Concordia permet généralement d'obtenir l'âge de la fermeture initiale du système (i.e. la cristallisation du zircon dans un magma). En revanche, l'intersection inférieure entre ces deux courbes date la réouverture du système isotopique (i.e. en réponse à un événement métamorphique de haute température).

L'utilisation du diagramme Concordia nécessite une détermination précise du rapport $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$. Toutefois, pour accéder à l'âge $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$, il faut déterminer avec précision la quantité de plomb commun (non radiogénique), même si elle a été considérée comme négligeable. La correction qui en découle est basée sur la mesure de la teneur en ^{204}Pb. Ainsi le rapport $^{204}Pb/^{204}Pb$ est mesuré. Les teneurs en isotopes du plomb sont corrigées de la contribution en plomb commun. Dans ce but, les rapports $^{206}Pb/^{204}Pb^*$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ et $^{208}Pb/^{204}Pb$ à l'âge supposé de l'échantillon sont utilisés (Stacey et Kramer, 1975).

Pour les zircons anciens (>800 Ma), la détermination de la teneur en ^{204}Pb est suffisante pour calculer l'âge $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ avec une précision de ± 5 à 10 Ma. Dans cette gamme d'âge, la précision du rapport $^{207}Pb^*/^{238}U$ est acceptable. L'âge qui en découle est utilisé pour déterminer le degré de concordance de l'analyse dans le diagramme Concordia. Généralement, seules les analyses concordantes ou voisines de la Concordia sont conservées pour le calcul de l'âge moyen $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$. Néanmoins, une Discordia peut être considéré

pour le calcul d'un âge par intercepte haut, mais aussi lorsque l'intercepte bas peut apporter une information géochronologique.

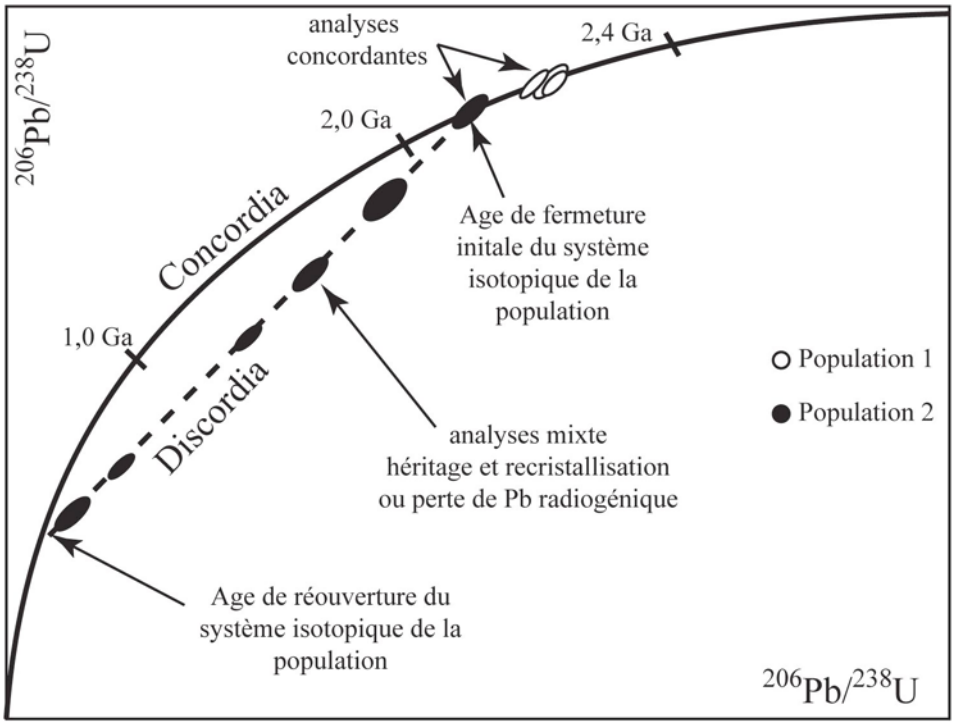


Fig. A1.1 : *Diagramme Concordia (Wetheril, 1956) confrontant les rapports* $^{206}Pb^{*}/^{238}U$ *et* $^{207}Pb^{*}/^{235}U$*. Deux populations théoriques d'analyses y sont reportées. Toutes les analyses de la population 1 sont concordantes. En revanche, la majorité des analyses d'une deuxième population théoriques est distribuée le long d'une droite en dehors de la Concordia. Cette droite (Discordia) recoupe deux fois la Concordia. Les âges obtenus aux intersections supérieure et inférieure sont respectivement interprétés comme celui de la fermeture initiale et celui d'une réouverture ultérieure du système isotopique.*

Pour les zircons plus récents (<800 Ma), l'imprécision du rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ devient critique. Un autre diagramme Concordia est alors utilisé, celui de Tera et Wasserburg (1972), modifié par Compston et al. (1992) (Fig. A1.2). Dans ce diagramme les rapports $^{238}Pb/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$, non corrigés du plomb commun, sont reportés, respectivement en abscisse et en ordonnée. Si les zircons analysés ne possèdent pas de plomb commun et n'ont pas été perturbés par un événements thermique postérieurement à leur cristallisation, alors les points d'analyses seront distribués sur la Concordia. Par contre, si des quantités variables de Pb commun perturbent les rapports $^{238}Pb/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$, les points d'analyses s'aligneront

selon une droite de mélange, qui passe par la valeur du rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ du plomb commun à l'âge de l'échantillon. L'intersection de cette droite avec la Concordia détermine l'âge recherché. Une correction du plomb commun par le ^{207}Pb et non par le ^{204}Pb peut être réalisée.

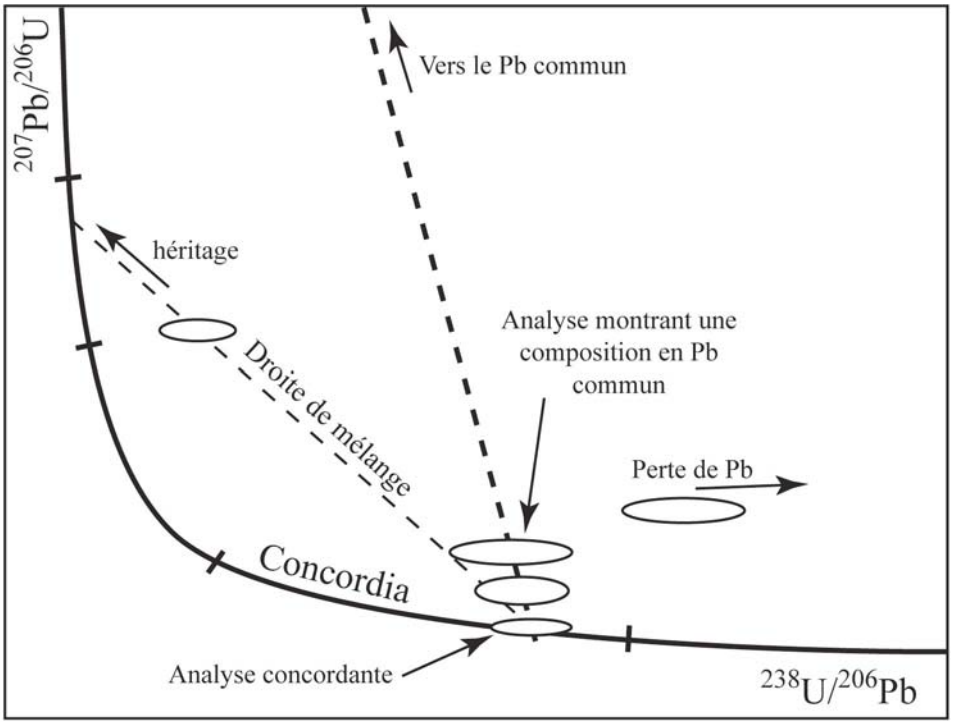


Fig. A1.2 : *Diagramme Concordia de Terra et Wasserburg (1972) du rapport $^{238}U/^{206}Pb$ en fonction du rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$. Des analyses théorique y sont reportées. Les trois analyses du milieu s'alignent le long d'une droite qui recoupe l'axe des ordonnées à la valeur du rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ du plomb commun à l'âge de l'échantillon. Le fait que l'analyse de droite est non allignée avec les trois autres est interprété comme une perte de Pb (Parrish et Noble, 2003). En outre, l'analyse à gauche définit, avec la seule analyse concordante de ce diagramme, une droite de mélange qui pourrait impliquer de l'héritage.*

3.2.3. Protocoles d'analyses

3.2.3.1. Séparation et sélection des grains

Dans cette étude, les zircons ont été séparés des échantillons puis montés, avec des zircons de référence (standard), dans une résine de type epoxy qui est censée contenir aucune trace de plomb. Ces lames d'époxy sont ensuite sectionnées approximativement à la moitié de leur épaisseur puis polies. Des photographies en cathodo-luminescence (CL) ou au

microscope électronique à balayage (MEB), ont été préparées (voir annexe 2) pour tous les zircons montés en résine. Ces photographies permettent d'observer la structure interne des grains. Ceci est d'autant plus important que les zircons présentent souvent des zonations chimiques (i.e. cœurs hérités et bordures), des fractures, mais aussi des inclusions d'autres minéraux uranifères et/ou thoriféres. Ces images permettent de s'assurer que le domaine du grain que l'on souhaite analyser, soit assez grand pour être affecté par la totalité du spot des différents faisceaux (i.e. ionique ou laser) des méthodes employées.

3.2.3.2. Description des dispositifs d'analyses

Les analyses isotopiques U-Pb de ce travail ont été réalisées via deux types d'instruments utilisés pour la datation *in situ* sur zircons. Il s'agit de la SHRIMP et d'un l'ICPMS-MC couplé à un laser. Ces deux dispositifs sont brièvement décrits dans les parties qui suivent.

La SHRIMP

Au début des années 1980, des microsondes ioniques spécialement conçues pour la datation isotopique U-Pb sur zircons ont été développées puis perfectionnées à l'université nationale australienne de Canberra (Australie). Ces microsondes ioniques sont connues sous le nom de SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe). À la SHRIMP I ont succédé la SHRIMP II, au début des années 1990 (Williams, 1998), et plus récemment la SHRIMP RG (reverse geometry). Le principe est qu'un faisceaux d'ions primaires O_2^- arrache et ionise les atomes d'uranium et de plomb, d'un domaine du grain de zircon qui nous intéressent. Le faisceau d'ions ainsi créé (ions secondaires) est introduit dans un spectromètre de masse. Celui-ci est équipé d'un analyseur électrostatique, d'un quadrupole et d'un secteur magnétique afin de séparer l'ensemble des masses du faisceau d'ions secondaires. Un multiplicateur d'électron (collection simple) permet de détecter les différentes masses. Durant la mesure, neuf masses sont enregistrées $^{90}Zr_2$, ^{16}O, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{238}U, $^{232}Th^{16}O$, $^{238}U^{16}O$ et le bruit de fond à 204 + 0,1 uma. La durée d'une analyse est de 15 minutes (Williams, 1998). Un zircon du Sri Lanka (SL13) est utilisé comme standard de référence en raison de sa remarquable homogénéité de concentration (U=238 ppm et Th=21,2 ppm), pour le calcul des teneurs en U et Th. La détermination de la teneur en U dans l'échantillon est basée sur la mesure du rapport $^{238}U^+/Zr_2O^+$ du standard. Par ailleurs, afin déterminer précisément le rapport $^{206}Pb^*/^{238}U$ nécessaire à l'utilisation du diagramme Concordia de

Wetherill (1956), un zircon du standard de calibration TEMORA est analysé systématiquement entre chaque série de 3 analyses. Il s'agit d'une gabbro-diorite dont les zircons sont concordants et très homogènes en âges (417 ± 1 Ma, Black et al., 2004). Ces analyses permettent alors le calcul du rapport $^{206}Pb^{*}/^{238}U$.

L'ICPMS-MC couplé à un laser

Les principes généraux de la datation par ce dispositif sont inspirés de la procédure analytique préalablement développée sur les SHRIMP (e.g. Williams, 1998) ou les microsondes ioniques CAMECA IMS 1270 (Deloule et al., 2001). L'objectif consiste à arracher, à l'aide d'un laser UV 213 nm (LA), une certaine quantité de matière d'un domaine sélectionné de zircon. Le cratère induit par le laser mesure 20 µm de diamètre et 15 à 20 µm en profondeur. La matière ainsi ablatée est transportée sous un courant d'argon et introduite dans un spectromètre de masse (ICPMS : Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) Neptune (ThermoElectron, Brême, Allemagne), équipé d'un système multi-compteur d'ions (MC). Le spectromètre va permettre de séparer et sélectionner les masses qui nous intéressent pour la datation U-Pb. Pendant toute la durée de l'ablation laser (90 secondes), un système multi-compteur d'ions, situé en aval du spectromètre de masse, enregistre toutes les masses ainsi traitées. Ce système est constitué par cinq compteurs d'ions et deux cages de Faraday. Sa disposition permet de collecter toutes les masses de ^{202}Hg à ^{238}U. Les masses ainsi recueillies sont 202, 204, 206, 207, 208, sur les compteurs d'ions et 232 et 238 sur les cages de Faraday (pour plus de détails voir Cocherie et Robert, 2008). La configuration de ce dispositif permet une acquisition en mode statique à très haute sensibilité de tous les pics associés (Cocherie et Robert, 2007). Il n'est donc pas nécessaire d'ablater beaucoup de matière. La normalisation des rapports isotopiques Pb/Pb et U/Pb est réalisée à l'aide du standard 91500 (1065 ± 1 Ma, Wiedenbeck et al., 1995).

4. La méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

4.1. Principe de la Méthode ^{40}K-^{40}Ar (K-Ar)

4.1.1. La désintégration radioactive du ^{40}K

Aldrich et Nier ont montré en 1948 que l'argon issu de minéraux riches en potassium contenait l'isotope 40 de l'Argon (^{40}Ar), en quantité significativement élevée par rapport à l'argon présent dans l'air atmosphérique. Depuis le début du vingtième siècle, le potassium est reconnu comme étant un élément radioactif (Thomson, 1905 ; Campbell et Wood, 1906). Cependant, seul l'isotope 40 du potassium (^{40}K) est réellement radioactif. Dans les années 1930, des études ont montré que cet isotope se désintègre spontanément en ^{40}Ar (Newman et Walke, 1935 ; Von Weizsacker, 1937). Cette découverte annonça la datation radiochronologique par la méthode K-Ar.

La désintégration du ^{40}K donne naissance, soit à de l'^{40}Ar principalement par capture électronique puis émission d'un rayonnement γ, soit à du calcium 40 (^{40}Ca) par émission d'un électron (Fig. A1.3). Cette deuxième possibilité est la voie principale de la désintégration du ^{40}K. En effet, elle totalise près de 89% de l'ensemble des réactions. Cependant, en raison de la présence de calcium dans l'ensemble des minéraux même à l'état de traces, ce dernier chemin de désintégration radioactive ne peut être utilisé en géochronologie.

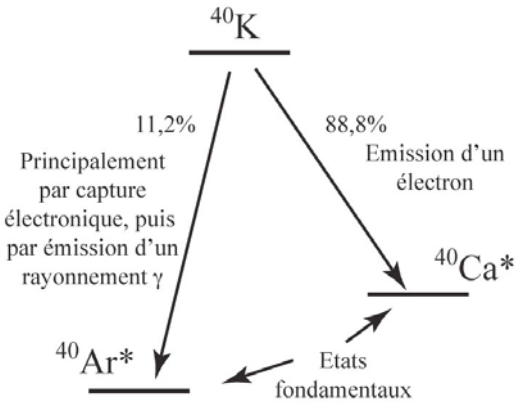


Fig. A1.3 : *Schéma simplifié de la désintégration radioactive naturelle de l'isotope de masse 40 du potassium (^{40}K) (modifié d'après Dalrymple et Lanphere, 1969). ^{40}Ca* et ^{40}Ar* sont respectivement les isotopes de masse 40 du Calcium et de l'Argon, issus de la désintégration du ^{40}K.*

Toutefois, la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar est plus compliquée que ce qui est présenté en Fig. A1.3. Il existe deux autres mécanismes de désintégration en parallèle de l'émission d'un rayonnement γ. L'^{40}Ar peut aussi être créé à partir du ^{40}K soit par capture électronique ou soit par émission d'un positron. Cependant, ces deux mécanismes sont très largement minoritaires (e.g. Dalrymple et Lanphere, 1969 ; Montigny, 1985).

Les constantes de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et ^{40}Ca dépendent des différents mécanismes spécifiques à ces réactions. Sans rentrer dans le détail, elles valent respectivement 0,581.10^{-10} an^{-1} (λ_e, capture électronique) et 4,962.10^{-10} an^{-1} (λ_β, émission d'un électron) (Steiger et Jäger, 1977).

4.1.2. Calcul d'un âge par la méthode K-Ar

En reprenant l'équation *(2)*, nous obtenons :

$$^{40}K_t = {}^{40}K_0 . e^{-\lambda t} \quad (30)$$

où $^{40}K_0$ et $^{40}K_t$ sont respectivement les quantités initiale et restante à l'instant *t* de ^{40}K. En l'absence de perte ou de gain, la quantité $^{40}K_0$ dans l'échantillon est égale à la somme de $^{40}K_t$, du calcium 40 radiogénique ($^{40}Ca^*$) et de l'argon 40 radiogénique ($^{40}Ar^*$). Cette égalité s'écrit de la façon suivante :

$$K_0 = {}^{40}Ar^* + {}^{40}Ca^* + {}^{40}K_t \quad (31)$$

En combinant les équations *(30)* et *(31)*, on obtient :

$$^{40}Ar^* + {}^{40}Ca^* = {}^{40}K_t (e^{\lambda t} - 1) \quad (32)$$

Comme il a été précédemment énoncé, la constante λ, dépend des différents mécanismes de désintégration du ^{40}K. Pour rappel, les deux chemins de désintégration principaux se produisent par capture électronique et par émission d'un électron. On pose alors :

$$\lambda = \lambda_\beta + \lambda_e \quad (33)$$

Avec λ_β et λ_e, les constantes de désintégration liées respectivement à l'émission et la capture d'un électron lors de la transformation d'un ^{40}K en ^{40}Ca* et en ^{40}Ar*. Par ailleurs, une règle de proportionnalité entraîne :

$$^{40}Ca^* = {}^{40}Ar^* . \left(\frac{\lambda_\beta}{\lambda_e} \right) \quad (34)$$

En utilisant les équations *(32)*, *(33)* à *(34)*, on obtient l'égalité suivante:

$$^{40}Ar^{*} + {}^{40}Ar^{*}.\left(\frac{\lambda_{\beta}}{\lambda_{e}}\right) = {}^{40}K_{t}\left(e^{(\lambda\beta+\lambda e)t} - 1\right) \quad (35)$$

Cette équation permet alors de calculer un âge égal à :

$$t = \frac{1}{\lambda}.\ln\left[1 + \frac{^{40}Ar^{*}}{^{40}K_{t}}.\left(1 + \frac{\lambda_{\beta}}{\lambda_{e}}\right)\right] \quad (36)$$

L'âge de l'échantillon est alors déterminé à partir du rapport $^{40}Ar^{*}/^{39}Kt$. Néanmoins, la validité de cet âge repose sur les conditions suivantes :

- λ_{β} et λ_{e}, doivent être réellement des constantes.
- Le système ne doit pas avoir subi de fractionnement isotopique du potassium.
- L'échantillon daté doit être un système clos vis-à-vis du potassium et de l'argon.
- L'argon de l'échantillon doit être d'origine radiogénique ou atmosphérique. Ainsi lors de la fermeture du système tout argon de composition différente de celle de l'atmosphère aura été dégazé.

Les deux premières conditions sont toujours vérifiées. En revanche, au cours de son histoire, l'échantillon peut avoir subi des pertes ou des gains d'argon qui rendront difficile l'interprétation de l'âge. Ces perturbations sont difficilement quantifiables avec la méthode K-Ar.

4.2. Principe de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$

La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$, dont le principe a été défini par Sigurgeisson (1962) et qui a été développée ensuite par Merrihue (1965), Merrihue et Turner (1966), Mitchell (1968), Bereton (1970) et Turner (1971) utilise le couple isotopique ^{40}K-^{40}Ar. Elle suppose l'irradiation préalable de l'échantillon à dater, afin de transformer une partie de son ^{39}K en ^{39}Ar. Cette irradiation s'effectue dans d'un flux de neutron au sein d'un réacteur nucléaire. À la suite de cette étape, l'échantillon est analysé en le chauffant par incréments successifs croissants en température jusqu'à la fusion. À la suite de chaque étape de chauffage, les abondances relatives des différents isotopes de l'argon (^{36}Ar, ^{37}Ar, ^{38}Ar, ^{39}Ar, ^{40}Ar) sont mesurées par un spectromètre de masse. Par le biais de cette méthode, l'âge de l'échantillon est déterminé à partir du rapport $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_{K}$, dans lequel $^{39}Ar_{K}$ est la quantité d'argon 39 issue de la transformation d'une partie du potassium lors de l'irradiation de l'échantillon.

4.2.1. Calcul d'un âge par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$

Lors de l'irradiation de l'échantillon, la quantité de potassium 39 (^{39}K) qui se transforme en $^{39}Ar_K$ pourrait être théoriquement calculée par l'équation suivante :

$$^{39}Ar_K = {}^{39}K.\Delta T \int \Phi(E)\sigma(E)dE \quad (37)$$

Dans cette équation, $^{39}Ar_K$ est alors la quantité d'atomes d'argon 39 produits à partir du nombre initial d'atomes de potassium 39 (^{39}K). Cette réaction s'effectue durant un intervalle de temps ΔT, pour un flux de neutron $\Phi(E)$ d'énergie E. $\sigma(E)$ est la section de capture du ^{39}K à l'énergie E.

L'expression du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ s'obtient en combinant les équations *(35)* et *(37)* :

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K} = \frac{^{40}K}{^{39}K}.\frac{\lambda_e}{\lambda}.\left[\frac{1}{\Delta T \int \Phi(E)\sigma(E)dE}\right].\left(e^{\lambda t}-1\right) \quad (38)$$

On pose alors:

$$\frac{1}{J} = \frac{^{40}K}{^{39}K}.\frac{\lambda_e}{\lambda}.\left[\frac{1}{\Delta T \int \Phi(E)\sigma(E)dE}\right] \quad (39)$$

où J est appelé le facteur d'irradiation. Ce paramètre caractérise le rendement de production de $^{39}Ar_K$ durant l'irradiation. J est déterminé à l'aide d'un échantillon standard d'âge connu, irradié dans les mêmes conditions que celles des échantillons à dater. L'équation *(38)* peut ainsi s'écrire :

$$\frac{^{39}Ar^*}{^{39}Ar_K} = \frac{1}{J}\left(e^{\lambda t}-1\right) \quad (40)$$

L'âge *t* de l'échantillon peut être ainsi calculé :

$$t = \frac{1}{\lambda}.\ln\left[1 + J\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}\right)\right] \quad (41)$$

Par ailleurs, le paramètre J est calculé après analyse des isotopes de l'argon du standard :

$$J = \frac{\left(e^{\lambda t}-1\right)}{\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}} \quad (42)$$

Le choix du standard (ou moniteur) est d'une importance capitale. Les conditions qu'il doit respecter sont les suivantes :

- Son rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ doit être homogène.
- Son âge doit être proche des échantillons à dater.

- Il doit être d'une grande pureté.
- Il doit être en quantité suffisante afin d'être utilisé par la communauté la plus large possible sur des temps longs.

Dans ce travail, le standard d'irradiation utilisé est la sanidine TCR-2, qui a un âge de 28,34 Ma (Renne et al., 1998).

4.2.2. Le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ de l'échantillon à dater

Le spectromètre de masse permet de mesurer les abondances relatives des différents isotopes de l'argon de nombre de masse 36, 37, 38, 39 et 40, issus du gaz libéré par l'échantillon à une température de chauffage donnée. Cependant, ces isotopes ont des origines variées et multiples. Ils sont notamment produits lors de l'irradiation du minéral par des interférences neutroniques avec le potassium, le calcium ou le chlore. Ainsi, les masses mesurées durant l'analyse du gaz peuvent s'exprimer de la façon suivante (à quelques approximations prêt):

$$
\begin{aligned}
{}^{40}Ar_m &= {}^{40}Ar^* + {}^{40}Ar_{atm} + {}^{40}Ar_K \\
{}^{39}Ar_m &= {}^{39}Ar_K + {}^{39}Ar_{Ca} \\
{}^{38}Ar_m &= {}^{38}Ar_K + {}^{38}Ar_{Cl} \\
{}^{37}Ar_m &= {}^{37}Ar_{Ca} \\
{}^{36}Ar_m &= {}^{36}Ar_{atm} + {}^{36}Ar_{Ca} + {}^{36}Ar_{Cl}
\end{aligned}
$$

Les indices *m* et *atm* font respectivement références aux quantités d'isotopes mesurés par le spectromètre lors de l'analyse du gaz et celles d'origine atmosphérique. Les indices *K*, *Ca* et *Cl* correspondent aux quantités d'argon produit par interférence avec le potassium, le calcium et le chlore lors de l'irradiation de l'échantillon.

En utilisant la première équation de ce système, le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ peut s'écrire :

$$\frac{{}^{40}Ar^*}{{}^{39}Ar_K} = \frac{\left[{}^{40}Ar_m - \left({}^{40}Ar_{atm} + {}^{40}Ar_K\right)\right]}{{}^{39}Ar_K} \qquad (43)$$

En écartant les réactions liées à la production d'argon à partir du chlore durant l'étape d'irradiation, on peut montrer que :

$$\frac{{}^{40}Ar^*}{{}^{39}Ar_K} = \frac{\frac{{}^{36}Ar_m}{{}^{39}Ar_m}\left(\frac{{}^{40}Ar_m}{{}^{39}Ar_m} - \frac{{}^{40}Ar_{atm}}{{}^{36}Ar_{atm}}\right) + \frac{{}^{40}Ar_{atm}}{{}^{36}Ar_{atm}} \cdot \frac{{}^{36}Ar_{Ca}}{{}^{37}Ar_{Ca}} \cdot \frac{{}^{37}Ar_m}{{}^{39}Ar_m}}{1 - \frac{{}^{39}Ar_{Ca}}{{}^{37}Ar_{Ca}} \cdot \frac{{}^{37}Ar_m}{{}^{39}Ar_m}} - \frac{{}^{40}Ar_K}{{}^{39}Ar_K} \qquad (44)$$

Tous les termes de cette équation sont alors connus ou mesurés (i.e. indices atm et m). En effet, les rapports $^{36}Ar_{Ca}/^{37}Ar_{Ca}$, $^{39}Ar_{Ca}/^{37}Ar_{Ca}$ et $^{40}Ar_K/^{39}Ar_K$ sont des grandeurs qui ne dépendent que du réacteur. Ces rapports sont liés au rendement de production des différents isotopes de l'argon à partir de l'irradiation du potassium et du calcium. Leur détermination est effectuée par l'irradiation de sels de calcium (CaF_2) et de potassium (K_2SO_4), dans les mêmes conditions que les échantillons.

Dans le cas du réacteur nucléaire McMaster (Hamilton, Canada), au sein duquel ont été effectuées les irradiations des échantillons datés lors de cette étude, ces rapports sont les suivants :

$$^{36}Ar_{Ca}/^{37}Ar_{Ca}, = 2{,}79.10^{-4} \pm 3\%$$

$$^{39}Ar_{Ca}/^{37}Ar_{Ca} = 7{,}06.10^{-4} \pm 4\%$$

$$^{40}Ar_K/^{39}Ar_K = 2{,}97.10^{-2} \pm 3\%$$

L'age *t* de l'échantillon analysé peut alors être calculé à partir du facteur d'irradiation *J* déterminé par l'équation *(42)*, et du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ calculé lors de l'analyse de l'échantillon.

4.2.3. Erreur sur l'âge

L'incertitude sur l'âge est obtenue avec la formule suivante (McDougall et Harrison, 1999) :

$$\sigma_t^2 = \frac{J^2\sigma_F^2 + F^2\sigma_J^2}{\lambda^2(1+FJ)^2} \quad (45)$$

où F est le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$, σ_F est l'erreur sur ce rapport, et σ_J est l'erreur sur le facteur d'irradiation J. Le développement détaillé du calcul de cette équation est donné par McDougall et Harrison (1999).

4.3. Diffusion de l'Argon

Dans des minéraux comme la muscovite, la biotite et l'amphibole, l'argon issu de la désintégration radioactive d'un élément « pére » peut diffuser dans la structure et même en sortir. Cette diffusion de l'argon est fonction de nombreux paramètres et notamment la température. D'autres paramètres comme la composition chimique et la dimension de la phase minérale analysée entrent en compte dans ce processus de diffusion. La diffusion notée D dans l'équation suivante suit une loi d'Arrhénius :

$$D = D_0 . e^{\frac{-E}{RT}} \quad (46)$$

Dans cette équation, D_0 est le coefficient de diffusion de la phase minérale considérée à une température infinie et E est l'énergie d'activation du minéral. Ces deux paramètres sont fonction de la composition chimique de la phase minérale analysée. R et T sont respectivement la constante des gaz parfaits (3,314472 $J.mol^{-1}.K^{-1}$) et la température. L'expression de cette équation implique que la diffusion D et d'autant plus importante que la température est élevée. Ainsi, au delà d'une certaine température, la diffusion est si importante que l'argon produit au sein d'une phase minérale n'y est plus retenu. En revanche, en deçà de cette température, le processus de diffusion devient trop faible et l'argon produit est accumulé dans le minéral. L'âge calculé via l'équation *(41)* est alors théoriquement celui du passage sous cette température. Ce concept a été décrit par Jäger et al. (1967), puis amélioré par Dodson (1973) qui parle alors de température de fermeture isotopique T_B et la défini de la façon suivante :

$$T_B = \frac{E}{R.\ln(A\tau D_0 / a^2)} \quad (47)$$

où A est un paramètre géométrique qui prend en compte la forme du grain, a la longueur du chemin moyen de diffusion du centre du grain vers la surface, et τ la constante de temps de refroidissement ($\tau = -R(T_c)^2/(E(dT/dt))$).

Le passage à la température T_B entre un système qui perd de l'argon par diffusion à un autre qui le retient n'est en réalité pas instantané. En effet, la fermeture isotopique des minéraux se fait progressivement sur un intervalle de quelques degrés, appélé « fenêtre de fermeture » (Dunlap, 1977), dans lequel l'argon n'est que partiellement accumulé. L'âge sera lui aussi partiellement enregistré. En revanche, sous la limite basse de cette fenêtre, la diffusion devient alors négligeable et l'argon produit est intégralement retenu dans la phase minérale. Le concept de fenêtre de fermeture n'intervient néanmoins que pour des taux de refroidissement très lents (<0,5°C/Ma).

Ce concept de température de fermeture isotopique est crucial pour pouvoir interpréter les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ en termes de refroidissement ou de cristallisation. En effet, des minéraux, dont la cristallisation est réalisée pour des températures supérieures à celles de leur fenêtre de fermeture, donneront des âges de refroidissement. Dans le cas contraire, les âges seront ceux de la cristallisation de ces minéraux (Dunlap, 1977). Par ailleurs, il est impératif de tenir compte du contexte dans lequel cristallisent les minéraux et notamment les conditions de refroidissement. Dans le cadre d'un refroidissement rapide, l'âge sera très proche de l'âge de

cristallisation du minéral. Par contre, la cristallisation dans un environnement chaud peut être suivie d'un refroidissement lent. L'âge déterminé, qui sera significativement plus jeune que celui de la formation du minéral, sera un âge de refroidissement.

Un postulat communément admis suite au travaux de Jäger et al. (1967) stipule qu'en deçà de la température de fermeture d'un minéral, la composition isotopique de ce dernier demeure la même. Or, d'autres facteurs environnementaux peuvent intervenir comme la déformation des minéraux et les fluides.

Ainsi, l'équation *(47)* montre que la température de fermeture d'un minéral dépend de nombreux paramètres, notamment de l'énergie d'activation E et de la taille du domaine diffusant a. Le rôle de ces deux paramètres, qui dépendent de la composition chimique et de la taille du minéral considéré, implique que les températures de fermeture du système isotopique $^{40}Ar/^{39}Ar$ ne seront pas les mêmes pour des différentes phases minérales, ou pour des phases minérales ayant (partiellement) recristallisées ou ayant été déformées.

4.4. Températures de fermetures des minéraux analysés

Dans ce travail, des muscovites, des biotites et des amphiboles issues de roches magmatiques et métamorphiques ont été principalement analysées.

La température de fermeture isotopique du système K-Ar de la muscovite (plus généralement du mica blanc) a dans un premier temps été estimée à ca. 350°C, sur la base d'une calibration qui confronte des âges isotopiques et le grade métamorphique (Purdy et Jäger, 1976). Cependant, elle reste encore débattue. Plusieurs études suggèrent, qu'en l'absence de déformation et de recristallisation sous l'influence de fluides, la température de fermeture isotopique pourrait atteindre 500°C pour la muscovite (Villa, 1998 ; Bosse et al., 2005) et même dépasser les 550°C pour la phengite dans des conditions métamorphiques du faciès schiste bleu (Lister et Baldwin, 1996). Les récentes déterminations expérimentales des coefficients de diffusion de la muscovite réalisées par Harrison et al. (2009) confirment ces conclusions, bien que ces auteurs ont calculé une température de fermeture isotopique à ca. 425°C pour des muscovites ayant un petit rayon de diffusion (i.e. 100 µm, coorspondant à taille des grains dans les expériences) et pour une faible vitesse de refroidissement (i.e. 10°C/Ma). Sur la base de ces coefficients de diffusion et sur le modèle proposé par Harrison et al. (2009), Pitra et al. (2010) ont calculé des températures de fermeture isotopique pour des rayons de diffusion plus importants (i.e. 500 et 1000 µm) et pour une large gamme de vitesses de refroidissement (i.e. de 1 à 1000°C/Ma). Les températures de fermeture obtenues se

distribuent sur des gammes importantes de 440-560°C et 460-590°C, pour les rayons de diffusion de 500 et 1000 µm respectivement (cf. Fig. 10 de Pitra et al., 2010). Si certains auteurs considèrent qu'un rayon de diffusion de 250 µm et des vitesses de refroidissement de l'ordre de 10 à 200°C/Ma sont plus applicables aux cas géologiques, la température de fermeture isotopique de la muscovite doit varier entre 450 et 500°C. C'est cet intervalle de température de fermeture que nous utilisons dans ce travail.

Des études empiriques et expérimentales ont suggéré que pour une histoire thermique donnée, la température de fermeture de la biotite est légèrement inférieure à celle de la muscovite (e.g. McDougall et Harrison, 1988 ; Lister et Baldwin, 1996). Pour la biotite, cette température de fermeture serait comprise dans une gamme de 250 à 400°C (Harrison et al., 1985 ; Montigny, 1985 ; McDougall et Harrison, 1988 ; Spear, 1993). En l'absence de processus pouvant induire de la recrystallisation, elle pourrait même atteindre 450°C (Villa et Puxeddu, 1994), c'est-à-dire environ 150°C de plus que celle communément acceptée.

Même si elle reste moins débattue que celle de la muscovite, la température de fermeture de l'amphibole est difficile à estimer. En plus de l'effet de la vitesse de refroidissement et de la taille du domaine diffusant, la diffusion de l'argon dans l'amphibole est aussi influencée par la porosité ionique (Fortier et Giletti, 1989 ; Dahl, 1996). À partir de déterminations de la composition chimique de hornblendes naturelles (i.e. Colville et al., 1966 ; Leake, 1978 ;Robinson et al., 1982), Dahl (1996) a suggéré un intervalle de températures de fermeture isotopique de 480-550°C, déterminé pour un rayon de diffusion de 80 µm et une vitesse de refroidissement de 10°C/Ma. Pour des vitesses de refroidissement plus importantes (e.g. ca. 200°C/Ma), cette température de fermeture pourrait atteindre 520-600°C. À partir des mesures de la perte de $^{40}Ar^*$ à la suite d'un traitement hydrothermal-isothermique, Harrison (1981) estima l'energie d'activation et le facteur de fréquence de l'hornblende. Avec un rayon de diffusion de 80 µm, ces deux paramètres de diffusion prédisent que la température de fermeture isotopique de l'amphibole est comprise entre 500 et 580°C pour des vitesses de refroidissement de 10 à 500°C/Ma. Par la suite, cette gamme de températures de fermeture isotopique a été réévaluée à 550-650°C par Villa (1998), qui s'est appuyé sur les expériences de Kamber et al. (1995) suggérant que l'hornblende peut se comporter comme un système fermé vis à vis de la diffusion de l'argon à des températures atteignant les 580°C pour des vitesse de refroidissement de l'ordre de 0,7°K/Ma (Villa et al., 1996). Dans cette étude, nous considérons une température de fermeture de l'amphibole comprise entre 550 et 600°C.

4.5. Représentation graphique des âges

L'analyse d'un monograin est réalisée par chauffage successif à des incréments de température croissants. À chaque étape, un âge apparent peut ainsi être calculé. Il correspond alors à une température de chauffage pour laquelle le grain a libéré une certaine quantité de gaz caractérisé par des teneurs isotopiques particulières. L'analyse complète de l'échantillon jusqu'à sa fusion permet ainsi de calculer plusieurs âges apparents, dont le nombre est égal à celui des étapes successives. Ces âges sont alors représentés dans un graphique appelé spectre d'âges (Turner et al., 1966). Il confronte le pourcentage d'argon 39 libéré durant les différentes étapes en fonction des âges apparents calculés pour chacune d'entre elles (Fig. A1.4). Cette représentation montre l'évolution des âges apparents en fonction des incréments de température, puisque les étapes sont distribuées de gauche à droite dans l'ordre d'analyse. Si tous les âges apparents sont identiques dans leurs barres d'erreur respectives, un âge dit « âge plateau » peut être déterminé (Fig. A1.4a). Par convention, il est calculé quand au moins trois étapes successives représentent au moins 50% du total en ^{39}Ar libéré par le grain et qu'il n'existe pas de différence entre les âges apparents à un niveau de confiance de 95% avec l'âge moyen (Fleck et al., 1977). Dans cette étude, la détermination d'un âge plateau est encore plus restrictive, car il doit comporter au minimum trois étapes successives qui représentent au moins 70% du ^{39}Ar total libéré (Castonguay, 2000). Néanmoins, un « pseudo-age plateau » peut aussi être calculé (Fig. A1.4b). Il remplit les mêmes conditions mais avec un total de ^{39}Ar libéré inférieur à 70% (Castonguay, 2000). L'âge plateau correspond fréquemment soit à l'âge de fermeture du système isotopique au sein du minéral lors de son refroidissement, ou subséquemment à sa cristallisation, ou bien soit à l'âge d'un événement particulier (thermique, déformation, circulation de fluides) induisant une réouverture du système avec perte partielle ou totale des isotopes radiogéniques.

En revanche, certains spectres d'âges montrent des allures parfois complexes (Fig. A1.4b, c et d). Ces formes particulières derniers témoignent de perturbations du système isotopique K-Ar. Les causes de ces perturbations sont multiples, mais souvent l'âge du monograin ou l'âge de la fermeture du système isotopique dans ce monograin peut être estimé. Les perturbations de ces spectres d'âges fournissent des informations sur différents processus. Ces perturbations peuvent être engendrées par :

- Une perte d'argon radiogénique par diffusion volumique lors d'un événement thermique (Turner, 1968). Ceci se traduit par des ages anormalement jeunes aux étapes de basses températures de chauffage (Fig. A1.4b). L'âge de l'événement responsable de cette perte d'argon radiogénique peut être estimé par excès. De la même manière,

l'âge de la fermeture initiale du système isotopique du grain est estimé par défaut aux ages apparents calculés pour les hautes températures de dégazage.

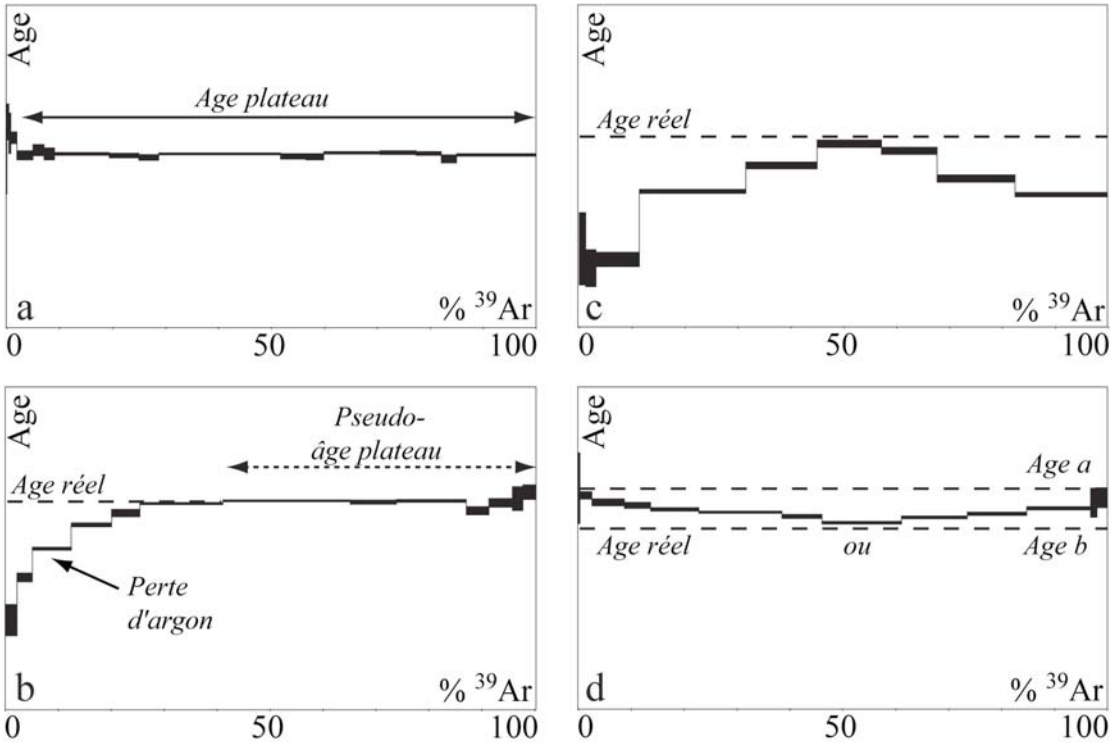


Fig. A1.4 : *Exemples théoriques de quelques spectres d'âges couramment observés :*

a) Spectre plat permettant le calcul d'un âge plateau. Cet âge peut correspondre à celui de la fermeture du système isotopique pendant le refroidissement initial du minéral analysé. Toutefois, une réouverture complète et réinitialisation du système isotopique peuvent aboutir à ce type de spectre (McDougall et Harrison, 1999). Dans ce cas, l'âge plateau calculé témoignera d'un événement post-cristallisation du minéral. De la même manière, un excès d'argon radiogénique, réparti de façon homogène au sein du minérale, peut engendrer un spectre plat (Ruffet et al., 1997). L'âge plateau déterminé est alors une surestimation de l'âge de la fermeture isotopique du système.

b) Spectre montrant des âges anormalement jeunes pour les étapes de chauffage de basse température, lié à une perte d'argon radiogénique. Cette perte est souvent liée à des sites proches la surface du minérale (Hanes, 1987). Par ailleurs, ce spectre permet souvent le calcul d'un pseudo-âge plateau (Castonguay, 2000 ; voir texte pour plus de détails).

c) Spectre dit « en bosse » lié à des problèmes d'altération et à une perte d'argon radiogénique, souvent observé pour la biotite (McDougall et Harrison, 1999). Ce type de spectre peut aussi être le résultat du mélange de deux phases minérale (Wijbrans et McDougall, 1986).

d) Spectre dit « en selle » en raison soit d'un excès d'argon radiogénique dans une muscovite (Hanes, 1987). L'âge réel de la fermeture isotopique du système est alors proche des âges les plus jeunes, correspondant aux étapes de dégazage aux températures de chauffage intermédiaires. Ce spectre de spectre peu aussi être lié à un mélange de deux phases minérale, et notamment en raison de la recristallisation d'une muscovite (Cheilletz et al., 1999 ; Tremblay et al., 2000 ; Castonguay et al., 2001 ; Alexandrov et al., 2002).

- Un mélange de deux phases minérales. Les spectres d'âges présentent alors une forme convexe, dite « en bosse » (Fig. A1.4c) (Wijbrans et McDougall, 1986) ou concave, dite « en selle » (Fig. A1.4d) (Cheilletz et al., 1999 ; Tremblay et al., 2000 ; Castonguay et al., 2001 ; Alexandrov et al., 2002).
- De l'incorporation d'argon étranger (excès d'argon). Il s'illustre généralement par des spectres d'âges concaves (Fig. A1.4d) (Lamphere et Dalrymph, 1976).
- Des déplacements au sein du réseau cristallin de ^{39}Ar néoformé produit durant l'étape d'irradiation (jusqu'à 0,2 µm ; McDougall et Harrison, 1999). Ces déplacements peuvent engendrer des pertes partielles aux bordures du grain, ou une redistribution de ^{39}Ar au sein du grain (système ouvert). C'est le phénomène de « recul » (Ruffet et al., 1991 ; Folland et al., 1992), qui est d'autant plus important quand les grains sont petits et fins (faible rapport volume/surface). Dans ce cas, les spectres d'âges montrent des âges apparents anormalement vieux aux étapes de basses température de dégazage. Néanmoins, un pseudo-âge plateau peut être calculé aux étapes de température plus élevées. Ce phénomène de recul affecte aussi des grains qui présentent une altération ayant entraîné la formation d'une nouvelle phase minérale de composition chimique différente (i.e., les biotites chloritisées, Ruffet et al., 1991). Une redistribution d' ^{39}Ar, sans perte (système fermé), peut se produire pendant l'irradiation d'un tel échantillon. Dans le cas de grains de biotite contenant des portions chloritisées, les spectres montreront une forme convexe (Fig. A1.4c), couplée avec un creux.

4.6. Graphique complémentaire

La représentation graphique du rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ en fonction du ^{39}Ar libéré, en parallèle du spectre d'âges, est utile dans l'interprétation des spectres d'âges de minéraux riches en calcium comme peuvent l'être certaines amphiboles. Ce rapport est proportionnel au rapport Ca/K de l'échantillon. Il permet alors de mettre en évidence des mélanges de phases minérales. En effet, un grain d'amphibole sélectionné peut contenir d'autres phases minérales non observables à l'œil nu. Il peut notamment s'agir de biotite, issue d'un processus de rétromorphose ou d'altération. Contrairement à l'amphibole, la biotite ne contient pas de calcium. Le rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ sera alors bien plus important pour une amphibole que pour une biotite. Ce rapport est généralement inférieur à 10^{-2} pour les muscovites et les biotites, alors qu'il est largement supérieur à 1 pour les amphiboles. Ainsi, si l'amphibole analysée

contient de la biotite, l'évolution du rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ en fonction du pourcentage de ^{39}Ar libéré, reflétera le dégazage successif de ces différentes phases minérales. Dans certains cas, une corrélation entre les âges apparents et le rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ peut être observée. Ceci permet alors de dater la fermeture isotopique des différentes phases minérales du monograin analysé.

4.7. Protocole d'analyse

4.7.1.Séparation des grains

Des grains de muscovite, de biotite et d'amphibole (et de roche totale pour un seul échantillon) ont été sélectionnés dans des fractions minérales de roche, obtenues à l'aide d'un broyeur d'Abish (broyeur à percussion). Ces fractions minérales ont été préalablement tamisées ente 250 et 1000 µm et lavées à l'eau avec un traitement rapide aux ultrasons (d'une duré de 10 secondes environ) afin d'en soustraire les particules les plus fines. Les poudres résultantes ont été séchées à 100°C dans une étuve. Une trentaine de grains par échantillon ont été sélectionnés à la loupe binoculaire, en fonction de leur forme et de leur dimension. Durant cette sélection, il a fallu veiller à choisir des grains ne contenant ni inclusion, ni trace d'autres phases minérales.

4.7.2. Irradiation des échantillons

À la suite de la phase de séparation, les grains sélectionnés ont été enveloppés dans de petites feuilles d'aluminium pur recuit pour former des paquets de dimension 11 x 11 x 0,5 mm. Les paquets ainsi obtenus ont été agencés de sorte à constituer une colonne. Des paquets identiques de monograins de standard ont été insérés dans cette colonne tous les dix échantillons. Dans cette étude, le standard utilisé est la sanidine (TCR-2) d'âge 28,34 Ma (Renne et al., 1998). Les conditions d'irradiation n'étant pas identique le long de la colonne, la répartition régulière des standards à pour objectif de permettre le calcul avec une précision de ± 0,2% du gradient de flux de neutron à travers la colonne et ainsi de déterminer le facteur d'irradiation J pour chaque échantillon. La colonne a été placée dans un container scellé en aluminium, qui a été irradié dans le réacteur nucléaire de l'université McMaster (Hamilton, Canada) en position central 5C. La durée d'irradiation dépend à la fois des caractéristiques physiques du réacteur nucléaire, ainsi que des âges supposés des échantillons. Les analyses présentées dans cette étude proviennent d'échantillons placés dans deux colonnes, nommées

IR10 et IR15, dont les durées d'irradiation sont respectivement 33,333 et 43,333 heures (heures décimales).

4.7.3. Analyses des grains

La technique employée consiste à chauffer un monograin par incréments successifs de température croissante, jusqu'à la fusion, suivant la procédure définie par Ruffet et al. (1991, 1995). Tous les trois paliers, une mesure du bruit de fond (blank) a été réalisée et soustraite aux résultats des étapes d'analyse qui suivent. Par contre, chaque monograin du standard (TCR-2) est analysé en une seule étape (fusion directe).

4.7.3.1. Description du dispositif utilisé

Le dispositif d'analyse est constitué de deux parties (Fig. A1.5). La première est la ligne d'extraction et de purification du gaz. L'extraction du gaz contenu dans le monograin est réalisée en le chauffant à l'aide d'un laser (CO_2 Synrad) de puissance continue. Une fois extrait, le gaz est purifié par l'intermédiaire d'un piège froid constitué par un tube en pyrex (tube en « U ») qui est plongé dans de l'azote liquide (~180°C), ainsi que d'un getter SAES SORB AC AP10 GP MK3 composé d'un alliage ZrAl chauffé à 400°C. Ces deux types de pièges permettent alors d'élimer l'eau, le dioxyde de carbone et plus généralement les gaz actifs (O_2, N_2,…), libérés lors du chauffage de l'échantillon. Une fois le gaz purifié (voir partie 4.7.3.2. de cette annexe), il est introduit dans le spectromètre de masse (MAP215®), qui constitue la deuxième partie du dispositif d'analyse. Celui-ci est composé en amont d'une source de type Nier, d'un électro-aimant profilé et d'un système de collection (multiplicateur d'électron et cage de Faraday rétractable).

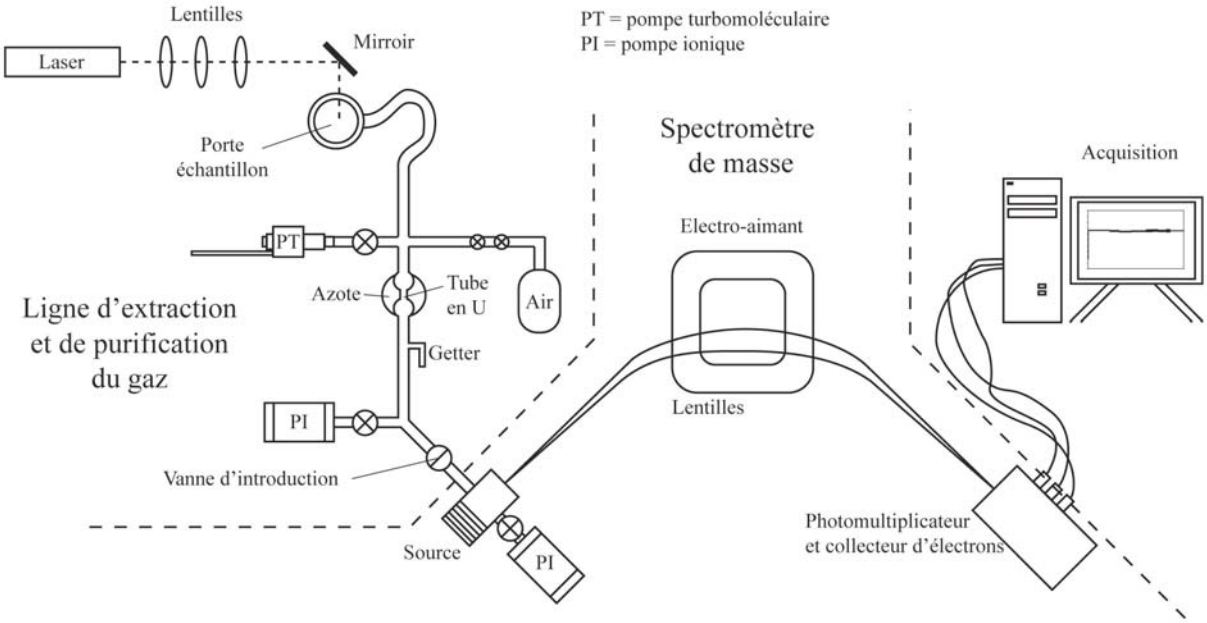


Fig. A1.5 : *Schéma simplifié du dispositif utilisé pour la mesure des masses 36, 37, 38, 39 et 40 des gaz extraits d'un monograin analysé.*

4.7.3.2. Description d'une étape d'analyses

La première partie d'une étape d'analyse est réalisée sur trois minutes durant lesquelles le monograin est chauffé au laser pendant 1 minute, à température constante. Le gaz ainsi extrait du minéral est alors purifié pendant 2 minutes. Celui-ci est ensuite introduit dans le spectromètre, dans lequel il va se détendre durant 60 secondes. La mesure des isotopes 36, 37, 38, 39 et 40 de l'argon se déroule pendant 12 minutes. Elle comporte 11 cycles de mesures, dont chacun est d'une durée légèrement supérieure à la minute. Cette acquisition est pilotée sous Labview (logiciel au langage de programmation graphique) qui permet aussi la gestion des paramètres du spectromètre de masse. Enfin, une fois l'ensemble de l'analyse effectué, le spectromètre est pompé pendant 10 minutes. La ligne d'extraction est quant à elle pompée durant 22 minutes.

4.8. Corrections

4.8.1. Discrimination de masse

Afin de corriger le rapport $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_{K}$ intervenant dans le calcul de l'âge, une détermination de la discrimination de masse du spectromètre est nécessaire. Pour ce faire, l'analyse d'un microvolume d'air est réalisée régulièrement. Le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$

atmosphérique étant constant (295,5), la mesure de ce rapport par le spectromètre permet d'évaluer la discrimination de masse qu'il opère.

4.8.2. Interférences isotopiques associées au potassium et au calcium

Les valeurs des rapports $^{40}Ar_K / ^{39}Ar_K$, $^{36}Ar_{Ca} / ^{37}Ar_{Ca}$ et $^{39}Ar_{Ca} / ^{37}Ar_{Ca}$ dépendent des caractéristiques physiques du réacteur dans lequel les échantillons ont été irradiés. Il a été précédemment mentionné que la détermination de ces rapports passe par l'irradiation, dans les mêmes conditions que les échantillons, de sels purs de calcium (CaF_2) et de potassium (K_2SO_4). Dans le cas de cette étude, ces rapports sont les suivants :

$$^{36}Ar_{Ca}/^{37}Ar_{Ca}, = 2{,}79.10^{-4} \pm 3\%$$

$$^{39}Ar_{Ca}/^{37}Ar_{Ca} = 7{,}06.10^{-4} \pm 4\%$$

$$^{40}Ar_K/^{39}Ar_K = 2{,}97.10^{-2} \pm 3\%$$

Les interférences associées au chlore sont aussi corrigées mais la formulation mathématique étant beaucoup plus complexe, elle n'est pas explicitée dans le cadre de cette étude.

4.8.3. Autres corrections

L'ensemble des corrections est réalisé par le logiciel qui permet de traiter les données. Ce logiciel prend en compte la discrimination de masse du spectromètre de masse, les interférences isotopiques liées au potassium, au calcium et au chlore, ainsi que la contamination atmosphérique.

Les erreurs sur les âges apparents sont seulement analytiques et ne prennent pas en considération l'erreur sur le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ et sur l'âge du standard. En revanche, l'erreur sur le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ du standard est prise en compte dans le calcul de l'erreur d'un éventuel âge plateau.

Annexe 2 :

Photographies au MEB et en cathodo-luminescence de zircons, de monazites et de xénotimes datés.

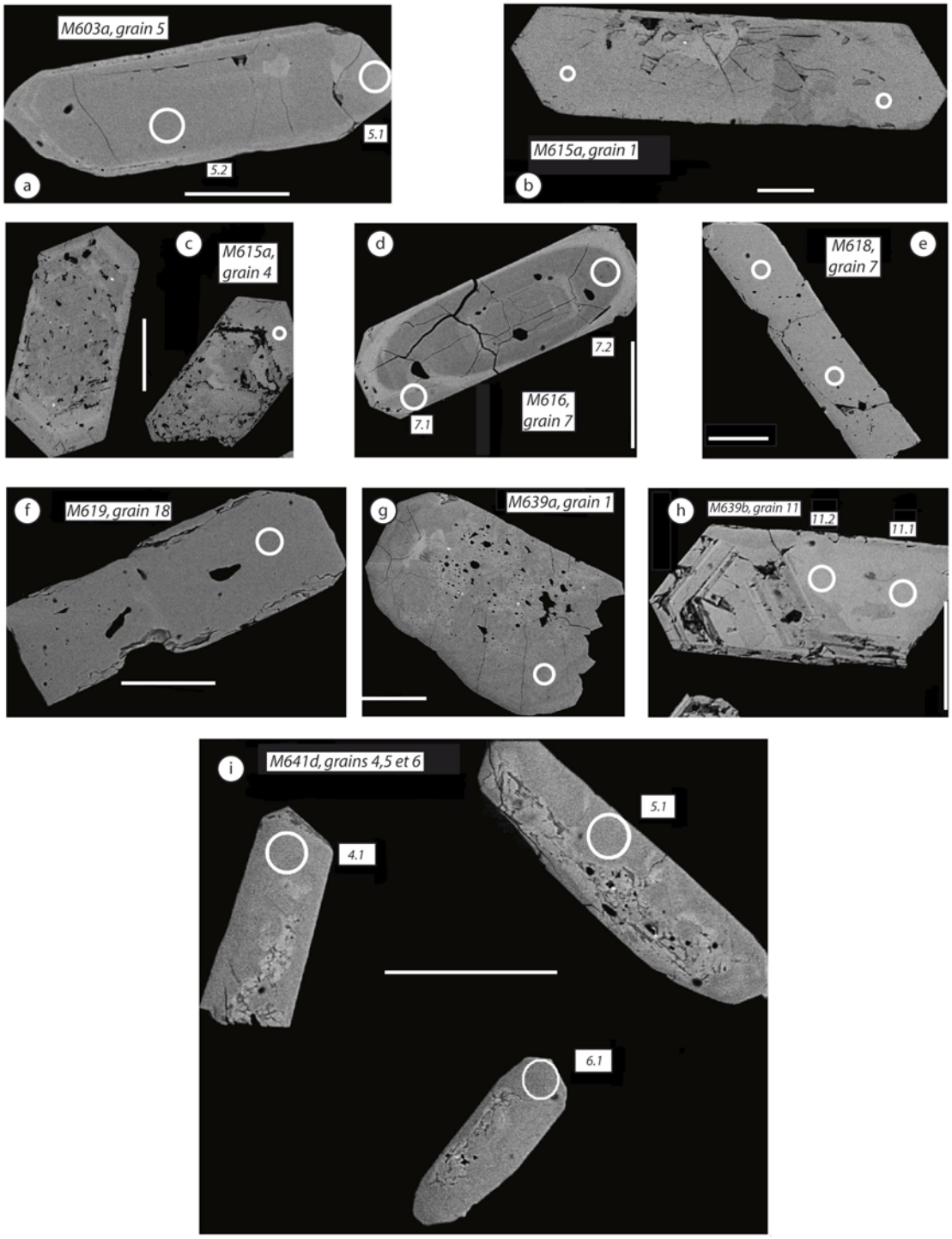


Fig. A2.1 : *Photographies, au microscope électronique à balayage (MEB), de zircons représentatifs des échantillons de pegmatite datés en U-Pb dans les* ***chapitres 3 et 4*** *(Daoudene et al., 2009, 2011). La barre d'échelle représentée par un trait blanc sur chaque photo est de 100 µm. Les cercles blancs correspondent à des points d'analyses et indiquent la taille des domaines analysés.*

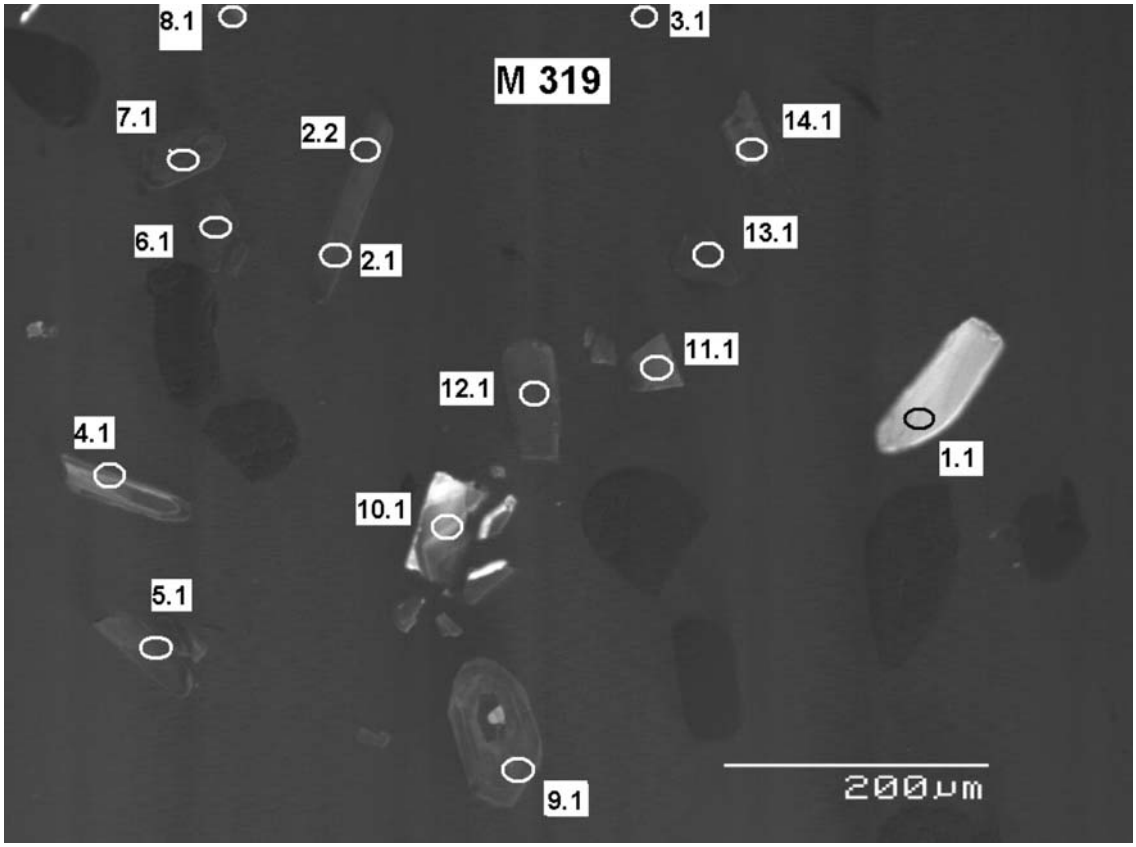


Fig. A2.2 : *Photographies en cathodo-luminescence des zircons issus de la rhyolite M319 du massif de Dulaan Uul (**chapitre 6**). Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

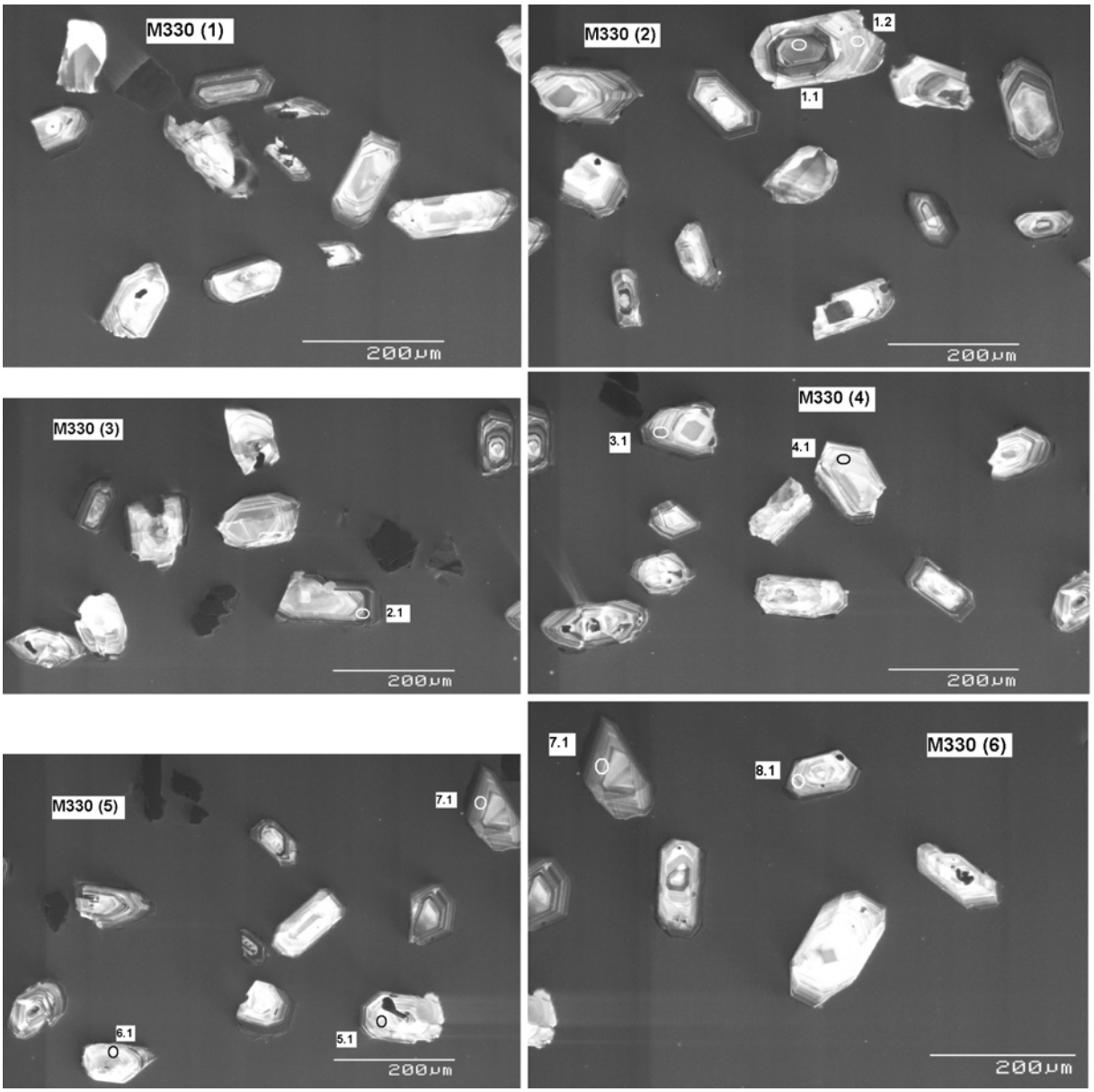


Fig. A2.3 *: Photographies en cathodo-luminescence des zircons issus d'un granitoïde (M330) issu de la région d'Altanshiree. Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

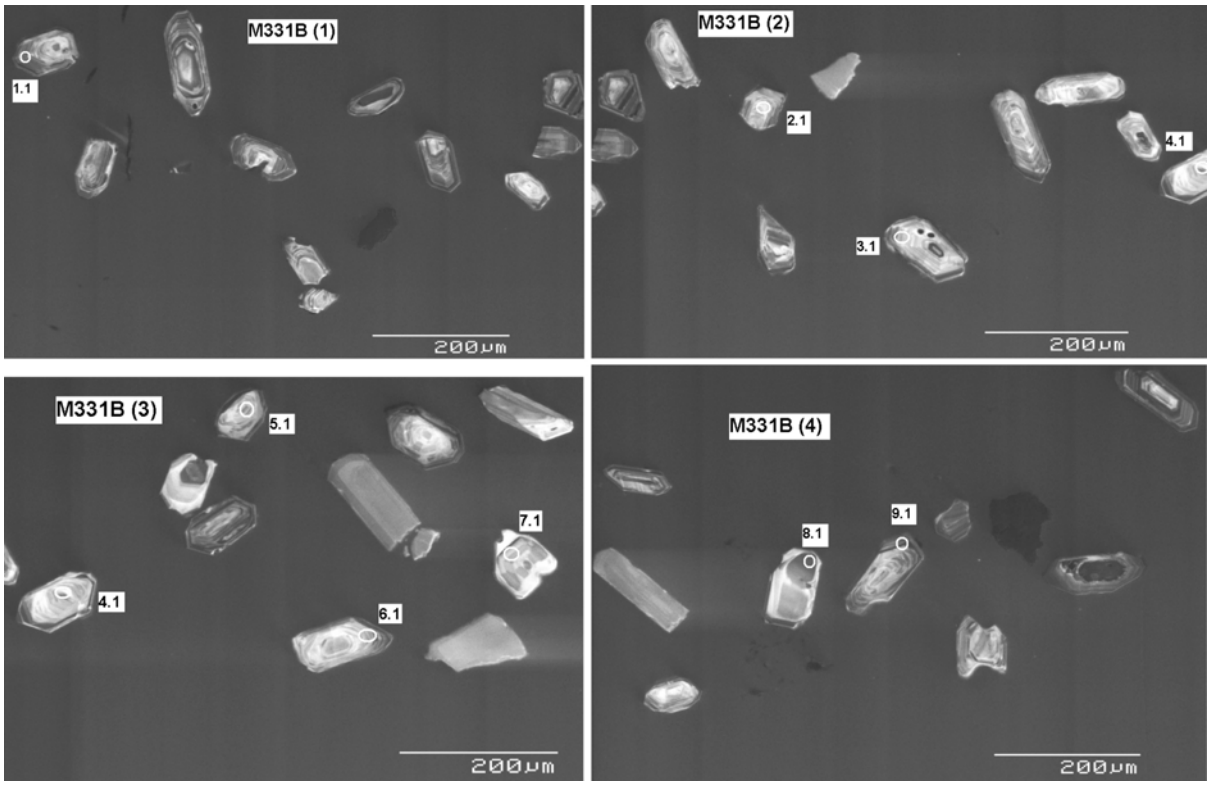


Fig. A2.4 : *Photographies en cathodo-luminescence des zircons issus d'une rhyolite (M331b) de la région d'Altanshiree. Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

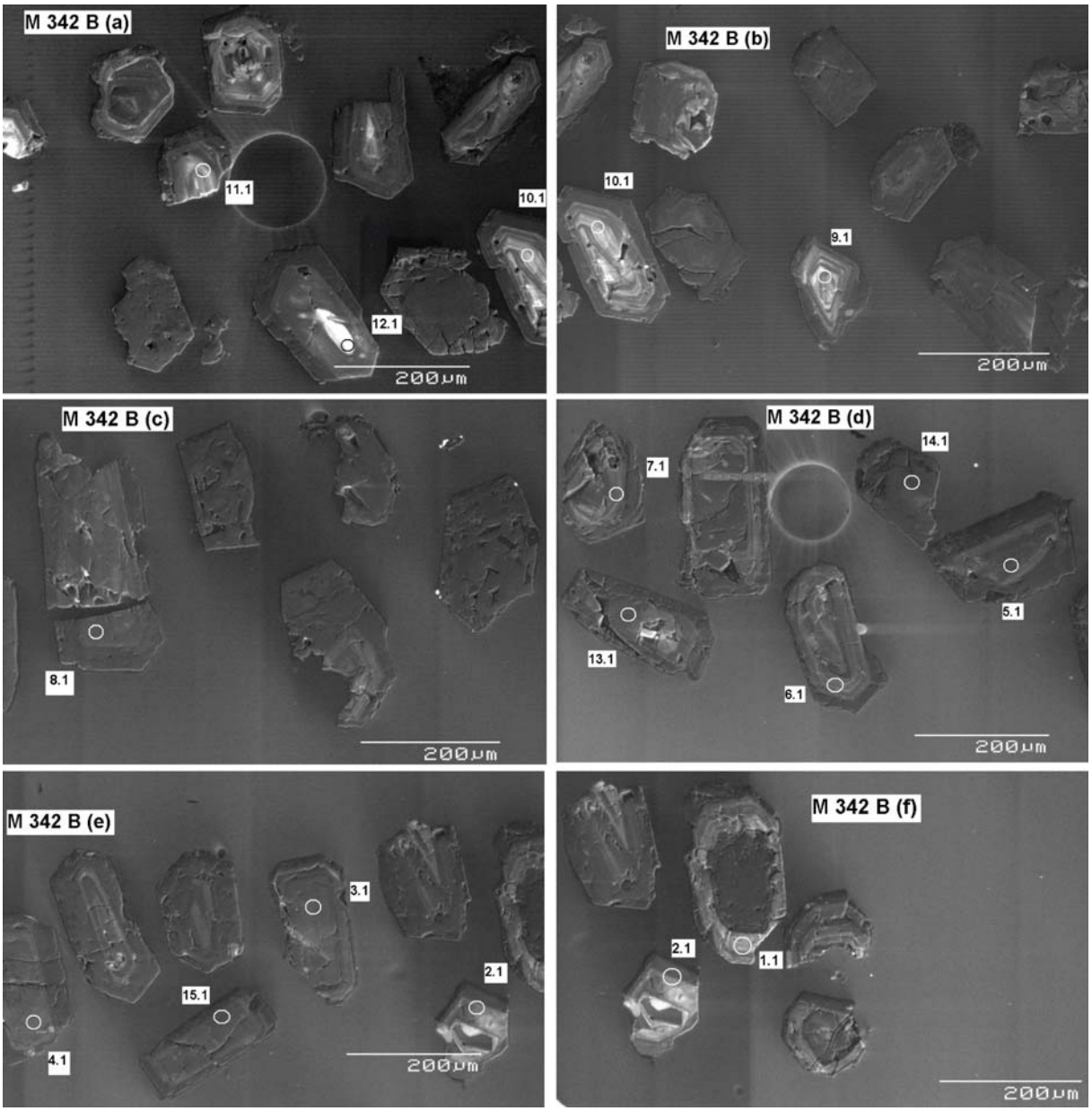


Fig. A2.5 : *Photographies en cathodo-luminescence des zircons issus d'un granitoïde (M342b) de la région d'Altanshiree. Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses*

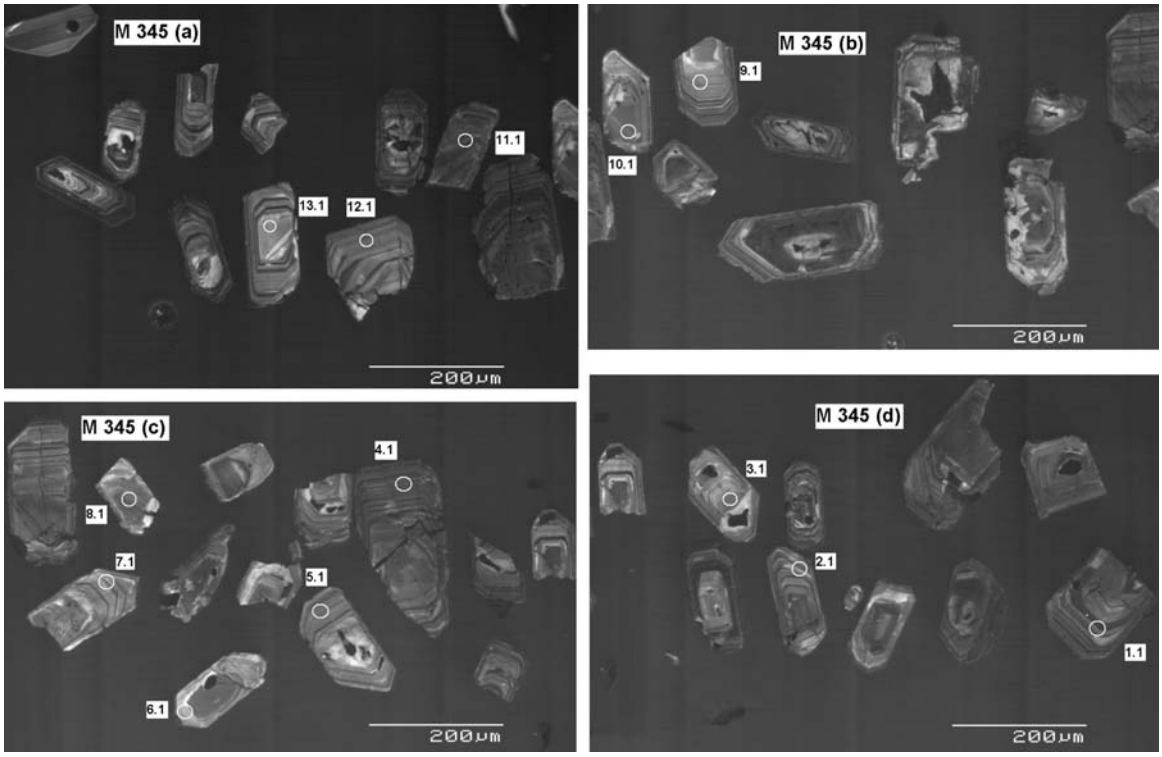


Fig. A2.6 : *Photographies en cathodo-luminescence des zircons issus d'un rhyolite (M345) de la région d'Altanshiree. Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

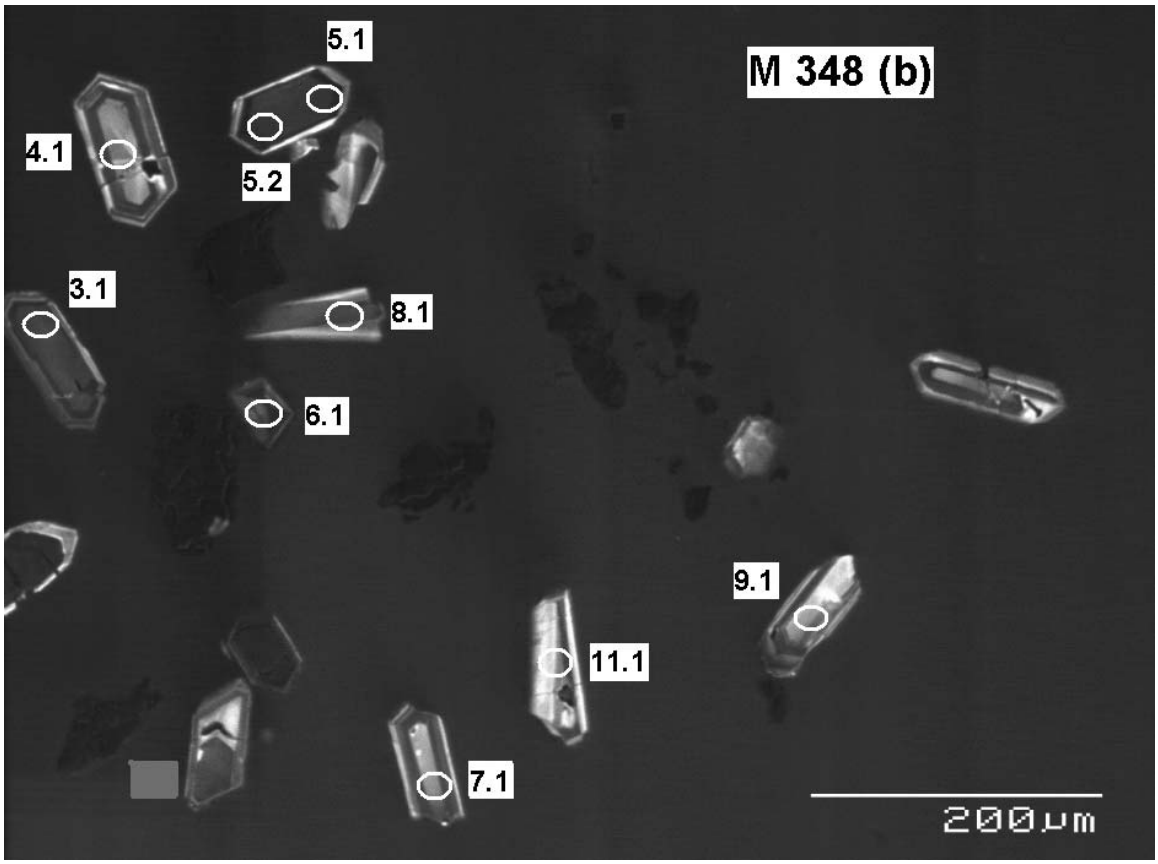


Fig. A2.7 : *Photographie en cathodo-luminescence des zircons issus d'une rhyolite (M348) de la région d'Altanshiree. Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

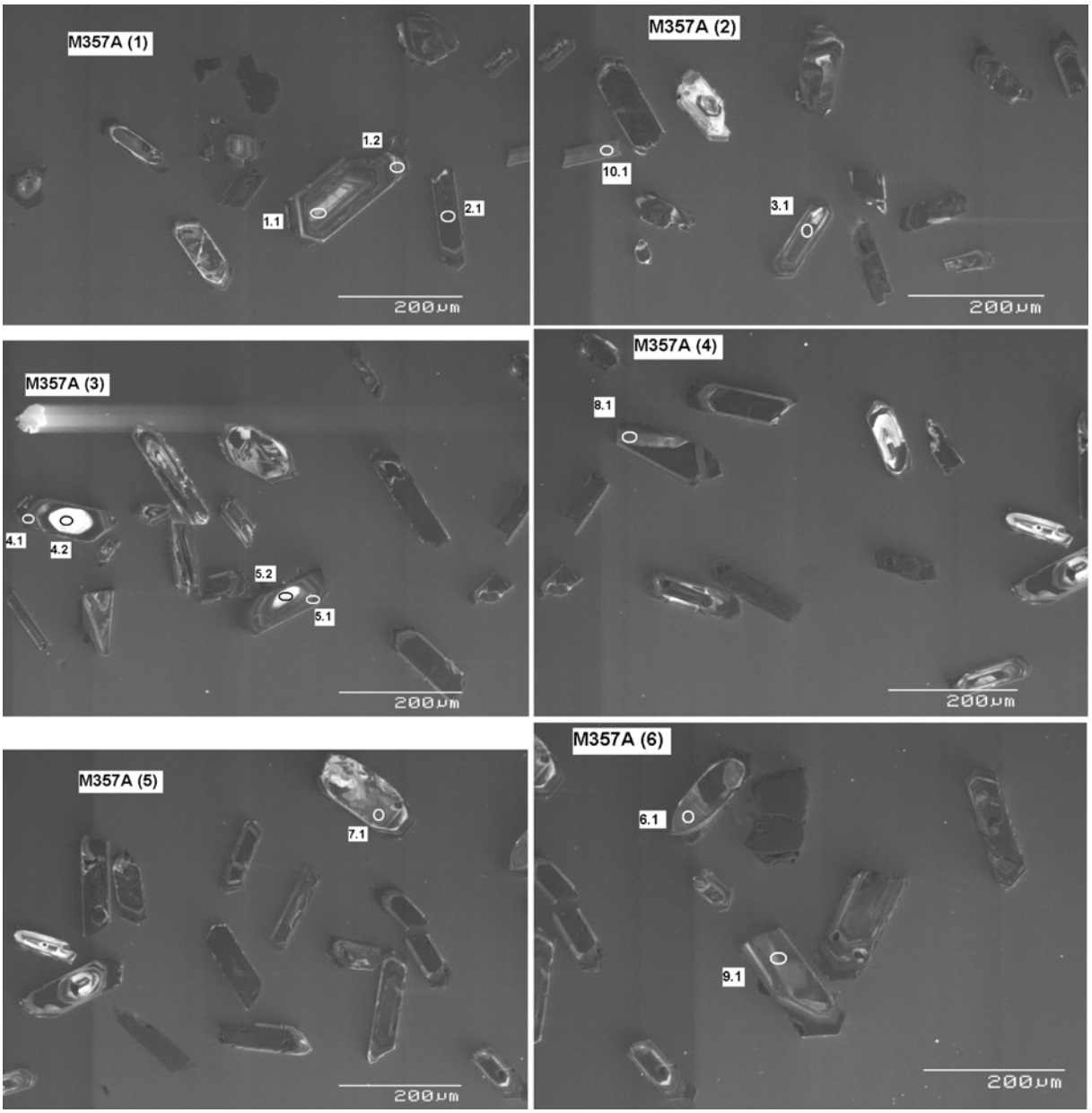


Fig. A2.8 : *Photographies en cathodo-luminescence des zircons issus du granite d'Altanshiree (M357a)* ***(chapitre 5)****. Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

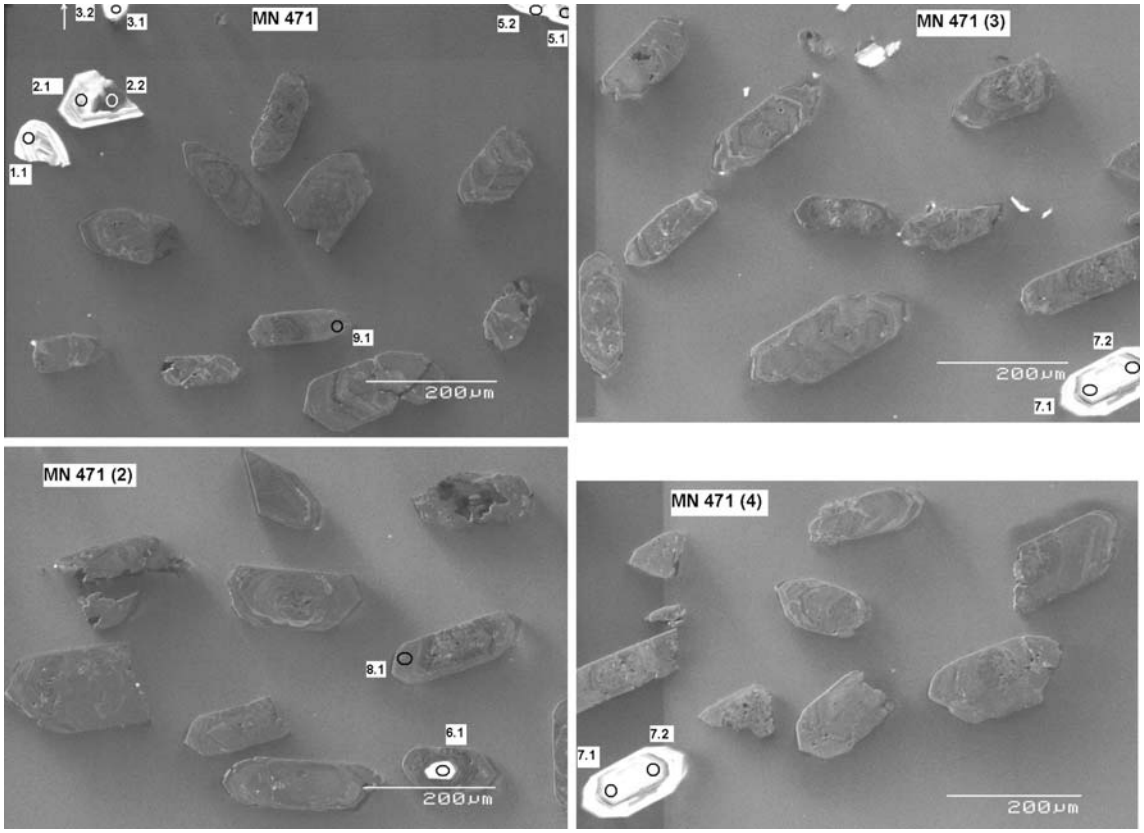


Fig. A2.9: *Photographies en cathodo-luminescence des zircons issus du gneiss migmatitique MN471 en xénolithe dans le granite de Nartyn (**chapite 5**). Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

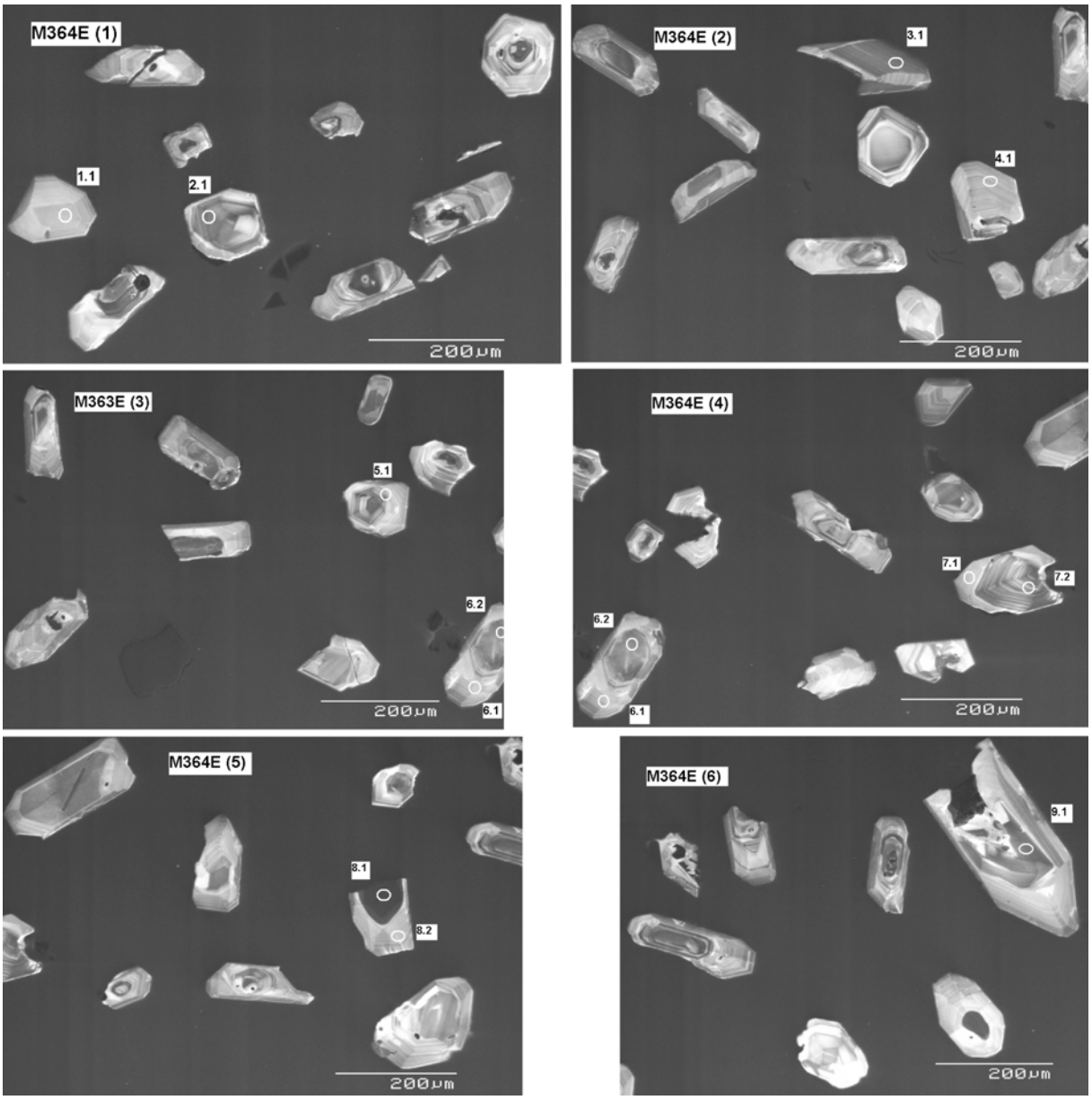


Fig. A2.10 : *Photographies en cathodo-luminescence de zircons issus d'un dyke de rhyolite (M364e) échantillonné dans le massif de Jirgalanta au sud du granite de Nartyn. Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

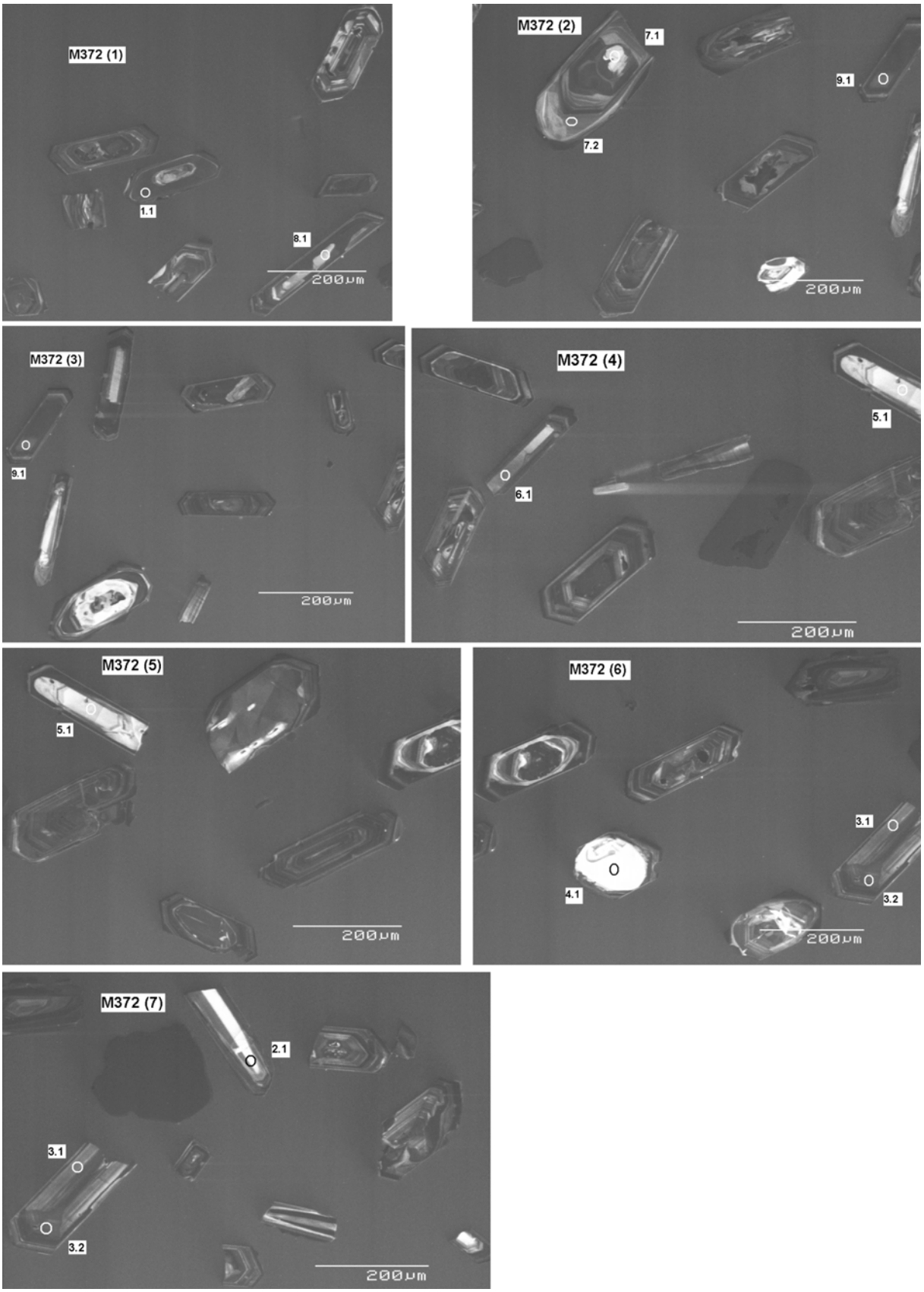


Fig. A2.11 : *Photographies en cathodo-luminescence de zircons issus du granite de Nartyn (M372) (**chapitre 5**). Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

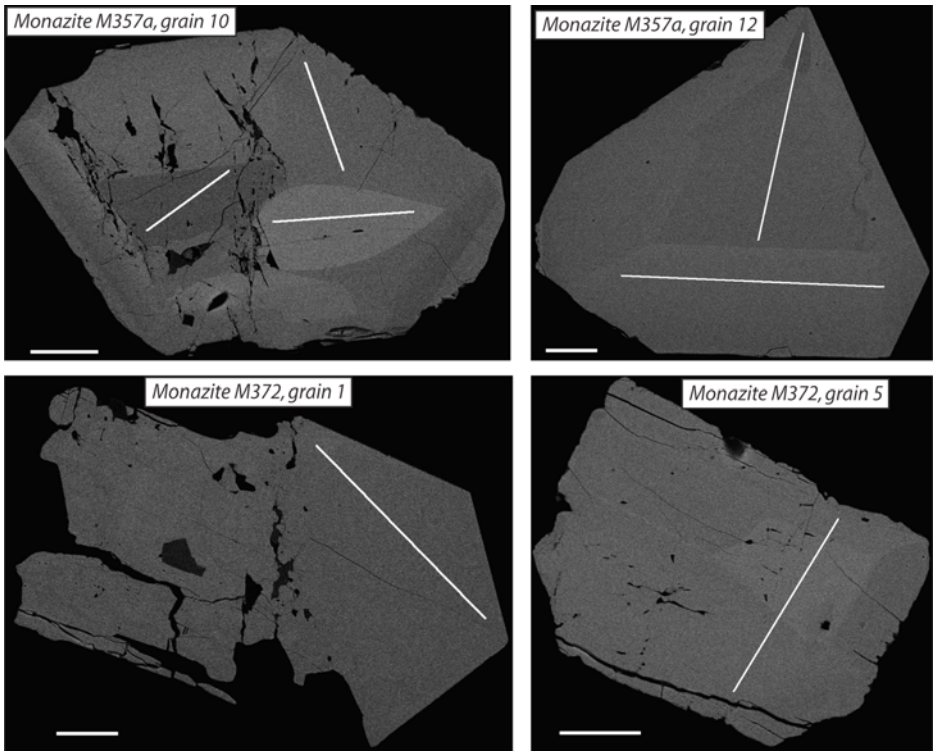


Fig. A2.12 : *Photographies au microscope électronique à balayage de monazites représentatives issues des granites d'Altanshiree (M357a) et de Nartyn (M372) (**chapitre 5**). Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

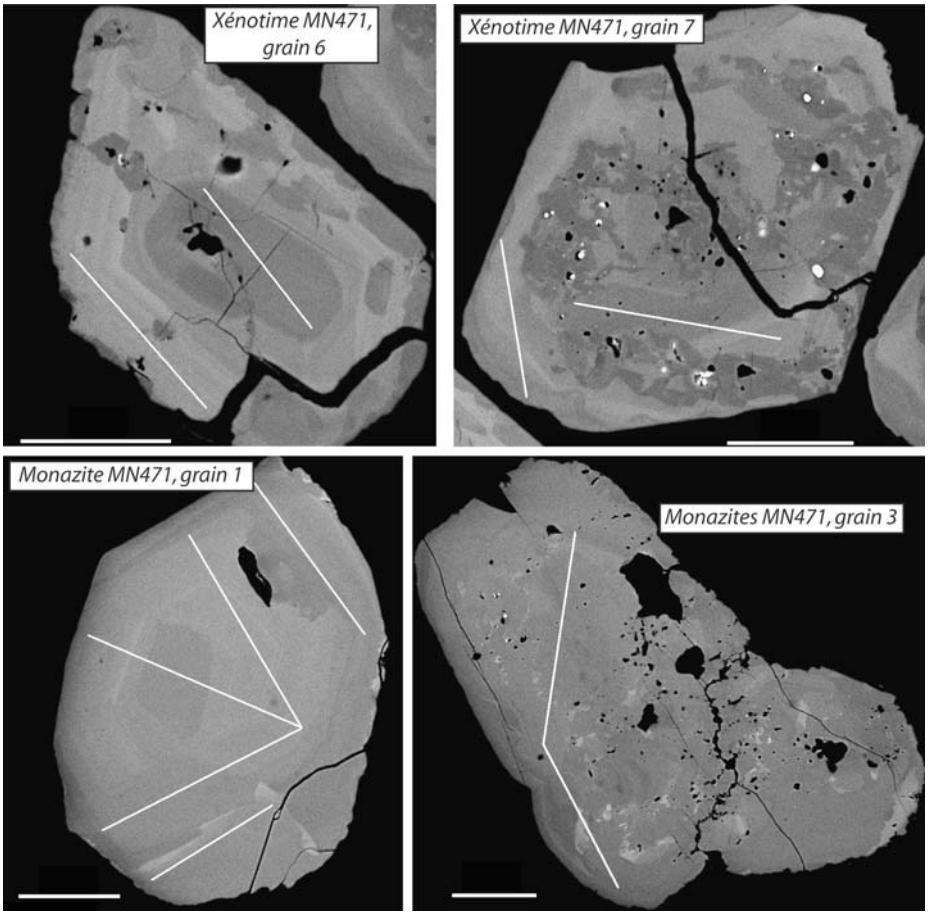


Fig. A2.13 : *Photographies au microscope électronique à balayage de xénotimes et de monazites représentatives, issues d'un gneiss migmatitique (MN471) en xénolithe dans le granite de Nartyn (**chapitre 5**). Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

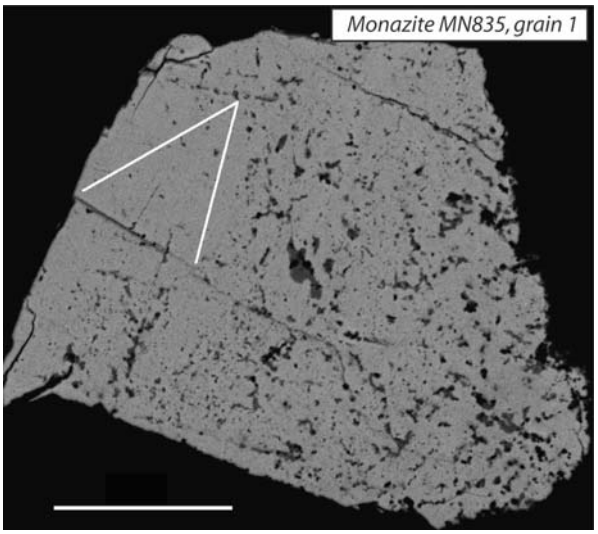


Fig. A2.14 : *Photographie au microscope électronique à balayage d'un grain de monazites représentatif issu d'un orthogneiss cisaillé (MN835), affleurant le long de la Faille Nord de Zuunbayan (massif de Dulaan Uul) (**chapitre 6**). Les ellipses blanches correspondent aux lieux d'analyses.*

Annexe 3 :

Tableaux des analyses géochronologiques

Tableau A3.1 : *Résultats des analyses en U-Pb sur zircons effectuées à la SHRIMP (université nationale australienne, Canberra). Les échantillons sont issus de roches magmatiques des régions d'Altanshiree, de Nartyn et de Dulaan Uul. Les erreurs sont à 1σ et incluent l'erreur liée à la calibration à l'aide du standard Temora. f_{206}% est le pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun. Pour les domaines plus récents à 800 Ma, la correction du Pb commun a été réalisée à l'aide des rapports ^{238}U/^{206}Pb et ^{207}Pb/^{206}Pb mesuré selon la methode Tera et Wasserburg (1972), et développée par Williams (1998). Les analyses en italique ont été exclues du calcul de l'âge moyen.*

Analyse	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	^{206}Pb* (ppm)	^{204}Pb/^{206}Pb	f_{206} (%)	Total				Rapport		Age (Ma)	
							^{238}U/^{206}Pb	±	^{207}Pb/^{206}Pb	±	^{206}Pb/^{238}U	±	^{206}Pb/^{238}U	±
M330 Granitoïde														
1.1	322	376	1.17	12.6	0.000790	0.10	22.02	0.36	0.0528	0.0008	0.0454	0.0007	286.0	4.6
2.1	120	106	0.88	4.7	0.000754	0.69	22.07	0.41	0.0575	0.0013	0.0450	0.0008	283.7	5.2
3.1	*575*	*528*	*0.92*	*23.4*	*0.000262*	*0.01*	*21.13*	*0.33*	*0.0524*	*0.0005*	*0.0473*	*0.0007*	*298.0*	*4.6*
4.1	279	209	0.75	10.6	0.000094	0.10	22.63	0.37	0.0527	0.0008	0.0441	0.0007	278.5	4.5
5.1	112	97	0.86	4.4	0.000514	0.60	22.02	0.41	0.0568	0.0018	0.0451	0.0008	284.6	5.2
6.1	102	85	0.83	3.9	0.000485	0.24	22.23	0.41	0.0538	0.0013	0.0449	0.0008	283.0	5.2
7.1	126	120	0.96	4.9	0.001396	1.15	22.22	0.41	0.0611	0.0013	0.0445	0.0008	280.6	5.1
8.1	234	231	0.99	9.0	0.000422	0.48	22.30	0.37	0.0558	0.0009	0.0446	0.0008	281.5	4.6
9.1	178	134	0.75	6.8	0.000390	0.59	22.54	0.39	0.0566	0.0011	0.0441	0.0008	278.3	4.8
M331b Rhyolite														
1.1	399	309	0.78	15.2	0.000607	0.37	22.50	0.37	0.0549	0.0008	0.0443	0.0007	279.3	4.5
2.1	109	84	0.77	4.3	0.000404	0.93	21.92	0.44	0.0595	0.0016	0.0452	0.0009	285.0	5.6
3.1	204	175	0.86	7.8	0.000698	<0.01	22.40	0.40	0.0511	0.0023	0.0447	0.0008	281.8	5.1
4.1	161	161	1.00	6.4	0.001355	0.38	21.69	0.42	0.0551	0.0013	0.0459	0.0009	289.5	5.6
5.1	129	122	0.95	5.0	0.000867	0.69	22.15	0.42	0.0575	0.0014	0.0448	0.0009	282.7	5.4
6.1	146	115	0.79	5.6	0.000835	1.08	22.43	0.43	0.0605	0.0015	0.0441	0.0009	278.2	5.3
7.1	191	209	1.09	7.2	0.000709	0.71	22.68	0.41	0.0575	0.0012	0.0438	0.0008	276.2	4.9
8.1	355	580	1.63	14.1	0.000331	0.23	21.57	0.36	0.0539	0.0009	0.0463	0.0008	291.5	4.8
9.1	382	256	0.67	15.1	0.000377	0.36	21.80	0.36	0.0550	0.0009	0.0457	0.0008	288.1	4.7
M342b Granitoïdes														
1.1	552	242	0.44	20.7	0.000994	1.64	22.880	0.358	0.0648	0.0007	0.0430	0.0007	271.3	4.2
2.1	*809*	*294*	*0.36*	*29.5*	*0.000353*	*0.42*	*23.593*	*0.362*	*0.0549*	*0.0005*	*0.0422*	*0.0007*	*266.5*	*4.0*
3.1	*1264*	*637*	*0.50*	*46.9*	*0.001140*	*2.08*	*23.180*	*0.348*	*0.0682*	*0.0040*	*0.0422*	*0.0007*	*266.7*	*4.3*
4.1	*2047*	*1095*	*0.53*	*72.9*	*0.003485*	*6.56*	*24.112*	*0.358*	*0.1036*	*0.0041*	*0.0388*	*0.0006*	*245.1*	*3.9*
5.1	*1601*	*782*	*0.49*	*58.8*	*0.000472*	*0.77*	*23.396*	*0.349*	*0.0578*	*0.0007*	*0.0424*	*0.0006*	*267.8*	*3.9*
6.1	*1716*	*649*	*0.38*	*60.1*	*0.004264*	*7.66*	*24.532*	*0.366*	*0.1122*	*0.0017*	*0.0376*	*0.0006*	*238.2*	*3.6*
7.1	*1139*	*515*	*0.45*	*41.7*	*0.000673*	*1.15*	*23.497*	*0.354*	*0.0608*	*0.0004*	*0.0421*	*0.0006*	*265.6*	*3.9*
8.1	*2366*	*973*	*0.41*	*86.2*	*0.000633*	*0.98*	*23.571*	*0.350*	*0.0594*	*0.0003*	*0.0420*	*0.0006*	*265.3*	*3.9*
9.1	713	323	0.45	26.9	0.000204	0.02	22.748	0.441	0.0520	0.0005	0.0440	0.0009	277.3	5.3
10.1	347	136	0.39	12.9	0.000141	0.08	23.038	0.376	0.0524	0.0007	0.0434	0.0007	273.7	4.4
11.1	826	330	0.40	30.8	0.000122	0.15	23.034	0.357	0.0530	0.0005	0.0433	0.0007	273.6	4.2
12.1	216	126	0.58	9.1	0.006382	11.85	20.552	0.351	0.1467	0.0169	0.0430	0.0014	271.1	8.5
13.1	*996*	*500*	*0.50*	*36.4*	*0.004754*	*7.75*	*23.495*	*0.356*	*0.1132*	*0.0016*	*0.0393*	*0.0006*	*248.3*	*3.8*
14.1	2645	716	0.27	100.3	0.000135	0.21	22.644	0.351	0.0535	0.0004	0.0441	0.0007	278.0	4.2
15.1	*2359*	*925*	*0.39*	*84.5*	*0.002813*	*5.26*	*23.977*	*0.355*	*0.0933*	*0.0004*	*0.0395*	*0.0006*	*249.8*	*3.7*
M345 Rhyolite														
1.1	754	296	0.39	41.7	0.000162	0.27	15.517	0.256	0.0569	0.0014	0.0643	0.0011	401.5	6.5
2.1	449	147	0.33	24.7	0.000082	-	15.620	0.248	0.0533	0.0005	0.0641	0.0010	400.7	6.2
3.1	311	100	0.32	17.6	0.000187	0.15	15.123	0.245	0.0562	0.0007	0.0660	0.0011	412.2	6.5
4.1	421	140	0.33	23.1	0.000209	0.28	15.619	0.245	0.0569	0.0010	0.0638	0.0010	399.0	6.1
5.1	305	91	0.30	16.5	0.000167	0.27	15.854	0.256	0.0567	0.0007	0.0629	0.0010	393.3	6.2
6.1	390	210	0.54	21.4	0.000105	0.06	15.708	0.248	0.0551	0.0006	0.0636	0.0010	397.6	6.1
7.1	276	100	0.36	15.1	0.000216	0.07	15.681	0.256	0.0552	0.0007	0.0637	0.0011	398.3	6.4
8.1	406	165	0.40	22.2	0.000089	0.17	15.698	0.247	0.0560	0.0006	0.0636	0.0010	397.4	6.1
9.1	359	126	0.35	19.6	0.000085	0.09	15.746	0.288	0.0553	0.0007	0.0635	0.0012	396.6	7.1
10.1	278	100	0.36	15.0	0.000255	0.48	15.940	0.259	0.0583	0.0007	0.0624	0.0010	390.4	6.2
11.1	461	197	0.43	25.9	0.000146	-	15.296	0.239	0.0548	0.0005	0.0654	0.0010	408.3	6.2
12.1	359	101	0.28	19.8	0.000082	0.15	15.580	0.253	0.0559	0.0006	0.0641	0.0011	400.5	6.4
13.1	*283*	*116*	*0.41*	*16.5*	*0.000078*	*0.02*	*14.768*	*0.242*	*0.0554*	*0.0007*	*0.0677*	*0.0011*	*422.3*	*6.8*

(tableau A3.1 suite)

Analyse	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{204}Pb/^{206}Pb$	f_{206} (%)	Total				Rapport		Age (Ma)	
							$^{238}U/^{206}Pb$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±
M348 Rhyolite														
1.1	749	848	1.13	30.2	0.000126	0.18	21.322	0.308	0.0537	0.0007	0.0468	0.0007	294.9	4.2
1.2	565	532	0.94	23.1	0.000253	0.36	21.048	0.308	0.0551	0.0006	0.0473	0.0007	298.2	4.3
2.1	*2042*	*2598*	*1.27*	*71.6*	*0.000329*	*0.82*	*24.505*	*0.342*	*0.0579*	*0.0006*	*0.0405*	*0.0006*	*255.8*	*3.5*
3.1	902	968	1.07	36.1	-	-	21.455	0.311	0.0519	0.0004	0.0466	0.0007	293.8	4.2
4.1	387	410	1.06	15.4	-	0.13	21.598	0.329	0.0531	0.0007	0.0462	0.0007	291.4	4.4
5.1	*1286*	*1765*	*1.37*	*49.9*	*0.000035*	-	*22.160*	*0.313*	*0.0519*	*0.0004*	*0.0451*	*0.0006*	*284.6*	*4.0*
5.2	*1493*	*2307*	*1.55*	*z*	*0.000089*	*0.25*	*23.103*	*0.324*	*0.0537*	*0.0004*	*0.0432*	*0.0006*	*272.5*	*3.8*
6.1	1056	1713	1.62	42.8	-	-	21.197	0.301	0.0522	0.0004	0.0472	0.0007	297.2	4.2
7.1	487	524	1.07	19.7	-	0.04	21.209	0.314	0.0526	0.0006	0.0471	0.0007	296.9	4.3
8.1	573	652	1.14	22.9	0.000000	-	21.501	0.338	0.0522	0.0005	0.0465	0.0007	293.1	4.5
9.1	433	361	0.83	17.4	0.000155	-	21.383	0.322	0.0511	0.0006	0.0468	0.0007	295.0	4.4
10.1	578	853	1.48	22.9	-	0.12	21.687	0.318	0.0531	0.0005	0.0461	0.0007	290.3	4.2
11.1	*282*	*275*	*0.97*	*12.2*	-	*0.02*	*19.933*	*0.310*	*0.0528*	*0.0007*	*0.0502*	*0.0008*	*315.5*	*4.8*
M357a Granite d'Altanshiree														
1.1	746	384	0.52	25.5	0.000081	0.19	25.10	0.40	0.0528	0.0006	0.0398	0.0006	251.4	4.0
1.2	1500	337	0.22	23.7	0.000600	0.90	54.38	0.84	0.0555	0.0006	0.0182	0.0003	116.4	1.8
2.1	*7533*	*7938*	*1.05*	*46.3*	*0.008662*	*17.03*	*139.87*	*2.13*	*0.1815*	*0.0010*	*0.0059*	*0.0001*	*38.1*	*0.6*
3.1	2722	2232	0.82	46.2	0.000780	0.91	50.56	0.77	0.0558	0.0020	0.0196	0.0003	125.1	1.9
4.1	1350	751	0.56	22.9	0.001827	2.99	50.75	0.79	0.0723	0.0007	0.0191	0.0003	122.1	1.9
4.2	52	14	0.27	2.8	0.000612	1.36	16.03	0.36	0.0653	0.0021	0.0616	0.0014	385.1	8.6
5.1	1017	507	0.50	17.9	0.000198	0.25	48.76	0.76	0.0506	0.0007	0.0205	0.0003	130.5	2.0
5.2	198	54	0.27	4.3	0.001230	0.22	39.12	0.75	0.0511	0.0028	0.0255	0.0005	162.4	3.2
6.1	1157	31	0.03	22.2	0.000135	<0.01	43.26	0.67	0.0489	0.0009	0.0231	0.0004	147.3	2.3
7.1	612	289	0.47	21.2	0.000003	0.16	24.75	0.39	0.0526	0.0006	0.0403	0.0006	255.0	4.0
8.1	*904*	*387*	*0.43*	*13.4*	*0.005289*	*9.58*	*58.12*	*0.96*	*0.1241*	*0.0197*	*0.0156*	*0.0005*	*99.5*	*3.4*
9.1	815	26	0.03	16.0	0.000499	0.14	43.79	0.70	0.0501	0.0007	0.0228	0.0004	145.4	2.3
10.1	1101	352	0.32	18.8	0.000325	0.33	50.38	0.78	0.0512	0.0006	0.0198	0.0003	126.3	1.9
M364e Dyke rhyolitique														
1.1	95	79	0.84	3.2	0.000266	1.41	25.18	0.54	0.0624	0.0020	0.0391	0.0008	247.5	5.2
2.1	111	199	1.79	3.6	0.000854	1.06	26.69	0.55	0.0593	0.0018	0.0371	0.0008	234.7	4.8
3.1	120	145	1.21	4.0	0.000687	1.12	25.65	0.50	0.0601	0.0016	0.0385	0.0008	243.8	4.8
4.1	114	104	0.92	3.8	0.001263	1.41	25.84	0.52	0.0623	0.0018	0.0382	0.0008	241.4	4.8
5.1	123	150	1.22	4.1	0.000693	1.08	25.75	0.50	0.0597	0.0016	0.0384	0.0008	243.0	4.7
6.1	108	98	0.91	3.5	0.000801	1.41	26.71	0.54	0.0621	0.0018	0.0369	0.0008	233.7	4.7
6.2	131	152	1.16	4.3	0.001679	0.92	26.44	0.51	0.0583	0.0016	0.0375	0.0007	237.1	4.6
7.1	76	67	0.89	2.4	0.000524	1.38	26.94	0.60	0.0619	0.0022	0.0366	0.0008	231.8	5.2
7.2	121	134	1.10	4.0	0.000831	0.73	25.79	0.51	0.0569	0.0017	0.0385	0.0008	243.5	4.8
8.1	*1140*	*48*	*0.04*	*75.0*	-	*0.07*	*13.06*	*0.20*	*0.0571*	*0.0004*	*0.0765*	*0.0012*	*475.4*	*7.0*
8.2	86	77	0.90	2.9	0.002181	0.89	25.87	0.56	0.0581	0.0020	0.0383	0.0008	242.3	5.2
9.1	114	236	2.07	3.8	0.001413	1.05	25.38	0.51	0.0596	0.0017	0.0390	0.0008	246.5	4.9
M372 Granite de Nartyn														
1.1	2692	228	0.08	48.1	0.000046	0.05	48.12	0.70	0.0491	0.0006	0.0208	0.0003	132.5	1.9
2.1	267	129	0.48	6.1	-	0.64	37.52	0.63	0.0545	0.0012	0.0265	0.0004	168.5	2.8
3.1	865	748	0.86	15.1	-	0.28	49.27	0.75	0.0508	0.0007	0.0202	0.0003	129.2	1.9
3.2	1107	930	0.84	19.8	0.000281	0.51	48.12	0.72	0.0527	0.0006	0.0207	0.0003	131.9	2.0
4.1	53	46	0.86	1.0	-	3.12	46.47	1.18	0.0735	0.0035	0.0208	0.0005	133.0	3.4
5.1	197	153	0.78	3.7	0.000812	0.87	45.84	0.83	0.0557	0.0015	0.0216	0.0004	137.9	2.5
6.1	670	477	0.71	11.6	0.000953	1.35	49.74	0.78	0.0593	0.0009	0.0198	0.0003	126.6	2.0
7.1	*306*	*49*	*0.16*	*20.2*	*0.000106*	*0.43*	*13.04*	*0.20*	*0.0600*	*0.0007*	*0.0764*	*0.0012*	*474.3*	*7.2*
7.2	*633*	*199*	*0.31*	*45.0*	*0.000046*	*0.01*	*12.09*	*0.18*	*0.0576*	*0.0007*	*0.0827*	*0.0012*	*512.4*	*7.4*
8.1	607	135	0.22	11.0	-	0.39	47.37	0.75	0.0518	0.0008	0.0210	0.0003	134.2	2.1
9.1	*1036*	*680*	*0.66*	*19.2*	*0.000790*	*20.89*	*46.37*	*0.71*	*0.2142*	*0.0683*	*0.0171*	*0.0019*	*109.1*	*12.3*
M319 Rhyolite														
1.1	32	12	0.37	1.5	0.000419	0.40	18.513	0.464	0.0564	0.0023	0.0538	0.0014	337.8	8.4
2.1	*1363*	*242*	*0.18*	*64.6*	*0.000045*	-	*18.126*	*0.254*	*0.0533*	*0.0003*	*0.0552*	*0.0008*	*346.3*	*4.8*
2.2	937	150	0.16	43.0	0.000065	0.12	18.709	0.266	0.0541	0.0004	0.0534	0.0008	335.3	4.7
3.1	*1181*	*222*	*0.19*	*58.9*	-	-	*17.219*	*0.243*	*0.0534*	*0.0004*	*0.0581*	*0.0008*	*364.1*	*5.0*
4.1	*1004*	*213*	*0.21*	*51.6*	*0.000110*	-	*16.707*	*0.240*	*0.0526*	*0.0004*	*0.0600*	*0.0009*	*375.4*	*5.3*
5.1	1486	264	0.18	67.0	0.000015	-	19.065	0.267	0.0530	0.0003	0.0525	0.0007	329.6	4.5
6.1	1485	265	0.18	66.8	0.000020	0.02	19.100	0.267	0.0531	0.0003	0.0523	0.0007	328.9	4.5
7.1	1091	194	0.18	49.1	0.000015	0.03	19.070	0.269	0.0533	0.0004	0.0524	0.0007	329.4	4.6
8.1	998	262	0.26	44.9	0.000151	0.05	19.086	0.270	0.0534	0.0004	0.0524	0.0007	329.0	4.6
10.1	152	97	0.64	7.0	-	0.14	18.697	0.316	0.0542	0.0010	0.0534	0.0009	335.4	5.6
11.1	*315*	*90*	*0.28*	*13.3*	*0.000298*	*0.29*	*20.285*	*0.306*	*0.0549*	*0.0007*	*0.0492*	*0.0007*	*309.3*	*4.6*
12.1	918	171	0.19	42.1	0.000076	-	18.751	0.266	0.0530	0.0004	0.0533	0.0008	335.0	4.7
13.1	1549	311	0.20	70.3	-	0.07	18.915	0.264	0.0536	0.0004	0.0528	0.0007	331.9	4.5
14.1	534	87	0.16	24.7	0.000082	0.04	18.548	0.271	0.0535	0.0005	0.0539	0.0008	338.4	4.9

Tableau A3.2 : *Résultats des analyses en U-Pb sur zircons effectuées à la SHRIMP (Université nationale australienne, Canberra) pour un échantillon de gneiss migmatitique en xénolithe dans le granite de Nartyn (MN471b). Les incertitudes sont données à 1σ. Elles incluent l'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora. f_{206}% est le pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun. Pour les domaines plus récents à 800 Ma, la correction du Pb commun a été réalisée à l'aide des rapports ^{238}U/^{206}Pb et ^{207}Pb/^{206}Pb mesurés selon Tera et Wasserburg (1972) et Williams (1998). En revanche, pour les domaines plus anciens à 800 Ma la correction du Pb commun a été réalisée en utilisant le ^{204}Pb/^{206}Pb. Enfin, % Conc. corresponds au degré de concordance de l'analyse.*

Analyse	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	^{206}Pb* (ppm)	^{204}Pb/^{206}Pb	f_{206} (%)	Total				Rapport radiogéniques							Age (Ma)						% Conc
							^{238}U/^{206}Pb	±	^{207}Pb/^{206}Pb	±	^{206}Pb/^{238}U	±	^{207}Pb/^{235}U	±	^{207}Pb/^{206}Pb	±	ρ	^{206}Pb/^{238}U	±	^{207}Pb/^{235}U	±	^{207}Pb/^{206}Pb	±	
MN471b Gneiss migmatitique (xénolithe)																								
1.1	*564*	*43*	*0.08*	*22*	*0.000134*	*0.19*	*22.278*	*0.395*	*0.0534*	*0.0008*	*0.0448*	*0.0008*	-	-	-	-	-	*282.5*	*4.9*	-	-	-	-	-
2.1	*419*	*30*	*0.07*	*14*	*0.000009*	*0.45*	*24.839*	*0.940*	*0.0549*	*0.0006*	*0.0401*	*0.0015*	-	-	-	-	-	*253.3*	*9.5*	-	-	-	-	-
2.2	4186	145	0.03	174	0.000034	-	20.662	0.289	0.0525	0.0002	0.0484	0.0007	-	-	-	-	-	304.7	4.2	-	-	-	-	-
3.1	425	62	0.15	57	-	-	6.405	0.097	0.0726	0.0004	0.1562	0.0024	1.566	0.025	0.0727	0.0004	0.940	935.4	13.2	957	10	1006	11	93
3.2	401	61	0.15	50	0.000032	0.06	6.852	0.134	0.0703	0.0006	0.1459	0.0029	1.404	0.030	0.0698	0.0006	0.905	877.7	16.0	891	13	923	19	95
5.1	368	28	0.08	15	-	0.04	20.943	0.296	0.0527	0.0006	0.0477	0.0007	-	-	-	-	-	300.6	4.2	-	-	-	-	-
5.2	420	301	0.72	17	0.000027	-	21.199	0.298	0.0517	0.0005	0.0472	0.0007	-	-	-	-	-	297.3	4.1	-	-	-	-	-
6.1	169	31	0.18	20	0.000169	0.29	7.197	0.104	0.0704	0.0006	0.1385	0.0020	1.298	0.026	0.0680	0.0010	0.705	836.4	11.4	845	12	868	29	96
6.2	75	25	0.33	4	0.000126	-	14.990	0.249	0.0539	0.0011	0.0668	0.0011	-	-	-	-	-	416.9	6.8	-	-	-	-	-
7.1	464	71	0.15	19	0.000050	-	20.877	0.291	0.0524	0.0005	0.0479	0.0007	-	-	-	-	-	301.6	4.1	-	-	-	-	-
7.2	712	99	0.14	29	0.000041	-	20.973	0.287	0.0522	0.0004	0.0477	0.0007	-	-	-	-	-	300.3	4.0	-	-	-	-	-
8.1	*3393*	*29*	*0.01*	*221*	*0.000316*	*0.56*	*13.206*	*0.175*	*0.0609*	*0.0003*	*0.0753*	*0.0010*	-	-	-	-	-	*468.0*	*6.1*	-	-	-	-	-
9.1	*2782*	*19*	*0.01*	*174*	*0.001196*	*2.45*	*13.707*	*0.182*	*0.0756*	*0.0003*	*0.0712*	*0.0010*	-	-	-	-	-	*445.2*	*5.8*	-	-	-	-	-

Tableau A3.3 : *Résumé des analyses à la microsonde électronique sur les xénotimes d'un gneiss migmatitique (MN471) en xénolithe dans le granite de Nartyn. L'objectif de ce tableau est de montrer le degré de variation des teneurs en U et Th des xénotimes analysés. La valeur reportée dans la colonne « nombre de points correspond » correspond au nombre d'analyses ponctuelles retenu pour le calcul des isochrones. « Inc » correspond aux erreurs relatives. Elle est donnée à 2σ pour l'âge isochrone.*

Echantillon et remarques	Nombre de points	Pb (ppm)		U (ppm)		Th (ppm)		Age isochrone	
		teneur	inc 1σ	teneur	inc 1σ	teneur	inc 1σ	Age	inc 2σ
MN471 – Gneiss migmatitique									
héritage	72	1116	396	14862	5214	2299	1243	490	8
	90	874	24186	4207	3960	82370	26044	226	11

Tableau A3.4 : *Résumés des analyses à la microsonde électronique, obtenues à partir de monazites issues des granites d'Altanshiree (M357a) et de Nartyn (M372), d'un gneiss migmatitique (MN471) en xénolithe dans le granite de Nartyn, et d'un échantillon d'un orthogneiss cisaillé (MN835) prélevé le long de la Faille nord de Zuunbayan, à la bordure nord-ouest du massif de Dulaan Uul . Ce tableau a pour objectif de montrer le degré de variation des teneurs en U et Th des grains analysés. « Inc » est l'incertitude relative aux mesures ou à l'âge moyen calculé. Dans ce dernier cas, elle est calculée à 2σ.*

Nombre de grains	Nombre de points	Pb (ppm)		U (ppm)		Th (ppm)		Th*(U)		Age isochrone	
		teneur	inc 1σ	teneur	inc 1σ	teneur	inc 1σ	Age	inc 1s	Age	inc 2σ
M357a - Granite de Altanshiree											
7 grains	121	662	228	4449	1290	89489	32481	103766	35895	147	2
M372 - Granite de Nartyn											
7 grains	91	703	180	4068	2278	94863	21184	107918	26808	149	3
MN471 – Gneiss migmatitique											
3 grains	74	1092	249	13971	6687	62157	11096	107273	22587	232	3
MN835 – Orthogneiss cisaillé											
6 grains	79	678	208	2389	1708	45104	11840	52853	14467	295	7

Tableau A3.5 : *Résultats des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas issus du granite de Nartyn.*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
MN327 Biotite - Granite de Nartyn non déformé							
1	250	97,102	2,2	0,012	1,936	53,962	14,571
2	300	57,166	1,91	-	4,352	119,119	7,319
3	340	37,564	2,51	0,012	4,262	116,733	4,081
4	370	19,574	6,83	0,006	4,538	124,029	2,657
5	400	6,059	17,42	0,003	4,739	129,34	1,32
6	450	3,216	28,76	0,003	4,788	130,612	0,747
7	500	5,43	13,02	0,003	4,777	130,335	1,061
8	600	7,936	14,49	0,004	4,81	131,203	1,534
9	2222	1,63	12,87	-	4,822	131,513	1,012
MN378 Biotite - Granite de Nartyn non déformé							
1	250	32,152	2,19	0,006	4,246	117,313	4,798
2	300	23,112	1,57	-	4,487	123,734	5,635
3	350	4,452	35,79	0,001	4,675	128,735	0,535
4	380	0,686	23,88	0,001	4,717	129,855	0,545
5	410	0,337	20,02	-	4,718	129,871	0,68
6	450	0,881	9,57	0,002	4,733	130,273	1,144
7	510	5,771	2,39	-	4,681	128,893	5,587
8	600	1,876	2,06	0,011	4,804	132,152	5,059
9	2222	6,959	2,54	0,089	5	137,363	3,748
MN464 Muscovite - Granite de Nartyn folié							
1	300	48,772	0,55	0,011	3,868	106,369	6,188
2	340	31,419	1,26	0,003	4,843	132,208	3,965
3	360	4,217	11,66	0,001	4,712	128,768	0,385
4	370	1,079	9,69	0,001	4,682	127,962	0,448
5	375	0,964	3,44	-	4,618	126,283	1,277
6	385	0,854	8,28	-	4,644	126,961	0,633
7	390	0,485	5,46	-	4,658	127,334	0,863
8	395	-	2,3	0,001	4,67	127,654	1,916
9	430	0,465	11,8	0,001	4,668	127,596	0,519
10	470	1,225	8,44	0,001	4,646	127,012	0,603
11	510	0,848	18,66	0,001	4,667	127,567	0,318
12	550	0,259	7,92	0,001	4,709	128,68	0,781
13	610	0,827	4,42	0,001	4,659	127,375	1,035
14	750	0,274	2,25	0,001	4,698	128,397	1,725
15	1000	0,393	1,56	0,005	4,667	127,571	2,927
16	2222	-	2,31	-	4,738	129,451	1,735
MN392 Muscovite - Granite de Nartyn folié							
1	280	69,329	0,61	0,034	2,773	76,855	44,412
2	310	0,167	22,04	0,003	4,849	132,331	1,454
3	340	-	9,91	0,002	4,774	130,362	2,518
4	360	2,155	12,91	0,001	4,684	128,002	2,252
5	370	0,947	15,22	-	4,734	129,298	2,082
6	380	-	6,38	0,002	4,796	130,93	4,155
7	410	-	5,95	0,005	4,82	131,571	3,545
8	470	-	8,85	0,003	4,779	130,489	3,189
9	600	-	3,83	0,007	4,798	130,992	4,918
10	2222	-	14,3	0,004	4,787	130,698	1,063

Tableau A3.5 : *suite*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39Ar K	40Ar*/39Ar K	Age (Ma) ± inc	
M374 Biotite - Filon de pegmatite							
1	230	44.068	4.84	0.008	4.962	101.675	±6.919
2	300	8.036	8.42	-	6.249	127.150	±3.901
3	350	1.512	37.69	0.003	6.375	129.619	±0.957
4	380	4.152	8.91	0.001	6.154	125.273	±2.790
5	420	2.771	16.89	0.001	6.253	127.230	±1.775
6	460	-	6.92	0.002	6.430	130.694	±4.479
7	510	1.762	5.87	0.020	6.317	128.487	±4.853
8	570	-	2.82	0.015	6.460	131.282	±8.460
9	680	3.418	3.19	0.022	6.208	126.333	±6.673
10	2222	-	4.45	0.017	6.487	131.804	±5.852
MN275 Biotite - Filon de microgranite							
1	280	97,255	0,64	0,1	0,91	25,588	14,904
2	320	80,919	0,71	0,05	2,594	72,035	9,719
3	360	44,149	3,59	0,018	4,328	118,625	2,715
4	380	21,781	2,01	-	4,718	128,959	3,008
5	430	7,01	12,13	0,006	4,775	130,45	0,734
6	480	3,453	11,3	0,002	4,79	130,852	0,615
7	550	15,618	13,4	0,01	4,677	127,876	1,105
8	650	12,004	9,35	0,017	4,676	127,837	0,846
9	800	5,555	15,06	0,048	4,682	127,995	0,691
10	2222	1,887	31,81	0,109	4,73	129,254	0,411
MN322b Muscovite 1 - Filon de pegmatite							
1	280	40,768	0,64	0,009	6,279	169,294	24,992
2	320	18,863	1,75	0,007	4,945	134,619	7,37
3	350	11,656	0,76	0,014	5,635	152,635	19,217
4	370	-	0,72	-	5,317	144,369	16,631
5	390	2,111	5,19	-	4,986	135,696	3,155
6	430	2,272	7,75	-	4,852	132,189	2,213
7	460	1,766	4,89	0,004	4,749	129,48	2,566
8	500	3,023	5,06	0,001	4,686	127,814	2,96
9	550	1,687	37,07	0,001	4,748	129,455	0,306
10	600	0,89	10,32	0,001	4,803	130,902	0,871
11	670	1,244	10,67	-	4,905	133,587	1,731
12	2222	1,858	15,19	0,001	4,741	129,272	0,872
MN322b Muscovite 2 - Filon de pegmatite							
1	300	31,346	0,28	-	8,465	224,689	44,679
2	340	0	0,55	-	7,16	191,831	27,573
3	370	3,99	1,37	-	5,446	147,733	11,006
4	390	15,594	2,8	-	4,76	129,78	6,391
5	420	2,039	2,64	-	4,962	135,065	6,805
6	430	3,106	8,22	-	4,771	130,072	1,818
7	450	-	5,04	-	4,825	131,484	2,497
8	500	0,544	14,75	-	4,788	130,498	0,907
9	550	1,332	34,52	-	4,733	129,048	0,433
10	600	1,468	17,66	0,002	4,722	128,763	1,039
11	2222	-	12,18	0,001	4,81	131,079	1,254

Tableau A3.6 : *Résultats des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles issus de xénolithes du granite de Nartyn.*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
MN471b Biotite - Gneiss migmatitique							
1	300	19,68	2,33	0,025	4,463	121,985	11,033
2	340	4,863	7,59	0,016	4,879	132,96	2,531
3	400	3,364	64,89	0,009	4,756	129,714	0,447
4	430	4,583	14,35	0,012	4,841	131,961	2,28
5	470	15,747	3,22	0,044	5,223	141,97	8,802
6	520	18,404	1,74	0,073	6,612	177,926	16,265
7	520	38,341	1,09	0,025	3,987	109,363	10,916
8	670	24,528	2,13	0,074	6,87	184,521	8,65
9	2222	31,708	2,66	0,183	13,905	355,752	5,139
MN463 Muscovite - Quartzite							
1	270	20,728	0,33	0,018	7,82	208,99	38,528
2	310	41,323	0,46	0,035	5,066	138,112	28,442
3	340	33,973	0,66	0,004	5,348	145,506	15,016
4	370	20,413	4,5	0,002	4,671	127,73	3,124
5	380	10,34	5,3	0,001	4,716	128,903	2,913
6	390	1,59	44,82	0,002	4,645	127,032	0,367
7	400	0,628	4,98	-	4,664	127,539	2,333
8	440	1,476	8,15	0,001	4,689	128,19	1,379
9	550	1,231	25,49	-	4,67	127,698	0,486
10	700	-	1,93	-	4,738	129,498	4,429
11	2222	3,617	3,37	0,001	4,553	124,595	4,047
MN466b Muscovite - Schiste ardoisier							
1	270	17,214	1,66	0,006	4,553	124,555	5,192
2	310	18,218	2,82	0,002	4,897	133,624	3,016
3	340	2,527	5,18	-	4,738	129,433	1,98
4	360	0,828	3,82	0,002	4,732	129,269	2,061
5	380	2,869	4,08	0,003	4,636	126,728	2,524
6	400	0,683	27,76	0,001	4,674	127,74	0,408
7	410	0,368	8,94	-	4,669	127,611	1,222
8	430	1,078	10,03	-	4,66	127,379	0,832
9	470	1,096	16,81	-	4,646	126,989	0,503
10	510	0,651	7,79	-	4,646	127,009	1,431
11	560	0,567	4,38	-	4,669	127,607	2,122
12	700	2,443	3,57	-	4,602	125,84	2,015
13	2222	-	3,15	-	4,734	129,316	2,601
MN469 Amphibole - Amphibolite							
1	400	22,068	1,08	2,051	37,134	828,164	7,752
2	600	9,563	12,32	1,07	5,874	159,031	0,912
3	650	4,05	6,12	1,374	4,688	128,024	1,337
4	700	6,117	6,57	2,735	5,371	145,964	1,053
5	730	3,49	5,27	4,903	6,192	167,265	2,009
6	760	3,443	19,35	7,172	7,263	194,677	0,808
7	780	2,345	18,12	5,936	7,407	198,33	0,963
8	800	2,739	3,27	6,089	6,623	178,342	2,36
9	900	3,202	6,23	6,871	6,99	187,715	2,304
10	1100	6,735	11,05	9,041	7,148	191,746	1,777
11	2222	21,064	10,62	8,68	7,552	202,006	1,508

Tableau A3.6 : *suite 1*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
MN467 Amphibole - Amphibolite							
1	400	43,257	1,11	1,075	59,661	1192,078	10,589
2	600	62,171	3,11	1,527	14,796	376,7	6,216
3	670	66,045	3,12	2,546	4,759	129,933	4,394
4	700	43,753	3,24	3,46	5,146	140,107	6,535
5	700	41,717	2,34	3,662	4,946	134,854	6,513
6	760	29,943	4,37	4,846	5,78	156,64	5,063
7	800	9,614	46,38	5,033	6,585	177,418	0,78
8	840	6,355	19,28	4,696	6,724	180,973	1,434
9	900	23,69	2,93	4,809	6,735	181,254	7,621
10	1100	27,235	5,53	5,417	7,104	190,679	4,684
11	2222	14,09	8,61	5,09	7,914	211,211	2,56
MN426a Amphibole 1 - Amphibolite							
1	400	83,339	0,29	0,512	2,286	63,543	49,041
2	600	35,381	2,13	1,691	4,722	128,856	5,116
3	650	22,654	1,99	4,314	5,916	160,02	5,653
4	720	3,587	24,64	7,009	8,327	221,384	1,575
5	760	1,272	53,63	6,008	8,305	220,842	0,735
6	790	1,39	3,5	6,253	8,131	216,475	5,232
7	880	-	3,13	6,412	8,427	223,888	5,053
8	2222	1,609	10,69	7,182	7,878	210,105	2,324
MN426a Amphibole 2 - Amphibolite							
1	400	62,629	0,21	5,398	62,757	1235,982	142,907
2	600	55,896	1,03	5,732	6,403	172,595	44,534
3	650	20,895	1,88	5,919	7,418	198,487	19,754
4	690	30,021	3,06	8,309	6,494	174,938	18,432
5	720	8,783	20,44	6,121	8,175	217,568	3,267
6	750	4,841	34,78	5,754	8,251	219,478	2,406
7	780	3,677	25,25	5,663	8,209	218,431	3,522
8	900	8,693	6,54	5,956	7,73	206,398	7,547
9	2222	6,727	6,82	6,495	8,222	218,765	8,757
MN470 Amphibole 1 - Amphibolite							
1	400	60,133	0,06	1,023	105,752	1764,032	536,934
2	600	23,59	0,59	6,551	715,775	4516,646	41,66
3	650	-	0,36	11,75	65,87	1280,099	84,326
4	700	36,185	1,23	16,881	43,219	933,624	31,658
5	730	44,736	0,68	18,826	26,189	620,811	62,601
6	740	12,857	83,09	20,578	14,175	362,163	1,649
7	760	85,902	0,97	20,361	1,317	36,873	116,541
8	820	23,244	2,09	20,309	7,066	189,615	56,039
9	1000	22,89	3,39	21,68	7,191	192,798	19,394
10	2222	13,802	7,53	21,881	8,443	224,343	10,311

Tableau A3.6 : *suite 2*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
MN470 Amphibole 2 - Amphibolite							
1	400	85,917	0,84	2,398	55,088	1123,434	47,415
2	600	25,483	0,54	5,909	473,106	3843,815	35,565
3	650	27,639	1,02	13,464	41,416	902,961	28,622
4	700	7,555	89,68	20,537	9,756	256,862	1,886
5	720	42,886	0,5	22,573	5,46	148,227	126,138
6	800	24,597	1,93	22,215	6,895	185,254	30,734
7	2222	9,315	5,49	21,95	7,881	210,239	8,362
MN404 Amphibole - Roche basique grenue							
1	400	75,4	0,73	17,605	96,145	1664,16	31,694
2	600	49,705	9,38	5,349	7,048	190,043	3,053
3	630	22,195	11,88	5,245	6,18	167,698	2,049
4	650	-	0,67	5,062	6,655	179,97	16,252
5	700	7,638	23,64	4,996	5,839	158,843	0,789
6	740	3,501	34,05	4,817	5,896	160,306	0,671
7	770	9,43	1,02	5,199	5,593	152,414	13,666
8	850	3,162	6	5,874	6,047	164,234	2,982
9	2222	5,325	12,64	6,589	5,928	161,144	1,091

Tableau A3.7 : *Résultats des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles issus du socle encaissant du granite de Nartyn.*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
MN321c Muscovite 1 - Schiste ardoisier							
1	280	89,699	0,24	0,038	1,329	37,161	20,568
2	320	40,958	0,43	0,009	5,081	138,119	7,654
3	350	20,97	0,62	0,002	4,809	130,993	4,744
4	370	20,7	1,23	-	4,636	126,434	5,024
5	380	21,111	0,65	-	4,317	118,015	7,354
6	385	26,777	1,38	-	4,391	119,98	4,283
7	390	1,139	0,65	0,007	5,342	144,959	7,699
8	410	15,12	1,15	-	4,9	133,386	3,965
9	430	11,291	5,33	0,001	4,803	130,834	0,951
10	450	5,31	13,9	0,001	4,792	130,539	0,385
11	460	2,662	3,68	0,001	4,765	129,852	1,376
12	490	1,947	13,49	0,001	4,783	130,307	0,33
13	520	1,882	20,23	-	4,753	129,518	0,324
14	540	2,395	11,01	0,001	4,721	128,686	0,428
15	570	2,832	11,69	0,001	4,761	129,744	0,492
16	610	-	4,03	-	4,515	123,261	1,41
17	700	-	2,74	-	4,242	116,025	2,516
18	2222	-	7,55	0,001	4,591	125,262	0,826
MN321c Muscovite 2 - Schiste ardoisier							
1	300	74,656	0,42	0,021	3,12	86,056	14,072
2	340	23,763	0,87	-	5,173	140,536	6,023
3	360	13,994	1,87	0,004	4,914	133,76	2,639
4	380	3,977	2,95	0,002	4,946	134,602	1,05
5	390	4,314	6,14	-	4,856	132,226	0,703
6	410	4,432	4,72	0,001	4,769	129,935	1,087
7	450	27,476	10,81	0,001	4,769	129,95	1,916
8	480	1,922	26,5	0,001	4,782	130,291	0,314
9	510	1,976	10,9	-	4,754	129,553	0,636
10	570	1,704	9,31	0,001	4,758	129,661	0,625
11	700	1,784	9,33	0,002	4,762	129,766	0,735
12	2222	0,476	16,2	-	4,797	130,673	0,477
MN375 Muscovite - Marbre							
1	300	104,919	0,12	3,19	-0,58	-	-
2	340	25,226	0,14	2,34	10,489	276,419	70,516
3	370	47,922	0,53	0,088	4,663	128,147	24,562
4	400	15,32	1,17	0,038	5,138	140,703	6,378
5	450	7,31	3,38	0,025	5,004	137,149	2,963
6	490	3,698	13,27	0,008	4,848	133,034	1,136
7	520	0,323	42,18	0,001	4,801	131,781	0,337
8	550	-	19,29	0,001	4,779	131,211	0,549
9	600	0,037	13,47	0,001	4,797	131,697	0,827
10	700	2,486	3,01	-	4,661	128,079	3,849
11	2222	5,693	3,44	0,001	4,555	125,263	2,792

Tableau A3.7 : *Suite 1*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39Ar K	40Ar*/39Ar K	Age (Ma) ± inc	
M371a2 Biotite - Leucogranite							
1	230	82.307	0.14	0.106	3.830	78.832	57.082
2	300	81.201	0.28	0.004	5.985	121.728	22.456
3	350	53.872	2.71	0.003	6.378	129.427	3.409
4	400	7.541	5.98	0.002	6.365	129.184	1.126
5	440	3.563	10.62	0.001	6.426	130.380	0.869
6	470	3.105	10.05	0.001	6.411	130.084	0.577
7	500	5.215	6.84	-	6.428	130.422	1.007
8	550	7.888	31.97	0.001	6.393	129.736	0.396
9	600	33.526	4.69	0.001	6.195	125.841	1.655
10	750	67.757	6.76	0.005	4.859	99.447	2.490
11	2222	52.900	19.95	0.005	4.713	96.533	0.987
M371a2 Muscovite - Leucogranite							
1	300	61.922	0.22	0.156	5.122	104.671	40.549
2	340	5.994	0.37	0.171	7.776	156.617	21.073
3	380	7.913	1.45	0.015	6.814	137.961	5.374
4	410	5.630	8.80	0.008	6.315	128.201	1.218
5	430	2.336	8.63	0.009	6.348	128.852	1.114
6	460	2.510	3.69	0.013	6.307	128.052	2.765
7	520	1.266	27.74	0.006	6.356	129.012	0.323
8	570	0.520	10.34	0.008	6.384	129.563	0.694
9	650	0.787	25.16	0.007	6.394	129.749	0.371
10	750	4.753	2.33	0.015	6.204	126.026	3.798
11	900	2.330	1.24	0.012	6.470	131.232	6.711
12	2222	1.469	10.04	-	6.440	130.647	1.194
M371a1 Muscovite - Faciès pegmatitique							
1	250	217.006	0.02	0.567	-17.505	-	-
2	300	33.252	0.34	0.027	7.024	141.789	11.269
3	350	26.348	2.67	0.018	6.447	130.544	2.192
4	360	13.553	0.94	0.041	6.292	127.513	5.053
5	370	5.477	0.77	0.031	6.687	135.235	5.837
6	390	9.499	6.76	0.005	6.424	130.103	0.826
7	400	2.405	2.38	0.015	6.432	130.262	2.061
8	415	3.509	1.23	0.006	6.368	129.002	3.287
9	430	4.037	6.64	0.003	6.408	129.781	0.657
10	450	2.064	4.81	0.005	6.385	129.332	0.874
11	470	1.813	7.25	0.004	6.399	129.614	0.718
12	490	0.627	4.85	0.003	6.417	129.961	0.677
13	530	1.342	10.50	0.005	6.388	129.386	0.419
14	560	0.732	16.95	0.003	6.407	129.759	0.301
15	580	-	5.70	0.001	6.465	130.904	0.906
16	620	0.645	7.25	0.003	6.419	130.002	0.509
17	670	1.023	7.15	0.003	6.384	129.309	0.546
18	740	-	4.97	0.006	6.465	130.888	1.304
19	900	4.470	1.81	0.005	6.142	124.583	2.214
20	2222	1.963	7.00	0.003	6.349	128.627	0.731

Tableau A3.7 : *Suite 2*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39Ar K	40Ar*/39Ar K	Age (Ma) ± inc	
M371a3 Muscovite - Faciès aplitique							
1	280	95.905	0.17	0.113	1.134	23.724	23.846
2	320	53.585	0.48	-	6.228	126.615	9.803
3	350	13.238	1.64	0.018	6.442	130.812	2.538
4	365	10.434	0.44	0.053	6.383	129.658	10.755
5	390	8.911	2.57	0.006	6.572	133.356	1.647
6	410	5.315	1.06	0.018	6.520	132.330	4.741
7	430	6.112	2.18	0.019	6.396	129.904	2.382
8	450	4.114	1.15	0.022	6.428	130.530	3.515
9	470	3.528	7.20	0.003	6.356	129.118	0.756
10	490	2.182	4.33	0.004	6.383	129.649	1.044
11	520	1.899	7.20	0.004	6.380	129.589	0.605
12	550	0.902	8.21	0.004	6.409	130.172	0.652
13	580	0.360	5.14	0.003	6.439	130.757	0.992
14	620	0.507	7.23	0.005	6.427	130.519	0.631
15	670	0.527	29.22	0.002	6.422	130.421	0.273
16	700	0.530	8.46	0.006	6.427	130.526	0.697
17	740	2.306	4.28	0.013	6.267	127.387	1.338
18	2222	1.387	9.06	0.003	6.384	129.666	0.490
MN369 Muscovite- Veine quartzo-feldspathique							
1	230	97.673	0.18	0.049	0.671	14.024	17.182
2	290	61.490	0.21	-	5.978	121.254	19.549
3	310	35.043	0.88	0.002	6.677	134.903	5.477
4	325	38.244	0.56	-	6.853	138.330	8.162
5	350	15.058	2.04	0.014	6.641	134.216	2.165
6	365	8.906	0.64	0.054	6.589	133.199	6.163
7	380	11.009	1.95	0.014	6.675	134.877	2.639
8	390	1.394	16.40	0.003	7.727	155.233	0.312
9	400	-	4.55	0.002	7.403	148.980	0.791
10	430	0.323	8.15	0.003	7.378	148.503	0.523
11	460	0.691	8.55	0.002	7.017	141.513	0.627
12	520	0.250	22.71	0.002	6.903	139.295	0.352
13	570	0.796	13.17	0.002	7.024	141.660	0.460
14	620	-	4.11	0.001	6.947	140.149	1.439
15	750	0.137	4.28	0.001	7.509	151.026	1.371
16	950	-	1.63	0.002	7.279	146.581	2.858
17	2222	2.169	9.99	0.001	7.432	149.554	0.556

Tableau A3.7 : *Suite 3*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39Ar K	40Ar*/39Ar K	Age (Ma) ± inc	
MN352a Muscovite - Schiste ardoisier							
1	300	54,189	0,24	0,037	5,166	140,453	44,475
2	340	24,348	0,33	0,014	6,093	164,537	24,694
3	380	-	0,74	-	7,552	201,798	13,519
4	390	8,602	5,84	0,003	7,806	208,218	2,319
5	400	2,335	11,4	0,003	7,947	211,75	1,384
6	420	0,989	9,44	0,004	7,858	209,52	1,195
7	460	0,698	39,24	0,001	7,827	208,725	0,409
8	490	0,713	9,37	-	7,701	205,554	1,088
9	550	0,556	13,8	-	7,766	207,202	0,922
10	600	1,358	3,38	-	7,841	209,077	3,322
11	800	-	1,83	-	7,989	212,82	6,46
12	2222	-	4,38	-	7,99	212,826	2,718
MN352a Muscovite - Pegmatite							
1	300	69,706	0,25	0,066	5,291	143,678	29,238
2	320	22,628	3,17	0,008	8,003	213,094	1,836
3	350	10,288	10,49	0,001	8,356	221,94	0,88
4	360	2,189	12,85	0,001	8,034	213,889	0,609
5	365	2,564	12,64	0,001	7,892	210,304	0,548
6	370	4,442	4,47	0,003	7,79	207,756	1,15
7	380	1,924	1,8	-	8,13	216,277	3,621
8	410	5,724	5,91	-	8,307	220,726	1,196
9	430	1,183	28,91	0,001	8,165	217,176	0,376
10	450	1,033	3,92	-	8,123	216,111	1,097
11	500	1,54	10,26	0,004	8,175	217,427	0,592
12	580	1,889	3,33	0,005	8,042	214,08	1,28
13	700	-	1	-	8,214	218,397	7,7
14	2222	1,684	1,01	-	8,314	220,901	6,545
MN366 Amphibole - Roche basique grenue							
1	400	97,21	4,86	5,189	2,41	67,303	23,492
2	500	60,28	4,81	6,102	4,484	123,294	9,099
3	600	14,318	60,36	6,191	8,22	219,952	1,098
4	650	16,586	6	10,384	7,369	198,383	7,989
5	700	18,132	5,58	12,962	7,452	200,494	11,027
6	750	53,814	0,55	15,371	4,376	120,42	64,763
7	2222	17,262	17,83	11,975	7,97	213,652	3,153

Tableau A3.7 : *Suite 4*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
MN356a Amphibole - Skarn							
1	400	60,938	0,58	1,981	8,938	236,551	32,442
2	600	36,144	3,98	0,399	8,298	220,587	4,216
3	650	13,505	2,5	0,254	5,038	137,111	6,328
4	700	10,696	4,3	1,042	5,815	157,36	4,151
5	730	3,809	1,15	1,167	6,783	182,283	11,833
6	760	16,21	5,72	5,393	10,327	270,675	2,554
7	780	18,719	7,05	8,283	13,023	335,128	1,847
8	800	11,26	7,01	7,349	10,698	279,686	2,427
9	830	8,69	20,62	7,097	10,075	264,53	1,135
10	850	3,715	5,52	6,553	9,437	248,878	1,971
11	900	10,497	5,45	6,106	8,959	237,051	3,402
12	1000	10,816	5,19	5,625	9,059	239,536	2,331
13	2222	8,5	30,93	6,62	10,347	271,161	0,993
MN315 Muscovite - Gneiss							
1	280	67,567	2,91	0,052	4,228	115,511	7,822
2	320	19,945	4,89	0,028	5,553	150,231	2,865
3	360	8,244	7,21	0,024	9,461	248,936	2,143
4	400	3,004	13,67	0,015	13,058	335,237	1,121
5	420	2,105	8,06	0,011	14,017	357,587	1,209
6	440	0,897	9,96	0,01	14,899	377,866	1,235
7	460	2,958	3,44	0,014	14,472	368,064	4,062
8	520	1,466	12,86	0,014	15,017	380,56	1,331
9	570	1,844	7,43	0,018	14,419	366,86	1,525
10	650	2,998	8,91	0,018	13,806	352,679	1,72
11	800	4,812	11,42	0,019	13,559	346,94	1,453
12	2222	3,633	9,25	0,017	13,575	347,315	1,595
MN319a Muscovite - Gneiss							
1	280	68,984	0,4	-	7,069	189,251	15,413
2	320	4,456	0,52	-	11,505	298,622	14,408
3	350	6,87	4,42	0,002	11,557	299,857	1,681
4	370	2,862	1,97	0,005	11,505	298,63	2,634
5	380	3,789	1,19	0,004	11,264	292,855	6,203
6	390	0,578	21,89	0,001	12,829	330,022	0,646
7	400	-	5,72	0,002	12,245	316,246	1,417
8	430	-	13,41	0,001	12,379	319,422	0,574
9	470	0,3	10,88	0,001	12,999	334,006	0,803
10	510	0,111	9,55	0,001	13,179	338,22	0,842
11	550	0,374	8,03	-	13,179	338,229	0,941
12	590	1,43	3,6	0,001	13,356	342,375	2,278
13	690	-	0,88	0,691	4,32	117,994	448,991
14	800	0,383	2,09	0,001	13,278	340,547	3,435
15	2222	-	15,45	-	14,073	359,022	1,096

Tableau A3.8 : *Résultats des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles issus de la zone de cisaillement de Choyr.*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
M376b1 Muscovite - Leucogranite							
1	280	43.896	0.40	-	6.695	136.013	21.760
2	350	10.286	2.26	-	6.468	131.556	2.234
3	360	6.277	6.16	0.003	6.331	128.865	2.129
4	380	0.798	4.93	-	6.318	128.609	1.859
5	410	4.113	9.08	0.001	6.269	127.654	1.051
6	440	3.195	15.69	0.001	6.262	127.518	0.681
7	460	2.233	7.58	-	6.209	126.471	1.298
8	500	2.434	15.00	0.002	6.169	125.682	0.823
9	540	1.949	12.46	0.001	6.177	125.849	0.834
10	590	1.585	11.21	0.001	6.212	126.531	1.018
11	660	1.209	12.07	-	6.225	126.791	1.056
12	800	3.880	1.19	0.009	6.082	123.966	8.929
13	2222	3.857	1.98	0.002	6.206	126.422	5.501
M379d1 Muscovite - Gneiss							
1	280	50.262	0.50	0.035	7.249	147.643	17.730
2	310	12.332	4.89	0.003	6.368	130.328	1.756
3	340	4.237	2.18	0.009	6.432	131.596	3.505
4	350	1.454	5.01	-	6.400	130.965	1.318
5	360	4.110	1.49	-	6.382	130.616	5.195
6	380	1.602	1.44	-	6.334	129.656	4.433
7	400	3.161	7.31	-	6.238	127.764	1.305
8	420	1.562	5.25	0.004	6.256	128.130	1.811
9	430	3.205	14.57	0.004	6.207	127.156	0.793
10	440	4.799	2.91	-	6.079	124.609	3.148
11	460	4.416	2.81	0.004	6.074	124.517	2.724
12	500	1.997	7.00	0.003	6.187	126.756	1.441
13	530	1.196	21.63	0.002	6.243	127.860	0.600
14	560	2.035	5.92	0.005	6.155	126.120	1.553
15	600	1.475	14.31	0.003	6.220	127.402	0.924
16	650	2.097	2.26	0.002	6.171	126.436	2.622
17	2222	-	0.53	0.021	6.727	137.417	10.503
M377 Muscovite - Gneiss							
1	400	-	5.69	0.006	6.422	130.771	11.236
2	490	1.646	36.16	-	6.332	129.017	1.834
3	550	2.519	14.07	0.001	6.325	128.871	4.177
4	620	4.154	12.49	-	6.246	127.311	4.606
5	800	0.338	30.57	-	6.381	129.975	2.390
6	2222	-	1.01	-	6.571	133.704	55.369

Tableau A3.8 : *Suite 1*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
M379a Muscovite - Gneiss							
1	300	63.270	0.19	0.048	6.206	126.656	7.559
2	340	50.796	0.37	0.011	6.583	134.066	3.696
3	370	12.148	0.36	0.013	6.466	131.776	4.179
4	380	13.369	1.13	0.009	6.415	130.769	1.223
5	390	14.189	3.05	0.007	6.231	127.153	0.936
6	400	1.571	2.09	0.004	6.288	128.275	1.191
7	420	1.113	1.94	0.005	6.248	127.479	1.261
8	460	2.579	10.34	0.004	6.250	127.512	0.322
9	480	1.499	5.58	0.004	6.230	127.118	0.497
10	500	1.296	3.75	0.005	6.211	126.755	0.633
11	550	0.891	23.01	0.003	6.249	127.503	0.191
12	580	0.938	4.75	0.005	6.223	126.994	0.577
13	620	1.634	3.41	0.006	6.218	126.877	0.717
14	670	0.816	10.61	0.007	6.261	127.740	0.273
15	710	0.692	6.79	0.003	6.265	127.811	0.380
16	780	0.642	4.77	0.006	6.254	127.593	0.414
17	900	1.747	2.87	0.003	6.197	126.472	0.838
18	2222	0.994	15.00	0.002	6.238	127.282	0.241
M379d2 Muscovite - Pegmatite							
1	280	62.242	0.26	-	5.228	107.892	30.096
2	330	4.986	3.93	0.014	6.048	124.253	1.789
3	370	1.440	7.60	0.013	6.286	128.964	0.803
4	390	1.170	12.84	0.004	6.228	127.812	0.403
5	410	2.051	6.99	0.018	6.175	126.766	0.720
6	450	2.000	6.80	0.009	6.151	126.289	0.747
7	500	2.020	3.10	0.029	6.169	126.639	2.165
8	700	0.466	52.30	0.005	6.247	128.199	0.234
9	900	2.335	3.44	0.015	6.180	126.872	2.070
10	2222	0.650	2.74	0.004	6.268	128.604	2.398
M379d2 Biotite - Pegmatite							
1	280	46.966	0.24	-	6.317	129.451	11.276
2	320	11.225	0.84	0.013	6.425	131.591	4.628
3	350	10.008	1.93	0.008	6.201	127.153	2.207
4	380	6.634	1.03	0.031	6.202	127.173	2.807
5	420	4.598	5.17	0.007	6.236	127.860	0.707
6	440	1.586	9.98	0.003	6.266	128.456	0.404
7	460	0.290	3.59	0.002	6.285	128.826	0.822
8	500	0.695	11.37	0.002	6.258	128.281	0.276
9	540	0.762	12.17	0.002	6.244	128.010	0.281
10	570	0.423	21.33	0.002	6.339	129.894	0.269
11	600	0.590	12.11	0.002	6.336	129.827	0.336
12	640	0.906	14.82	0.002	6.300	129.126	0.287
13	700	0.994	3.86	-	6.324	129.599	1.022
14	2222	2.185	1.56	0.003	6.194	127.025	2.220

Tableau A3.8 : *Suite 2*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
M379c Muscovite - Gneiss							
1	280	35.418	0.10	0.346	6.457	131.953	89.197
2	330	26.210	0.28	0.252	6.755	137.825	27.024
3	370	11.502	0.83	0.082	7.157	145.702	10.979
4	390	13.302	2.71	0.009	6.351	129.874	2.438
5	410	1.926	3.79	-	6.396	130.748	2.136
6	440	1.130	4.21	-	6.361	130.063	1.753
7	480	0.692	17.95	0.008	6.286	128.586	0.333
8	520	0.636	18.46	0.008	6.298	128.829	0.284
9	560	0.403	15.51	0.005	6.299	128.847	0.451
10	610	0.746	19.40	0.011	6.271	128.286	0.342
11	660	0.725	4.95	0.002	6.260	128.076	1.657
12	900	34.922	3.00	-	6.323	129.316	2.033
13	2222	7.084	8.82	0.001	6.378	130.395	0.680
M379c Biotite - Gneiss							
1	230	32.766	2.96	0.002	5.345	109.698	2.130
2	280	-	0.56	-	6.623	134.972	5.946
3	320	2.340	12.77	0.004	6.234	127.315	0.362
4	340	1.901	7.12	-	6.274	128.115	0.554
5	360	1.616	12.68	0.003	6.306	128.730	0.351
6	370	1.277	5.96	0.004	6.307	128.764	0.785
7	390	1.834	12.33	0.006	6.327	129.147	0.569
8	410	1.246	11.09	0.005	6.320	129.021	0.565
9	430	1.003	13.48	0.004	6.342	129.446	0.375
10	450	-	6.68	0.006	6.370	129.998	0.834
11	490	0.201	6.91	0.009	6.371	130.016	0.694
12	600	-	4.74	0.073	6.392	130.438	1.092
13	2222	0.261	2.72	0.359	6.412	130.818	1.985
M381 Biotite - Roche basique							
1	270	98.213	0.94	0.021	1.867	39.309	25.929
2	300	84.753	0.33	-	3.569	74.426	42.179
3	350	70.020	2.02	0.018	4.316	89.619	8.692
4	420	23.919	5.92	0.008	5.920	121.820	3.158
5	470	16.808	14.38	0.006	6.076	124.926	1.853
6	530	13.096	8.33	0.008	6.104	125.485	2.536
7	600	8.859	17.32	0.007	6.196	127.300	0.806
8	660	5.432	13.20	0.007	6.203	127.440	1.147
9	740	5.315	10.64	0.011	6.163	126.645	1.980
10	860	6.895	10.19	0.010	6.133	126.054	1.750
11	1100	6.021	8.82	0.015	6.159	126.569	2.379
12	2222	4.687	7.92	0.006	6.197	127.328	2.506

Tableau A3.8 : *Suite 3*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39Ar K	40Ar*/39Ar K	Age (Ma) ± inc	
M381 Amphibole - Roche basique							
1	500	39.994	0.80	3.795	44.675	764.502	±9.578
2	600	54.375	0.46	4.793	7.850	159.967	±26.997
3	700	24.785	2.16	6.103	5.885	121.240	±5.685
4	780	10.289	7.75	5.700	6.630	136.023	±1.670
5	820	7.867	8.78	5.346	6.801	139.409	±1.322
6	850	5.496	17.66	5.500	6.806	139.502	±0.989
7	870	4.832	12.31	5.552	6.763	138.653	±1.091
8	910	3.893	4.13	5.581	6.736	138.122	±3.931
9	1000	3.224	15.96	5.544	6.853	140.432	±1.058
10	1100	3.544	7.33	6.411	6.816	139.690	±1.862
11	2222	3.268	22.67	6.054	6.771	138.802	±0.651
MN401a Biotite - Orthogneiss							
1	250	94,783	0,65	0,009	3,051	84,471	19,721
2	300	87,038	0,34	0,006	2,215	61,721	17,011
3	340	76,024	0,41	0,037	2,614	72,608	20,518
4	370	20,028	1,97	0,001	4,76	130,123	3,551
5	400	9,398	3,13	-	4,675	127,867	2,48
6	430	6,597	6,32	-	4,659	127,451	1,181
7	460	5,85	7,55	-	4,617	126,345	1,088
8	500	4,744	12,37	0,001	4,622	126,462	0,735
9	540	3,236	15,05	-	4,622	126,468	0,614
10	580	1,302	12,28	0,001	4,607	126,07	0,527
11	630	0,562	12,92	0,001	4,624	126,53	0,511
12	700	1,099	12,61	0,002	4,616	126,307	0,602
13	800	1,351	6,11	0,003	4,652	127,267	0,92
14	2222	1,205	8,31	0,01	4,644	127,066	0,734
MN401a Amphibole - Orthogneiss							
1	400	98,187	2,24	6,951	3,607	99,531	32,454
2	500	53,964	5,92	4,238	4,282	117,547	2,189
3	600	21,151	12,41	1,135	4,673	127,925	1,129
4	650	21,512	9,77	2,059	4,721	129,199	0,528
5	700	17,235	29,24	7,1	4,727	129,354	0,611
6	730	6,504	10,99	3,586	4,648	127,255	0,646
7	760	4,829	6,84	2,195	4,75	129,96	1,136
8	800	5,228	5,5	2,192	4,684	128,197	1,439
9	2222	7,841	17,09	4,012	4,682	128,162	0,446

Tableau A3.8 : *Suite 4*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39Ar K	40Ar*/39Ar K	Age (Ma) ± inc	
MN302 Biotite - Orthogneiss							
1	280	49,73	0,07	0,049	22,027	535,44	162,893
2	320	77,983	0,36	-	3,458	95,29	36,396
3	350	58,51	2,16	0,016	3,612	99,421	8,071
4	380	21,152	1,45	0,022	4,41	120,677	11,941
5	420	9,576	4,75	0,016	4,575	125,042	3,436
6	460	4,694	9,06	0,006	4,58	125,185	1,72
7	500	4,328	9,01	0,004	4,538	124,075	1,706
8	550	3,305	15,53	0,003	4,575	125,039	0,982
9	600	2,376	12,99	0,004	4,612	126,025	1,036
10	700	0,853	20,23	0,001	4,674	127,644	1,029
11	850	1,575	11,1	0,009	4,622	126,289	1,972
12	2222	4,631	13,29	0,028	4,452	121,777	1,629
MN302 Amphibole - Orthogneiss							
1	400	47,722	0,88	0,836	39,12	863,817	10,12
2	600	16,961	5,16	0,243	9,294	245,714	2,226
3	650	3,225	4,03	1,127	5,009	136,568	1,805
4	700	5,158	5,48	2,285	4,925	134,348	1,679
5	750	5,618	13,32	3,699	5,02	136,862	0,855
6	770	3,442	13,02	3,873	4,978	135,76	0,638
7	790	1,773	13,26	3,969	5,006	136,479	0,683
8	820	1,655	7,94	3,808	4,909	133,935	1,11
9	900	3,088	18,64	4,027	4,936	134,653	0,596
10	2222	2,042	18,27	4,06	4,879	133,144	0,708
MN401b Biotite - Orthogneiss							
1	280	100,17	0,06	-	-0,117	-	-
2	310	92,602	0,95	0,004	1,665	46,668	20,295
3	350	43,15	2,36	-	4,606	126,252	6,753
4	380	30,983	1,85	-	4,893	133,833	9,652
5	430	16,893	19,19	0,003	4,607	126,283	1,358
6	480	5,557	17,44	0,002	4,604	126,202	0,952
7	550	0,673	21,01	0,002	4,67	127,951	0,798
8	650	0,86	15,52	0,002	4,694	128,571	1,008
9	800	5,477	13,56	0,003	4,735	129,651	1,231
10	2222	58,081	8,05	0,003	4,461	122,409	2,972
MN401b Amphibole - Orthogneiss							
1	400	84,146	0,67	10,113	24,437	587,425	54,236
2	600	67,221	3,02	3,872	12,025	312,887	13,885
3	650	33,11	3,23	3,907	5,59	152,214	11,846
4	700	41,109	3,48	5,161	5,079	138,834	5,782
5	750	30,202	9,68	6,904	6,972	187,95	3,688
6	770	11,749	19,15	7,571	7,471	200,684	1,537
7	790	3,107	36,68	7,623	7,413	199,207	1,127
8	830	2,605	7,24	7,285	7,036	189,591	2,805
9	950	9,357	5,25	7,232	6,197	168,011	4,851
10	2222	8,032	11,6	7,923	6,412	173,552	1,727

Tableau A3.9 : *Résultats des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles issus de la région du granite d'Altanshiree.*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
M352b Amphibole - Amphibolite							
1	500	94.034	1.28	5.288	3.199	65.175	11.784
2	600	37.479	0.21	12.482	12.403	240.536	47.042
3	700	73.541	0.56	8.850	4.221	85.501	25.155
4	800	42.589	1.53	10.370	6.131	122.909	8.724
5	850	17.606	4.00	10.544	6.283	125.847	4.619
6	880	19.215	2.35	11.663	6.259	125.381	7.093
7	930	4.672	55.02	10.558	6.441	128.896	0.698
8	980	3.443	17.48	10.729	6.395	128.012	1.284
9	1100	13.721	2.91	14.568	6.402	128.150	5.713
10	2222	9.186	14.67	34.509	6.542	130.847	2.862
M352c Amphibole - Amphibolite							
1	500	93.921	1.31	3.873	4.631	93.663	21.426
2	600	23.131	0.20	1.838	25.281	460.669	95.086
3	700	44.654	0.78	7.248	8.523	168.790	31.151
4	800	43.729	6.43	10.789	5.940	119.277	6.229
5	850	7.875	30.81	12.862	6.516	130.448	1.278
6	880	3.564	23.05	13.067	6.532	130.759	1.824
7	910	1.935	13.65	13.209	6.578	131.642	2.081
8	1050	2.368	11.17	13.253	6.583	131.726	2.665
9	2222	8.870	12.60	24.773	6.256	125.416	2.749
M352a1 Muscovite - Filon de pegmatite							
1	250	92.493	0.15	-	3.800	77.042	48.670
2	300	0.000	0.08	-	9.445	185.762	77.189
3	330	15.150	0.40	-	6.639	132.540	18.593
4	360	12.428	2.56	-	6.499	129.833	3.921
5	370	0.000	1.75	0.028	6.448	128.862	5.300
6	390	0.000	1.65	0.006	6.403	127.992	6.056
7	420	2.251	8.38	0.001	6.265	125.316	1.120
8	440	0.000	8.47	-	6.333	126.635	1.181
9	460	1.827	3.37	0.007	6.240	124.835	2.857
10	500	0.725	36.39	0.002	6.343	126.838	0.254
11	540	0.040	7.27	0.005	6.324	126.466	0.635
12	580	0.658	3.15	0.009	6.297	125.944	3.014
13	680	0.494	7.72	0.008	6.281	125.628	1.064
14	900	0.650	10.95	0.005	6.310	126.197	0.797
15	2222	1.697	7.70	0.008	6.255	125.136	1.131

Tableau A3.9 : *Suite 1*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39Ar K	40Ar*/39Ar K	Age (Ma) ± inc	
M352a2 Muscovite - Filon de pegmatite							
1	280	83.086	0.23	0.277	4.775	96.368	39.244
2	310	4.467	0.48	0.058	7.900	156.756	19.760
3	350	13.642	1.16	0.042	6.842	136.534	4.065
4	380	8.126	3.49	0.001	6.466	129.297	1.942
5	400	1.596	12.60	0.006	6.414	128.296	0.537
6	420	0.604	6.01	0.011	6.371	127.450	1.329
7	450	3.775	9.81	0.007	6.315	126.372	0.684
8	480	2.478	6.25	0.012	6.284	125.773	1.112
9	520	3.414	7.75	0.011	6.251	125.150	0.913
10	570	1.272	14.23	0.006	6.328	126.629	0.511
11	610	1.828	14.16	0.009	6.271	125.521	0.511
12	660	1.244	10.89	0.010	6.296	126.019	0.578
13	760	1.363	7.05	0.013	6.337	126.810	0.964
14	900	0.453	4.61	0.010	6.366	127.358	1.890
15	2222	2.655	1.28	-	6.282	125.750	4.778
M349d Biotite - Granite d'Altanshiree folié							
1	270	91.886	1.44	-	4.689	94.532	26.124
2	310	31.010	2.81	-	6.451	128.824	10.214
3	350	8.598	4.69	-	6.646	132.587	6.819
4	390	7.938	8.15	0.008	6.270	125.325	4.676
5	430	4.992	10.94	-	6.347	126.827	3.251
6	480	1.666	16.46	0.004	6.440	128.604	1.947
7	530	3.722	16.70	0.030	6.245	124.847	2.178
8	480	5.127	10.61	0.027	6.145	122.912	3.228
9	580	2.309	11.48	0.026	6.386	127.566	2.757
10	680	2.030	10.53	-	6.427	128.371	2.860
11	900	7.527	4.12	0.022	6.108	122.204	4.676
12	2222	1.551	2.08	-	6.553	130.788	12.633
M349a Muscovite - Granite d'Altanshiree folié							
1	250	41.902	0.45	-	11.399	221.449	136.117
2	300	59.364	0.50	0.153	3.364	68.235	112.233
3	330	14.593	1.30	-	6.952	138.260	36.138
4	360	0.000	1.79	-	7.624	151.076	26.323
5	390	0.000	4.82	-	6.694	133.307	11.647
6	430	0.000	16.95	-	6.461	128.830	3.478
7	490	1.428	16.81	0.007	6.362	126.928	2.434
8	600	0.863	38.28	0.007	6.343	126.564	1.126
9	800	4.804	6.70	0.097	6.154	122.924	3.887
10	2222	0.000	12.40	-	6.474	129.092	3.489
M349a Biotite - Granite d'Altanshiree folié							
1	230	98.885	1.09	0.315	0.517	10.649	36.528
2	330	52.893	4.83	0.142	5.354	107.322	6.285
3	380	20.111	9.00	0.063	6.017	120.193	4.815
4	430	5.871	21.48	0.021	6.410	127.766	1.756
5	480	2.979	19.79	0.006	6.419	127.929	1.772
6	540	1.924	16.67	-	6.481	129.138	2.613
7	640	3.329	13.22	0.002	6.441	128.354	2.554
8	2222	5.390	13.91	0.012	6.267	125.004	2.069

Tableau A3.9 : *Suite 2*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
M349b Muscovite - Leucogranite							
1	280	86.328	0.31	-	2.086	42.640	47.978
2	310	21.224	1.04	0.074	6.196	123.809	12.048
3	350	12.304	2.57	0.018	6.372	127.213	3.466
4	380	14.858	1.69	0.042	6.150	122.919	6.401
5	390	7.081	6.91	0.020	6.258	125.007	2.050
6	420	1.196	3.88	0.002	6.411	127.971	2.466
7	450	0.445	8.57	0.008	6.459	128.893	2.671
8	480	0.894	12.91	-	6.394	127.628	1.409
9	520	0.000	13.55	0.003	6.452	128.750	1.470
10	560	0.737	22.81	0.002	6.390	127.568	0.458
11	600	0.906	12.87	0.010	6.370	127.168	0.947
12	680	2.509	7.49	0.016	6.259	125.029	1.840
13	900	0.000	2.26	-	6.409	127.928	4.094
14	2222	0.751	3.15	-	6.393	127.617	3.669
M356b Muscovite - Filon de pegmatite							
1	280	68.296	0.19	0.098	5.307	107.023	29.977
2	320	30.769	0.56	-	7.574	150.866	9.954
3	360	16.968	1.09	-	6.581	131.793	7.810
4	380	1.199	47.45	0.003	6.417	128.616	0.290
5	390	0.685	13.11	0.015	6.387	128.032	0.829
6	410	1.371	8.53	0.023	6.346	127.235	1.078
7	450	1.615	8.84	0.008	6.339	127.110	1.133
8	530	1.314	12.66	0.005	6.377	127.841	0.916
9	700	2.059	5.27	0.006	6.315	126.641	1.967
10	2222	15.680	2.30	0.030	6.123	122.927	3.581
M357b Muscovite - Filon de pegmatite							
1	300	36.925	0.88	0.009	6.960	139.192	19.665
2	340	1.884	2.04	0.056	7.123	142.326	8.474
3	350	4.519	2.95	-	6.661	133.422	5.254
4	370	9.214	2.61	0.038	6.121	122.978	4.543
5	400	8.892	9.72	0.012	6.205	124.597	1.803
6	430	8.597	15.02	0.005	6.250	125.467	0.930
7	460	2.228	6.02	-	6.417	128.717	3.558
8	500	3.947	8.02	-	6.385	128.082	1.823
9	550	3.994	26.68	-	6.280	126.056	0.474
10	600	3.229	4.89	-	6.384	128.077	2.347
11	800	3.527	20.52	-	6.293	126.313	0.716
12	2222	0.866	0.63	-	6.956	139.108	19.919

Tableau A3.10 : *Résultats de l'analyse $^{40}Ar/^{39}Ar$ d'une muscovite issue du massif de Dulaan Uul.*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc.	
M308a Muscovite - Filon de pegmatite							
1	230	59.497	0.77	0.133	10.455	200.376	8.934
2	250	-	0.01	0.226	19.195	352.345	346.358
3	300	16.562	1.00	0.057	12.075	229.526	4.504
4	310	14.301	3.34	0.037	11.556	220.243	1.604
5	350	4.162	29.32	0.014	11.491	219.071	0.393
6	360	3.182	10.22	0.019	11.340	216.371	0.544
7	375	2.868	6.07	0.012	11.312	215.851	0.797
8	390	1.570	24.30	0.011	11.365	216.810	0.386
9	400	2.166	4.35	0.013	11.280	215.289	1.204
10	420	1.611	3.32	0.006	11.276	215.207	1.124
11	450	0.874	8.41	0.007	11.411	217.646	0.632
12	480	0.902	3.61	0.009	11.399	217.431	1.663
13	580	1.686	2.16	0.004	11.282	215.326	2.958
14	800	5.088	0.61	0.017	10.860	207.706	8.278
15	2222	0.868	2.51	0.001	11.355	216.637	1.979

Tableau A3.11 : *Résultats des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et monograin de roche totale issus d'échantillons de roches magmatiques et métamorphique du massif de Jirgalanta.*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
MN364a Biotite - Gneiss							
1	250	55.458	1.89	0.101	11.134	218.232	12.212
2	310	7.487	12.82	0.036	14.505	279.421	1.776
3	340	2.923	10.36	0.037	14.644	281.897	2.047
4	370	1.322	24.79	0.016	14.834	285.287	1.150
5	400	2.656	15.00	0.052	14.542	280.086	1.228
6	440	3.395	10.08	0.045	14.505	279.425	2.385
7	480	1.429	3.38	-	14.727	283.387	4.818
8	520	-	2.29	-	15.027	288.706	9.132
9	600	1.822	3.65	0.001	14.706	283.014	5.236
10	800	1.965	11.92	0.006	14.731	283.458	1.643
11	2222	4.668	3.84	0.039	14.389	277.345	5.376
MN364a Muscovite - Paragneiss							
1	280	63.071	0.78	0.222	12.460	242.726	11.344
2	300	21.674	0.93	0.171	14.792	284.738	10.491
3	310	3.511	4.65	0.049	14.815	285.146	1.696
4	330	-	1.99	0.008	15.010	288.610	5.326
5	350	0.948	11.82	0.006	14.865	286.028	0.792
6	370	0.699	17.24	0.007	14.822	285.265	0.754
7	390	0.191	35.42	0.009	14.759	284.148	0.523
8	410	0.378	5.01	0.012	14.760	284.164	1.077
9	460	0.414	11.22	0.014	14.821	285.238	0.662
10	520	0.558	4.50	0.024	14.785	284.598	2.050
11	600	0.756	1.83	0.033	14.752	284.010	3.070
12	800	4.428	0.70	0.160	14.084	272.074	8.281
13	2222	1.679	3.91	0.014	14.610	281.478	2.044
MN364c Biotite - Granite							
1	250	84.854	1.49	0.020	6.474	130.355	16.974
2	300	29.684	0.59	-	11.594	227.180	49.493
3	350	15.732	6.63	-	12.736	248.086	3.196
4	390	3.465	11.46	0.003	14.347	277.157	2.560
5	420	2.722	7.81	0.004	14.551	280.807	3.117
6	460	0.546	14.30	0.004	14.944	287.831	1.916
7	500	0.293	18.35	0.002	15.018	289.144	0.957
8	700	1.889	31.87	0.003	15.125	291.037	0.755
9	900	1.327	3.76	0.012	14.990	288.638	4.565
10	2222	1.933	3.74	0.059	15.050	289.708	5.235

Tableau A3.11 : *Suite 1*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
MN364d Bulk rock - Mafic dyke							
1	400	45.242	3.78	0.615	9.768	193.379	1.369
2	480	12.608	5.44	0.252	12.065	235.989	0.864
3	550	9.465	4.38	0.212	11.996	234.717	0.964
4	640	10.050	4.51	0.254	11.901	232.980	1.040
5	750	9.510	9.46	0.389	11.622	227.844	0.768
6	830	9.472	9.95	0.467	11.492	225.450	0.651
7	910	13.085	11.09	0.565	11.402	223.795	0.579
8	1000	15.977	6.73	0.705	11.535	226.245	1.114
9	1100	21.079	21.55	0.574	11.521	225.979	0.727
10	1200	25.143	5.37	0.474	11.392	223.602	1.354
11	2222	30.341	17.73	0.456	11.510	225.788	0.878
MN364f Biotite - Paragneiss							
1	250	63.943	0.25	0.110	4.039	82.537	84.674
2	320	31.087	0.69	0.094	8.221	164.212	28.745
3	410	3.276	18.45	0.014	12.988	252.997	0.989
4	450	1.522	17.48	0.011	13.731	266.460	0.887
5	480	1.836	11.72	0.014	13.721	266.276	1.802
6	520	1.029	14.69	0.011	14.044	272.103	1.058
7	560	1.115	9.66	0.009	13.919	269.850	1.881
8	620	0.443	7.56	0.009	13.974	270.837	1.853
9	720	2.620	7.47	0.017	12.969	252.654	2.450
10	2222	2.743	12.03	0.018	12.494	244.008	1.535
MN364f Muscovite- Paragneiss							
1	300	71.831	0.47	0.199	6.445	130.064	56.713
2	350	17.570	0.95	0.053	15.171	292.450	22.746
3	400	30.829	0.68	0.022	12.708	248.080	40.107
4	450	24.322	3.73	0.022	15.378	296.128	6.048
5	480	2.929	14.43	0.009	14.782	285.514	1.406
6	510	1.804	11.18	0.010	14.652	283.183	1.382
7	560	0.720	19.95	0.005	14.783	285.530	1.095
8	600	0.903	6.80	0.014	14.727	284.537	2.417
9	680	2.060	15.08	0.011	14.617	282.561	1.387
10	780	1.109	15.04	0.009	14.703	284.097	1.167
11	900	0.576	3.16	0.002	14.554	281.442	6.110
12	2222	-	8.54	0.006	14.873	287.138	2.543
MN366a Biotite- Pegmatite							
1	280	79.190	0.39	-	6.166	124.711	33.886
2	310	17.453	3.79	-	18.099	344.056	3.117
3	340	6.207	1.69	-	17.559	334.677	6.926
4	380	1.956	13.70	0.001	17.580	335.047	1.724
5	410	1.225	16.25	0.016	17.529	334.161	1.449
6	450	0.840	14.35	0.007	17.605	335.471	1.609
7	500	0.973	12.61	-	17.590	335.224	1.403
8	570	1.773	9.37	-	17.326	330.621	1.664
9	700	1.193	16.23	0.007	17.424	332.320	1.093
10	900	1.409	6.91	-	16.960	324.235	1.728
11	2222	1.392	4.70	-	17.188	328.220	2.628

Tableau A3.11 : *Suite 2*

Etape	Puissance laser (mW)	40Aratm (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma) ± inc	
MN366b Muscovite- Pegmatite							
1	300	45.100	0.08	0.105	13.329	259.722	61.115
2	340	15.995	0.18	0.155	15.449	297.791	18.830
3	370	5.575	0.29	0.067	15.917	306.097	12.970
4	390	3.576	0.64	-	15.342	295.888	4.011
5	410	2.707	0.33	0.097	15.341	295.879	11.341
6	450	4.034	0.95	0.011	15.722	302.641	3.212
7	470	2.004	6.20	0.008	18.232	346.581	0.860
8	490	1.075	23.13	0.007	16.680	319.531	0.468
9	500	0.881	8.33	0.014	15.820	304.376	0.565
10	510	-	4.19	-	15.888	305.572	1.112
11	530	-	3.23	0.003	16.068	308.761	1.559
12	570	0.330	9.27	0.001	16.248	311.932	0.585
13	610	0.523	11.63	0.009	16.228	311.581	0.581
14	640	0.500	15.25	0.007	16.115	309.597	0.550
15	650	0.454	6.82	0.013	16.402	314.649	0.726
16	660	-	2.67	-	16.640	318.836	1.585
17	700	0.910	1.44	0.009	16.687	319.666	2.205
18	900	0.755	0.64	0.045	17.431	332.671	4.930
19	2222	-	0.56	-	17.502	333.904	6.744

Annexe 4 :

Autres résultats géochronologiques

Dans cette annexe, des résultas géochronologiques acquis via différentes méthodes (U-Pb sur zircons et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas) à partir de roches magmatiques et métamorphiques issues des région d'Altanshiree et de Nartyn sont présentés. Les résultats obtenus étant hors de la problématique de ce travail, ils n'ont pas été discutés dans les chapitres principaux de ce mémoire. Toutefois, ils confirment l'éxistence d'un événement magmatique majeur à la fin du Paléozoïque en Mongolie orientale. Cet événement a déjà été documenté dans des études précédentes (e.g. Jahn et al., 2009)

Dans la région d'Altanshiree, les roches échantillonnées sont des rhyolites (M331, M345 et M348) et des granitoïdes (M330 et M342b). Ces roches sont intégrées dans le socle du granite d'Altanshiree. Les résultast analytiques des analyses U-Pb sur zircons sont donnés dans le tableau A3.1 de l'annexe 3. Les diagrammes Tera et Wasserburg (1972) sont fournis dans la Fig. A4.1.

Les échantillons de la région de Nartyn proviennent en fait d'un massif cristallin, le massif de Jirgalanta, situé au sud-est de la depression de Jirgalanta (voir Fig. 5.2). Les roches prélevées sont un granite non défomé à gros grain (M364d), des gneiss pardérivés (qui contiennent de la silimanites) probablement en enclaves dans le granite (M364a et f), des pegmatites (M366a et b), et un filon de roches mafiques recoupant l'ensemble de roches (M364d). Les résultats analytiques des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ sont données dans le tableau A3.11 de l'annexe 3. Les spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ sont fournis en Fig. A4.2. En outre, un échantillon issu d'un dyke de rhyolite ENE-OSO, du massif cristallin de Jirgalanta, a été daté un U-Pb sur zircon. Les résultats analytiques de cette datation sont données dans le tableau A3.11 de l'annaxe 3. Le diagramme Tera et Wasserburg et fourni en Fig. A4.3.

Sans rentrer dans les détails, la majorité des âges présentés ici se répartissent entre ca. 295 Ma et ca. 274 Ma, suggérant un événement magmatiques important au Permien inférieur.

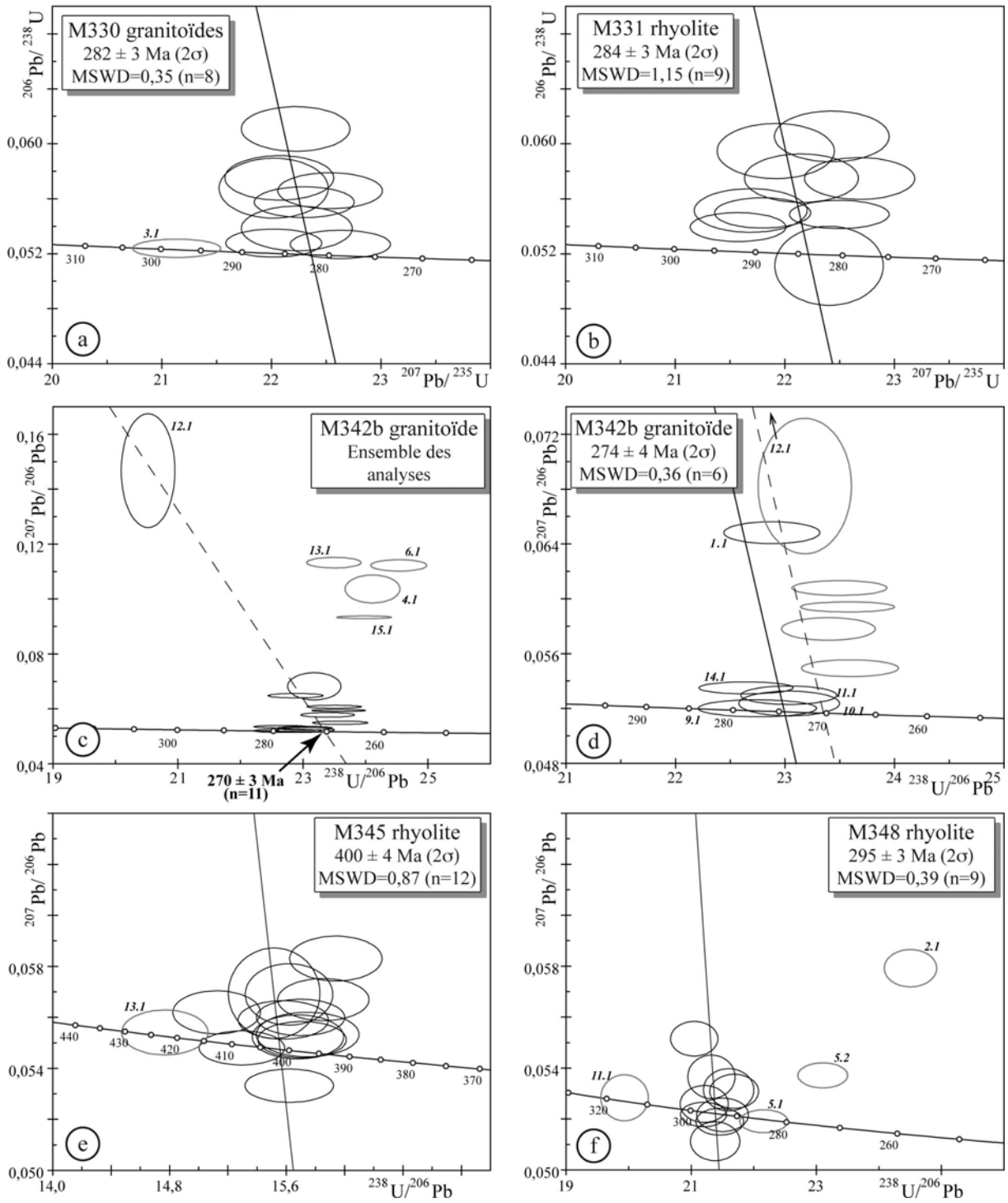


Fig. A4.1 : *Diagrammes Tera et Wasserburg (1972) pour les analyses U-Pb sur zorcons issue d'échantillons de roches magmatiques de la région d'Altanshiree. La localisation des échantillons est donnée en Fig. A4.1.*

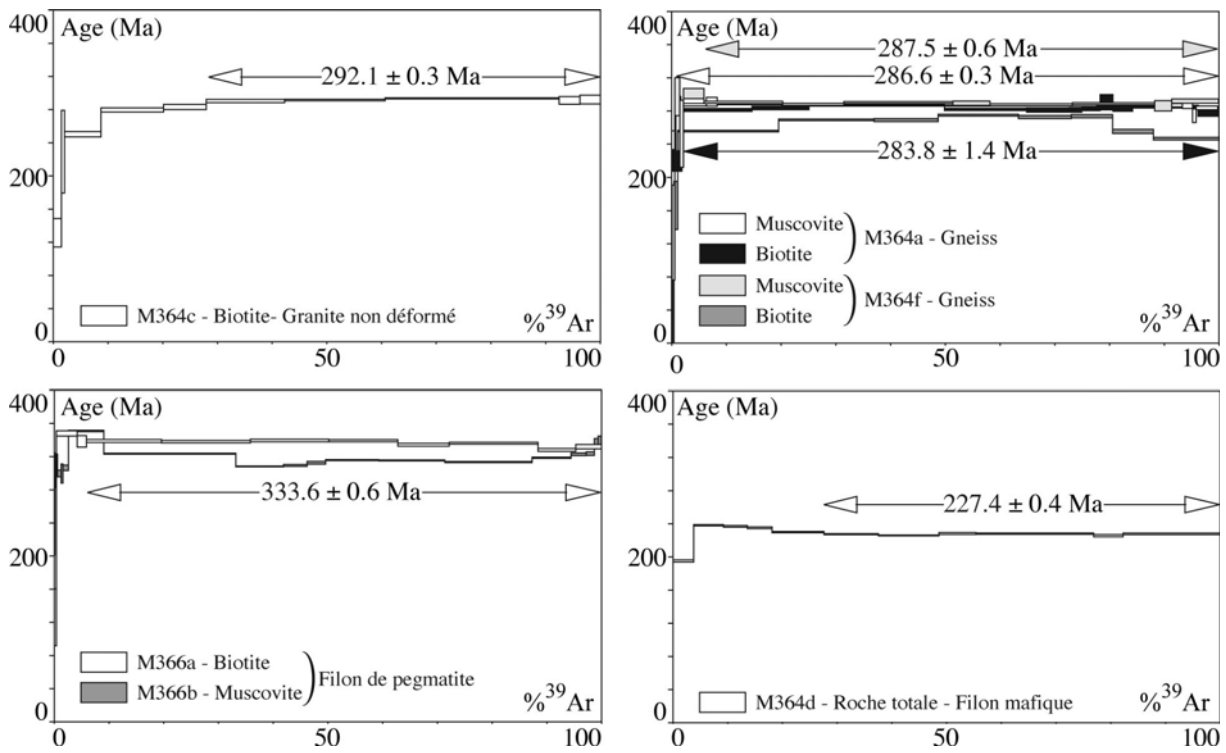


Fig. A4.2 : *Spectres d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ de micas et d'un monograin de roche totale, issus d'échantillons de roches magmatiques et métamorphiques du massif cristallin de Jirgalanta, au sud-est du massif de Nartyn (voir Fig. 5.2).*

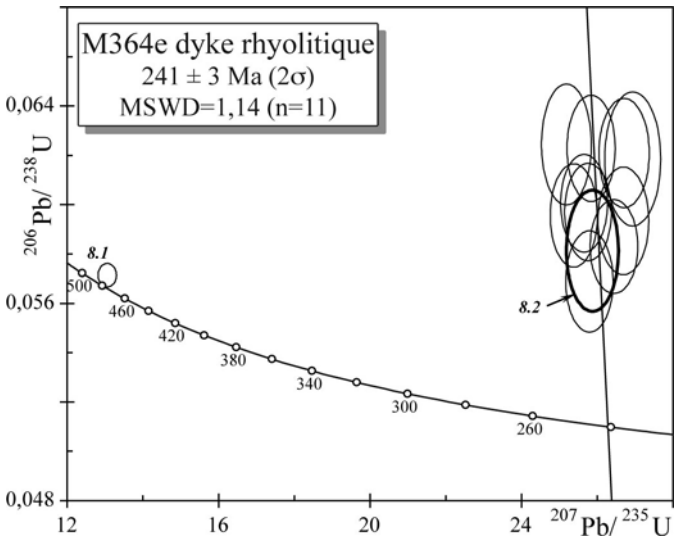


Fig. A4.3 : *Diagramme Tera et Wasserburg (1972) pour l'analyse U-Pb sur zircons d'un échantillon de filon rhyolitique prélevé dans le massif de Jirgalanta (voir Fig. 5.2).*

Annexe 5 :

Résumés de congrès et conférences

Mesozoic Crustal thinnig Throughout eastern Asia : new insights from Mongolia

EGU General Assembly 2008

Oral communication

Y. Daoudene[1], D. Gapais[1], P. Ledru[2], A. Cocherie[2], S. Hocquet[3], T.V. Donskaya[4]

[1]Géosciences, Université de Rennes 1, UMR CNRS 6118, France

[2]BRGM, Orléans, France

[3]AREVA, Paris la Défense, France

[4]Departement of Paleodtnamics, Institut of the Earth's crust, Irkust, Russia

Abstract

Mongolia is located in the Central Asian Orogenic Belt, which was built by accretion of several terranes against the southern boundary of the Siberian craton, mainly during Palaeozoic times. Thus, a great part of the geological architecture of Mongolia may be linked to compressive tectonics associated with these accretion mechanisms. On the other hand, many Mesozoic rift basins locally bounding metamorphic core complexes have been recently recognized to the North, in Transbaikalia and to the South, in northern China. This raised the question of the significance of numerous outcrops of basement localised in eastern Mongolia and previously mapped as pre-Palaeozoic in age on the basis of their strong deformation. One of these areas, the Ereendavaa range, appears as a gneissic domal structure where metamorphic conditions reached highgrade amphibolite facies. To the NW, metamorphic units are overlain by the Mesozoic Onon basin. The basin is filled by unmetamorphosed volcanics and minor detrital continental deposits. The upper part of the underlying dome consists of a gently NWdipping retrogressed mylonitic shear zone, the Onon shear zone. The zone is marked by NW-SE stretching lineations associated with top to the NW motions. The overall structural pattern is that of an extensional metamorphic core complex, comparable to those described in Transbaikalia and north China. Preliminary geochronological data indicate that the Onon shear zone is upper Jurassic to lower Cretaceous in age. This age range is similar to that of the filling of the Onon basin and constrains the age of the extensional event. NE-SW striking normal shear zones also occur in the central part of eastern Mongolia. These features suggest a geographic continuum of NW-SE extensional Mesozoic deformations throughout the whole region that actually appears as "wide-rift" tectonic system.

The Nartyn granite in eastern Mongolia: a particular mode of syn-extensional emplacement

Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, Liverpool, 2009

Poster

Y. Daoudene[1], E. Gloaguen[2], G. Ruffet[1], D. Gapais[1]

[1]Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, UMRS CNRS 6118, France

[2]BRGM, Orléans, France

Abstract

Granitic intrusions are predominant features within footwalls of extensional detachments. Constraints on temporal and spatial evolution of such intrusions are critical to better understand their implications in extension processes. This study brings new structural and geochronological data on the emplacement of a large granitic intrusion (the Nartyn granite, fig. 1a) during crustal-scale extension that affected eastern Mongolia in late Jurassicearly Cretaceous times. This granite is intrusive within low-grade metamorphic sediments and Paleozoic granites. It is marked by a pervasive sub-horizontal magmatic foliation at regional scale. To the northwest, the intrusion lies in the footwall of an early Cretaceous low angle normal shear zone (fig. 1b) marked by retrogressive deformations. Numerous large xenoliths are present within the northern edge of the intrusion (fig. 1c). Xenoliths and surrounding granite show similar foliations and stretching lineations. A rather remarkable feature is that xenoliths display metamorphic grade that increase downward, from greenschist facies to migmatitic on vertical section that do not exceed 1000 m. From structural and metamorphic observations, we infer pervasive syn-emplacement thinning of the Nartyn granite. Possible implications might be comparable orders of magnitudes of rates of magma ascent and of crustal extension and (or) important crustal thinning.

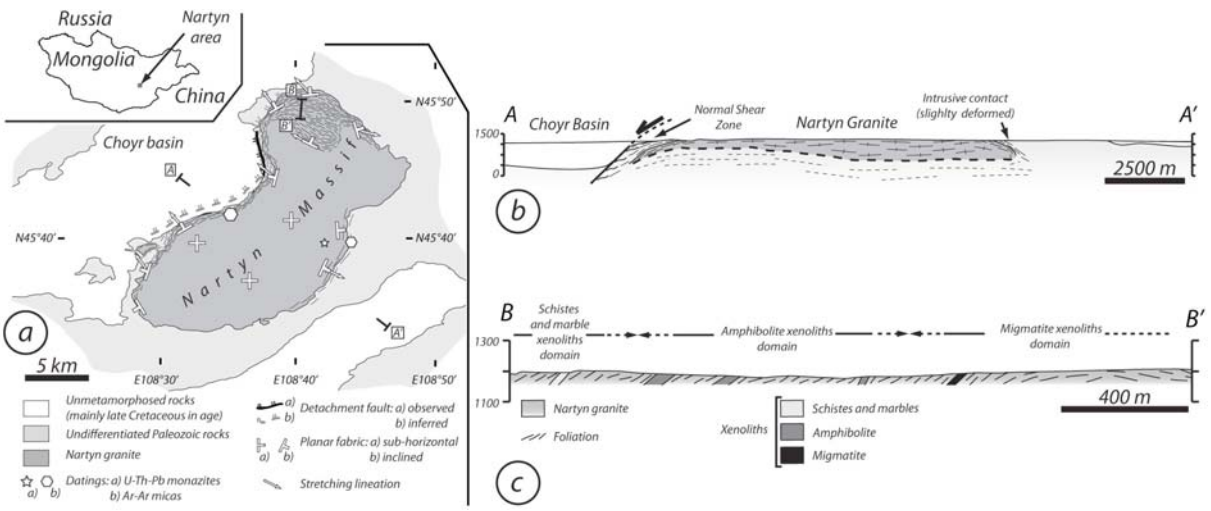


Fig. 1: *a) Simplified geological map of the Nartyn region. b) Interpretative NW-SE cross-section of the Nartyn Massif. Tabular shape of the intrusion is inferred from the regular sub-horizontal magmatic foliation that characterized the internal parts of the granite. c) North-south cross-section through the northern edge of the Nartyn massif (field observations only). Some recognized xenoliths are reported but they are probably more numerous.*

Structural and evolution of eastern Mongolian and Transbakalian basements during the Mesozoic: tectonic and geodynamic implications

Journée des doctorants AREVA, Paris-La-Défense, 10 juin 2010

Présentation orale de la thèse

Y. Daoudene

Introduction

The geological background of Mongolia is generally related to the formation of the Central Asian Orogenic Belt (fig. 1a). This belt might have developed from north to south mainly during Palaeozoic times by terrane accretion (cf. Windley et al. 2007 and reference therein). Several of them were interpreted as the remnants of Precambrian microcontinents (Derguno 2001; Badarch et al. 2002). Thus, many outcrops of basement in eastern Mongolia were previously mapped as Pre-Palaeozoic in age (Yanshin 1983). As emphasized by Mazukabzov et al. (2006), previous interpretations implying a pre-Mesozoic history in Transbaikalia and northern Mongolia was the occurrence of strongly deformed metamorphosed rocks. These interpretations were based on some implicit statements that such rocks should be old enough to account for the large strains they have accumulated.

Numerous NE-SW trending sedimentary basins were documented in eastern Mongolia and adjacent regions (cf. Meng et al. 2003) (fig. 1b). Furthermore, metamorphic core complexes have been recognized in Transbaikalia and northern China (cf. Lin et Wang 2006). Their developments, as well as those of the rift basins indicate extensional tectonics at continental-scale.

Concerning ore resource potentials, eastern Mongolia is characterized by the presence of a large domain where economic uranium ore deposits are reported (fig. 1b). Mineralization is generally associated with both Cretaceous to Tertiary sediments of Mesozoic rift basins (e.g. Choyr and Dulaan Uul Basins), and Jurassic to Cretaceous volcanic and sedimentary complexes (e.g. Dornod region).

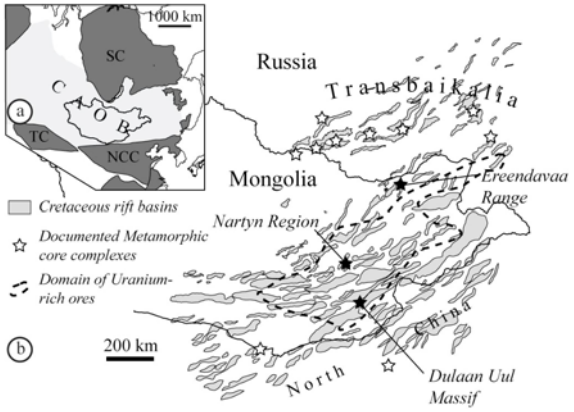


Fig. 1: Simplified geological setting of Mongolia. a) Location of Mongolia within the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) SC: Siberian Craton, TC: Tarim Craton and NCC: North China Craton. b) Late Jurassic to early Cretaceous extensional structures of eastern Mongolia and adjacent regions. Uranium ore-rich domain is reported on the map (Lescuyer et al. 2005). Blacks stars show location of studied areas

.

The present works is a reappraisal of the Mesozoic tectonics of eastern Mongolia in the light of the recent discoveries from the adjacent regions. The aim is to reconsider the tectono-metamorphic and magmatic history of the region. This will allow us to establish the geotectonic framework that accompanied or preceded the formation of uranium resources in eastern Mongolia.

Field examples and methods

This work combines tectonic, magmatic metamorphic, and geochronological analyses of some representative geological targets at regional scale.

We carried out several geological investigations on three main targets (fig. 1b). The Ereendavaa area in northern part of eastern Mongolia was the first region studied. There, highly deformed “basement” rocks crop out within a NE-SW trending range. Its location along the south-eastern border of the Jurassic-early Cretaceous Onon Basin, led us to reappraise the tectonic significance of this Range. The second area was the Nartyn region in central part of eastern Mongolia. It is characterized by the occurrence of an unusual poorly deformed granite intrusion separated from the overlying Mesozoic Choyr Basin by a high-strain zone. Finally, we have studied the Dulaan Uul area marked by a small massif of Palaeozoic deformed rocks. Two large Mesozoic basins bound this massif.

Fieldwork allowed us to collect structurally controlled samples of magmatic and metamorphic rocks. Microstructural study from thin-sections allowed us to obtain information on metamorphic grades during deformation. These samples were also used to perform more

than one hundred geochronological analyses from various mineral fractions. Isotopic U-Pb analyses on zircons using both SHRIMP and LA-ICPMS methods, as well as U-Th-Pb ages using Electron Probe Microanalyses gave time constraints on the emplacements of magmatic rocks. $^{40}Ar/^{39}Ar$ step-heating analyses of micas and amphiboles provide additional constraints on the cooling of the selected magmatic and metamorphic rocks. Finally, some major- and trace element analyses were realised from magmatic samples. These chemical data may provide information about the geodynamic setting during emplacements of these rocks.

Results

The main structural and geochronological results are the followings.

The Ereendavaa Range (fig. 1b) appears as a gneissic core marked by high-grade metamorphic conditions and flat-lying foliations (fig. 2a). To the northwest, the range is overlain by the unmetamorphosed upper Jurassic to lower Cretaceous Onon Basin. Below the basin, the upper part of the range consists of a gently NW-dipping shear zone marked by well-expressed NW-SE trending lineations. Shear sense indicators attest to top-to-the-NW motion. Microstructures indicate an upward decrease in metamorphic grade toward the Onon Basin. The structural and metamorphic patterns of the range are consistent with its exhumation during a NW-SE directed extension. Syn-kinematic pegmatite dykes within the Onon Shear zone yielded U-Pb ages that suggest emplacement between 158 Ma and 125 Ma. However, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates of micas and amphiboles from magmatic and metamorphic rocks range from 134 to 126 Ma. They suggest that the exhumation of the Ereendavaa Range probably occurred in early Cretaceous times.

The Nartyn massif (fig. 1b) shows a calc-alkaline granitic intrusion within low-grade metamorphic rocks. U-Pb dating of zircons constrains its emplacement at 133 ± 3 Ma. The granite is basically undeformed, except at its borders. The structural patterns of the Nartyn intrusion suggest that it is a laccolith (fig. 2b). The north-western part of the massif is marked by a gently NW-dipping shear zone, the Choyr Shear Zone. There, country rocks show mylonitic foliations and well expressed stretching lineations. Kinematic criteria indicate a top-to-the-NW sense of shear. This shear zone is located at the interface between the Nartyn granite and the overlying Choyr Basin that is filled with unmetamorphosed early Cretaceous sediments. Deformation along the zone ends in the brittle field, with cataclasite formation. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of micas and amphiboles from the Choyr Shear Zone range from 140 to 125 Ma. Structural and geochronological features attest that the emplacement of the Nartyn granite is coeval with the deformation and the cooling of rocks along the Choyr Shear Zone.

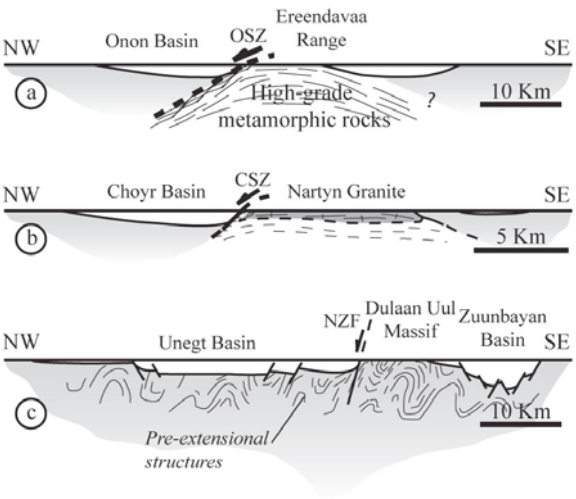


Fig. 2: Simplified NW-SE cross-sections through the studied areas. a) The Ereendavaa Range. OSZ: Onon Shear Zone. b) The Nartyn region. CSZ: Choyr Shear Zone. c) The Dulaan Uul Massif. NZF: North Zuunbayan Fault.

The Dulaan Uul massif (fig. 1b) is composed of Palaeozoic series of volcanic and sedimentary rocks of various metamorphic grades. NE-SW folds affect the series. $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings of muscovite from a syn-kinematic dyke suggest that this folding deformation is middle to late Triassic in age. This area does not show evidence of ductile extensional deformation. Consistently, earliest upper Jurassic detrital sediments overlie unconformably the metamorphic series. However, NE-SW normal faults are widespread, in particular along the edges of the massif (fig. 2c). Furthermore, the north-western border of the massif consists of a NE-SW trending fault, the North Zuunbayan Fault. Sinistral motions along this fault might have occurred prior to Late Jurassic times (Webb et al., 2006), but the fault shows subsequent normal reactivation during late Jurassic to early Cretaceous times. In addition, available seismic data show tilted blocks that affect upper Jurassic to early Cretaceous sediments of the surrounding basins. In overall, the Dulaan Uul region appears as a horst and graben system initially developed in late Jurassic to early Cretaceous times. Seismic and field observations suggest local N-S directed compressive reactivation of some structures.

Discusion and conclusion

1) The studied areas are marked by NW-SE extension, but they show various deformation modes and thermal conditions. The Ereendavaa Range was mainly affected by ductile deformations of the deep crust that led to the development of a metamorphic core complex. The Nartyn region shows evidence for crustal thinning, with moderate amounts of exhumation accompanied by upper-crustal emplacement of a syn-kinematic laccolith. Finally, extension in the Dulaan Uul area shows horst and graben deformation patterns.

2) $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the Ereendavaa Range and the Nartyn area suggest that extension occurred probably during early Cretaceous times (ca. 140-125 Ma). This is consistent with previously published ages for other metamorphic core complexes from Transbaikalia and North China.

3) Several lines of evidence suggest that extension affected a rather hot lithosphere marked by extensive crustal growth. Thus, the widespread magmatism and volcanism that characterize the region started in upper Jurassic times during early stages of basin development, before the peak of crustal thinning marked by the exhumation of lower crustal pieces and an increase in amounts of detrital deposits within basins during early Cretaceous times. Furthermore, all major episodes of magmatism and volcanism that characterize the region appear to have had rather steady geochemical signatures involving mantle components since the late Palaeozoic (Jahn et al., 2009). The distributed extensional pattern throughout eastern Mongolia and adjacent areas, as well the extensive late Jurassic to early Cretaceous magmatism is further consistent with extension of an initially hot lithosphere, rather than with post-thickening collapse that is expected to be spatially more localised (Buck 1991, Brun, 1999). We infer that the cause of the upper Jurassic to lower Cretaceous extension might reflect a change in far-field boundary conditions at this time.

High thermal conditions might have favoured the genesis and the circulation of metamorphic fluids at crustal scale. Consistently, hydrothermal fluorite deposits are widespread in eastern Mongolia. Most of them were interpreted as late Jurassic to early Cretaceous in age (Lkhamsuren et Hamasaki, 1998). Fluid transfers from basement rocks might have been the initial source that allowed for subsequent uranium enrichment in overlying basins.

Relationships between early Cretaceous extension in eastern Asia and plate kinematics in the paleo-Pacific

Mechanism of Mesozoic Continental Extension in Eastern Eurasia, Orléans, France, 2010

Oral communication

Y. Daoudene[1], D. Gapais[1], G. Ruffet[1], E. Gloaguen[2]

[1]Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, UMRS CNRS 6118, France

[2]BRGM, Orléans, France

Abstract

Eastern Asia was the locus of a major continental-scale extensional event in late Mesozoic times. Field evidences are numerous NE-SW trending rift basins that locally bound metamorphic core complexes or are associated with horst and graben development (Fig. 1a). This event was accompanied by an important magmatic activity that started in late Jurassic times.

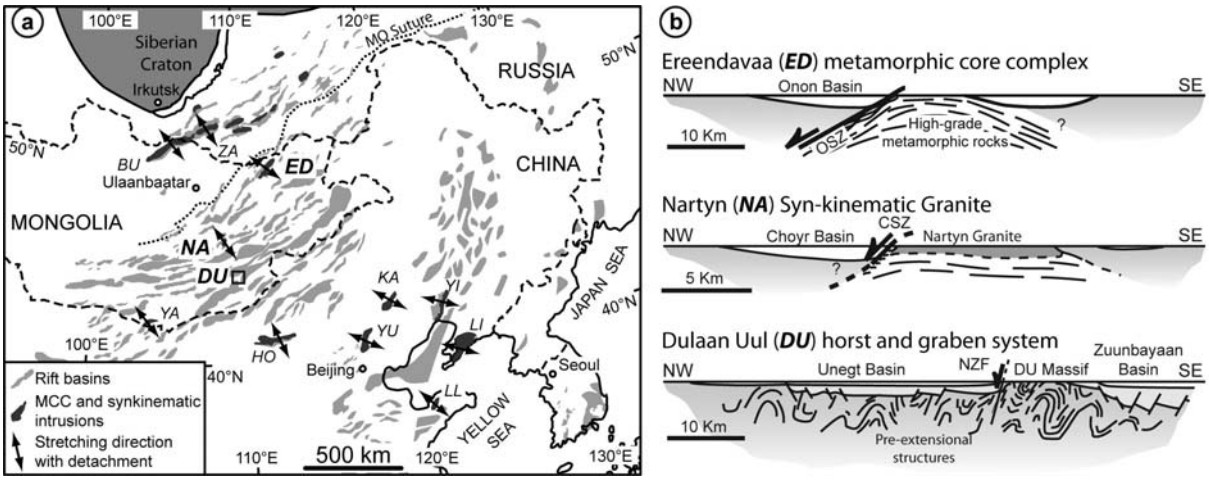


Figure 1. *(**a**) Late Mesozoic extensional structures in eastern Asia. Metamorphic core complexes (MCC): BU Buteel-Burgutoy, ED Ereendavaa, HO Hohhot, KA Kalaqin, Li Lionan, LL Linglong YA Yagan-Onch Hayrhan, YI Yiwulüshan, YU Yunmengshan, ZA Zagan. MO Suture: Mongol-Okhotsk suture. Studied areas: ED, Ereendavaa Range, NA, Nartyn massif, DU, Dulaan Uul massif (**b**) Schematic cross-section through the three studied areas (locations on a). OSZ, Onon Shear Zone, CSZ, Choyr Shear Zone, NZF, North Zuunbayan Fault.*

Detailed structural analyses of three representative objects in eastern Mongolia outline different deformation modes (Fig. 1b) that operated during the Mesozoic continental-scale extensional event. The Ereendavaa range (North-east Mongolia) is a metamorphic core complex that shows exhumation of ductile lower crust. The Nartyn massif (Central part of eastern Mongolia) shows a flat-lying laccolith emplaced in the middle-upper crust during crustal thinning. Both massifs are bounded to the north by low-angle normal shear zones. On the other hand, extension in the Dulaan Uul area (South-east Mongolia) is expressed by horst and graben system (Fig. 1b). U-Pb ages (zircon) and $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses (micas and amphibole) analyses from various igneous rocks of the Ereendavaa and Nartyn areas indicate that extension might have begun at ca. 138 Ma (Fig. 2). Furthermore, our data, together with geochronological results from adjacent areas, constrain the formation of the low-angle normal shear zones in a rather narrow time range, suggesting that extension might have reached a peak at 130-125 Ma (Fig. 2). This time range is consistent with ages commonly attributed to the deposits of syn-rift series within adjacent basins.

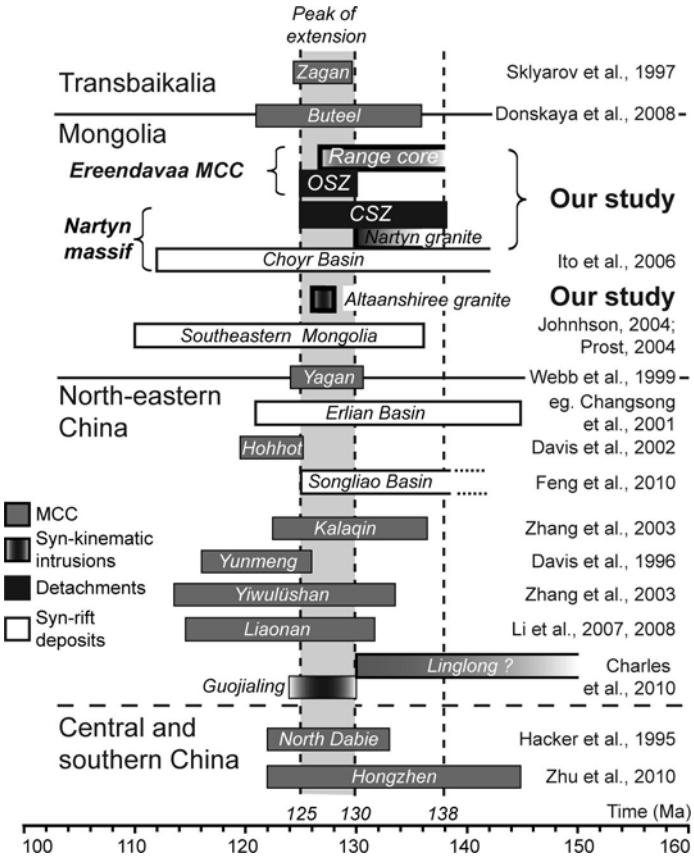


Figure 2. *Compilation of available age concerning exhumation of metamorphic core complexes (MCC), emplacement of syn-kinematic intrusions, and syn-rift deposits in some rift-basin domains.*

In eastern Mongolia, the main feature that attest to convergence between crustal blocks, and thus possible crustal thickening, is the Mongol-Okhotsk suture zone (Fig. 1 and Fig. 3a). This zone is classically interpreted as the trace of an oceanic closure during pre-early Cretaceous times (eg. Cogné et al., 2005). On the other hand, no field evidence of crustal thickening that might have predated extension is observed throughout eastern Mongolia. Furthermore, horst and graben systems as observed in the Dulaan Uul area where a pre-extensional erosion surface is exposed, argue against interpretations in terms of post-thickening collapse. Consistently, the regional-scale extensional pattern cuts across the Mongol-Okhotsk suture zone that might reflect the last evidence of convergence kinematic in the region (Fig. 3a).

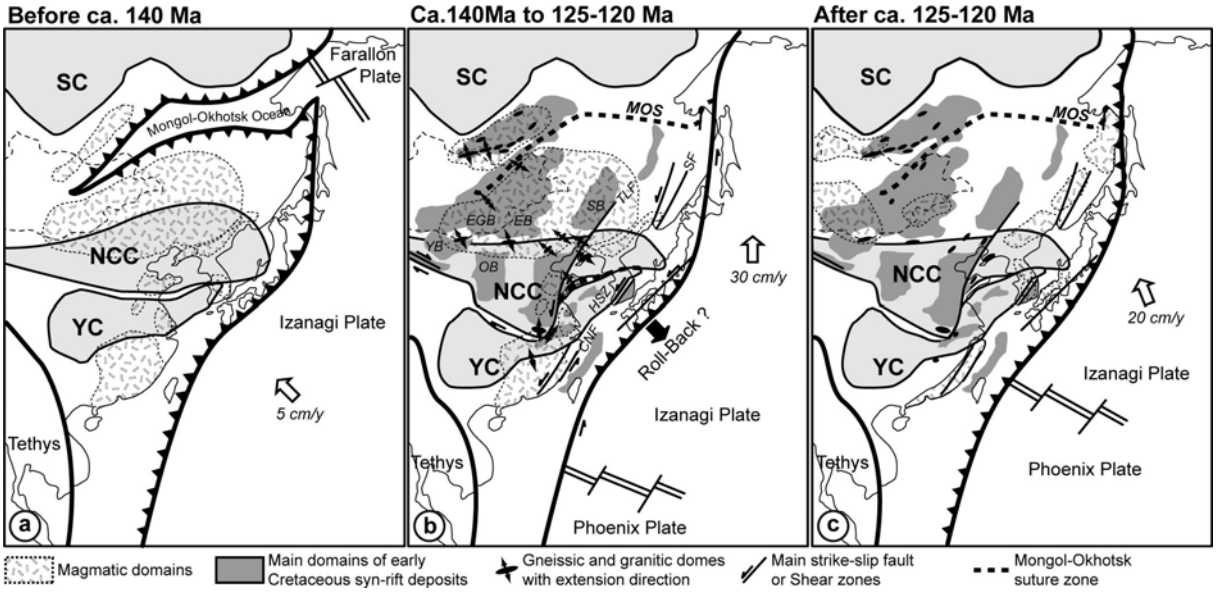


Figure 3. *Relationships between field evidences of early Cretaceous NW-SE directed extension in eastern Asia and kinematic of the paleo-Pacific domain at the margin (after Maruyama et al., 1997).* ***(a)*** *Pre-extensional,* ***(b)*** *syn-extensional, and* ***(c)*** *post-extensional setting. CAOB Central Asian Orogneic Belt, NCC North China craton, SC Siberian craton, YC Yangtze craton, MOS Mongol-Okhostk suture. TLF Tan-Lu fault, HSZ Honam shear zone, CNF Changle-Nanao fault, SF Shkotovsky fault, EB Erlian Basin, EGB East Gobi Basin, OB Ordos Basin, SB Songlia Basin, YB Yingen Basin.*

We propose here that the change from convergence kinematics to distributed extension throughout eastern Asia might result from a drop in compressive stresses at the boundary of a hot continental lithosphere. Indeed, at ca. 140 Ma, major kinematic changes occur in the paleo-Pacific plate system, with a change in the subduction direction of the Izanagi oceanic plate with respect to the Asian continental margin, from quasi orthogonal (Fig. 3a) to strongly oblique (Fig. 3b). In eastern Asia, this change resulted in the development of major sinistral wrench zone. One may expect that a strong increase in wrenching components with respect to thrusting ones along the subduction zone might have triggered slab roll-back. Another consistent feature is a change in magmatic activity, widespread throughout the region during Jurassic times, with a tendency to concentrate around the plate boundary later on (Fig. 3c).

This work was supported by AREVA and the French Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM).

VU :

Le Directeur de Thèse

VU:

Le Responsable de l'Ecole doctorale

VU pour autorisation de soutenance

Rennes, le

Le Président de l'Université de Rennes 1

Guy CATHELINEAU

VU après soutenance pour autorisation de publication :

Le Président de Jury