UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences

THÈSE présentée par :

Nicolas CHARLES

Soutenue le **1er décembre 2010**
Pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université d'Orléans**

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

Mécanismes de l'extension continentale au Mésozoïque en Asie de l'Est

THÈSE dirigée par :

Yan CHEN	Professeur, Université d'Orléans
Rixiang ZHU	Professeur-Académicien, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Pékin

RAPPORTEURS :

Denis GAPAIS	Directeur de Recherche, Université de Rennes I
Karel SCHULMANN	Professeur, Université de Strasbourg

JURY:

M. Michel FAURE	Professeur, Université d'Orléans, *Président de jury*
M. Romain AUGIER	Maître de Conférences, Université d'Orléans
M. Jean-Pascal COGNÉ	Professeur, Université de Paris VII
M. Denis GAPAIS	Directeur de Recherche, Université de Rennes I
M. Charles GUMIAUX	Maître de Conférences, Université d'Orléans
M. Wei LIN	Professeur, IGGCAS (Pékin)
M. Karel SCHULMANN	Professeur, Université de Strasbourg
M. Rixiang ZHU	Professeur-Académicien, IGGCAS (Pékin)

INVITÉS:

M. Yan CHEN	Professeur, Université d'Orléans
M. Junlai LIU	Professeur, China University of Geosciences

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, CNRS-Université d'Orléans

Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences

Mécanismes de l'extension continentale au Mésozoïque en Asie de l'Est

Mechanisms of Mesozoic continental extension in East Asia

亚洲东部中生代陆壳伸展机制的研究

Nicolas CHARLES

Direction: Yan CHEN et Rixiang ZHU

Encadrement : Charles GUMIAUX, Romain AUGIER, Michel FAURE, Wei LIN

Remerciements

Si l'achèvement de ce travail de thèse est le fruit d'un investissement personnel, un tel « chantier » ne peut aboutir sans la collaboration de nombreuses personnes qu'il demeure essentiel de remercier. Ceci est d'autant plus juste lorsqu'il s'agit d'un travail pluridisciplinaire mené dans le cadre d'une collaboration internationale (France-Chine, entre l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans et l'Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences).

A juste titre, je tiens à remercier en premier lieu et tout particulièrement Yan Chen, mon directeur de thèse, qui m'a accordé toute sa confiance et a su me faire partager sa passion scientifique tout au long de mes études. Yan m'a également offert l'opportunité de découvrir son vaste pays, la Chine, une expérience qui restera inoubliable sous tous points.
Par ailleurs, cette thèse n'aurait pas été la même sans Charles Gumiaux et Romain Augier, mes co-encadrants, en qui j'ai pu avoir une confiance certaine et réelle. En effet, Charles et Romain ont su me guider tout au long de la thèse, par leurs nombreux conseils éclairés, leurs connaissances, leurs encouragements et leur amitié. Et que de bons souvenirs au cours des différentes missions passées dans l'Empire du Milieu, entre discussions scientifiques, appréhensions culinaires, et autres fous rires nerveux poursuivis par les « tuolajiche ». Merci à vous deux !
Je remercie aussi chaleureusement Michel Faure, qui m'a depuis la Licence fait partager sa passion, la géologie. Merci aussi pour son aide sur le terrain et son recul quant à l'état des connaissances géologiques en Asie.
Le déroulement des missions de terrain ainsi que les campagnes d'échantillonnage ASM auraient été moins efficaces, et l'accès à la bibliographie chinoise plus difficile sans l'aide de Wei Lin, je le remercie également.
Un grand merci à Patrick Monié qui m'a accueilli au laboratoire de géochronologie à l'Université de Montpellier, ainsi que pour son aide lors des mesures et pour ses connaissances de la méthode Ar/Ar.
La collaboration franco-chinoise n'aurait pu se faire sans l'appui de Rixiang Zhu, directeur de l'Institut à Pékin et co-directeur de cette thèse, je lui fais donc part de ma reconnaissance.

Je remercie les rapporteurs (MM. Denis Gapais et Karel Schulmann), ainsi que MM. Jean-Pascal Cogné et Junlai Liu de m'avoir fait l'honneur d'évaluer le fruit de ce travail.

Merci à Ary Bruand, puis Bruno Scaillet de m'avoir accepté au sein de l'ISTO durant ces trois années.

Un remerciement sincère à Jean-Gabriel Badin et au « haut représentant des litho-lamelleurs poli-double face », j'ai nommé Sylvain Janiec pour les lames minces et les discussions animées.

Merci à Olivier Rouer pour son aide lors des séances MEB et microsonde, à Patricia Benoist pour la séparation des minéraux en grains.

Je remercie Bernard Henry et Maxime Le Goff qui m'ont permis de faire des mesures magnétiques au laboratoire de Saint-Maur.

Je tiens à remercier Chantal Le Coq, Fabienne Le Bihan, Catherine Leroy, Marie-Noëlle Pailhès pour leur assistance au cours des démarches administratives. Merci à Nathalie Pothier pour son aide dans l'exhumation d'articles introuvables.

Un grand merci à tous les enseignants-chercheurs que j'ai pu côtoyer et qui m'ont aidé pendant mon monitorat : Nicole Le Breton, Max Vidal, Yannick Branquet, Luc Barbanson, Stanislas Sizaret, Hugues Raimbourg, José Pons, Dominique Cluzel, Jacques Charvet.

Je tiens à saluer tous mes camarades qui ont fait que ces trois années se soient déroulées dans la bonne humeur. Tout d'abord, merci à mon ami Mourad, pour les conseils avisés et les franches parties de rigolades ; eh cousin, à bientôt dans l'Atlas ! 谢谢 à Chen Ke, avec qui j'ai pu partager de bons moments sur le terrain en Chine mais aussi en France ; à bientôt devant un verre de 白酒 ! Un salut amical à : Flavien alias « Ben Choulet le franc-comtois » pour les nombreuses tranches de rire (vive la wonderful session !), mes deux bulots préférés Anaëlle et Mathieu, Juju, Noëmie « la Proto », Boris grand agent du « cagibi », Damien « Tricoutal », Nicolas « le martien », Antoine « Fouf' la rage », Mickaël, Khalifa, Gerardo, Audrey, Marlène, Fred, Paul, Aurore, Manue, Yann, Jérémie, Pierre, Mariem, David, Renata, Sébastien, Nicolas, François, Li Guangrong, Chu Yang, Wang Jun, sans oublier Ali Haballoh.

Je remercie particulièrement Dominique et Denis Vaslet pour leurs conseils avisés tout au long de mon parcours universitaire, tout comme Dominique Janjou et Frédéric Simien.

Enfin, ce travail n'aurait pu se faire sans le soutien sans faille de mes parents, de ma famille et de mes amis. J'ai une pensée toute particulière pour mes Grands-Parents ; ainsi que pour Claire et Gilbert.
Merci à vous tous.

A mes parents.
A ma famille.

« Celui qui déplace la montagne, c'est celui qui commence à enlever les petites pierres »
Confucius (vers 551-479 av. J.-C.)

« Dans la vie, y a pas d'grands, y a pas d'petits. La bonne longueur pour les jambes, c'est quand les pieds touchent bien par terre ! »
Et après tout
« C'est pas parce qu'ils sont nombreux à avoir tort qu'ils ont raison ! »
Coluche (1944-1986)

Introduction générale
Chapitre 1 : L'extension de la lithosphere continentale

1. LA LITHOSPHERE CONTINENTALE 25

2. LES MODES D'EXTENSION DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE 28

2.1. LE MODE « RIFT ETROIT » 29

2.2. LE MODE « RIFT LARGE » 30

2.3. LE MODE « CORE COMPLEX » 31

3. EXEMPLES REGIONAUX 34

3.1. « RIFT ETROIT » : LE RIFT OUEST-EUROPEEN, LE GRABEN DU RHIN (FRANCE-ALLEMAGNE) 34

3.2. « RIFT LARGE » ET « CORE COMPLEX » : LE BASIN & RANGE (ETATS-UNIS, MEXIQUE) 37

3.3. « RIFT LARGE » ET « CORE COMPLEX » : LA MER EGEE 41

Chapitre 2 : L'extension continentale au Mésozoïque en Asie de l'Est

1. L'EXTENSION CONTINENTALE AU MESOZOÏQUE EN ASIE DE L'EST 51

2. L'EXTENSION CONTINENTALE EN CHINE DU NORD 54

2.1. LE CRATON DE CHINE DU NORD (CCN) 54

2.2. LES PREUVES D'UN AMINCISSEMENT LITHOSPHERIQUE 55

2.2.1. La gravimétrie 55

2.2.2. La tomographie sismique 57

2.2.3. L'étude des enclaves du Paléozoïque et du Cénozoïque 61

2.2.3.1. L'épaisseur de la lithosphère continentale en Chine du Nord 61

2.2.3.2. L'âge du manteau lithosphérique en Chine du Nord 64

2.3. LES PREUVES D'UNE EXTENSION CRUSTALE 67

2.3.1. Les bassins sédimentaires intracontinentaux 67

2.3.2. Le magmatisme 70

2.3.2.1. Le volcanisme 70

2.3.2.2. Le plutonisme 73

2.3.3. Les MCC : témoins d'une extension crustale intense 76

2.4. LE(S) MOTEUR(S) DE L'EXTENSION : DIVERGENCES GEODYNAMIQUES 80

2.4.1.Le panache mantellique 80

2.4.2. La collision Inde-Asie 82

2.4.3. L'effondrement post-orogénique 83

2.4.4. La paléo-subduction Pacifique 84

2.4.5. La délamination lithosphérique ou « l'érosion » thermo-mécanique du manteau lithosphérique 86

Chapitre 3 : Quel contexte pour l'extension d'Asie de l'Est ?

1. L'ASIE DE L'EST : UNE EXTENSION CONTINENTALE PROBLEMATIQUE ? 93

2. QUEL MODE D'EXTENSION POUR L'ASIE DE L'EST ? 95

3. LES MODELES GEODYNAMIQUES : « DIVERGENCES » A PROPOS DU MOTEUR DE L'EXTENSION 97

3.1. LA COLLISION INDE-ASIE 97

3.2. L'EXTENSION POST-OROGENIQUE.....97

3.3. LA PALEO-SUBDUCTION PACIFIQUE.....99

3.4. LE PANACHE MANTELLIQUE.....99

3.5. LA DELAMINATION LITHOSPHERIQUE OU L' « EROSION » THERMO-MECANIQUE DU MANTEAU LITHOSPHERIQUE.....100

4. APPROCHE POUR L'ANALYSE DE L'EXTENSION CONTINENTALE EN ASIE DE L'EST 102

5. UNE ETUDE MULTI-ECHELLE : LE MASSIF, LA CROUTE ET LA LITHOSPHERE..... 105

6. LES ZONES D'ETUDE..... 109

6.1. LA REGION DU SHANDONG ET LA PENINSULE DU JIAODONG.....109

6.2. LA REGION DU LIAONING : LA PENINSULE DU LIAODONG.....113

6.3. LES REGIONS DE HEBEI ET BEIJING : LE YANSHAN 116

6.4. CHOIX DES OBJETS-CIBLES.....118

6.4.1. Péninsule du Jiaodong..... 118

6.4.2. Péninsule du Liaodong 118

6.4.3. Chaîne du Yanshan..... 119

Chapitre 4 : Etude de l'extension à l'échelle du massif

1. LES MASSIFS DU LINGLONG ET DU GUOJIALING (PROVINCE DU SHANDONG) 127

ARTICLE 1 127

ABSTRACT.....129

1. INTRODUCTION 130

2. THE LINGLONG AND GUOJIALING MASSIFS AS GEOLOGICAL WITNESSES OF LATE MESOZOIC EXTENSION IN THE JIAODONG PENINSULA (NE CHINA).....132

3. DUCTILE DEFORMATION ANALYSIS WITHIN THE LINGLONG AND GUOJIALING MASSIFS 135

3.1. The Linglong massif..... 135

3.1.1. Upper unit (Early Proterozoic and Late Archaean) rocks 135

3.1.2. Lower unit (Late Jurassic granite and migmatites) 135

3.1.3. The Linglong detachment fault (LDF)..... 138

3.1.4. Strain intensity modelling in the Linglong dome 139
3.2. The Guojialing massif *141*
3.2.1. The Guojialing pluton and the extensional Guojialing shear zone 141
3.2.2. Strain intensity modelling in the Guojialing pluton 144
4. BRITTLE DEFORMATION TECTONICS ANALYSIS IN THE LINGLONG AND GUOJIALING MASSIFS 144
4.1. Characterising the brittle features within the Linglong and Guojialing massifs *144*
4.2. Palaeostress field analysis *145*
4.2.1 Methodology 145
4.2.2 Results 148
5. DEEP ARCHITECTURE OF THE LINGLONG AND GUOJIALING MASSIFS USING GRAVITY DATA MODELLING 148
5.1. Gravity map interpretation *149*
5.2. Gravity profiles *150*
5.2.1. Acquisition and treatment of data 150
5.2.2. Gravity profile modelling 150
6. DISCUSSION 152
6.1. Finite 3D geometry of the Linglong MCC and of the Guojialing synkinematic pluton *152*
6.2. MCC vs. synkinematic pluton: significance in term of amount of crustal extension *155*
6.3. Timing and tectonic history *157*
6.4. Geodynamic implications for the extensional event *159*
7. CONCLUSIONS 160
8. ACKNOWLEDGEMENTS 160
9. REFERENCES 161

2. LES MASSIFS DU GUDAOLING ET DE YINMAWANSHAN (PROVINCE DU LIAONING) 163

ARTICLE 2 163

1. INTRODUCTION 165
2. GEOLOGICAL FRAMEWORK 168
2.1. A regional geological overview of the Liaodong Peninsula *168*
2.2. Geological focus on Gudaoling and Yinmawanshan massifs *168*
3. STRUCTURAL EVIDENCES OF NEW LATE MESOZOIC EXTENSIONAL STRUCTURES IN LIAODONG PENINSULA 170
3.1. The Gudaoling granitic and migmatitic dome *170*
3.1.1. Upper unit 170
3.1.2. Lower unit (metamorphic core) 171
3.1.3. The Gudaoling detachment fault (GDF) 175
3.1.4. Strain intensity modelling within the dome 175
3.1.5. The supradetachement Wanfu Cretaceous basin and fracturing analysis within the dome 176
3.2. The Yinmawanshan pluton *180*
3.2.1. Relations between Yinmawanshan pluton and Gudaoling detachment fault 180

3.2.2. Strain intensity modelling within the pluton 181
3.2.3. Fracturing analysis within the pluton 183
4. PETROFABRIC STUDY IN THE GUDAOLING AND THE YINMAWANSHAN MASSIFS 183
4.1. Magmatic microstructure 183
4.2. Weak solid-state fabric 184
4.3. Moderate solid-state fabric 184
4.4. Intense solid-state fabric 184
4.5. Microstructures spatial distribution 185
5. ANISOTROPY MAGNETIC SUSCEPTIBILITY STUDY: A PETROFABRIC TOOL FOR GRANITIC ROCKS 188
5.1. AMS sampling 188
5.2. Laboratory measurements and direction analyses 188
5.3. Magnetic mineralogy 189
5.4. Magnetic fabrics 195
5.4.1. The Gudaoling dome 196
5.4.2. The Yinmawanshan pluton 197
6. GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS ON CRUSTAL MELTING 200
6.1. Sampling and analytical method 200
6.2. Age of crustal melting illustrated by migmatites U/Pb on zircon datation 202
7. DISCUSSION 202
7.1. Ductile, brittle and magnetic fabrics: implications for the bulk geometry of studied Late Mesozoic extensional structures 202
7.1.1. The Gudaoling MCC 202
7.1.2. The Yinmawanshan synkinematic pluton 203
7.2. Timing and tectonic history of the Gudaoling MCC and Yinmawanshan pluton 205
7.3. Crustal melting and extensional rate: enhancement of MCCs formation and exhumation 206
7.4. Relations between South Liaodong and Gudaoling MCCs: geodynamic implications 208
8. CONCLUSIONS 210
9. ACKNOWLEDGMENTS 210
REFERENCES (VOIR REFERENCES) 210

3. LA CHAINE DU YANSHAN : RESULTATS PRELIMINAIRES (GEOLOGIE STRUCTURALE ET ASM) 211

3.1. MASSIFS ETUDIES 211
3.1.1. Les plutons de Badaling et de Xuejiashiliang 211
3.1.2. Le pluton de Dahaituo 212
3.2. ETUDE STRUCTURALE DES MASSIFS GRANITIQUES 212
3.2.1. Les plutons de Badaling et de Xuejiashiliang 212
3.2.2. Le pluton de Dahaituo 213
3.3. ETUDE ASM DES MASSIFS GRANITIQUES 214
3.3.1. Echantillonnage et protocole expérimental 214
3.3.2. Minéralogie magnétique 215

3.3.3. Fabriques magnétiques *215*
3.3.3.1. Plutons de Badaling et de Xuejiashiliang 215
3.3.3.2. Pluton de Dahaituo 217

Chapitre 5 : Etude de l'extension à l'échelle crustale

1. RELATIONS ENTRE LES PICS DE MAGMATISME ET LES PICS D'EXTENSION 223

ARTICLE 3 223

1.1. INTRODUCTION 225
1.2. GEOLOGICAL SETTING 226
1.2.1. An overview 226
1.2.2. The Linglong MCC 226
1.2.3. The Guojialing synkinematic pluton 228
1.3. SAMPLE DESCRIPTION 228
1.4. ^{40}AR/^{39}AR AGES OF EXTENSIONAL STRUCTURES 229
1.5. LINK BETWEEN MAGMATISM AND EXTENSIONAL STRAIN AMOUNT 231
1.6. ACKNOWLEDGMENTS 232
REFERENCES CITED 232

2. MECANISMES D'EXTENSION CRUSTALE EN ASIE DE L'EST A LA FIN DU MESOZOÏQUE : EXEMPLE DES PENINSULES DU JIAODONG ET DU LIAODONG 233

ARTICLE 4 233

1. INTRODUCTION 235
2. CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL DES PENINSULES DU JIAODONG ET DU LIAODONG 236
3. LES OBJETS MARQUEURS DE L'EXTENSION DANS LES DEUX PENINSULES 238
3.1. La Péninsule du Liaodong 238
3.2. Péninsule du Jiaodong 239
4. ETUDE PETROSTRUCTURALE 243
4.1. Microstructures « magmatiques » 243
4.2. Microstructures liées à une déformation faible à l'état solide 244
4.3. Microstructures liées à une déformation modérée à l'état solide 244
4.4. Microstructures liées à une déformation intense à l'état solide 245
4.5. Répartition spatiale des microstructures 247
4.5.1. Les plutons de Weideshan et Haiyang 247
4.5.2. Le MCC du Linglong, les plutons « pinkish-reddish » et de Luanjiahe, et le pluton syncinématique de Guojialing 247
5. ETUDE DE L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (ASM) 250
5.1. Echantillonnage ASM 250
5.2. Mesures au laboratoire et analyse des directions 251
5.3. Minéralogie magnétique 251

5.3.1. Les plutons de Weideshan et de Haiyang 252
5.3.2. Le dôme extensif du Linglong 255
5.3.3. Le pluton syncinématique de Guojialing 255
5.3.4. Les plutons de Luanjiahe et « pinkish-reddish » 255
5.4. Fabriques magnétiques *256*
5.4.1. Les plutons de Weideshan et Haiyang 256
5.4.2. Le dôme extensif du Linglong 264
5.4.3. Le pluton syncinématique de Guojialing 264
5.4.4. Les plutons de Luanjiahe et « pinkish-reddish » 266
7. DISCUSSION 267
7.1. Modalités de l'extension de la croûte *267*
7.1.1. Une croûte étirée de manière hétérogène dans le temps et dans l'espace 267
7.1.2. Une croûte étirée et boudinée « en radeaux » 268
7.2. Des dômes extensifs sans croûte épaissie ? *270*
7.3. Estimation d'une vitesse de déformation selon une coupe à l'échelle de la croûte *271*
7.3.1. Description de la coupe à l'échelle de la croûte 271
7.3.2. Estimation de l'amincissement crustal le long de la coupe 273
7.3.3. Estimation de la vitesse d'extension le long de la coupe 274
8. CONCLUSIONS 275
REFERENCES 276

Chapitre 6 : Etude de l'extension à l'échelle lithosphérique

1. LA CINEMATIQUE DES BLOCS PENDANT L'EXTENSION : APPORTS DU PALEOMAGNETISME 281

ARTICLE 5 281

ABSTRACT 283
1. INTRODUCTION 284
2. GEOLOGICAL BACKGROUND 288
2.1. Jiaodong Peninsula *288*
2.2. Weideshan and Haiyang granitic plutons *289*
3. GEOCHRONOLOGICAL STUDY OF THE HAIYANG PLUTON 292
3.1.1. Sampling 292
3.1.2. Zircon U/Pb age of the Haiyang pluton 292
3.2. Biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Haiyang pluton *293*
3.2.1. Sampling 293
3.2.2. Biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of the Haiyang pluton 294
4. PALAEOMAGNETIC STUDY ON GRANODIORITIC ROCKS OF JIAODONG PENINSULA 295
4.1. Palaeomagnetic sampling *295*

4.2. Laboratory measurements *295*
4.3. Magnetic mineralogy *296*
4.4. Palaeomagnetic directional analysis *297*
4.4.1. Weideshan pluton 297
4.4.2. Haiyang pluton 298
5. DISCUSSION 299
5.1. Reliability and age of the magnetic remanence *300*
5.2. Is there Cretaceous rotation(s) within Jiaodong Peninsula? *304*
5.3. Relative motions between blocks and tectonic implications for eastern Asia *307*
6. CONCLUSIONS 309
ACKNOWLEDGEMENTS 311
APPENDIX A. U/PB ON ZIRCON METHOD 311
APPENDIX B. ^{40}AR/^{39}AR METHOD 312
REFERENCES 312

2. RELATIONS ENTRE LES STRUCTURES (OU DEFORMATIONS) DE LA CROUTE ET DU MANTEAU A TRAVERS LA LITHOSPHERE 313

2.1. L'ANISOTROPIE SISMIQUE DANS LE MANTEAU EN ASIE DE L'EST 313
2.2. L'ETIREMENT DANS LA CROUTE EN ASIE DE L'EST A LA FIN DU MESOZOÏQUE 316
2.3. COMPARAISON ENTRE LES DIRECTIONS D'ETIREMENT DANS LE MANTEAU ET DANS LA CROUTE EN ASIE DE L'EST 317

Chapitre 7 : Discussion, Modèle géodynamique

1. SYNTHESE DES STRUCTURES EXTENSIVES ET DES EVENEMENTS GEOLOGIQUES EN ASIE DE L'EST A LA FIN DU MESOZOÏQUE 327

2. LA DYNAMIQUE DE SUBDUCTION LE LONG DE LA MARGE EST-ASIATIQUE ENTRE LA FIN DU MESOZOÏQUE ET L'ACTUEL 333

2.1. CONFIGURATION ACTUELLE DES PANNEAUX PLONGEANTS DE LA MARGE EST-ASIATIQUE 334
2.2. RECONSTRUCTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES DE LA MARGE EST-ASIATIQUE 339
2.3. ANALOGIE ENTRE LA CONFIGURATION ACTUELLE ET PASSEE DES PANNEAUX PLONGEANTS 341
2.4. LIMITE DU CHAMP D'ACTION DU RETRAIT D'UNE PLAQUE SUBDUCTANTE SUR LA PLAQUE SUPERIEURE 342
2.5. L'ETIREMENT DANS LE MANTEAU EST-IL SYNCHRONE DE L'ETIREMENT DANS LA CROUTE A LA FIN DU MESOZOÏQUE ET AU CENOZOÏQUE ? 344

3. LES MECANISMES DE LA DEFORMATION LITHOSPHERIQUE EN ASIE DE L'EST A LA FIN DU MESOZOÏQUE 347

3.1. ESTIMATION DU ROLE DE LA TECTONIQUE DANS L'AMINCISSEMENT DE LA LITHOSPHERE 348
3.2. MODE DE DEFORMATION DE LA LITHOSPHERE EN ASIE DE L'EST 349

3.2.1. Rhéologie de la lithosphère continentale *349*
3.2.1.1. Lois de friction et de fluage, et paramètres utilisés 349
3.3.1.2. Les profils rhéologiques pour la lithosphère continentale 352
3.2.2. Conditions physiques pour la mise en place des MCC *355*
3.3. UN NOUVEAU MODE DE DEFORMATION DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE EN EXTENSION ? 357

4. MODELE GEODYNAMIQUE : EVOLUTION DE LA MARGE EST-ASIATIQUE (FIN MESOZOÏQUE A L'ACTUEL) 359

4.1. AVANT LE JURASSIQUE SUPERIEUR (AVANT J_3) 359
4.2. ENTRE LE JURASSIQUE SUPERIEUR ET LE CRETACE INFERIEUR (J_3-K_1) 359
4.3. LE CRETACE SUPERIEUR (K_2) 360
4.4. LE CENOZOÏQUE (MIOCENE) 361
4.5. LE PRESENT 361

Conclusions et perspectives (363)

Références Bibliographiques (367)

Annexes méthodologiques (401)

1. LE CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE 407

1.1. INTRODUCTION HISTORIQUE AU MAGNETISME 407
1.2. LE CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE : QUELQUES RAPPELS 412
1.2.1. L'origine du champ magnétique terrestre *412*
1.2.2. Le champ magnétique terrestre : un dipôle axial centré *413*
1.2.3. Les éléments du champ magnétique terrestre *416*

2. LA MINERALOGIE MAGNETIQUE 420

2.1. LES COMPORTEMENTS MAGNETIQUES DE LA MATIERE 420
2.1.1. Le diamagnétisme *420*
2.1.2. Le paramagnétisme *420*
2.1.3. Le ferromagnétisme s.l. *421*
2.2. RECONNAISSANCE DES MINERAUX MAGNETIQUES NATURELS 423
2.2.1. Aimantation rémanente isotherme (ARI) *423*
2.2.2. Thermomagnétisme (détermination du point de Curie) *424*
2.2.3. Cycles d'hystérésis et domaines magnétiques *425*
2.2.3.1. Cycles d'hystérésis 425
2.2.3.2. Notions de domaines magnétiques 426
2.2.4. Autres méthodes de reconnaissance *428*

3. L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (ASM) 429

3.1. POURQUOI UTILISER L'ASM ? LES FABRIQUES MAGNETIQUES : UN OUTIL PETROSTRUCTURAL 429
3.2. METHODE DE L'ASM 430
3.2.1. Définition et principe 430
3.2.2. Analyse statistique 432
3.2.2.1. Paramètres de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique 433
3.2.2.2. Analyse des directions de l'ellipsoïde 434
3.2.3. Représentation graphique des mesures de l'ASM 435
3.3. ECHANTILLONNAGE POUR UNE ETUDE ASM 436
3.3.1. Prélèvement des échantillons sur le terrain 436
3.3.2. Préparation des échantillons au laboratoire 437
3.4. LES APPAREILS DE MESURE DE L'ASM 438
4. LE PALEOMAGNETISME 439
4.1. ACQUISITION DE L'AIMANTATION 439
4.2. ETUDE DE L'AIMANTATION DES ROCHES 440
4.2.1. Mesure de l'aimantation 440
4.2.2. Désaimantation des roches 440
4.2.4. Représentation de l'aimantation 442
4.2.5. Analyse des directions 443
1. GENERALITES 449
2. LA METHODE DE DATATION ^{40}AR/^{39}AR 450
2.1. HISTORIQUE ET PRINCIPE DE LA METHODE 450
2.2. PROTOCOLE EXPERIMENTAL 453
2.2.1. Préparation des échantillons à dater 453
2.2.2. Analyse des échantillons en laboratoire 454
2.2.3. Spectre d'âges et diagramme isochrone 455
2.2.4. Signification(s) des âges ^{40}Ar/^{39}Ar 457
3. LA METHODE DE DATATION U/PB SUR ZIRCON 459
3.1. PRINCIPE DE LA METHODE 459
3.2. PROTOCOLE ET REPRESENTATION GRAPHIQUE 460
1. RAPPELS THEORIQUES 467
2. MESURE RELATIVE DE LA PESANTEUR ET ANOMALIE DE BOUGUER 470
2.1. APPAREILLAGE DE MESURE RELATIVE DE LA PESANTEUR : LE GRAVIMETRE A RESSORT 470
2.2. L'OBTENTION DE L'ANOMALIE GRAVIMETRIQUE DE BOUGUER COMPLETE 471

Introduction générale

La notion de « lithosphère », définie comme étant la couche la plus superficielle et la plus résistante de notre planète a été proposée par Barrel dès 1914, puis reprise et diffusée par d'autres auteurs (ex. Daly, 1940 ; Holmes, 1965). La lithosphère surmonte une couche de moindre résistance, l'asthénosphère. Ces considérations sont à l'origine du concept de la tectonique des plaques (fin des années 1960 ; ex. McKenzie et Parker, 1967 ; Le Pichon, 1968 ; Morgan, 1968) désormais admis par l'ensemble de la communauté scientifique en Sciences de la Terre. Les domaines océaniques et continentaux du globe sont étroitement liés aux mouvements des plaques lithosphériques au cours des temps géologiques. En effet, la convergence ou la divergence aux limites de plaques pourront induire respectivement la formation d'une chaîne de montagnes ou d'une dorsale océanique. Ainsi, la lithosphère, qu'elle soit continentale ou océanique sera alors soumise à des contraintes différentes.

Il a depuis longtemps été reconnu que la lithosphère continentale soumise à un régime tectonique en extension se déforme en formant des structures différentes (ex. England, 1983 ; Buck, 1991 ; Corti et al., 2003). En effet, trois modes d'extension de la lithosphère continentale ont été proposés par Buck (1991) : (1) « rift étroit », (2) « rift large » et (3) « Core Complex ». Le graben du Rhin ou le rift Est-Africain sont des exemples remarquables du mode « rift étroit ». La région du Great Basin aux Etats-Unis illustre bien le mode « rift large ». Certaines îles des Cyclades, en Grèce, sont des dômes extensifs (ou Metamorphic Core Complex, MCC) typiques du mode « Core Complex ». Des conditions spécifiques

caractérisent chacun de ces trois modes. Ainsi, un rift étroit est une région de quelques dizaines de kilomètres associée à une croûte initialement non épaissie, et dont les forces aux limites sont le moteur de l'extension continentale. Les rifts larges et les MCC sont des régions dont la largeur respective atteint plusieurs centaines de kilomètres et dizaines de kilomètres. Elles sont toutes les deux associées à un important flux de chaleur (> 90 $mW.m^{-2}$) et à une croûte préalablement épaissie (> 45-60 km).

En Asie de l'Est, une extension continentale a eu lieu de la fin du Mésozoïque au Cénozoïque (ex. Ren et al., 2002). La région affectée par cette extension s'étend de la Mongolie à la Chine du Sud, du nord vers le sud ; et du Désert de Gobi au Japon, en passant par la Chine du Nord et la Péninsule Coréenne, de l'ouest vers l'est. Cette période est associée à une importante activité magmatique (ex. Wu et al., 2005a) et à un amincissement lithosphérique exceptionnel de plus de 100 km d'épaisseur (Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998). Le développement de MCC, associant roches métamorphiques et plutoniques, ainsi que de bassins sédimentaires intracontinentaux a également été décrit à travers toute l'Asie de l'Est (ex. Davis et al., 1996 ; Meng, 2003 ; Lin et Wang, 2006). Les dômes extensifs (ou MCC) sont présentés comme typiques du mode d'extension faisant suite à un épaississement de la croûte continentale tel qu'il a pu être décrit, par exemple, dans la région du Basin & Range (ex. Davis et Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980 ; Lister et Davis, 1989). Or, en Asie de l'Est, aucun épaississement préalable de la croûte n'a pu être identifié pour la fin du Mésozoïque. Il semble donc que d'autres mécanismes puissent être en jeu et que cette région soit un site unique permettant d'appréhender les modalités de l'extension et du comportement mécanique de la lithosphère continentale dans son ensemble.

Ce travail de thèse vise à mieux comprendre les mécanismes à l'origine de cette déformation lithosphérique (jamais abordés) ainsi que du moteur de l'extension (encore vivement discuté). Pluridisciplinaire, cette étude apporte de nouvelles contraintes à partir de l'analyse de la déformation finie (ductile ou fragile), du magnétisme des roches (ASM, paléomagnétisme), de la géochronologie (U/Pb sur zircon et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur monograins) et de la gravimétrie. L'originalité de cette étude est de procéder à l'intégration des données de nature et d'échelle variées (massif, croûte, lithosphère) afin d'obtenir une vision globale du processus de déformation de la lithosphère continentale et de pouvoir proposer *in fine*, un modèle géodynamique.

Etant donné que ce travail s'intéresse aux processus d'extension de la lithosphère continentale, le **Chapitre 1** fait état des connaissances sur les modalités d'extension de cette couche rigide du globe, ainsi que d'une présentation d'exemples régionaux.

Le **Chapitre 2** dresse l'état des lieux des connaissances portant sur l'extension qui a eu lieu à la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est.

Le **Chapitre 3** expose les nombreuses questions soulevées par l'épisode extensif en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque, et la démarche d'étude adoptée dans ce travail pour pouvoir comprendre les mécanismes de cette extension continentale. Les zones d'étude choisies pour ce travail de thèse sont également décrites.

Cette thèse s'appuie sur l'intégration de données variées à des échelles différentes : massif (**Chapitre 4**), croûte (**Chapitre 5**) et lithosphère (**Chapitre 6**).

Le **Chapitre 4** présente les résultats de l'analyse de la déformation finie, des données d'ASM, géochronologiques et de gravimétrie pour les massifs du Linglong (article 1 ; Province du Shandong) et du Gudaoling (article 2 ; Province du Liaoning). L'article 1 est publié dans la revue « Journal of Asian Earth Sciences ». L'article 2 est une version préliminaire. Ce chapitre montre la nécessité de bien considérer la nature différente des structures en termes de quantité d'extension, notamment par l'opposition MCC *vs.* pluton. Il est montré que l'extension en Asie de l'Est peut être plus ancienne que ce qui est généralement décrit dans la littérature.

Le **Chapitre 5** s'articule autour de deux articles (article 3, version à soumettre à une revue à note courte ; article 4, version préliminaire en français). L'article 3 vise à montrer le lien non systématique entre les pics de magmatisme et les périodes d'extension. L'article 4 expose les modalités d'extension de la croûte et permet de faire une estimation de l'épaisseur crustale avant l'extension ainsi que de la vitesse de déformation le long d'un profil type.

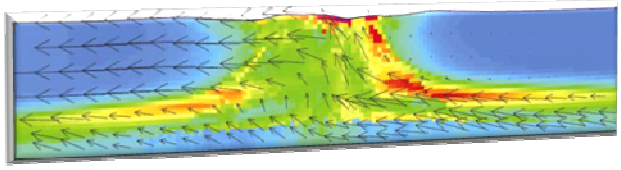
Le **Chapitre 6** étudie l'implication du mouvement des blocs lithosphériques dans l'extension continentale grâce à une étude paléomagnétique (article 5, version à soumettre à la revue « Physics of the Earth and Planetary Interiors – Special Issue »). De plus, une analyse comparée des directions d'étirement dans la croûte et dans le manteau est faite pour pouvoir établir s'il existe ou non un lien entre structures de surface et profondes.

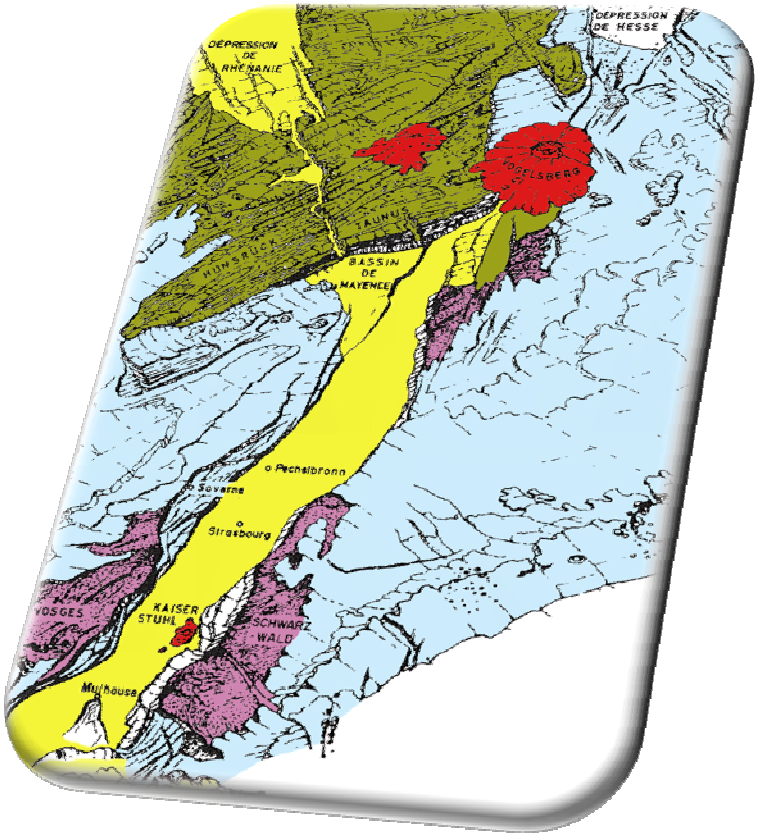
Enfin, le **Chapitre 7** fait la synthèse des résultats obtenus permettant ainsi de discuter des modalités mécaniques de l'extension de la lithosphère continentale. Cette compréhension permet de proposer un modèle géodynamique, autrement dit proposer d'expliquer le moteur de l'extension continentale en Asie de l'Est.

Chapitre 1

L'extension de la lithosphère continentale

大陆岩石圈伸展





Modèle thermo-mécanique numérique de la formation d'un MCC (Tirel et al., 2008), vue cavalière du graben du Rhin (Cloos, 1955).

Chapitre 1

L'extension de la lithosphère continentale

1. LA LITHOSPHERE CONTINENTALE 25

2. LES MODES D'EXTENSION DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE 28

2.1. LE MODE « RIFT ETROIT » 29

2.2. LE MODE « RIFT LARGE » 30

2.3. LE MODE « CORE COMPLEX » 31

3. EXEMPLES REGIONAUX 34

3.1. « RIFT ETROIT » : LE RIFT OUEST-EUROPEEN, LE GRABEN DU RHIN (FRANCE-ALLEMAGNE) 34

3.2. « RIFT LARGE » ET « CORE COMPLEX » : LE BASIN & RANGE (ETATS-UNIS, MEXIQUE) 37

3.3. « RIFT LARGE » ET « CORE COMPLEX » : LA MER EGEE 41

1. La lithosphère continentale

La Terre est divisée en plusieurs enveloppes concentriques dont les propriétés chimiques (minéraux) et physiques (rhéologie) sont différentes (**Fig. 1.1**). D'un point de vue chimique, il est possible de délimiter plusieurs couches : (1) la croûte constituée essentiellement de quartz, feldspaths et pyroxènes pour la croûte continentale, (2) le manteau composé d'olivines, pyroxènes et oxydes et (3) le noyau composé de fer et de nickel (**Fig. 1.1**). D'un point de vue physique, l'étude de la rhéologie (étude de la déformation des roches sous l'effet des contraintes qui leur sont appliquées) à travers le globe permet de distinguer la lithosphère, couche résistante comportant la croûte et la partie sous-crustale du manteau supérieur, de l'asthénosphère, moins résistante comprenant la partie inférieure du manteau supérieur (**Fig. 1.1**).

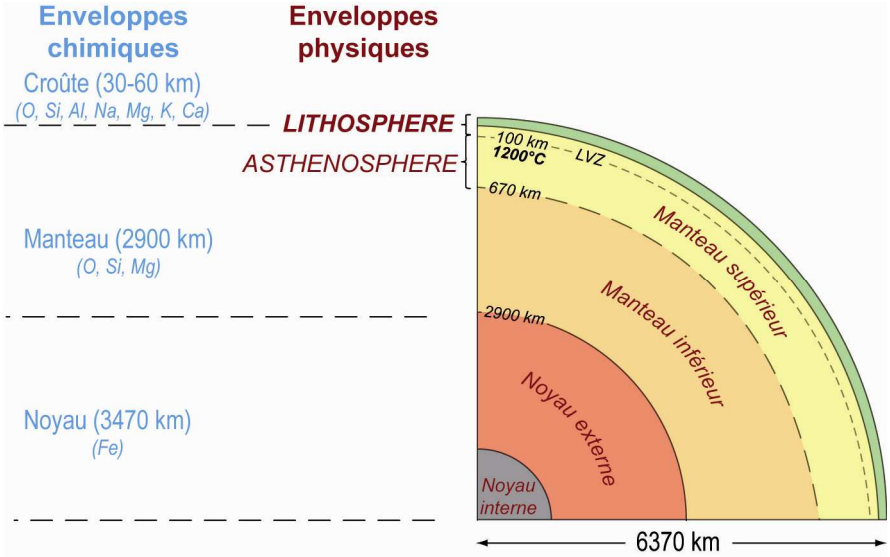


Figure 1.1 : Structure générale de la Terre avec ses différentes enveloppes. La limite inférieure de la lithosphère est définie par la LVZ (low velocity zone) et l'isotherme 1200°C.

La lithosphère constitue donc la couche superficielle et résistante de la Terre solide, et est morcelée en plusieurs plaques dites lithosphériques reposant sur l'asthénosphère moins résistante. La limite inférieure de la lithosphère peut être définie par des critères d'ordre sismique ou encore thermique. En effet, sous les continents est observé un ralentissement des ondes sismiques P et S aux alentours de 120-150 km qui marque la traversée d'un milieu moins rigide, dont la viscosité diminue rapidement et constitue la « zone de moindre vitesse » ou « low velocity zone » (LVZ ; **Fig. 1.1**). D'un point de vue thermique, cette zone correspond en moyenne à l'isotherme 1200°C (**Fig. 1.1**). Il est à noter que l'épaisseur lithosphérique varie en fonction du lieu considéré. Ainsi, la lithosphère peut s'avérer très

épaisse à l'aplomb des vieux cratons avec une épaisseur pouvant aller jusqu'à 200-300 km, mais également très mince sous les dorsales (10-15 km).

La lithosphère continentale est composée d'une croûte continentale et d'une partie du manteau supérieur dont les compositions moyennes ont été estimées comme étant respectivement proches de celles du granite et de la péridotite (Ronov et Yaroshevsky, 1956 ; Ringwood et Hart, 1969). Il est évident que de telles différences lithologiques impliquent des résistances différentes pour la croûte et le manteau essentiellement dues aux différences de résistance des minéraux principaux composant les matériaux naturels de ces enveloppes (i.e. le quartz pour le granite et l'olivine pour la péridotite). L'établissement des lois rhéologiques de friction pour le comportement fragile (Byerlee, 1978) et de fluage pour le comportement ductile (ex. Goetze et Evans, 1979), sur la base de la relation étroite entre déformation et résistance des matériaux considérés, a permis de faire apparaître le concept d'enveloppe rhéologique ou profil de résistance maximale de la lithosphère (Sibson, 1977 ; Bird, 1978 ; Goetze et Evans, 1979 ; Kirby, 1980 ; Sawyer, 1985). Ainsi, pour la lithosphère continentale en extension, grâce à l'extrapolation des résultats expérimentaux à l'échelle lithosphérique (Brace et Kohlstedt, 1980) et aux études de la mécanique de la lithosphère (Ranalli et Murphy, 1987 ; Brun, 2002 ; Handy et Brun, 2004 ; Gueydan et al., 2008), un profil de résistance typique a été proposé (**Fig. 1.2**), avec : (1) une croûte supérieure fragile (loi de friction ou loi de Byerlee) passant à (2) une croûte inférieure ductile (loi de fluage du quartz), surmontant (3) un manteau sous-crustal à la partie haute fragile (loi de friction) et (4) à la partie basse plus ductile (loi de fluage de l'olivine). Ce modèle de résistance de la lithosphère dit du « jelly sandwich » (**Fig. 1.3**) n'explique cependant pas, dans les zones déformées, la quasi absence de séismes dans le manteau. Certains auteurs (Maggi et al., 2000 ; Jackson, 2002) considèrent alors pour les zones déformées, que toute la résistance de la lithosphère réside dans la croûte et non dans le manteau, c'est le modèle dit de « crème brûlée » (**Fig. 1.3**). De récents travaux (Précigout, 2008) permettraient de relier ces deux modèles opposés, en considérant une nouvelle rhéologie de l'olivine grâce notamment à l'étude de massifs de péridotites déformées et à la modélisation numérique. En effet, un manteau sous-continental entièrement ductile permettrait de localiser la déformation par fluage, grâce à la réduction dynamique des tailles de grains d'olivine par mécanisme de glissement en bordure de grain (grain boundary sliding, GBS), et serait donc une alternative à un manteau sous-continental considéré précédemment comme fragile (Précigout et al., 2007 ; Précigout et Gueydan, 2009). Ainsi, au cours d'une déformation à long terme ($\geq 10^6$ an) de la lithosphère continentale, le profil de résistance de celle-ci passerait d'un modèle « jelly sandwich » avec une localisation de la déformation dans

le manteau, à un modèle « crème brûlée » où la déformation se localise dans la croûte, induit par le fluage du aux glissements en bordure de grain des olivines (**Fig. 1.3** ; Précigout et Gueydan, 2009).

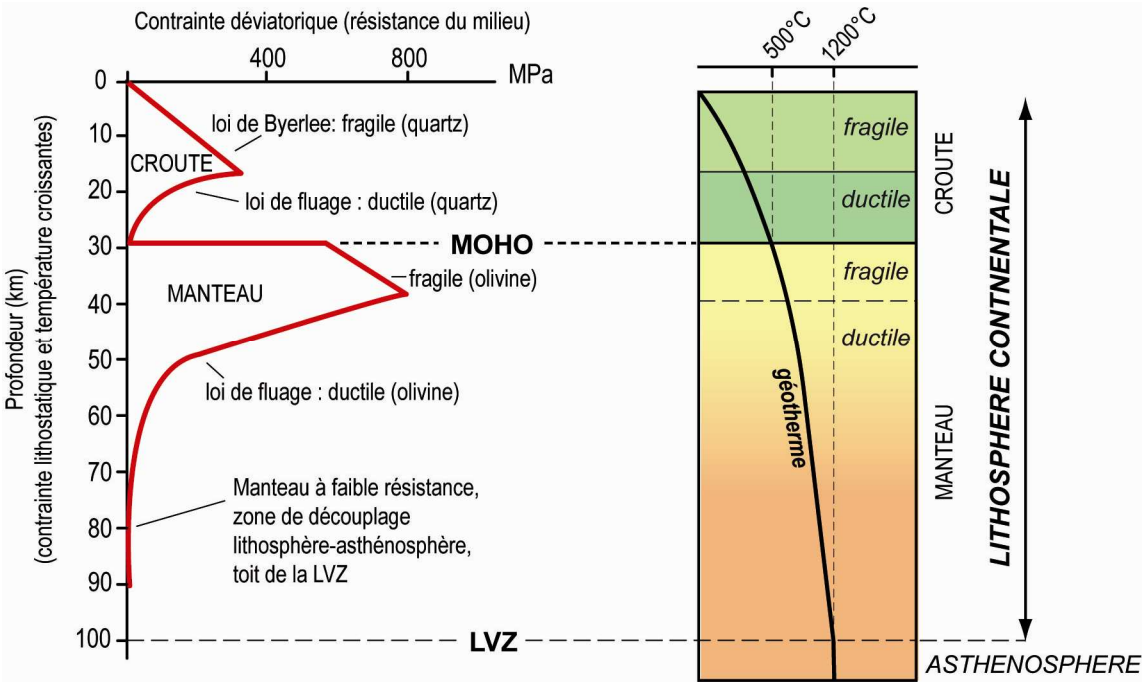


Figure 1.2 : Profil de résistance typique de la lithosphère continentale en extension et évolution du géotherme.

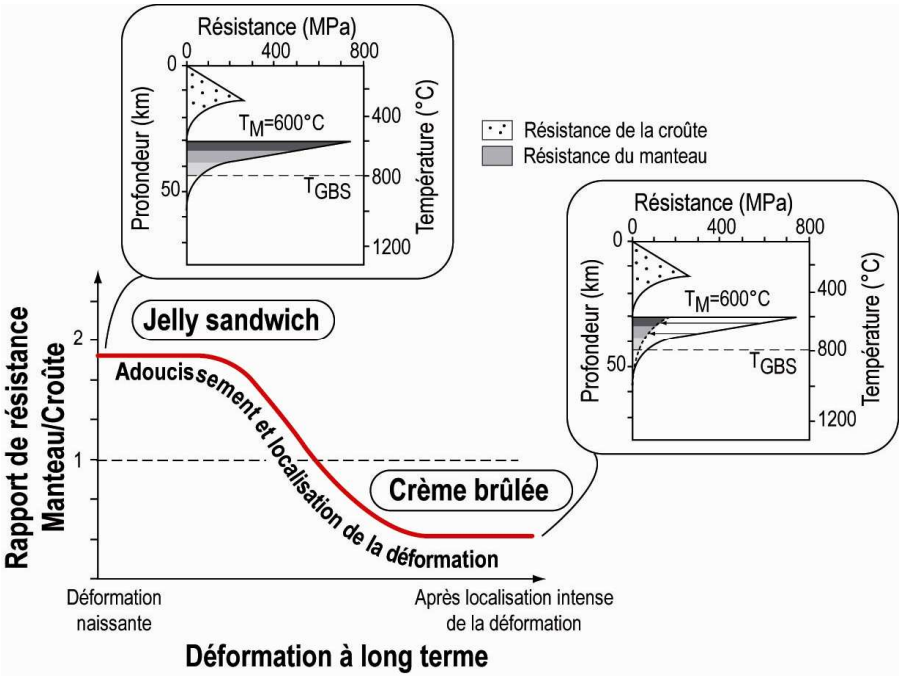


Figure 1.3 : Passage d'un modèle de résistance pour la lithosphère continentale de type « jelly sandwich » à « crème brûlée » du au glissement en bordure de grain induisant un adoucissement et une localisation de la déformation à long terme. T_M : Température au Moho. T_{GBS} : Température de glissement en bordure de grain, au-dessus de laquelle le manteau n'est plus résistant. Modifié d'après Précigout et Gueydan (2009).

Par conséquent, l'étude de la rhéologie de la lithosphère continentale démontre que la résistance se concentre essentiellement dans la croûte supérieure et le manteau sous-continental, ces deux dernières couches étant encadrées par des couches de plus faible résistance. Les deux modèles de résistance pour la lithosphère continentale (i.e. « jelly sandwich » et « crème brûlée ») impliquent des comportements différents qui se traduisent par une déformation différente de la lithosphère à contexte tectonique équivalent. England (1983) avait déjà remarqué que pour des contextes tectoniques similaires (ici, en extension), la déformation de la croûte (et par conséquent de la lithosphère) pouvait être différente, prenant pour exemples la région du Basin & Range (succession de rifts et grabens sur 800 km de large) et le rift Est-Africain ou encore le graben du Rhin (rift d'une centaine de kilomètres de large). Il existe donc plusieurs modes d'extension pour la lithosphère continentale inhérents à la rhéologie de celle-ci.

2. Les modes d'extension de la lithosphère continentale

Depuis de nombreuses années, il a été reconnu que la lithosphère continentale soumise à un régime extensif se déforme en donnant naissance à des rifts étroits et des rifts larges (ex. England, 1983 ; Buck, 1991 ; Brun, 1999 ; Corti et al., 2003). Dans les années 1980, un troisième type de mode d'extension de la lithosphère continentale a été décrit à travers l'étude des dômes métamorphiques extensifs de la région du Great Basin (Etats-Unis) : le mode « core complex » (ex. Davis et Coney, 1979).

Selon Buck (1991), trois modes peuvent caractériser l'extension de la lithosphère continentale : (1) le mode « rift étroit », (2) le mode « core complex » et (3) le mode « rift large » (**Fig. 1.4**) dont les modalités sont exposées ci-dessous.

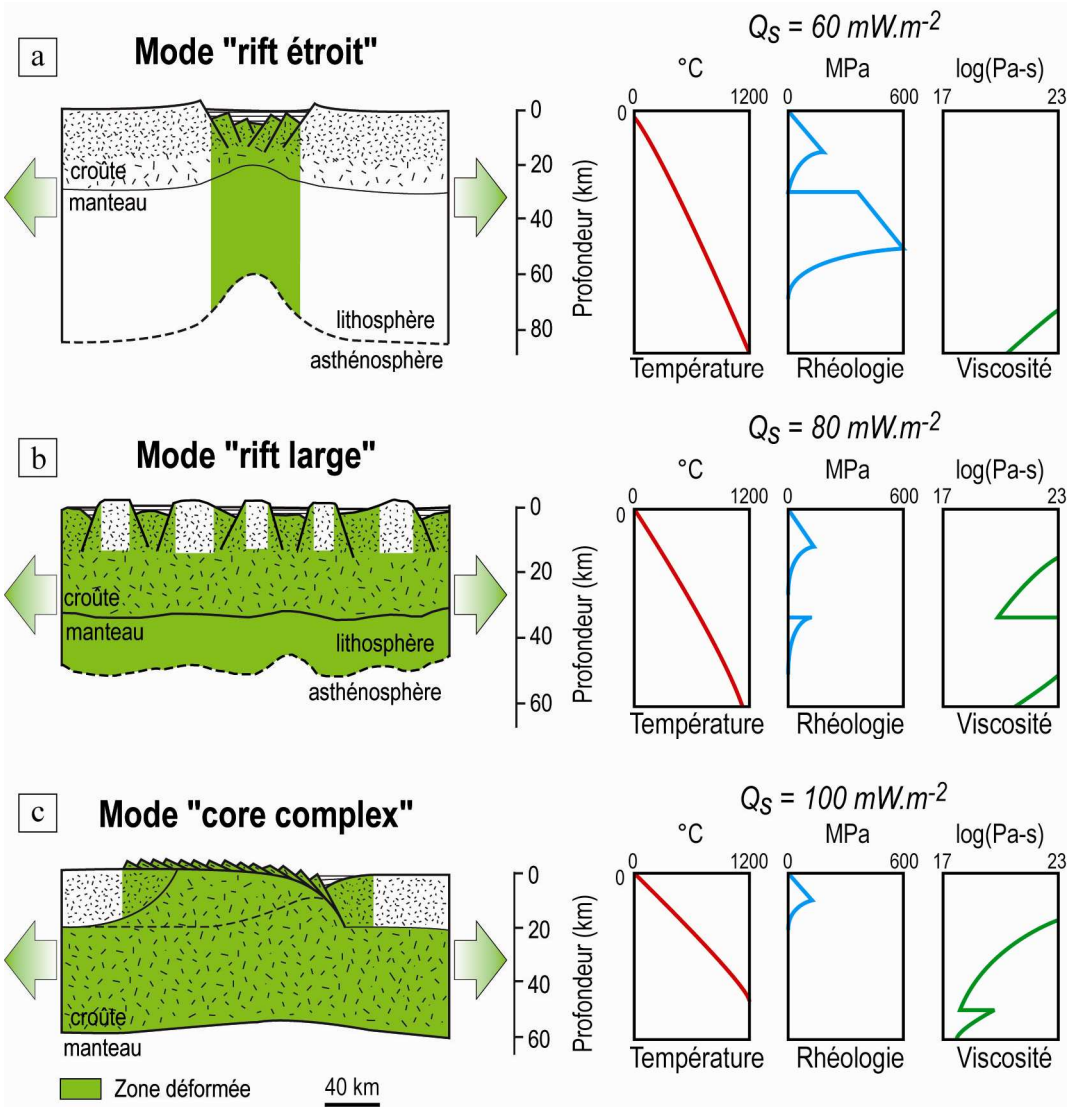


Figure 1.4 : Les différents modes d'extension de la lithosphère continentale. Q_S : flux de chaleur en surface initial. Modifié d'après Buck (1991).

2.1. Le mode « rift étroit »

Les exemples naturels typiques du mode d'extension « rift étroit » sont le rift Est-Africain, le rift Ouest-Européen, le rift du Rio Grande, le rift du Baïkal ou encore le nord de la Mer Rouge (ex. Artemjev et Artyushkov, 1971 ; Illies et Greiner, 1978 ; Bonatti, 1985 ; Morgan et al., 1986 ; Rosendahl, 1987 ; Ziegler, 1995). Ces zones de rift sont caractérisées par une forte extension localisée de la croûte et du manteau lithosphérique sur une bande d'environ 100-150 km de large où prédomine le développement intense de failles normales (Buck, 1991 ; **Fig. 1.4a**). Le remplissage sédimentaire de la dépression est en général accommodé par une ou deux zones de failles normales majeures situées en bordure du rift. Le rift étroit est caractérisé par des gradients d'épaisseur crustale et topographique très forts de part et d'autre. Au sein de la région déformée, la croûte continentale est amincie, même si sur

les épaulements du rift un épaississement relatif peut être observé et interprété comme l'intrusion de corps magmatiques ou du au fluage de niveaux crustaux plus profonds (ex. Zeyen et al., 1996 ; Burov et Cloetingh, 1997 ; Prodehl et al., 1997 ; Ziegler et Cloetingh, 2003). Le flux de chaleur en surface relativement élevé comparé aux régions adjacentes au sein de la dépression topographique, ainsi que les ralentissements des ondes sismiques à l'aplomb du rift sont autant d'arguments pour considérer la présence d'un manteau supérieur (voire asthénosphérique) chaud, témoin d'un amincissement lithosphérique (ex. Prodehl et al., 1997) ou d'une remontée du manteau au niveau de la croûte amincie. Du point de vue rhéologique, le mode « rift étroit » se caractérise par une croûte supérieure fragile et une croûte inférieure ductile surmontant un manteau supérieur fragile puis ductile (**Fig. 1.4a**). De ce fait, les failles fragiles développées dans la croûte supérieure sont prises en relais par des zones de cisaillement ductile dans la croûte inférieure. En outre, les forces internes (dites de volume) au système sont négligeables, ce qui implique que la dynamique extensive soit liée aux forces externes (dites aux limites). Les estimations moyennes pour l'extension crustale associée au mode « rift étroit » restent modestes (<30 %). Buck (1991) remarqua que les rifts étroits se formaient au sein d'une lithosphère ayant un flux de chaleur initial toujours inférieur à 60-70 $mW.m^{-2}$ (**Fig. 1.4a**) et que l'épaisseur crustale initiale était inférieure à 40 km.

2.2. Le mode « rift large »

Les régions du Basin & Range, de la Mer Egée ou du plateau du Tibet illustrent parfaitement le mode d'extension « rift large » (ex. Armijo et al., 1986 ; Hamilton, 1987 ; Jackson, 1994). Le mode « rift large » (ou rift diffus) consiste en un amincissement uniforme de la croûte et du manteau lithosphérique dont la largeur de la zone amincie est supérieure à l'épaisseur de la lithosphère considérée (**Fig. 1.4b**). La distribution de la déformation donne lieu à une morphologie de surface typique avec une alternance de ressauts et de dépressions topographiques, autrement dit une structure alternant horsts et grabens (**Fig. 1.4b**). La largeur de la région affectée par ce mode d'extension est de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres pouvant même atteindre plus de 1000 km. Les rifts larges sont caractérisés par une forte déformation extensive qui n'est pas répartie de façon uniforme à travers la région affectée. En effet, l'extension crustale dans le Basin & Range est de l'ordre de 50-100 % en général (ex. Hamilton et Myers, 1966 ; Zoback et al., 1981 ; Wernicke, 1982 ; Wernicke, 1992), mais se partitionne entre des zones extrêmement étirées (100-400 %) et des zones faiblement voire nullement étirées (<10 % ; ex. Miller et al., 1983 ; Gans, 1987 ; **Fig. 1.4b**).

Malgré ces forts changements des taux d'extension, le gradient d'épaisseur crustale est faible et montre une épaisseur de la croûte uniforme sous la zone affectée par l'extension en mode « rift large » (**Fig. 1.4b**). L'épaisseur crustale actuelle déduite des données sismiques dans la région du Basin & Range est égale à 30-35 km. En considérant les taux d'extension, l'épaisseur crustale initiale serait supérieure à une valeur de 50 km, amenant à considérer une croûte préalablement épaissie. Buck (1991) remarqua que les flux de chaleur initiaux pour ces régions de rifts larges étaient particulièrement élevés, et toujours supérieurs à 90 $mW.m^{-2}$ (**Fig. 1.4b**). La stratification rhéologique de la lithosphère montre une croûte supérieure fragile et une croûte inférieure ductile surmontant un manteau lithosphérique entièrement ductile (**Fig. 1.4b**). De plus, la résistance de la lithosphère est beaucoup plus faible comparée à celle du mode « rift étroit ». Cette rhéologie particulière serait expliquée par l'apport d'une source de chaleur importante tel un sous-placage magmatique permettant le fluage de la croûte inférieure amenant au maintien d'un Moho « plat » (ex. Gans, 1987 ; Hauser et al., 1987 ; McCready et al., 1997) et à la répartition assez diffuse de la déformation. Le moteur de cette extension serait attribué à l'écroulement sous son propre poids d'une croûte épaissie au cours de la formation d'une chaîne de montagnes, autrement dit un écroulement post-orogénique. Ainsi, les forces motrices de l'extension pour le mode « rift large » seraient les forces internes (dites de volume), et non les forces externes (dites aux limites).

2.3. Le mode « core complex »

Un troisième mode d'extension de la lithosphère continentale, le mode « core complex » (**Fig. 1.4c**), a été défini par Buck (1991) sur la base de la découverte dans les années 1980 d'un objet géologique particulier dans la région du Basin & Range : le « Metamorphic Core Complex » (MCC ; ex. Crittenden et al., 1978 ; Davis et Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980 ; Lister et Davis, 1989). Néanmoins, un MCC (ou dôme métamorphique extensif) est souvent associé à un contexte extensif en mode « rift large », ce qui a amené Brun (1999) à considérer cette structure géologique non comme un mode d'extension à part entière, mais comme une anomalie au sein du mode « rift large ».

Un « Metamorphic Core Complex » (MCC) est caractérisé par deux unités (inférieure et supérieure) distinctes séparées l'une de l'autre par une zone de détachement majeur (**Fig. 1.5**). L'unité inférieure se compose essentiellement de roches métamorphiques migmatitiques et plutoniques affectées par une déformation ductile et dont les enveloppes des plans de foliation dessinent une structure en dôme. L'unité supérieure est composée de roches non

métamorphiques ou avec un métamorphisme antérieur au MCC, ainsi que de dépôts sédimentaires syntectoniques, autrement dit synchrones de la déformation. Ces deux unités sont séparées par une zone de détachement majeur, généralement peu pentée de forme convexe vers le haut, passant d'une zone mylonitique en profondeur à un système de failles normales fragiles vers la surface (**Fig. 1.5** ; Brun et Van Den Driessche, 1994). La déformation qui accompagne la formation d'un MCC est caractérisée par une intense déformation cisaillante de cinématique normale dans la zone de détachement (**Fig. 1.5**).

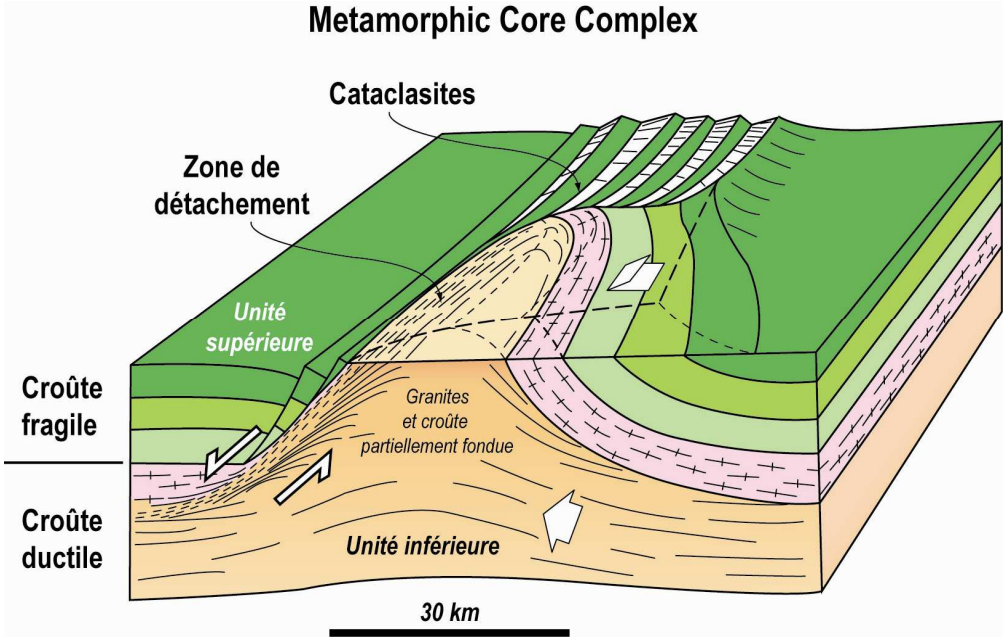


Figure 1.5 : Bloc diagramme idéalisé d'un dôme métamorphique extensif ou « metamorphic core complex » (modifié d'après Brun et Van Den Driessche, 1994).

L'origine de la zone de détachement fait l'objet d'un débat animé depuis de nombreuses années (ex. Wernicke, 1981, 1985 ; Buck, 1988 ; Wernicke et Axen, 1988 ; Tirel et al., 2006, 2008). Sur la base de modèles numériques thermo-mécaniques récents, il semblerait que le détachement ne se formerait pas avant le dôme, mais serait bien une conséquence de l'exhumation du dôme métamorphique extensif (**Fig. 1.6a** ; Tirel et al., 2006, 2008).

La connaissance des conditions initiales pour la formation d'un MCC est très limitée (Buck, 1991). En effet, les MCC sont pour la plupart affectés tardivement par d'autres épisodes tectoniques. Sur la base d'exemples régionaux actuels (Altiplano et le Tibet ; Jaupart et al., 1985 ; Henry et Pollack, 1988), Buck (1991) propose que les conditions initiales pour le mode « core complex » soient un flux de chaleur élevé, égal ou supérieur à 90 $mW.m^{-2}$ et une épaisseur crustale de l'ordre de 60 km (**Fig. 1.4c**). Les modèles numériques thermo-mécaniques récents imposent des conditions initiales minimales pour le développement d'un

MCC, à savoir une température initiale au Moho de 800°C, un flux de chaleur élevé et une croûte préalablement épaissie de 45 km (**Fig. 1.6b** ; Tirel et al., 2008). Ainsi, le manteau lithosphérique est entièrement ductile et sa résistance est comparable à celle de la croûte inférieure. De ce fait, la partie amincie de la croûte supérieure fragile est compensée par une remontée de la croûte moyenne et inférieure ductile sans remontée localisée du Moho. Le mode « core complex » résulte d'un écroulement post-orogénique, au même titre que le mode « rift large », mettant en évidence la prédominance des forces de volume.

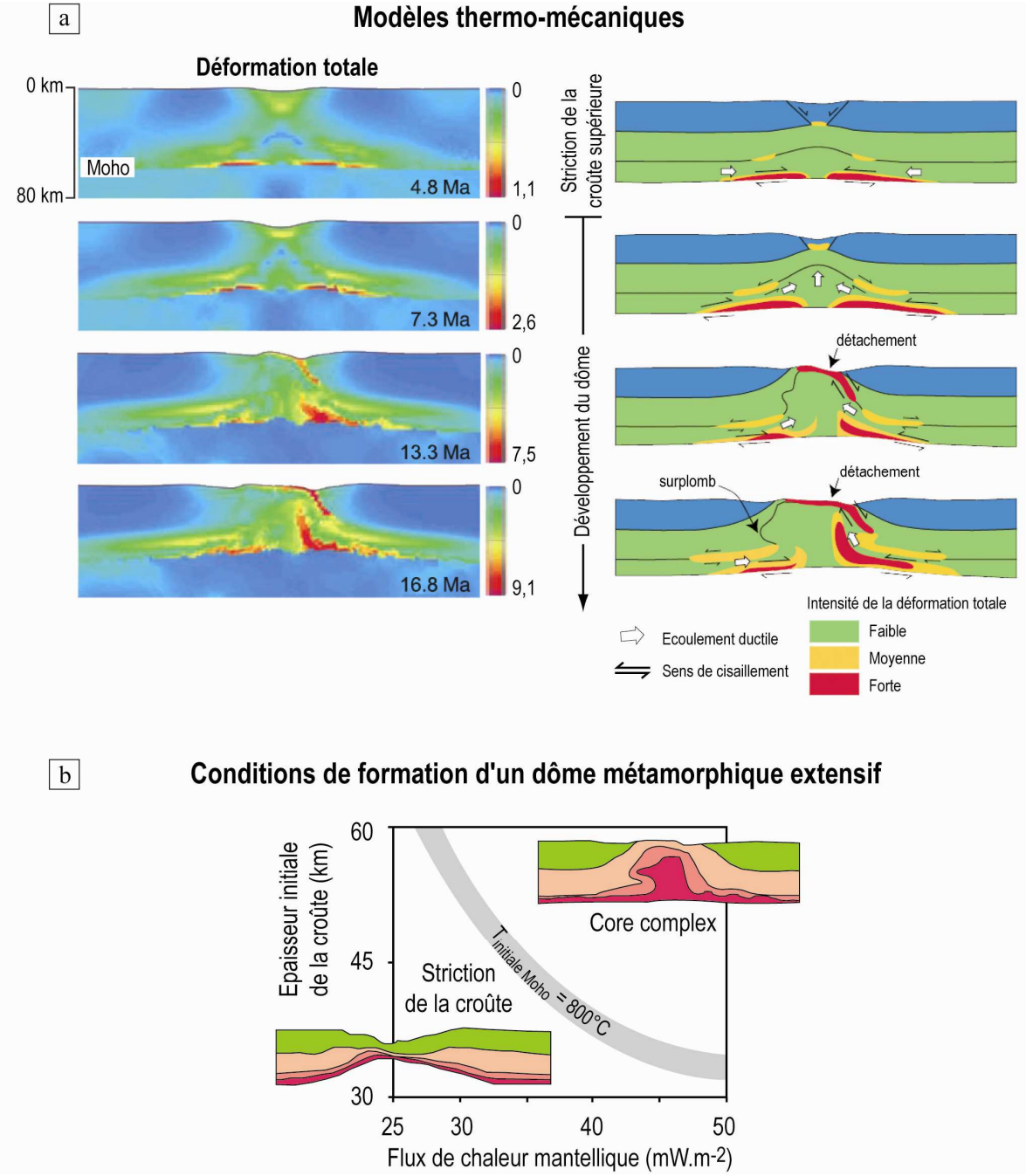


Figure 1.6 : (a) Modèles thermo-mécaniques du développement d'un dôme métamorphique extensif. La température initiale au Moho est égale à 830°C. (b) Conditions de formation d'un dôme métamorphique extensif. Modifié d'après Tirel et al. (2008).

3. Exemples régionaux

3.1. « Rift étroit » : le rift Ouest-Européen, le graben du Rhin (France-Allemagne)

Le rift Ouest-Européen est l'un des plus importants rifts continentaux avec le rift Est-Africain. S'étendant sur plus de 1000 km, de la mer Méditerranée à la mer du Nord, ce rift intracontinental se compose de plusieurs grabens (**Fig. 1.7a** ; Graben du Rhin, Limagnes, Fossé de la Bresse, Fossé d'Alès, etc.). Un volcanisme non actif matérialisé par l'Auvergne et la région rhénane lui est associé (**Fig. 1.7a ;** Mattauer, 1973). Ce paragraphe se concentrera sur le graben du Rhin, situé dans la partie centrale de ce rift majeur. Le graben du Rhin (situé à la frontière franco-allemande) est une dépression de 300 km de long, large de 30 à 40 km et d'une altitude moyenne de 100-200 m (**Fig. 1.7b**). Il est entouré par deux massifs culminant jusqu'à 1500 m formant les épaulements du graben, celui des Vosges et de la Forêt Noire à l'ouest et à l'est, respectivement (**Figs. 1.7b et 1.7c**). Le volcanisme dans le graben du Rhin est marqué par la présence des massifs du Vogelsberg et du Kaiserstuhl d'âge essentiellement Miocène (**Fig. 1.7c**).

Du point de vue de la structure superficielle, le graben est bordé à l'ouest et à l'est par deux zones de failles majeures orientées globalement N-S, avec un fort pendage (~75°) et un rejet vertical pouvant atteindre jusqu'à 1800 m. La sédimentation débute à l'Eocène supérieur (~40 Ma), continue pendant l'Oligocène (34-23 Ma), et se poursuit durant tout le Miocène (23-5 Ma) et le Quaternaire dans la partie septentrionale du bassin. L'épaisseur sédimentaire varie de façon longitudinale, passant de 3500 à 1000 m d'épaisseur. L'épaisseur maximale de dépôt au nord, n'est pas située au centre du graben mais plutôt vers la faille bordière orientale, mettant ainsi en évidence une asymétrie de la structure. Cette asymétrie s'inverse lorsque l'on observe le sud du graben (**Fig. 1.7d**).

En ce qui concerne la structure profonde du graben, les profils de sismique-réflexion (ECORS-DEKORP) menés dans cette région (Brun et al., 1991 ; Brun et al., 1992) permettent de mieux qualifier la structure à l'échelle crustale. Ces profils indiquent que les failles bordières sont des failles fragiles à fort pendage localisées dans la croûte supérieure, qui sont prises en relais par des zones de cisaillements ductiles à faible pendage localisées dans la croûte inférieure (**Fig. 1.7d**). La déformation est donc accommodée de façon différente dans la croûte supérieure et dans la croûte inférieure. Le graben montre une structure asymétrique à l'échelle crustale, avec une croûte très amincie (~24 km) au niveau des zones de cisaillements ductiles (**Fig. 1.7d**). Ces profils sismiques montrent bien la stratification rhéologique de la lithosphère continentale avec un comportement fragile dans la croûte supérieure et un

comportement plus ductile dans la croûte inférieure. Des profils de sismique-réfraction menés également dans cette région ont montré la présence d'un manteau anormalement chaud, qui pourrait être interprété comme une remontée asthénosphérique et donc comme la preuve d'un amincissement de la lithosphère continentale. L'origine géodynamique de la formation du rift Ouest-Européen et par la même occasion du graben du Rhin est encore discutée (ex. Dezès et al., 2004 ; Michon et Merle, 2005). La discussion sur cette origine ne sera pas développée ici.

Le graben du Rhin, faisant partie du rift Ouest-Européen, est donc une zone d'amincissement crustal (5 à 7 km d'extension, Illies, 1975 ; Ziegler, 1994) et probablement lithosphérique très localisée de quelques dizaines de kilomètres de large (30-40 km). La croûte avant cette extension était vraisemblablement d'épaisseur normale (30-35 km), et l'origine même de cette extension semble être externe au système. Le rift Ouest-Européen peut être considéré comme un exemple remarquable, au même titre que le rift Est-Africain du mode d'extension de la lithosphère continentale appelé « rift étroit » (**Fig. 1.4a**) défini par England (1983) et Buck (1991).

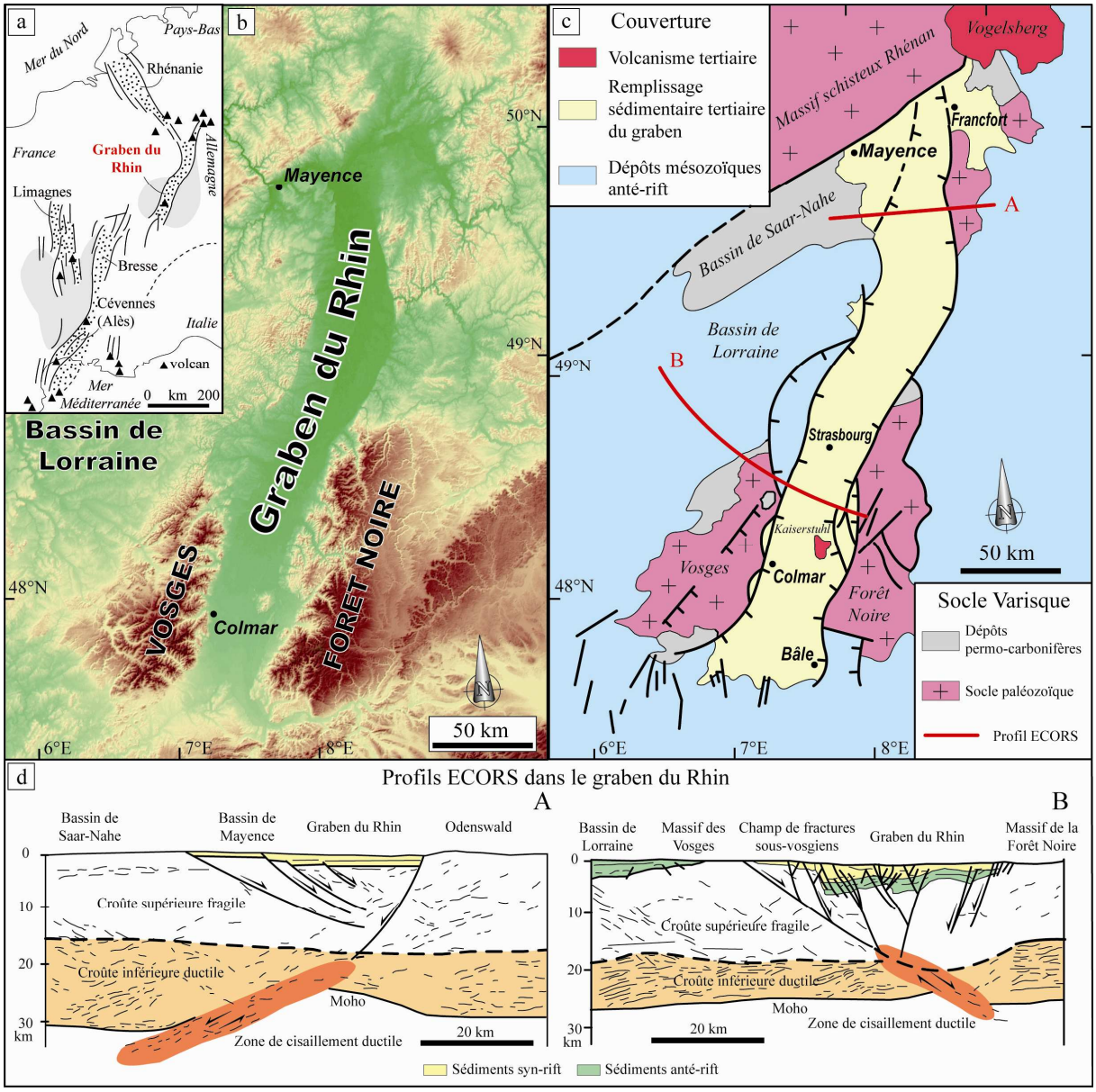


Figure 1.7 : Exemple du graben du Rhin dans le rift Ouest-Européen. (a) Carte de localisation du rift Ouest-Européen (modifié d'après Mattauer, 1973). Les parties grisées représentent les reliefs liés au rift et les pointillés le remplissage datant de l'Oligocène. (b) Carte topographique de la région du graben du Rhin (modèle numérique de terrain issu des données SRTM90m, NASA). (c) Carte géologique simplifiée du graben du Rhin (modifié d'après Brun et al., 1992). (d) Profils de sismique-réflexion (ECORS-DEKORP) dans le graben du Rhin (issu de Brun et al., 1991, 1992).

3.2. « Rift large » et « Core Complex » : le Basin & Range (Etats-Unis, Mexique)

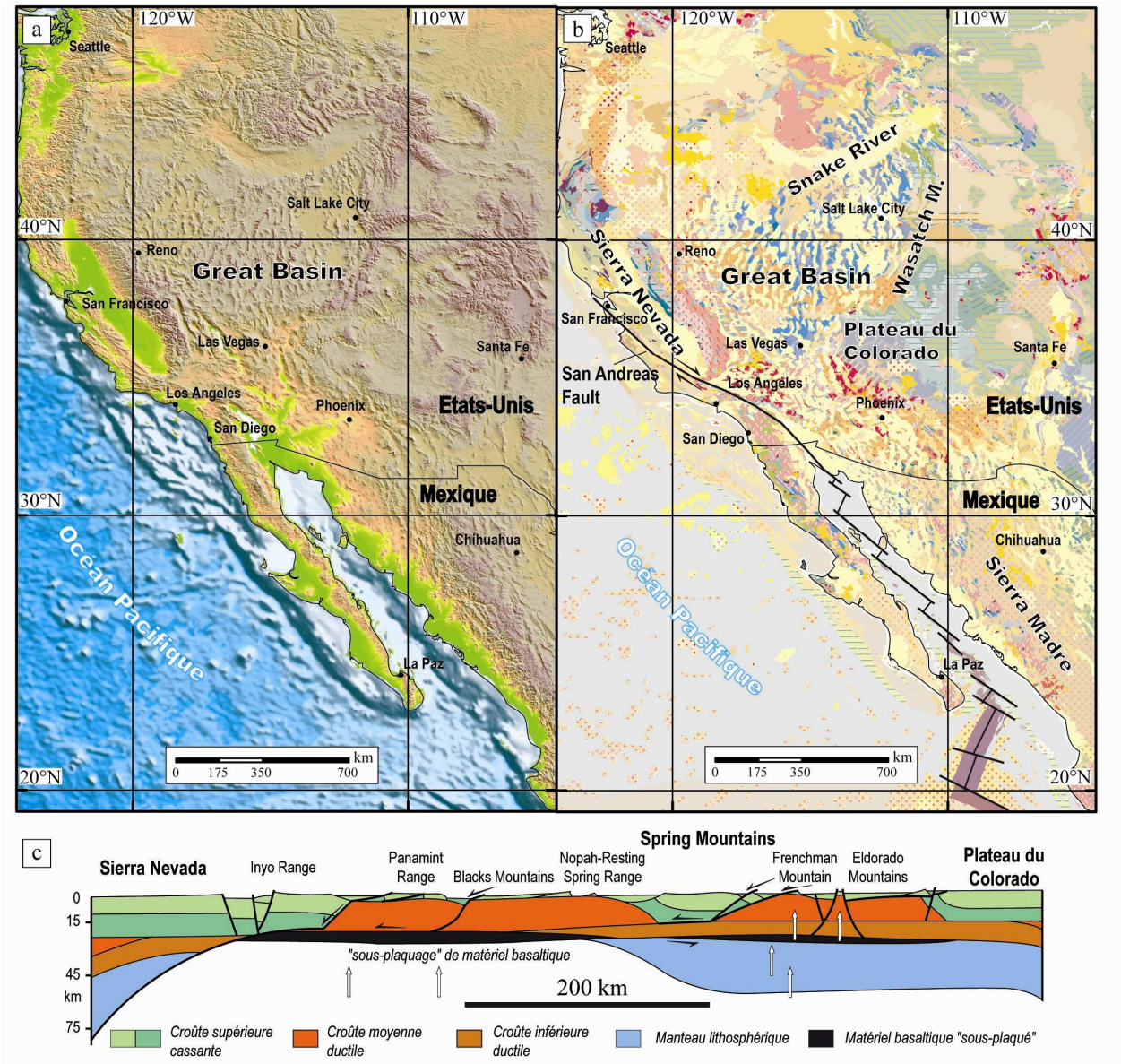


Figure 1.8 : (a) Carte topographique de l'ouest de l'Amérique du Nord et Centrale (modèle numérique de terrain issu des données SRTM90m, NASA). (b) Carte géologique de l'ouest de l'Amérique du Nord et Centrale (modifié d'après Reed et al., 2004). (c) Coupe à l'échelle de la lithosphère du sud du Great Basin (modifié d'après Wernicke, 1992).

La province du Basin & Range (littéralement bassin et chaîne) est une vaste région s'étendant sur près de 2500 km de long, entre l'ouest des Etats-Unis (région du Great Basin) et le Mexique au sud (de part et d'autre de la Sierra Madre ; **Fig. 1.8**). Le Basin & Range se situe entre la célèbre faille de San Andreas et le front de chevauchement des montagnes Rocheuses (**Fig. 1.8b**). La cordillère nord-américaine, de type andin, s'est formée au cours du Mésozoïque et jusqu'à l'Eocène et l'Oligocène (l'orogène Laramien) tout le long de la bordure ouest de l'Amérique du Nord. Le Basin & Range, et notamment la région du Great

Basin, occupe le cœur de ce domaine dont la partie centrale est en extension. Cette partie se concentrera essentiellement sur la région du Great Basin (Etats-Unis) où les études géologiques et géophysiques sont nombreuses (ex. Crittenden et al., 1978 ; Davis et Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980 ; Allmendinger et al., 1987 ; Lister et Davis, 1989).

La région du Great Basin est délimitée par la Sierra Nevada à l'est, la plaine de Snake River au nord et le plateau du Colorado au sud-est (**Fig. 1.8b**). Cette immense surface, d'altitude moyenne égale à 1600 m, apparaît comme une succession assez régulière (tous les 50 km) de rides montagneuses ou horsts (« Range ») culminant entre 2000 et 3000 m, et de demi-grabens (« Basin ») dont l'épaisseur sédimentaire alluvionnaire est de l'ordre de 2000 à 3000 m. La croûte continentale possède une épaisseur moyenne d'environ 25 km, ce qui témoigne d'une extension passée probable dans cette région. L'équilibre isostatique de la croûte amincie peut s'expliquer par un manteau supérieur anormalement léger avec la présence de fusion partielle. Ceci est corroboré par les vitesses des ondes sismiques enregistrées dans le manteau supérieur qui sont faibles (7,9 $km.s^{-1}$), ainsi que la présence de nombreux épanchements volcaniques datés du Tertiaire. En outre, le flux de chaleur dans la région est élevé (85-90 $mW.m^{-2}$; Lachenbruch et Sass, 1977; Blackwell, 1983; Blackwell et al., 1991). La distribution des horsts et des grabens sur une aussi grande surface suggère que la croûte était faiblement résistante (globalement ductile) et que les forces de volume ont été prédominantes pour donner lieu à de telles structures en contexte extensif.

La déformation extensive dans le Great Basin est accommodée par deux types de structures : (1) des failles normales à fort pendage et (2) des détachements à faible pendage. Le premier type de structure est le plus évident, ce sont les failles qui bordent les demi-grabens. Ces failles normales sont listriques et délimitent des blocs basculés. Les blocs basculés peuvent être constitués de roches métamorphiques datées du Précambrien, ou encore de roches du Paléozoïque et du Mésozoïque, ainsi que d'importants volumes de roches volcaniques du Tertiaire. Le deuxième type de structure est remarquable et « historiquement propre » à cette région. Il s'agit de zones de cisaillement plates séparant une partie inférieure composée de roches magmatiques et sédimentaires métamorphisées, déformées et structurées en dôme, d'une partie supérieure constituée de roches encaissantes non métamorphisées. Ces structures furent reconnues dès les années 60-70 comme une zone de mylonites marquée par un fort gradient thermique et de déformation (ex. Misch, 1960 ; Armstrong, 1972 ; Coney, 1974 ; Davis, 1975). En 1974, P. Coney définit pour la première fois le terme « Metamorphic Core Complex » (MCC) pour désigner les dômes métamorphiques séparés de leur environnement supracrustal et sédimentaire non métamorphique par cette zone de mylonites à

faible pendage appelée « zone de détachement ». Il apparaîtra au cours des nombreuses études qui ont suivi que les bassins sédimentaires extensifs sont plus ou moins synchrones de la mise en place des granites mylonitisés proches des dômes, et que ceux-ci se sont formés dans un contexte extensif. La zone de détachement, malgré son faible pendage doit alors être considérée comme une accident à cinématique normale d'importance régionale impliquant des mouvements de plusieurs kilomètres voire dizaines de kilomètres (ex. Crittenden et al., 1980 ; Davis et Coney, 1979 ; Lister et Davis, 1989). Le Snake Range (Misch, 1960 ; Coney, 1974), les Whipple Mountains (Davis et al., 1977, Lister et Davis, 1989), les Ruby Mountains (Howard, 1971) font partie des MCC les plus connus. Les MCC se forment sous des conditions physiques bien particulières dans la lithosphère continentale. En effet, les modèles théoriques et numériques (thermo-mécaniques) prédisent qu'il est possible de former un MCC pour une température initiale au Moho d'au moins 800°C (ex. Tirel et al., 2008). Pour de telles conditions, le manteau lithosphérique est entièrement ductile et sa résistance est peu différente de celle de la croûte inférieure. Ainsi, au cours d'une extension, la croûte supérieure cassante va se scinder en deux radeaux, entre lesquels une remontée de croûte moyenne à inférieure ductile va combler le vide tout en gardant une interface au Moho sub-plane et donc sans remontée significative localisée du manteau. Une interface au Moho sub-plane a été observée grâce aux profils sismiques dans le Basin & Range (Allmendinger et al., 1987 ; Hauser et al., 1987 ; McCarthy et Thompson, 1988 ; McCarthy et al., 1991).

Initiée au Crétacé supérieur (vers 80-70 Ma), la subduction de la plaque Farallon (aujourd'hui disparue) sous le continent nord-américain a donné lieu à la formation de la chaîne Laramienne ou cordillère nord-américaine et perdure jusqu'à l'Oligocène (~30 Ma ; ex. Atwater, 1970 ; Dickinson et al., 1978 ; Bird, 1988 ; Miller et al., 1992). La durée de vie de la subduction est confirmée par l'occurrence de roches magmatiques datées du Crétacé supérieur au Tertiaire (ex. Roden et al., 1979), et grâce à l'étude et à la datation d'éclogites des xénolites du Plateau du Colorado (Helmstaedt et Doig, 1975 ; Usui et al., 2003). A partir de l'Oligocène-Miocène (~20-30 Ma), la subduction a été remplacée par une limite en décrochement dextre avec l'initiation du système de failles de San Andreas (**Fig. 1.9** ; ex. Wallace, 1990 ; Walcott, 1993). La récente chaîne Laramienne, à l'aplomb de laquelle la croûte est épaissie, commence alors à s'écrouler sous son propre poids, laissant prédominer les forces de volume sur les forces aux limites, amenant à un contexte en extension : c'est l'extension post-orogénique. Le Great Basin, situé au cœur de la chaîne de montagnes en écroulement, accommode alors une grande partie de la déformation extensive (bassins, MCC ; **Figs. 1.4c et 1.9**). Le modèle géodynamique invoqué par la plupart des auteurs pour la

formation du Great Basin, et plus généralement du Basin & Range est l'extension post-orogénique.

La région du Basin & Range, à l'image de celle du Great Basin est l'exemple type du mode d'extension dit de « rift large » (**Fig. 1.4c**) décrit par Buck (1991) avec le développement associé de « Metamorphic Core Complex », objet géologique caractéristique du mode « Core Complex » (**Fig. 1.4b** ; Buck, 1991). Ce mode d'extension se caractérise par la présence d'une croûte supérieure fragile, d'une croûte inférieure et moyenne ductile, ainsi que d'un manteau lithosphérique ductile (**Fig. 1.4c**). L'extension associée au Basin & Range résulte d'un effondrement post-orogénique du au rééquilibrage thermique et isostatique d'une croûte préalablement épaissie au cours de l'orogène Laramien. Ainsi, les forces motrices de l'extension dans un tel mode sont les forces de volume. Ce mode d'extension « rift large » est également associé à un fort flux de chaleur souvent supérieur à 80 $mW.m^{-2}$ (ex. 85-90 $mW.m^{-2}$ pour la région du Great Basin).

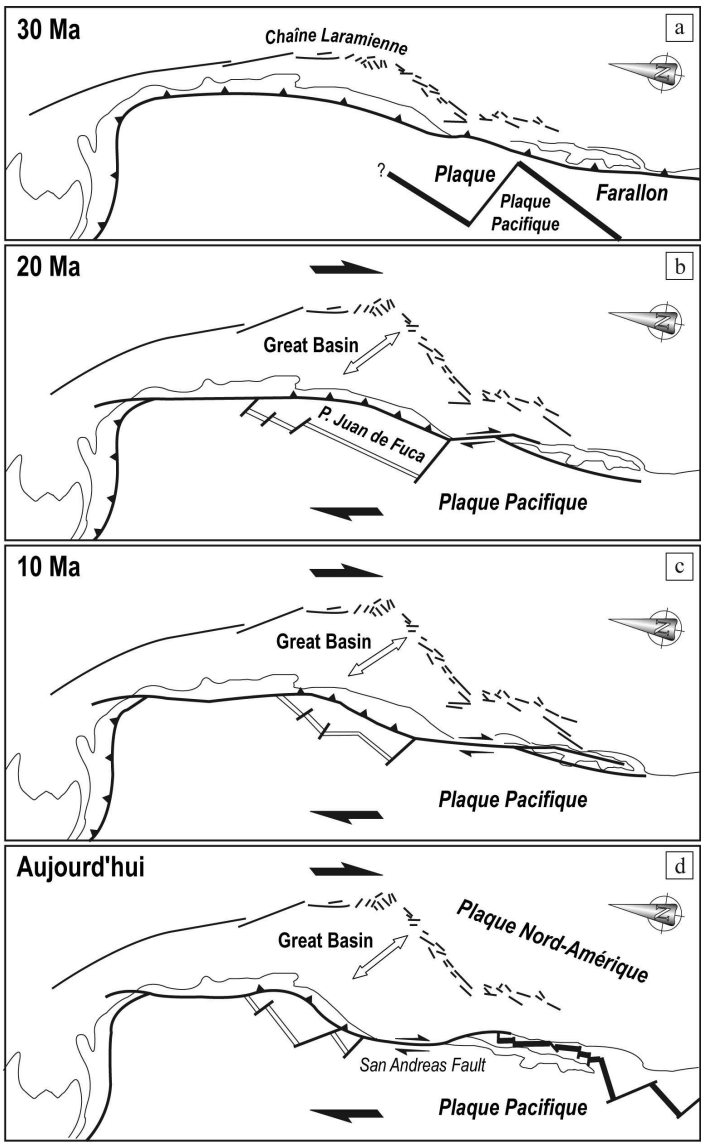


Figure 1.9 : Evolution tectonique de la subduction ouest-Pacifique entre 30 Ma et aujourd'hui (modifié d'après Wallace, 1990 et Walcott, 1993). L'écroulement post-orogénique de la chaîne Laramienne lié à l'initiation du système de failles décrochantes de San Andreas permettrait la formation du Great Basin par extension.

3.3. « Rift large » et « Core Complex » : la Mer Egée

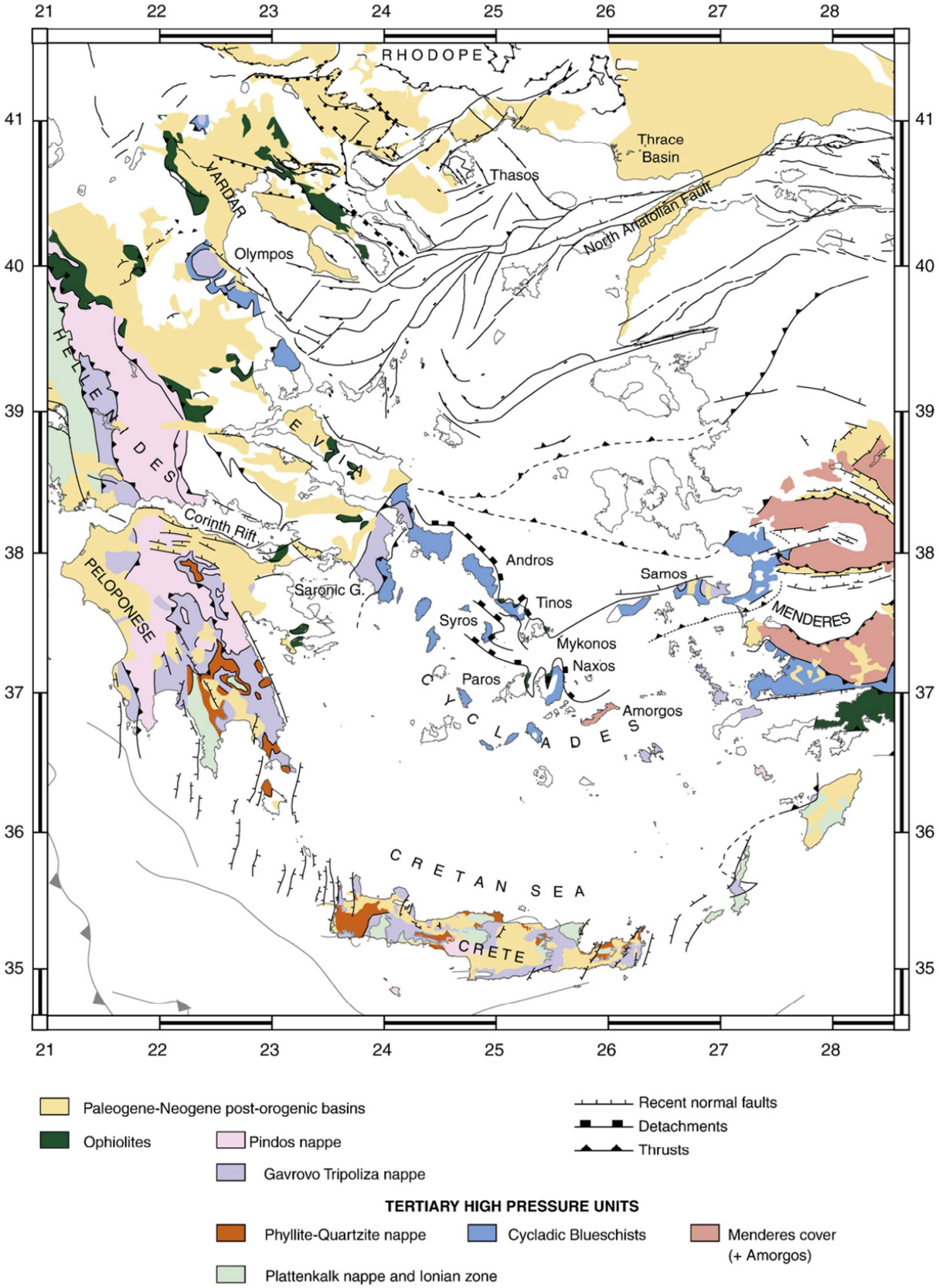


Figure 1.10 : Carte géologique générale simplifiée du domaine égéen (Jolivet et al., 2010).

La géodynamique de la région méditerranéenne est complexe (voir synthèse de Jolivet et al., 2008). La Mer Egée fait partie de cette région et illustre de façon remarquable ce mode d'extension lithosphérique (voir synthèses de Jolivet et al., 2008 ; Jolivet et al., 2009 ; Jolivet et Brun, 2010). La Mer Egée, située entre la Grèce et la Turquie, se localise au-dessus de la zone de subduction de la plaque africaine sous le bloc anatolien (**Fig. 1.10**). Cette région occupe l'emplacement d'une chaîne de montagnes, aujourd'hui active en Grèce continentale (les Hellénides, **Fig. 1.10**) et en Turquie (les Taurides, **Fig. 1.10**). Ces domaines montagneux sont encore partiellement en compression alors que l'extension domine dans le domaine égéen depuis le début du Miocène (Cyclades, 25 Ma au moins) voire depuis l'Eocène moyen (Rhodope, autour de 45 Ma). L'épaisseur de la croûte varie entre 45 et 50 km en domaines continentaux (Grèce et Turquie) et jusqu'à 20 km dans les parties les plus amincies de la Mer Egée (Cyclades).

L'extension en Mer Egée était avant considérée comme un phénomène uniquement cassant localisé dans les bassins sédimentaires miocènes et quaternaires. Cependant, l'interprétation géodynamique invoquée pour cette région a radicalement changé lorsqu'ont été décrits pour la première fois l'occurrence de « Metamorphic Core Complex » (MCC) ou dômes métamorphiques extensifs, il y a environ deux décennies (**Fig. 1.11a** ; ex. Lister et al., 1984 ; Gautier et al., 1990 ; Gautier et al., 1993 ; Sokoutis et al., 1993). Les MCC résultant d'une extension postérieure à un épaississement crustal préalable consécutif à une collision continentale (ex. Basin & Range, Etats-Unis), le modèle d'extension arrière-arc ne pouvait alors être seul invoqué pour expliquer l'extension dans cette région. Le domaine égéen présente trois zones principales où se développent les MCC : (1) le Rhodope au nord, (2) les Cyclades (**Fig. 1.10 ;** ex. îles de Naxos, Paros, Tinos, Mykonos, Andros, Folegandros) au centre et (3) le Menderes à l'ouest de la Turquie (**Figs. 1.10 et 1.11b**). Le flux de chaleur dans la région est élevé (en moyenne de 106 $mW.m^{-2}$), et expliquerait le développement fréquent de MCC. Il est intéressant de noter qu'à l'heure actuelle, il semblerait que de telles structures se développent sous le Golfe de Corinthe (**Fig. 1.10 ;** Chéry, 2001 ; Jolivet, 2001). Egalement très connus dans cette région, les schistes bleus constituent deux ceintures, l'une dans les Cyclades, la seconde dans le croissant externe composé par le Péloponnèse, la Crête et les nappes Lyciennes (**Fig. 1.10**). Le synchronisme entre l'exhumation des MCC et des schistes bleus au nord et au sud du domaine égéen a été démontré (**Fig. 1.12**), et semble lié au début de la subduction de l'océan du Pinde au nord (Eocène moyen, 45 Ma) et au début de la subduction de la lithosphère océanique est-méditerranéenne au sud (Miocène inférieur, ~20-25 Ma). Il existerait donc un lien entre le phénomène de subduction et les structures décrites

ci-dessus. Une migration spatiale et temporelle du nord vers le sud (Eocène moyen-Miocène à l'actuel) est donc observée, tout comme le volcanisme, aujourd'hui actif dans la partie méridionale de la Mer Egée (ex. volcan du Santorin ; **Figs. 1.11b et 1.12**).

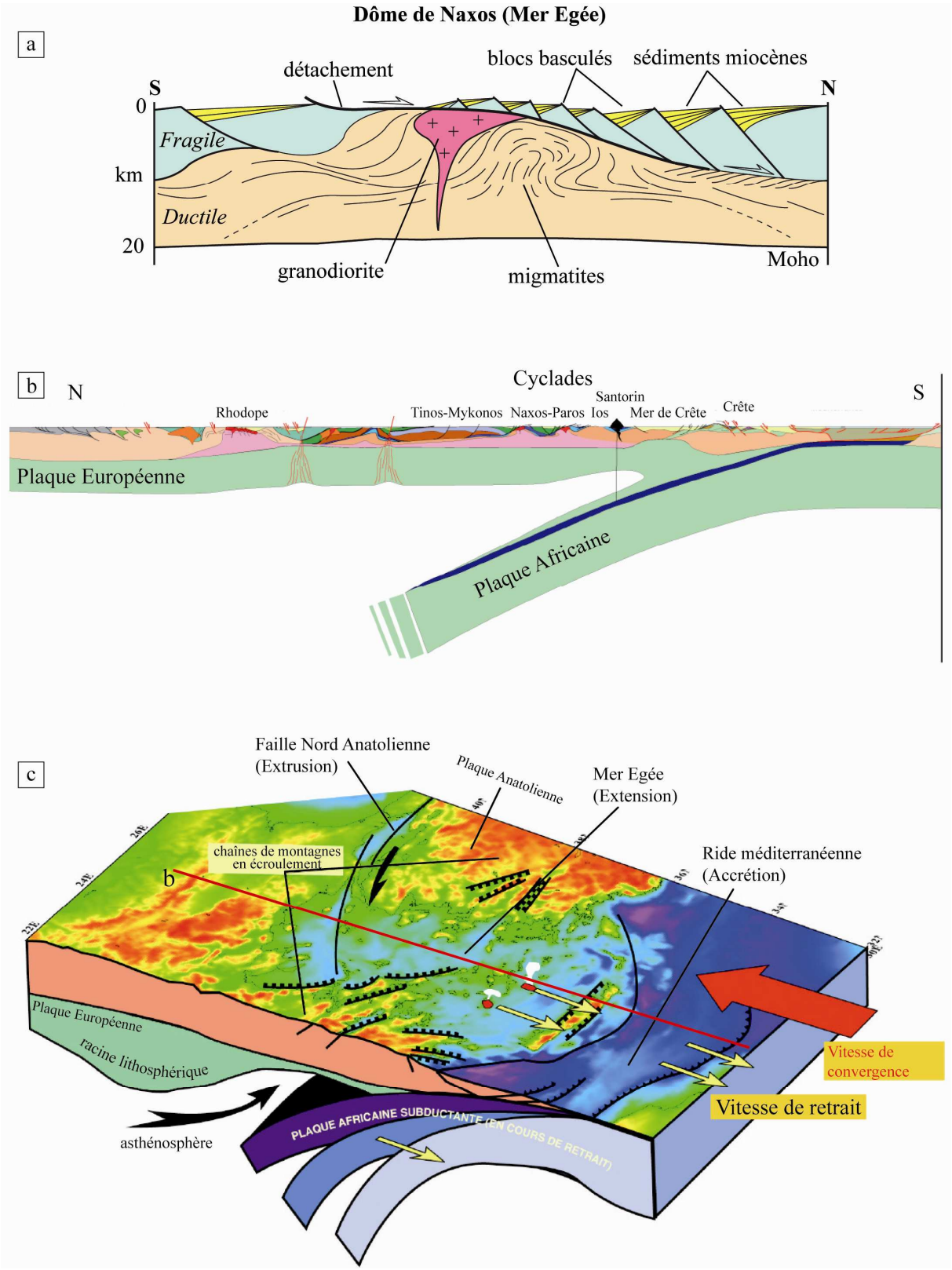


Figure 1.11 : (a) Structure du « Metamorphic Core Complex » de l'île de Naxos (modifié d'après Gautier et al., 1993), un objet géologique typique du domaine extensif égéen. (b)

Coupe à l'échelle lithosphérique à travers la région de la Mer Egée (modifié d'après Jolivet et Brun, 2010). Le trait de coupe en rouge, est localisé sur la partie c de cette figure. (c) Modèle géodynamique pour la formation de la Mer Egée (modifié d'après Jolivet et al., 2004a). Les relations entre subduction et plaque supérieure y sont représentées, tout comme les relations entre lithosphère et asthénosphère.

Grâce aux études paléomagnétiques disponibles, ainsi qu'aux trajectoires courbes des directions de linéations ductiles mesurées dans les dômes métamorphiques extensifs, il a été montré que l'exhumation des MCC est accommodée par des rotations différentielles (pour la plupart dextres) de blocs de croûte supérieure (ex. Brun et Sokoutis, 2007).

Les MCC traduisent une part très importante de la déformation de la croûte lors de l'extension égéenne. Une comparaison avec la déformation du manteau est rendue possible grâce à l'existence de données d'anisotropie sismique dans le manteau (Hatzfeld et al., 2001). Les directions de polarisation des ondes S montrent une homoaxialité avec les directions des linéations ductiles mesurées dans les dômes métamorphiques extensifs égéens. Ce parallélisme est lié directement au mode de formation des MCC. En effet, à l'aplomb et sur une grande distance de part et d'autre d'un MCC, le Moho demeure proche de l'horizontale (ex. Allmendiger et al., 1987). En surface, la croûte supérieure se scinde en radeaux afin d'accommoder l'exhumation des MCC. Cette déformation hétérogène de la croûte est « absorbée » par le fluage de la croûte inférieure et du manteau sous-jacent entièrement ductile, par de la déformation quasi homogène de type cisaillement pur. Les directions d'anisotropie sismiques dans le nord du domaine égéen montrent une orthogonalité par rapport au panneau de lithosphère plongeant, ceci pouvant s'expliquer par le retrait du panneau au cours de la subduction.

En résumé, l'extension égéenne résulte du recul du panneau plongeant hellénique (~500 km de retrait de la fosse ; Jolivet et al., 2008) couplé à une extension syn- à post-orogénique (**Fig. 1.11c**), débutant à l'Eocène moyen (~45 Ma, Rhodope), se poursuivant au Miocène (Cyclades) et jusqu'à aujourd'hui (Golfe de Corinthe, Santorin). D'un point de vue cinématique, l'extension dans le domaine égéen correspond pendant 40 Ma, à une rotation différentielle de blocs (pouvant aller jusqu'à 50°), accommodée par l'exhumation des ceintures de schistes bleus et des dômes métamorphiques extensifs (MCC). Cette dynamique globale s'interrompt autour de 5 Ma avec l'initiation de la faille nord-anatolienne, le long de laquelle s'extrude vers l'ouest le bloc anatolien (**Fig. 1.11c**). Le phénomène d'extrusion de l'Anatolie reste néanmoins plus lent que le recul de la fosse de la subduction hellénique.

La Mer Egée, au même titre que la région du Basin & Range (Etats-Unis), est un exemple remarquable du mode d'extension dit de « rift large » (**Fig. 1.4c**) décrit par Buck

(1991) avec le développement associé de « Metamorphic Core Complex », objet géologique caractéristique du mode « Core Complex » (**Fig. 1.4b** ; Buck, 1991).

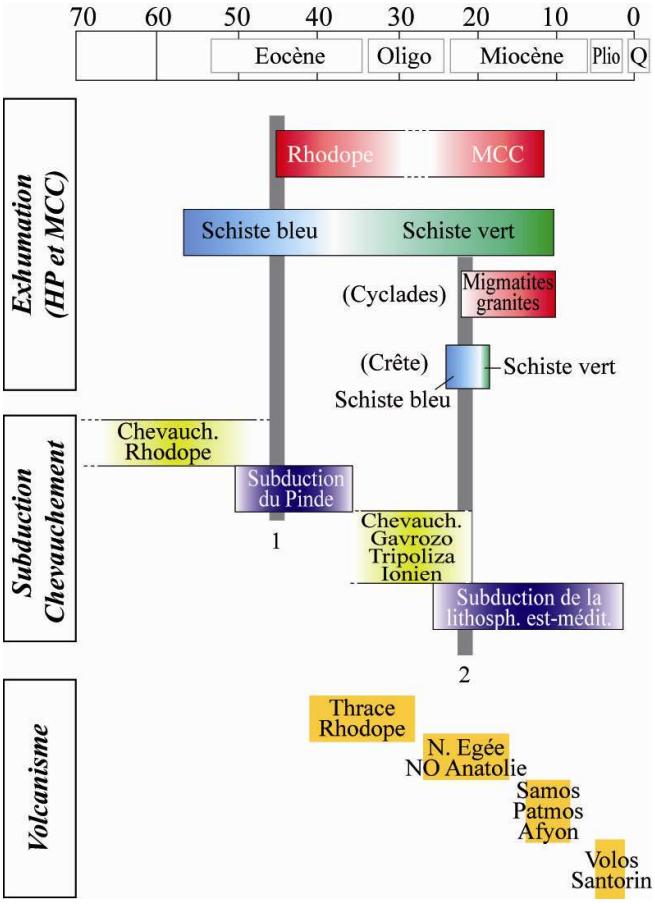
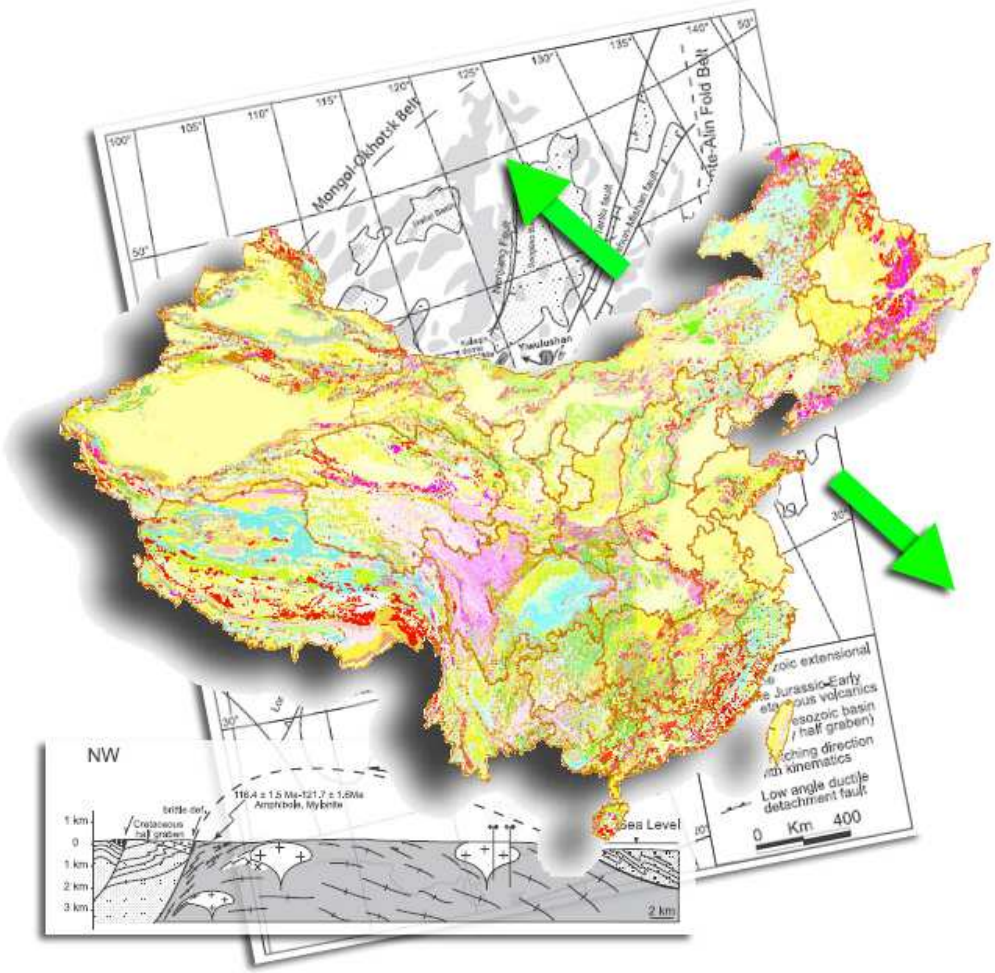


Figure 1.12 : Chronologie relative dans le domaine égéen (modifié d'après Jolivet et al., 2008). Exhumation des MCC et des schistes bleus d'après Gautier et Brun, 1994 ; Brun et Sokoutis, 2004 ; Jolivet et al., 2003. Subduction et chevauchement d'après Ricou et al., 1998 ; Ferrière et al., 2004 ; Jolivet et al., 2004b. Volcanisme d'après Fytikas et al., 1984. Dans chacune des trois rubriques, les évènements sont répertoriés verticalement selon leur organisation du nord vers le sud du domaine égéen.

Chapitre 2

L'extension continentale au Mésozoïque en Asie de l'Est

东亚中生代大陆伸展



Carte géologique simplifiée de la Chine, carte des structures extensives en Chine de l'Est et coupe géologique à travers le MCC du Sud Liaodong (Lin et Wang, 2006).

Chapitre 2

L'extension continentale au Mésozoïque en Asie de l'Est

1. L'EXTENSION CONTINENTALE AU MESOZOÏQUE EN ASIE DE L'EST 51

2. L'EXTENSION CONTINENTALE EN CHINE DU NORD 54

2.1. LE CRATON DE CHINE DU NORD (CCN) 54

2.2. LES PREUVES D'UN AMINCISSEMENT LITHOSPHERIQUE 55

2.2.1. La gravimétrie 55

2.2.2. La tomographie sismique 57

2.2.3. L'étude des enclaves du Paléozoïque et du Cénozoïque 61

2.2.3.1. L'épaisseur de la lithosphère continentale en Chine du Nord 61

2.2.3.2. L'âge du manteau lithosphérique en Chine du Nord 64

2.3. LES PREUVES D'UNE EXTENSION CRUSTALE 67

2.3.1. Les bassins sédimentaires intracontinentaux 67

2.3.2. Le magmatisme 70

2.3.2.1. Le volcanisme 70

2.3.2.2. Le plutonisme 73

2.3.3. Les MCC : témoins d'une extension crustale intense 76

2.4. LE(S) MOTEUR(S) DE L'EXTENSION : DIVERGENCES GEODYNAMIQUES 80

2.4.1. Le panache mantellique 80

2.4.2. La collision Inde-Asie 82

2.4.3. L'effondrement post-orogénique 83

2.4.4. La paléo-subduction Pacifique 84

2.4.5. La délamination lithosphérique ou « l'érosion » thermo-mécanique du manteau lithosphérique 86

L'Asie constitue un domaine continental important, issu de l'accrétion successive de blocs continentaux de l'Archéen jusqu'à l'actuel. Les limites entre ces blocs continentaux datés de l'Archéen au Paléoprotérozoïque sont des orogènes du Phanérozoïque dont la chaîne de collision de l'Himalaya, encore active aujourd'hui. La Chine constitue la partie centrale de ce vaste domaine continental à l'histoire géologique complexe (**Fig. 2.1**). Dans ce chapitre, l'extension lithosphérique continentale affectant l'Asie de l'Est au Mésozoïque et au Cénozoïque sera présentée. Nous nous concentrerons par la suite sur la Chine du Nord, une zone dont l'extension continentale est la plus étudiée en Asie de l'Est, et présenterons les preuves indirectes et directes de cet évènement géologique. L'Asie de l'Est constitue une exception puisqu'aucun consensus n'existe sur l'origine géodynamique de l'extension continentale. En outre, les mécanismes conduisant à une telle extension lithosphérique semblent impliquer un comportement particulier de la lithosphère qui ne permettent pas de la relier aux principaux modes d'extension qui ont été décrits dans le Chapitre 1.

1. L'extension continentale au Mésozoïque en Asie de l'Est

L'Asie de l'Est s'étend entre la Mongolie et le Japon au nord en passant par la Chine du Nord et les deux Corée, et de la Chine du Sud à l'île de Taïwan au sud (**Fig. 2.1**). Cette immense zone géographique est bordée à l'est par l'Océan Pacifique. Cette région est le résultat de l'accrétion de blocs continentaux (ex. Bloc Chine du Nord, Bloc Chine du Sud) le long d'orogènes (ex. Qinling-Dabie). Cette région se caractérise par une histoire géologique complexe alternant entre phases orogéniques et « calmes » tectoniques (voir synthèse de Kusky et al., 2007).

Nous nous concentrerons ici sur l'extension continentale ayant pris place pendant la fin du Mésozoïque (fin Jurassique-début Crétacé) dans cette région, et dont l'existence est maintenant admise par la plupart des auteurs (ex. Ren et al., 2002 ; Meng, 2003 ; Lin et Wang, 2006 ; Zhai et al., 2007). En effet, il apparaît que l'Asie de l'Est comporte une « bande » extensive large de plusieurs centaines voire milliers de kilomètres, orientée globalement N30, allant de la Mongolie, à l'ouest, à la Péninsule Coréenne, à l'est et étant parallèle aux côtes de Chine du Sud. Dans cette « bande » extensive, de nombreux objets géologiques ont été présentés comme soulignant l'existence d'une extension crustale orientée NW-SE, illustrée par des bassins intracontinentaux, des dômes métamorphiques extensifs (MCC) et des grands volumes de roches volcaniques et plutoniques. Ces objets ont été reconnus un peu partout à travers l'Asie de l'Est :

> les bassins sédimentaires structurés pour la plupart en demi-grabens et avec des sédiments datés de la fin du Jurassique au Crétacé supérieur : (1) en Mongolie (ex. bassins de Onon, Choir-Nyala, Umnogobi, Tamtsag ; Khand et al., 2000), (2) en Corée du Sud (ex. Gyeongsang, Muju-Jinan, Neungju, Yongdong ; KIER, 1984 ; Baag et Baag, 1994 ; Traynor et Sladen, 1995 ; Lee et al., 1999), (3) en Chine du Nord (ex. bassins de Songliao, Erlian, Hailar, Yingen ; Allen et al., 1997 ; Ren et al., 2002 ; Meng, 2003).

> les plutons granitiques alcalins à peralcalins : (1) en Corée du Sud et en Corée du Nord (ex. Turek et Kim, 1995 ; Kim et Turek, 1996 ; Kim et al., 2005 ; Sagong et Kwon, 2005 ; Wu et al., 2007), (2) en Mongolie (Badarch et al., 2002), (3) en Chine du Sud et Chine du Nord (ex. Li, 2000 ; Zhou et Li, 2000 ; Wu, 2002 ; Wu et al., 2005a, 2005b ; Zhou et al., 2006 ; Wong et al., 2009), et (4) au Japon (GSJ, 1992 ; Ishihara, 2007).

> les épanchements volcaniques ou les coulées de lave interstratifiées dans les bassins: en Mongolie (SMJGRT, 1980 ; Zorin, 1999 ; Yarmolyuk et Kovalenko, 2001), (2) en Corée, (3) en Chine du Sud et en Chine du Nord (ex. Fujian, Zhejiang, Daxing'an Range; Wu et al., 1982 ; Li, 2000 ; Fan et al., 2003 ; Meng, 2003 ; Wang et al., 2006 ; Zhang et al., 2008).

> les dômes métamorphiques extensifs (ou MCC) : (1) en Mongolie (MCC de Buteel-Burgutoy, Zagan, Ereendavaa ; Sklyarov, 1994 ; Zorin, 1999 ; Mazukabzov, 2006 ; Donskaya et al., 2008 ; Daoudene et al., 2009), (2) en Chine du Sud (MCC de Luotian, Wugongshan, Lushan, Hongzhen ; Eide et al., 1994 ; Faure et al., 1996 ; Hacker et al., 1998 ; Faure et al., 1999 ; Lin et al., 2000), et (3) en Chine du Nord (MCC du Yunmengshan, Yiwulüshan, Hohhot, Yagan-Onch Hayrhan, Sud Liaoning ; Davis et al., 1996 ; Yin et Nie, 1996 ; Ma et al., 1999 ; Webb et al., 1999 ; Davis et al., 2002 ; Darby et al., 2004 ; Liu et al., 2005, Lin et Wang, 2006 ; Lin et al., 2007 ; Lin et al., 2008).

Certains objets géologiques cités ci-dessus sont connus depuis longtemps (ex. Suess, 1908 ; Wong, 1929 ; Huang, 1945) pour des raisons essentiellement économiques. En effet, les bassins constituent des réserves de gaz, de charbon et de pétrole très importantes, tout comme les granites qui comportent des gisements aurifères parmi les plus importants au monde (ex. Kim, 1986 ; Shelton et al., 1988 ; Zhou et Lü, 2000 ; Yang et al., 2003). Cependant, le lien entre ces objets géologiques (évidences d'une extension crustale) et l'extension continentale prenant place en Asie de l'Est au Mésozoïque n'a pas tout de suite été établi par les auteurs. En effet, la relation entre les deux a été faite sur la base de nombreuses études menées dans le Craton de Chine du Nord (CCN, **Fig. 2.1**). De plus, la découverte de l'existence d'un amincissement lithosphérique majeur sous le CCN, grâce à l'étude des enclaves (Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998) et de la tomographie (Chen et al., 1991 ;

Liu, 1992), a été le point de départ et l'élément déclencheur pour contraindre l'origine des bassins, des MCC et de ce magmatisme très important. Néanmoins, il n'a pas encore été démontré qu'un lien génétique direct existe entre l'amincissement lithosphérique sous le CCN et l'extension de la lithosphère continentale en Asie de l'Est.

Au Cénozoïque, l'extension continentale en Asie de l'Est se poursuit, marquée par de nombreuses structures géologiques remarquables (ex. Baie de Bohai, Mer du Japon, Mer de Chine du Sud, Lac Baïkal). L'étude des enclaves mantelliques a montré l'existence d'un amincissement lithosphérique supérieur à 120 km d'épaisseur entre le Paléozoïque et le Cénozoïque sous le CCN (**§2.2.2.1.** ; Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998), faisant du Mésozoïque une période-clé pour comprendre la dynamique globale de la région. Fort de ce constat, des immenses surfaces géographiques affectées par l'extension, de l'intervalle de temps considéré et des nombreuses études disponibles, ce travail se concentrera essentiellement sur l'extension continentale ayant pris place à la fin du Mésozoïque dans le Craton de Chine du Nord.

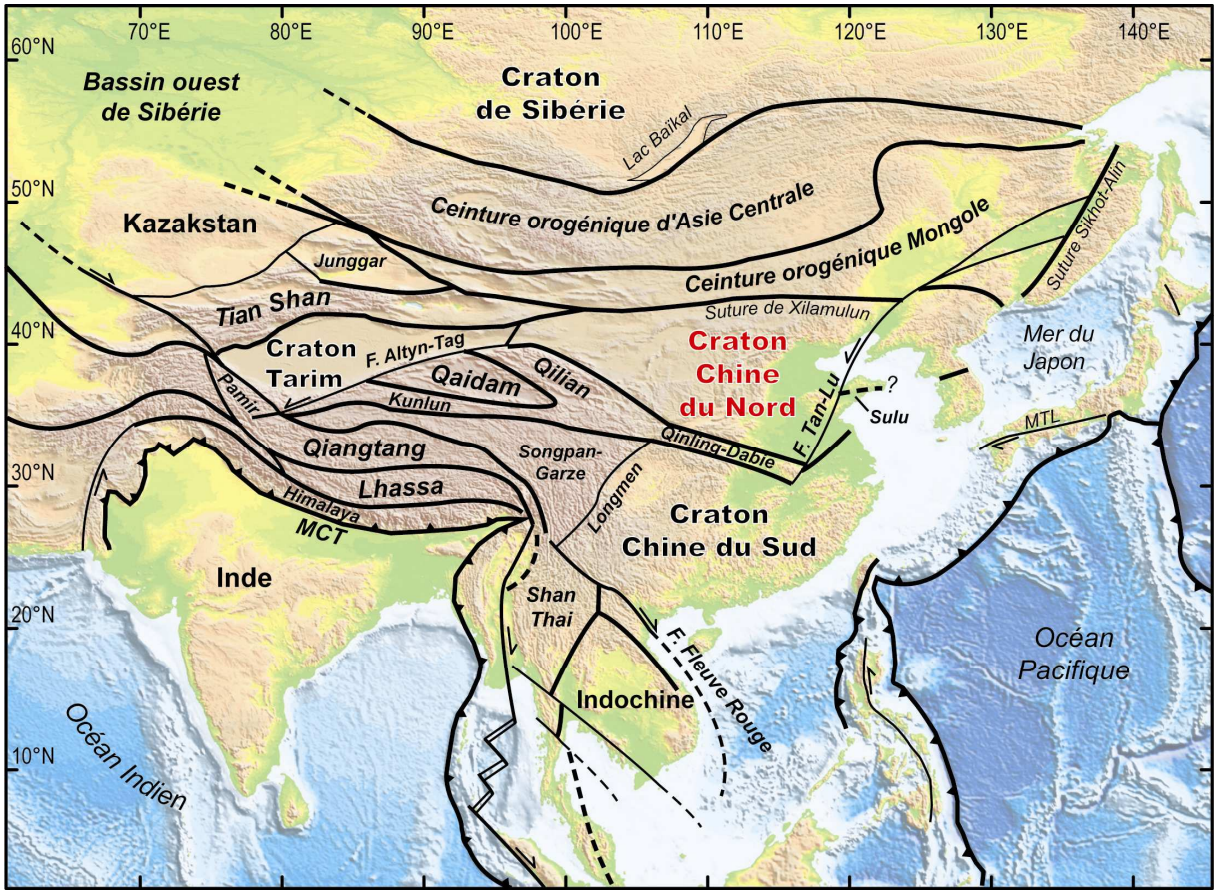


Figure 2.1 : Carte tectonique simplifiée de l'Asie centrale et de l'Est. MTL : Median Tectonic Line, MCT : Main Central Thrust. Modifié d'après Enkin et al. (1992).

2. L'extension continentale en Chine du Nord

2.1. Le Craton de Chine du Nord (CCN)

Le Craton de Chine du Nord (CCN ; ou craton Sino-Coréen) s'étend sur une superficie d'environ 1,7 million de kilomètres carrés entre le nord-est de la Chine, la Mongolie Intérieure, la Mer Jaune et la Corée (**Fig. 2.1** ; Bai, 1996 ; Bai et Dai, 1996, 1998). Le craton est délimité au sud-ouest par l'orogène de Chine Centrale (incluant le Qinling-Dabie et le Sulu), et par les ceintures orogéniques du nord Hebei et Mongole au nord (constituant la partie chinoise de la ceinture orogénique d'Asie Centrale) comme illustré dans la **figure 2.2**. La limite ouest du craton est plus difficile à définir, puisque les ceintures du Qilian et de l'ouest Ordos ne permettent pas de suivre de façon continue la transition entre le CCN et le craton du Tarim (**Figs. 2.1 et 2.2**). Quant à la limite sud-est du CCN, les corrélations avec le Craton du Chine du Sud et certaines parties de la Péninsule Coréenne demeurent discutées (Oh et Kusky, 2007).

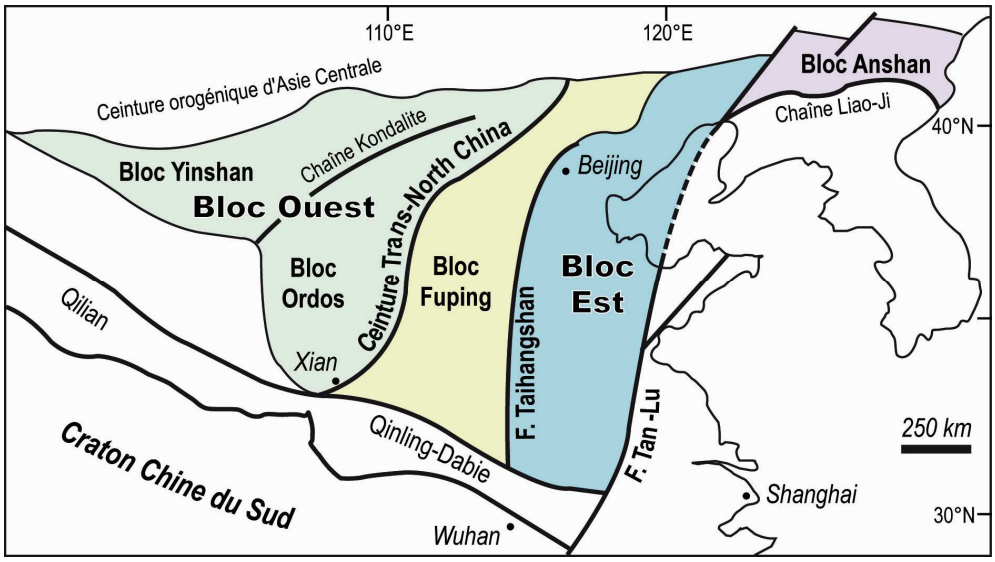


Figure 2.2 : Carte simplifiée du Craton de Chine du Nord (CCN). Modifié d'après Faure et al. (2007).

Le CCN résulte de l'amalgamation de micro-blocs constitués de roches d'âges supérieurs à 2,5 Ga (Jahn et al., 1987, Jahn et Ernst, 1990 ; Liu et al., 1992 ; Wu et al., 1992, Liu et al., 2004a ; Zheng et al., 2004). L'âge de l'accrétion du craton est discuté : certains auteurs considérant un âge égal ou antérieur à 2,5 Ga, alors que d'autres considèrent une amalgamation du Paléoprotérozoïque (1,8 Ga ; voir les références citées dans Kusky et al., 2007 et Trap, 2007). Pour une revue détaillée de l'histoire du CCN, le lecteur pourra se référer à Zhao et al. (2005), Faure et al. (2007) ; Kusky et al. (2007), Trap (2007), Trap et al. (2008). Le craton peut être subdivisé en trois blocs principaux : (1) le Bloc Ouest, (2) le Bloc de

Fuping et (3) le Bloc Est, séparés par deux chaînes : la ceinture Trans-North China à l'ouest et la chaîne Taihangshan à l'est (**Fig. 2.2 ;** Zhao et al., 1998, 1999 ; Faure et al., 2007 ; Trap et al., 2008). Elles sont toutes les deux caractérisées par une suture ophiolitique. Le Bloc Ouest est la partie stable du craton avec une importante racine mantellique, un faible flux de chaleur et n'a subi que peu de déformation interne depuis le Précambrien (Yuan, 1996 ; Zhai et Liu, 2003). Le Bloc Est, quant à lui, est à l'opposé de la définition d'un craton. En effet, il est le lieu de nombreux séismes, d'un fort flux de chaleur, d'une lithosphère amincie et de l'absence d'une racine mantellique épaisse. Par conséquent, le Craton de Chine du Nord (CCN) constitue l'un des plus atypiques cratons de la planète. La partie orientale de ce craton présente de nombreuses anomalies géophysiques et géochimiques, ainsi que des structures géologiques particulières.

2.2. Les preuves d'un amincissement lithosphérique

Le Craton de Chine du Nord (CCN) a fait l'objet de nombreuses études eu égard aux grandes richesses naturelles qu'il comporte (charbon, gaz, pétrole, métaux précieux). La compréhension de la géométrie globale et de la nature des terrains situés sous le craton ne peut se faire que grâce à des méthodes indirectes telles que la gravimétrie, la sismologie ou encore la géochimie des enclaves (xenolith en anglais).

2.2.1. La gravimétrie

La carte de l'anomalie de Bouguer à l'échelle de la Chine permet de mettre en évidence les zones d'épaississement ou d'amincissement crustal (**Fig. 2.3**). Ainsi, le plateau du Tibet correspond à des anomalies gravimétriques fortement négatives (de -300 à -560 mGal). A l'est de la Chine, un linéament orienté NNE, long d'environ 3500 km et large d'une centaine de kilomètres est marqué par une forte diminution de l'anomalie de Bouguer, passant de -100 mGal à l'ouest, à moins de -40 mGal à l'est (**Fig. 2.3** ; Ma, 1989). Ce fort gradient gravimétrique proche de la suture Paléoprotérozoïque de l'est, recoupe toutes les discontinuités de la Chine de l'Est (bordures des cratons, les ceintures orogéniques du Dabie et du Yanshan). Dans la littérature, ce linéament est communément appelé « linéament gravimétrique nord-sud » (LGNS) ou « north-south gravity lineament » (NSGL) (ex. Menzies et al., 2007 ; Xu, 2007 ; Kusky et al., 2007 ; Chen, 2010). Le LGNS sépare deux régions très différentes d'un point de vue topographique (**Fig. 2.4**), tectonique et sismique (Ye et al.,

1987 ; Ma, 1989 ; Griffin et al., 1998 ; Menzies et Xu, 1998 ; Niu, 2005 ; Menzies et al., 2007 ; Xu, 2007 ; Chen, 2010).

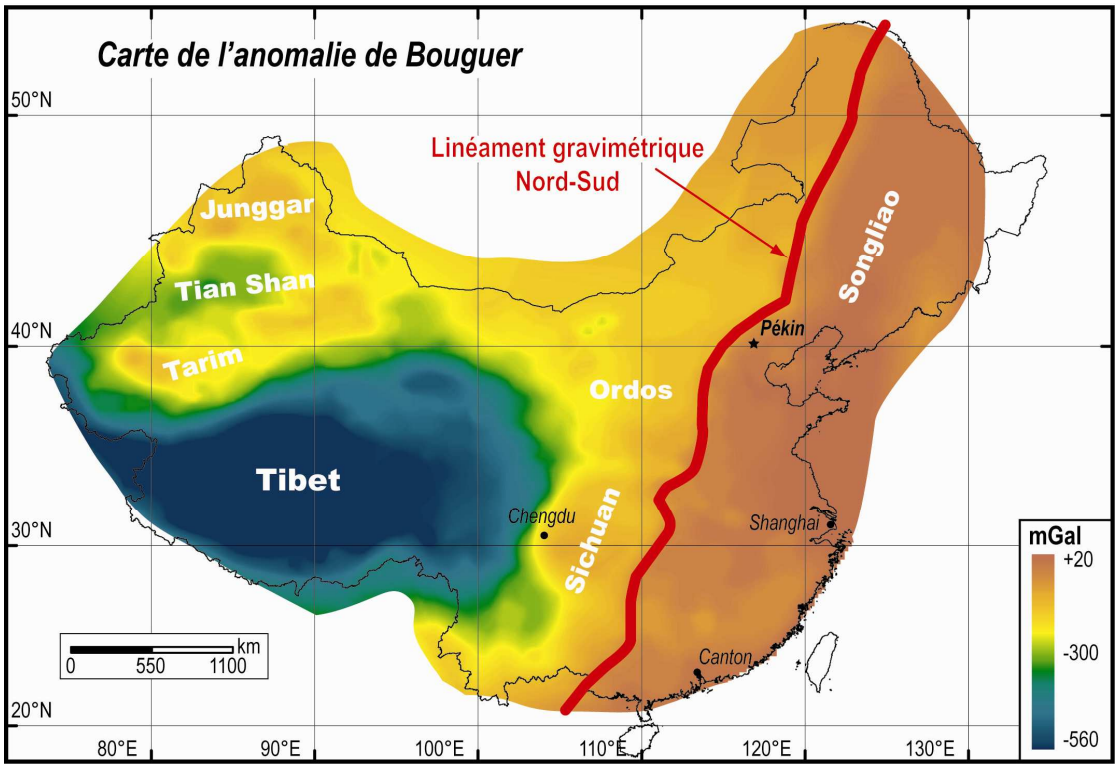


Figure 2.3 : Carte de l'anomalie gravimétrique de Bouguer de la Chine. Modifié d'après Ma (1989). L'anomalie gravimétrique nord-sud est parfaitement visible et marquerait la limite entre la lithosphère continentale amincie à l'est et un domaine non aminci à l'ouest.

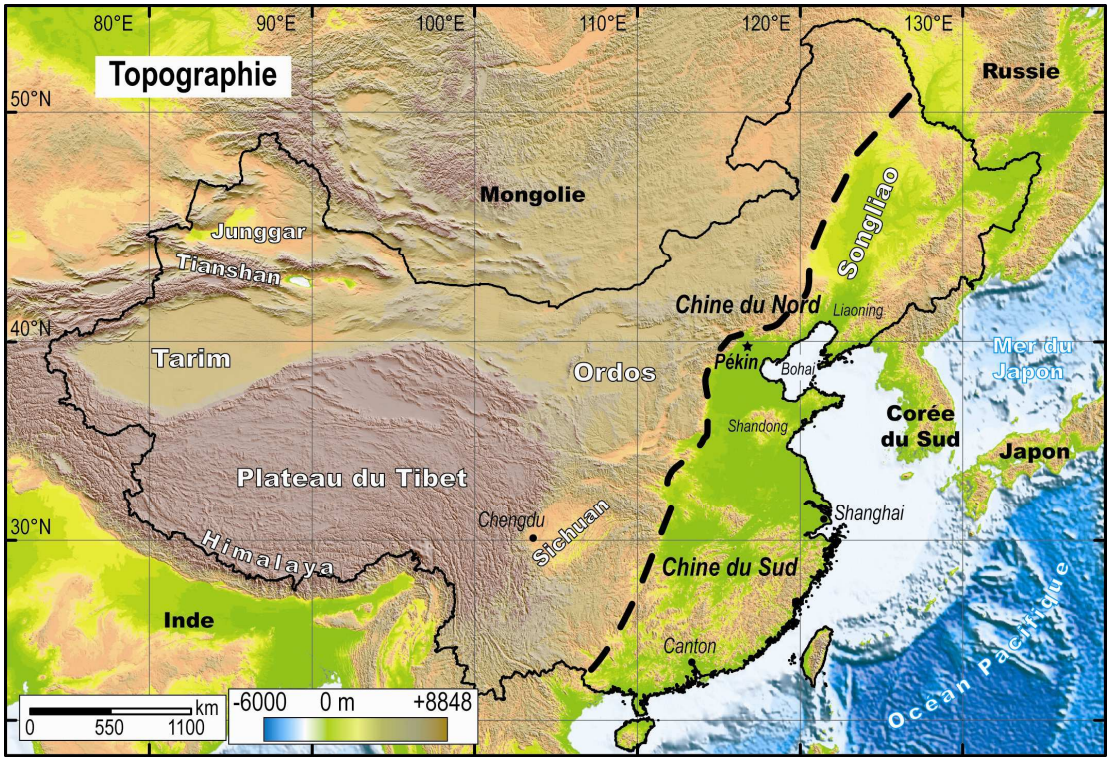


Figure 2.4 : Carte topographique de la Chine. Issu des données SRTM 90m (NASA).

A l'est du LGNS (au sein du Craton de Chine du Nord), l'altitude est généralement inférieure à 200 m, incluant les régions de la Mer de Bohai, de la plaine de Huabei, du bassin de Songliao ainsi que les régions du Shandong et du Liaoning (**Fig. 2.4**). L'épaisseur de la croûte dans cette région est faible (< 35 km en moyenne, et jusqu'à 28 km sous la Baie de Bohai ; Ma, 1989 ; Li et Mooney, 1998), l'anomalie de Bouguer est faiblement négative voire positive (**Fig. 2.3**) amenant les auteurs à considérer l'existence d'une lithosphère amincie (<80-100 km) sous cette région (Ma, 1989 ; Chen et al., 1991).

L'origine du linéament gravimétrique nord-sud est encore discutée (ex. Menzies et al., 2007 ; Xu, 2007). Xu (2007) propose que le LGNS s'est formé au début du Crétacé et qu'il marque la limite entre deux régions à la tectonique contrastée : (1) l'extension d'arrière-arc liée à la subduction de la plaque Pacifique à l'est, et (2) l'extension liée à la collision Inde-Asie à l'ouest.

2.2.2. La tomographie sismique

La tomographie sismique est une méthode géophysique utilisant les vitesses des ondes sismiques pour étudier les variations de température ou de densité à l'intérieur du globe terrestre. La tomographie permet de déterminer des hétérogénéités volumiques mantelliques afin d'établir notamment des liens entre la tectonique lithosphérique et la convection mantellique. La méthode consiste à comparer les vitesses des différentes ondes sismiques reçues lors d'un séisme par des stations aux vitesses théoriques déduites d'un modèle de Terre à symétrie sphérique de type PREM (Preliminary Reference Earth Model ; Dziewonski et Anderson, 1981). Ainsi, il est possible de mettre en évidence des zones anormales où la vitesse des ondes est soit plus grande, soit plus faible que celle prévue par le modèle pour l'endroit de mesure considéré. Les domaines du manteau où l'anomalie de vitesse est positive/négative représentent des régions froides/chaudes ou plus denses/moins denses. La tomographie sismique apporte une imagerie sismique des panneaux plongeants, des zones de fort ralentissement des ondes (ex. LVZ : Low Velocity Zone) qui permet de déterminer la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère sous les continents et les océans.

Pour la Chine, les premières données tomographiques ont permis de mettre en évidence de fortes anomalies à l'est du Craton de Chine du Nord (CCN) où les ondes sismiques sont ralenties à faible profondeur démontrant la présence d'une lithosphère amincie sous la partie orientale du craton (Chen et al., 1991 ; Liu, 1992). Cet amincissement lithosphérique est particulièrement visible sur la carte de la profondeur de la zone de transition entre la lithosphère et l'asthénosphère (LVZ) de Chine (**Fig. 2.5a** ; An et Shi, 2006).

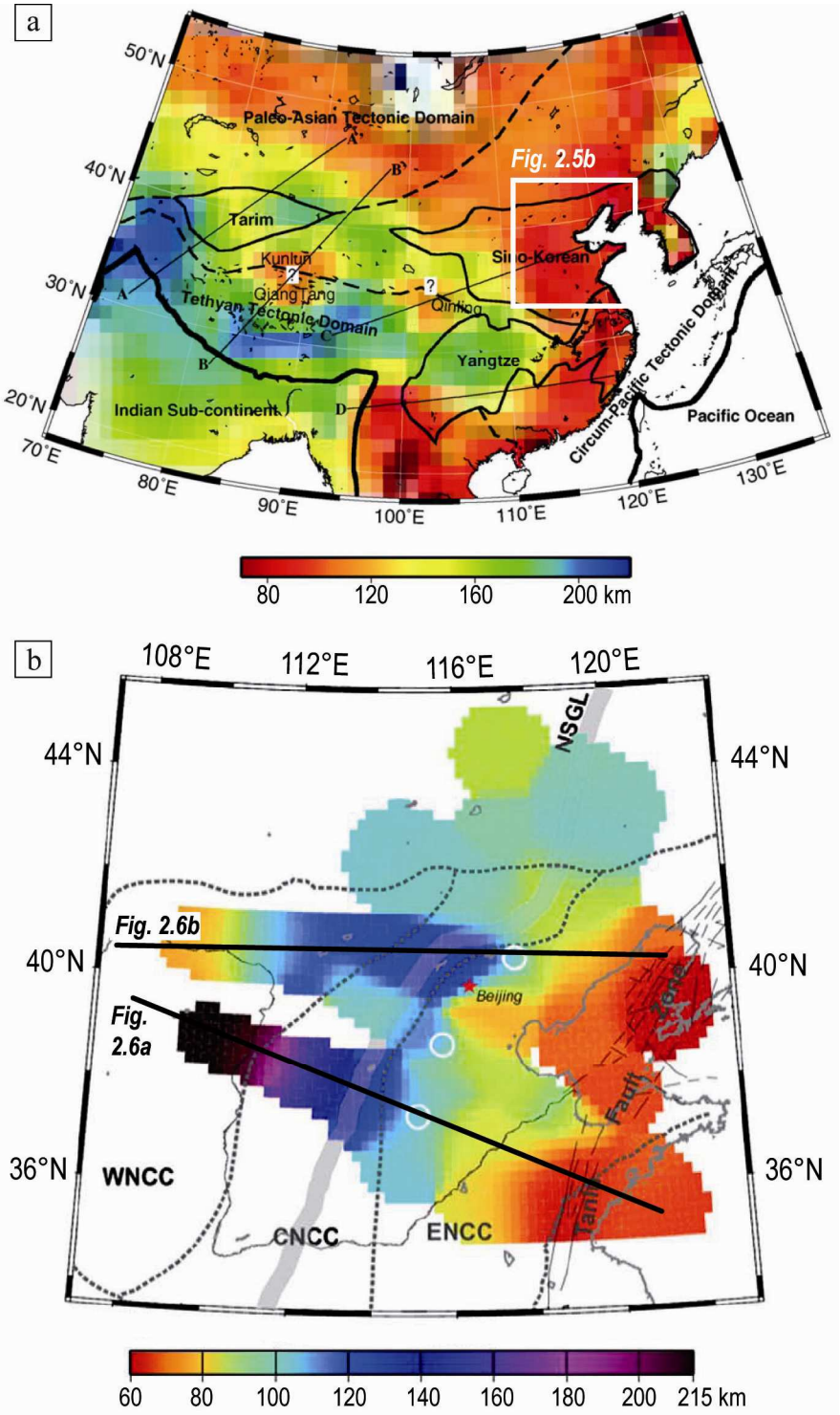


Figure 2.5 : Cartes de la profondeur de la transition lithosphère-asthénosphère marquée par la zone de moindre vitesse (ou LVZ : Low Velocity Zone) pour la Chine (a) et le Craton de Chine du Nord (b), issues de An et Shi (2006) et Chen (2010), respectivement. Les traits noirs correspondent aux coupes présentées en figure 2.6 (Chen et al., 2009 ; Chen, 2010).

En effet, la lithosphère épaisse de plus de 200 km au niveau de la chaîne de l'Himalaya passe à moins de 80 km dans la partie orientale du CCN (**Fig. 2.5a**). Cette observation est corroborée par les études tomographiques plus récentes menées à l'échelle du CCN (**Fig. 2.5b** ; Chen et al., 2008, 2009 ; Chen, 2009 ; Chen, 2010). Sur la carte de Chen (2010), l'épaisseur lithosphérique diminue de façon importante, passant de 140 km sous la région du Yanshan (au nord de Pékin), à 60 km sous la Baie de Bohai (**Fig. 2.5b**). Des profils orientés E-W à NW-SE ont permis à Chen (2010) de faire le lien entre les variations topographiques de surface, les anomalies gravimétriques de Bouguer et la tomographie sismique (**Fig. 2.6**). Il apparaît que les zones d'amincissement lithosphérique bien visibles sur les images migrées des ondes S par fonction récepteur (S-RF), correspondent aux zones de plus basse altitude ainsi qu'aux zones d'anomalie gravimétrique de Bouguer faiblement négatives voire positives (**Fig. 2.6**). Il est à noter que le linéament gravimétrique nord-sud (LGNS) faisant l'objet du paragraphe 2.2.1 coïncide avec la limite entre la lithosphère épaissie à l'ouest et amincie à l'est, illustrée par les données tomographiques (**Figs. 2.3, 2.5a et 2.5b ;** Griffin et al., 1998 ; Menzies et al., 2007). Si l'amincissement lithosphérique demeure évident et bien exprimé dans la partie est du CCN, il s'avère que les parties ouest et centrale (**Fig. 2.2**) présentent des traces d'amincissement plus localisées mais néanmoins présentes (Chen, 2010).

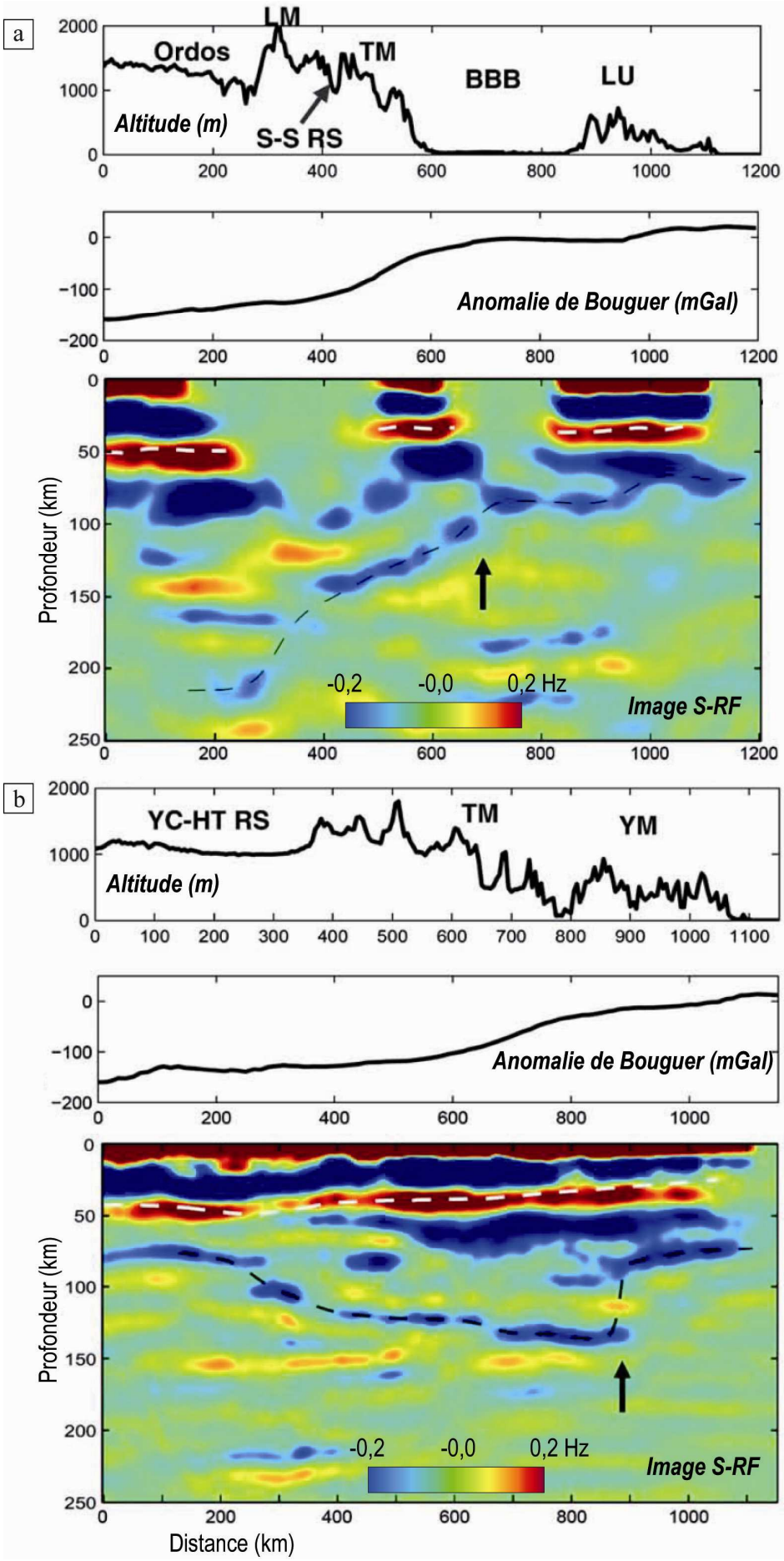


Figure 2.6 : Profils topographiques, de l'anomalie gravimétrique de Bouguer et images migrées des ondes S par fonction récepteur (S-RF). Les localisations des coupes sont précisées sur la figure 2.5. (a) et (b) issus de Chen et al. (2009) et Chen (2010). Les lignes noires en tiretés représentent la limite lithosphère-asthénosphère, et celles blanches la discontinuité du Moho. BBB (Bassin de la Baie de Bohai), LU (Luxi Uplift), TM (Taihang Mountains), LM (Lüliang Mountains), S-S RS (Shaanxi-Shanxi Rift System), YC-HT RS (Yinchuan-Hetao Rift System), YM (Yan Mountains).

2.2.3. L'étude des enclaves du Paléozoïque et du Cénozoïque

2.2.3.1. L'épaisseur de la lithosphère continentale en Chine du Nord

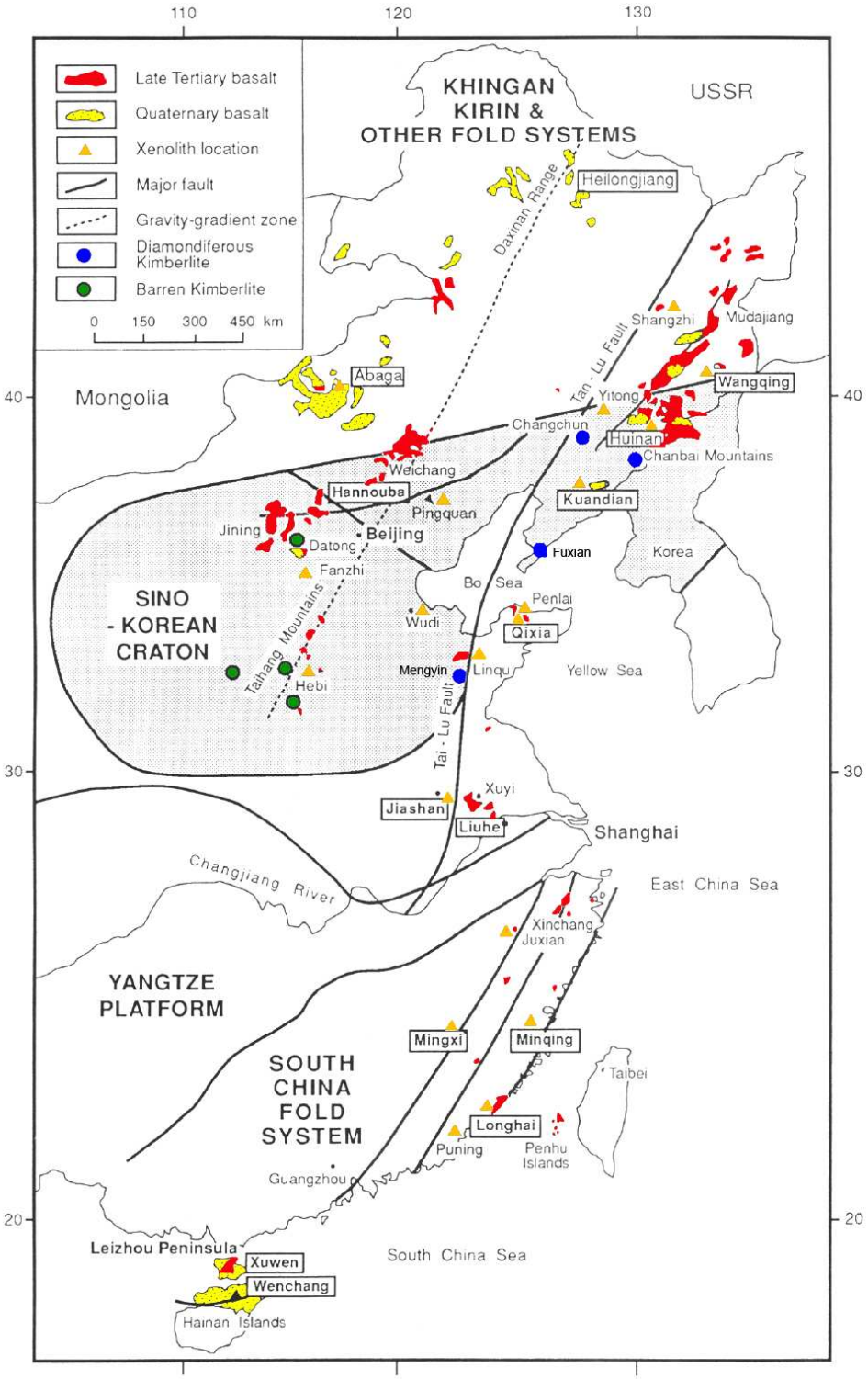


Figure 2.7 : Carte de répartition des enclaves présentes en Chine de l'Est (Menzies et al., 1993). Les kimberlites du Paléozoïque ainsi que les basaltes du Cénozoïque associés aux enclaves sont également représentés.

La coexistence de kimberlites datant de l'Ordovicien (ex. sites de Mengyin et Fuxian) et de basaltes du Cénozoïque (ex. sites de Hannuoba et Qixia) au sein du Craton de Chine du Nord (CCN) permet d'accéder à l'évolution temporelle du manteau lithosphérique sous-continental, à l'aplomb du craton, par le biais des enclaves portées par ces roches volcaniques (**Fig. 2.7** ; ex. Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998 ; Menzies et al., 2007 ; Xu et al., 2010). C'est l'étude de ces roches couplée aux premières données tomographiques (Cheng et al., 1991 ; Liu, 1992) qui vont permettre pour la première fois de mettre en évidence un amincissement lithosphérique dans la partie est du CCN.

Les kimberlites de l'Ordovicien ont permis d'amener vers des niveaux plus superficiels des enclaves (ou « xenolith » en anglais ; Lu et al., 1991 ; Zhang et al., 1991 ; Chi et al., 1992). Ces roches (He, 1987 ; Zhang et al., 1989) sont constituées essentiellement par des péridotites à grenat (>80 km, 3 GPa) contenant des diamants (150-200 km, 5-6 GPa). Grâce à l'étude des éléments en traces dans les grenats, Griffin et al. (1992, 1998, 1999) ont montré que le « géotherme grenat » pour la lithosphère sous cette région correspond à un flux de chaleur de surface d'environ 36-40 $mW.m^{-2}$ (**Fig. 2.8a**). A cela s'ajoute la caractérisation des conditions P-T, pour la partie la plus profonde de la lithosphère (180-200 km), grâce aux inclusions dans les diamants donnant une gamme de températures d'environ 1100°C pour des pressions égales à 4-6 GPa (**Fig. 2.8a** ; Zhao, 1998 ; Menzies et Xu, 1998). Ces conditions physiques (pression, température, géotherme) sont typiques d'autres vieux cratons dans le monde (ex. Kaapvaal en Afrique du Sud) associés à un faible flux de chaleur en surface. Boyd (1987) a démontré qu'il était possible de distinguer les péridotites « cratoniques » de celles « océaniques, orogéniques, ophiolitiques » sur la base des rapports olivine/orthopyroxène et de la chimie des olivines. Les péridotites des enclaves ordoviciennes sont présentes dans le champ des péridotites caractéristiques des cratons, avec des olivines fortement magnésiennes (**Fig. 2.8b** ; Xu, 2001). Pour conclure, au Paléozoïque, le Craton de Chine du Nord (CCN) est comparable aux autres cratons actuellement connus à travers le monde. A l'Ordovicien, le CCN était composé d'une croûte et d'un manteau d'âge Archéen à Protérozoïque, avec une épaisseur lithosphérique d'environ 180-200 km et un faible flux de chaleur en surface (40 $mW.m^{-2}$).

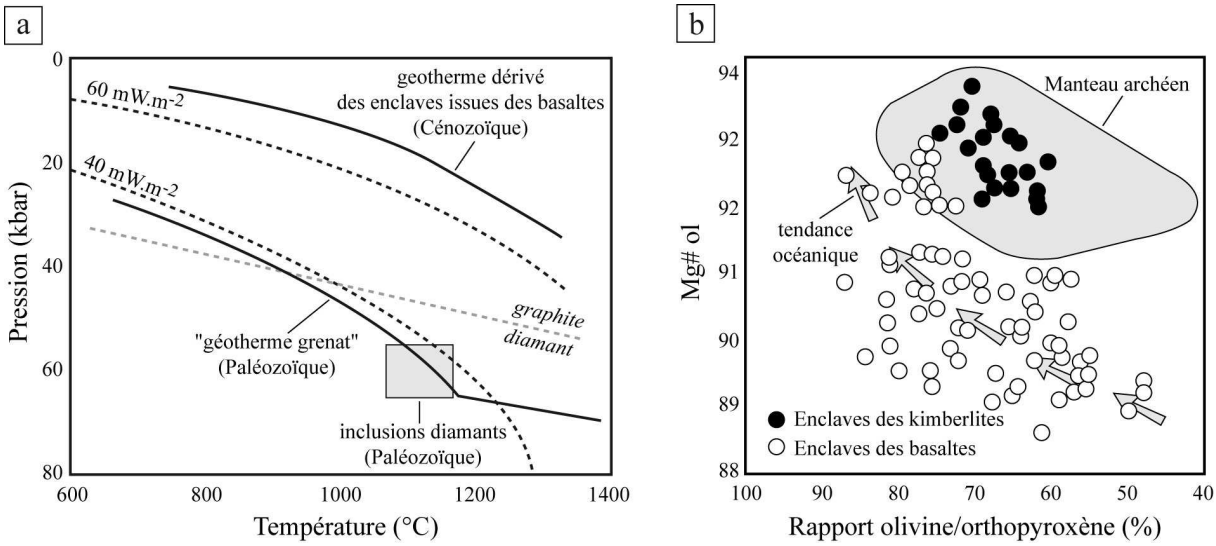


Figure 2.8 : (a) Thermobarométrie des péridotites présentes au sein des kimberlites du Paléozoïque et des basaltes du Cénozoïque (modifié d'après Menzies et al., 2007). (b) Graphique de Boyd (1987) appliqué aux enclaves du Craton de Chine du Nord (modifié d'après Menzies et al., 2007).

Au Cénozoïque, l'activité magmatique est notamment caractérisée par la formation de basaltes qui pendant leur mise en place ont ramené en surface des enclaves de roches mantelliques (**Fig. 2.7**). Les enclaves des basaltes du Cénozoïque sont constituées de péridotites à spinelle (essentiellement, <80 km) et grenat (plutôt rares), et par l'absence notable de diamants (voir les références dans Menzies et al., 2007). Xu et al. (1998) ont montré dans la région de Nushan (au SE du CCN), qu'au Cénozoïque la lithosphère était constituée d'une croûte épaisse de 30 km, d'un manteau composé de péridotites à spinelle (de 30 à 50 km de profondeur) et de péridotites à grenat stables vers 100 km de profondeur, c'est-à-dire à la base de la lithosphère. De plus, les minéraux en équilibre au sein des enclaves des basaltes définissent un « géotherme océanique » (80 mW.m^{-2}, **Fig. 2.8a ;** Xu et al., 1998 ; Chen et al., 2001 ; Xu, 2001 ; Menzies et al., 2007, Xu et al., 2010), ce qui contraste avec le flux de chaleur (40 mW.m^{-2}) déduit des enclaves ordoviciennes (**Fig. 2.8a**). Sur la base de la différenciation des péridotites proposée par Boyd (1987), les péridotites à spinelle incluses dans les basaltes du Cénozoïque correspondent au champ caractérisant les péridotites « océaniques, orogéniques, ophiolitiques » (**Fig. 2.8b** ; Xu et al., 1998 ; Fan et al., 2000 ; Rudnick et al., 2004). Menzies et al. (1993) ont proposé qu'au Cénozoïque, l'épaisseur de la lithosphère continentale sous le CCN était de 75 à 80 km.

L'étude des enclaves du Craton de Chine du Nord met en évidence un amincissement lithosphérique majeur (>120 km) entre le Paléozoïque (épaisseur lithosphérique ≈ 200-180 km) et le Cénozoïque (épaisseur lithosphérique ≈ 75-80 km). Ces épaisseurs sont confirmées

par les données de tomographie sismique (Cheng et al., 1991 ; Liu, 1992 ; Chen et al., 2008 ; Chen, 2010). La racine du craton est semble-t-il modifiée thermiquement et physiquement. Cette modification de la racine du craton est variable du point de vue spatial. En effet, l'amincissement lithosphérique semble essentiellement se localiser dans la partie est du CCN (ex. Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998 ; Menzies et al., 2007 ; Xu et al., 2010), bien qu'une récente étude tomographique indique le possible amincissement localisé des parties centrale et occidentale du craton (Chen, 2010). Cet amincissement lithosphérique de l'est du CCN correspond aussi à la zone où se localisent les anomalies gravimétriques, à l'est du linéament gravimétrique N-S (Griffin et al., 1998 ; Menzies et al., 2007). Les modalités de la réactivation du craton sont encore vivement discutées (ex. Xu, 2001 ; Menzies et al., 2007 ; Xu et al., 2010 et références associées).

2.2.3.2. L'âge du manteau lithosphérique en Chine du Nord

L'étude des enclaves a permis de montrer un amincissement lithosphérique sous le Craton de Chine du Nord (CCN) supérieur à 120 km, mais il demeure une question : quel est l'âge de la partie mantellique de la lithosphère continentale sous le CCN ? Est-ce que la racine lithosphérique a le même âge que la croûte continentale sus-jacente ? De nombreuses études sur le sujet ont été menées sur les vieux cratons à travers le monde (ex. Afrique du Sud, Amérique du Nord). A partir de l'étude des systèmes isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr des grenats et des pyroxènes présents en inclusions dans les diamants des enclaves, il est possible de dater la formation initiale des roches ultrabasiques et non les épisodes de recristallisation qu'elles auraient pu subir au cours de l'histoire géologique du craton considéré (ex. Richardson et al., 1993). Un autre système isotopique utilisé pour dater les racines lithosphériques est le système Re-Os. Le système isotopique Re-Os diffère des autres systèmes sur le fait que le Re est très incompatible dans le manteau, alors que l'Os est lui compatible. En effet, les éléments père et fils des autres systèmes sont tous deux incompatibles dans le manteau. Ainsi, au cours d'évènements magmatiques amenant à la formation ou à la destruction du manteau lithosphérique du craton, le Re est complètement extrait des roches péridotitiques alors que l'Os demeure au sein de ces roches (Carlson et al., 1994). L'analyse des enclaves mantelliques remontées plus tard vers la surface permet de dater l'évènement (formation ou destruction du manteau lithosphérique) amenant à un appauvrissement en Re des péridotites.

Pour le Craton de Chine du Nord, il existe de nombreuses études sur les datations du manteau lithosphérique et de la croûte sus-jacente (voir références ci-dessous). La croûte

continentale du CCN a pour la première fois été datée par Jahn et Zhang (1984) et Huang et al. (1986) par la méthode Sm-Nd sur des amphibolites aux alentours de 3,5 Ga. Plus tard, l'étude des roches crustales et des enclaves a révélé un intervalle d'âges allant de 2,5 à 3,5 Ga (ex. Jahn et al., 1987, Jahn et Ernst, 1990 ; Liu et al., 1992 ; Wu et al., 1992, Liu et al., 2004a ; Zheng et al., 2004). Les études géochronologiques utilisant la méthode U/Pb sur zircon ont confirmé l'âge ancien de la croûte supérieure. Deux groupes d'âges pour la croûte continentale, le premier à 2,5-2,9 Ga, le second à 3,2-3,6 Ga ont été identifiés par Wu et al. (1992). Plus récemment, Zheng et al. (2004) ont montré la présence de reliques de croûte ancienne (~3,6 Ga) au sein d'une croûte plus jeune, reflétant une réactivation possible de la croûte. La plupart des auteurs s'accordent à considérer qu'une part importante (80%) de la croûte continentale du CCN est âgée de la fin de l'Archéen (entre 2,8 et 2,5 Ga), le reste étant constitué des bassins sédimentaires du Mésozoïque, du Tertiaire et des roches magmatiques du Mésozoïque

Le manteau lithosphérique du CCN a pu être daté en plusieurs endroits grâce à l'étude du système isotopique Re-Os des péridotites contenues dans les enclaves du Paléozoïque et du Cénozoïque (Gao et al., 2002 ; Wu et al., 2003). Les auteurs ont montré que le manteau lithosphérique sous le CCN est extrêmement complexe. En effet, quelques rares parties du manteau lithosphérique sont datées de l'Archéen (2,6-2,5 Ga, site de Fuxian), ce qui est comparable aux âges de la croûte continentale décrits plus hauts. De plus, il est à noter que la plupart des enclaves du Paléozoïque sont très altérées et expliquent sans doute le peu d'études entreprises dans cette région. La **Fig. 2.9** montre bien que les rapports isotopiques $^{187}Os/^{188}Os$ d'une grande majorité des péridotites étudiées correspondent à des modèles d'âges (T_{RD}) plus récents que les âges obtenus pour la croûte continentale du CCN. Gao et al. (2002) et Wu et al. (2003) interprètent ces différences d'âges entre le manteau lithosphérique et la croûte continentale sus-jacente comme le fait d'un rajeunissement de la racine mantellique du craton. En effet, le manteau lithosphérique ancien serait remplacé par du matériel juvénile au cours du Protérozoïque et du Phanérozoïque (Gao et al., 2002 ; Wu et al., 2003). Basé sur des évidences géologiques (ex. bassins, magmatisme), Gao et al. (2002) proposent que le remplacement lithosphérique dans l'est du Craton de Chine du Nord se soit produit au cours du Jurassique et du Crétacé.

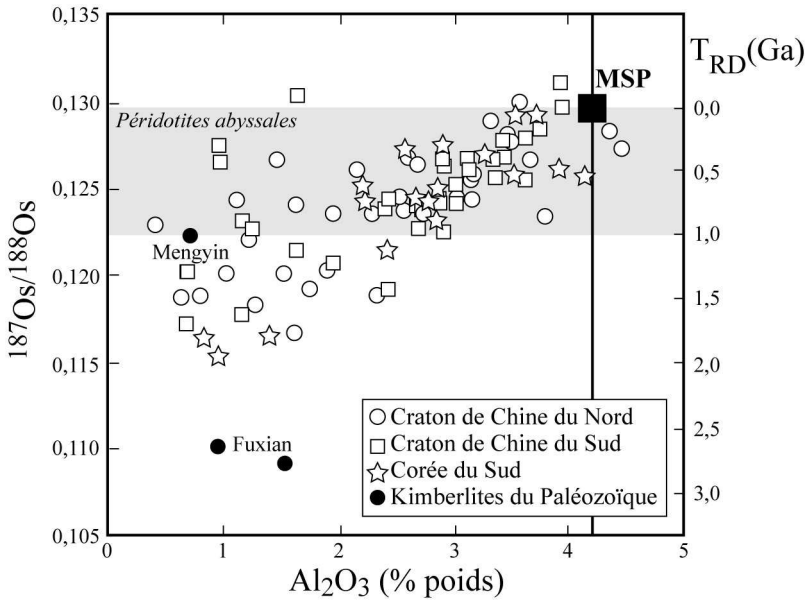


Figure 2.9 : Graphique $^{187}Os/^{188}Os$ = f(Al_2O_3 roche totale) pour les péridotites des enclaves du Craton de Chine du Nord (Gao et al., 2002 ; Wu et al., 2003), du Craton de Chine du Sud (Zhi et al., 2001), de Corée du Sud (Lee et al., 2006) et des kimberlites du Paléozoïque. Les valeurs pour le MSP (manteau supérieur primitif) sont issues de Meisel et al. (2001), et celles pour les péridotites abyssales de Snow et Reisberg (1995).

2.3. Les preuves d'une extension crustale

La Chine du Nord est depuis longtemps connue pour ses bassins sédimentaires riches en pétrole, gaz et charbon, ainsi que pour ses massifs granitiques grands pourvoyeurs d'or. Cependant, la relation entre ces structures géologiques et l'extension continentale débutant à la fin du Mésozoïque et se poursuivant au Cénozoïque n'a pas été faite directement. La première description d'un dôme métamorphique extensif (MCC) en Chine du Nord a été faite par Davis et al. (1996) dans le massif du Yunmengshan, au nord de Pékin, dans la chaîne du Yanshan. Un MCC est le marqueur d'une forte extension crustale, souvent associé au développement de bassins syntectoniques et à du magmatisme (voir Chapitre 1). Par la suite, la datation des mylonites (~110-130 Ma ; ex. Davis et al., 1996 ; Yin et Nie, 1996 ; Webb et al., 1999 ; Darby et al., 2004 ; Lin et al. 2008), des laves intercalées dans les bassins (~155-110 Ma ; ex. Ren et al., 2002 ; Meng, 2003), et l'étude de la sédimentation dans les bassins ont permis de donner un âge fin Jurassique-Crétacé à ces structures formées dans un contexte extensif orienté NW-SE. La reconnaissance d'objets géologiques de même nature à l'échelle de toute la Chine du Nord (ex. MCC du Sud Liaodong (Liu et al., 2005) ; avec des âges similaires et un contexte extensif orienté NW-SE a permis de déterminer l'existence d'une extension continentale de grande ampleur. Les bassins intracontinentaux, les dômes métamorphiques extensifs, les roches volcaniques et plutoniques sont alors les preuves directes d'une extension crustale en Chine du Nord dès la fin du Mésozoïque.

2.3.1. Les bassins sédimentaires intracontinentaux

Des centaines de bassins se sont développés en Chine de l'Est et plus particulièrement en Chine du Nord. Devenus un enjeu stratégique pour l'approvisionnement en énergie de la Chine, ces bassins très riches en hydrocarbures, en charbon et en gaz ont fait l'objet d'études structurales et sédimentologiques détaillées (ex. Ru et Pigott, 1986 ; Liu, 1986 ; Ma et Wu, 1987 ; Gilder et al., 1991 ; Tian et al., 1992). Les principaux bassins extensifs de Chine du Nord sont les bassins de Songliao (260 000 km²), Hailar, Erlian, Est Gobi, Yingen et Sanjing (**Fig. 2.10**).

La datation des coulées de lave intercalées dans les bassins et la stratigraphie ont permis de déterminer le début d'ouverture des bassins comme prenant place au Jurassique supérieur. Ainsi, l'ouverture du bassin de l'Est Gobi se produit à 155±1 Ma, d'après les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les laves interstratifiées (Graham et al., 2001).

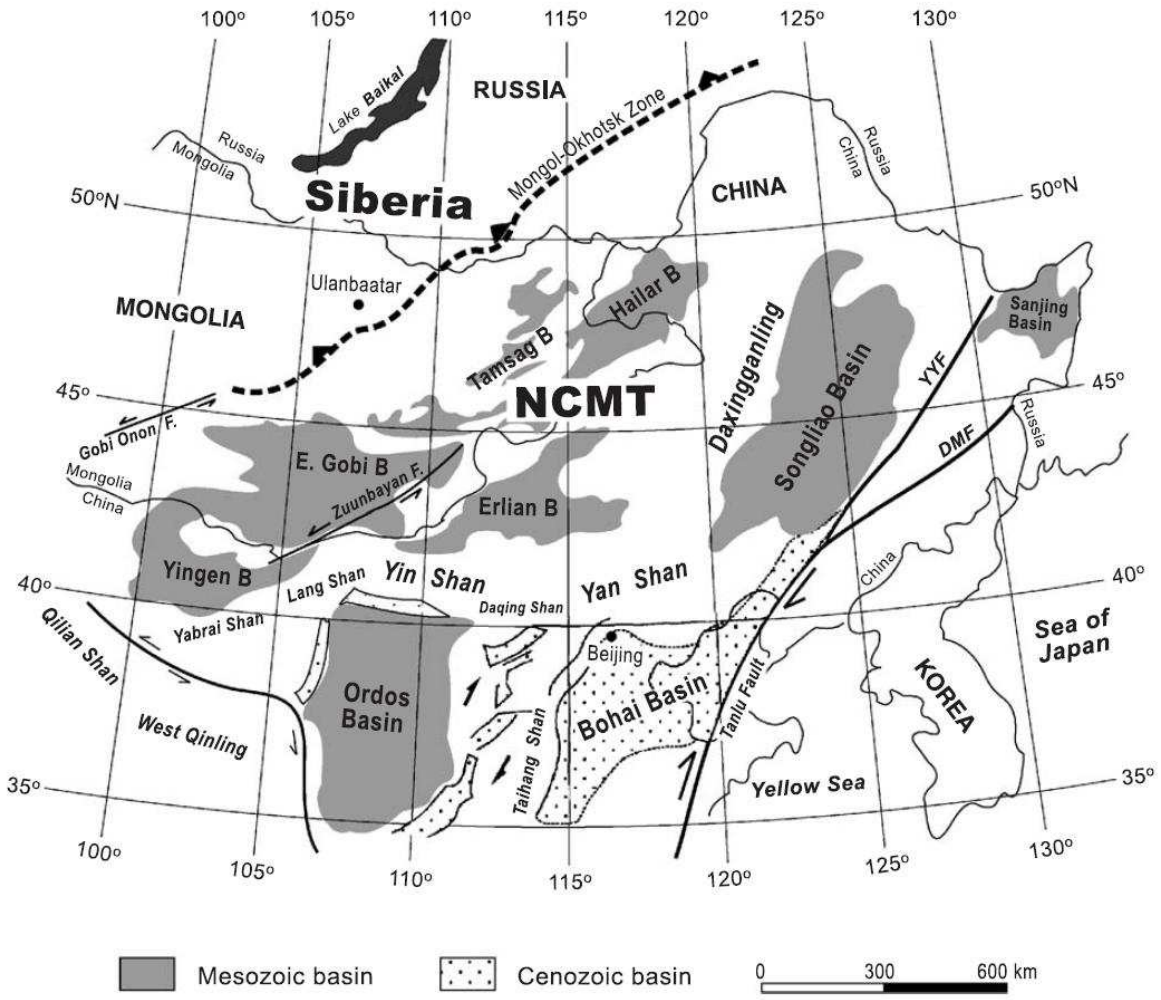


Figure 2.10 : Carte de localisation des bassins du Mésozoïque de Chine du Nord (Meng, 2003).

Un âge sensiblement identique (156-145 Ma) a été déterminé pour la série volcano-sédimentaire de Xingganling à la base de la série du bassin d'Erlian, grâce aux datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ et K/Ar (Chen et Chen, 1997) et aux fossiles typiques de cette période (Wang et al., 1995a, b). Le bassin de Yingen commence à s'ouvrir au Jurassique supérieur comme en témoignent les types de pollen et de spores retrouvés dans les sédiments alluviaux et fluviatiles (Wu et al., 1998 ; Jin et al., 2000). En ce qui concerne le bassin de Songliao, au nord-est de la Chine (**Fig. 2.10**), le volcanisme précoce dans le bassin est daté à 147-157 Ma par les méthodes K/Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Wang et al., 2002, 2006). Par conséquent, l'ouverture des bassins en Chine du Nord semble débuter de manière synchrone vers 155 Ma (Meng, 2003).

Le remplissage sédimentaire de ces bassins est très étudié étant donné les nombreux forages pétroliers réalisés. Une corrélation entre tous les bassins a été établie, montrant une cyclicité dans la sédimentation, alternant le dépôt de conglomérats fluviatiles et de roches fines lacustres, typique d'un environnement continental. A cela s'ajoute un volcanisme plus

ou moins important, en intercalation dans les couches sédimentaires (ex. Wang et al., 2002, 2006 ; Pei et al., 2008 ; Zhang et al., 2010a, b).

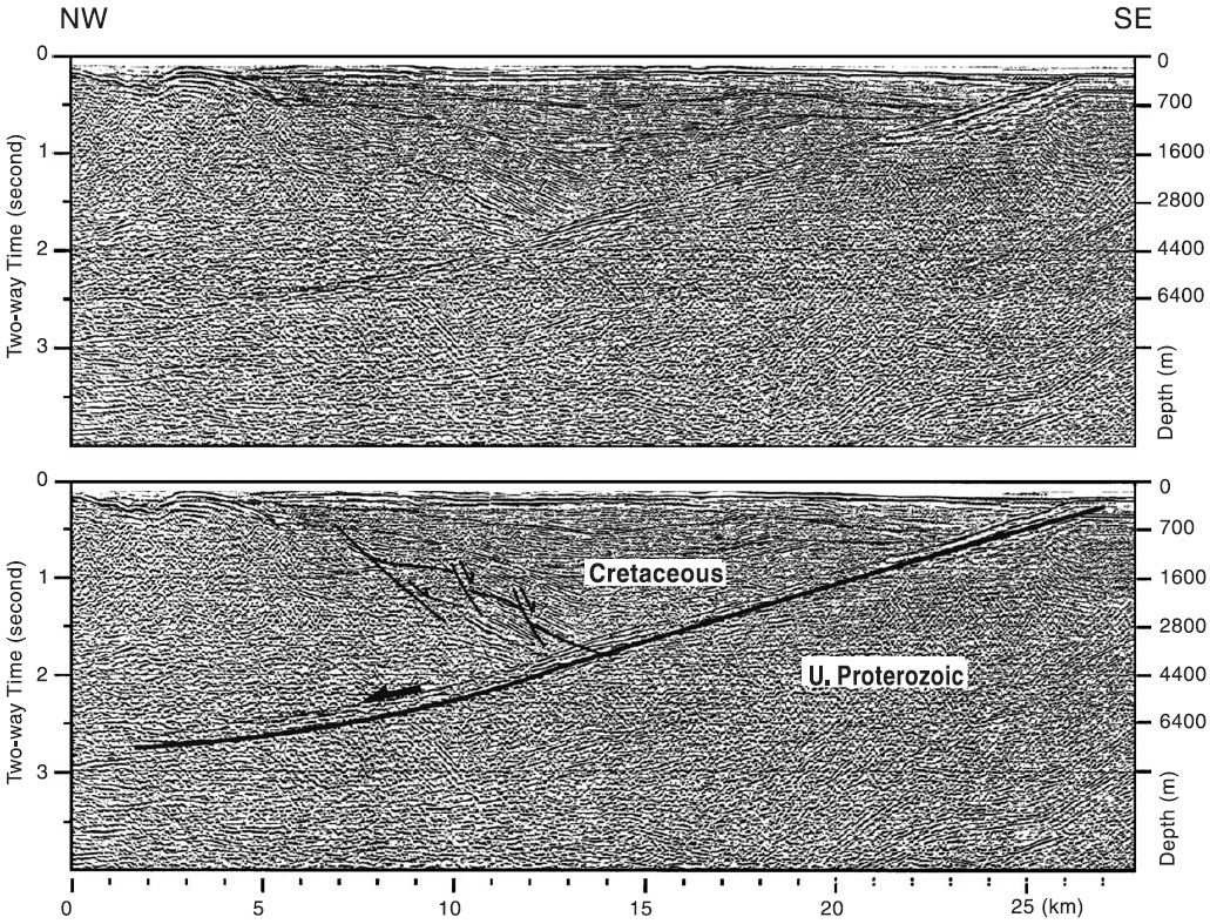


Figure 2.11 : Profil sismique dans un « sous-bassin » du bassin de Yingen (Meng, 2003). La faille normale listrique contrôlant le dépôt des sédiments du Crétacé est bien visible, mettant en avant la structure en demi-graben.

Ces grands bassins sont en réalité constitués de nombreux « sous-bassins » de taille plus modeste (~30- ~3500 km²), et étroit d'un point de vue cartographique. En coupe, ces nombreux petits bassins (~300) montrent généralement une géométrie en demi-graben bordés principalement par des failles normales fragiles listriques (**Fig. 2.11**). Ces failles parallèles aux grandes structures adjacentes, bordant les demi-grabens, s'enracinent dans le socle jusqu'à 5-6 km de profondeur pour une épaisseur de sédiments maximale de 5 km voire plus (**Fig. 2.12**). Les discordances au sein des bassins ainsi que la géométrie des failles impliqueraient plusieurs phases de rifting (Meng, 2003). La structure en « Basin & Range » a été invoquée (Ren et al., 2002) faisant état de la disposition parallèle des reliefs par rapport aux bassins, et induisant de ce fait une extension lithosphérique (~100 km horizontalement). La subsidence des bassins s'accélère au début du Crétacé pour continuer jusqu'à ~100 Ma.

Il est à noter que certains bassins se développent lors de l'exhumation de dômes métamorphiques extensifs (MCC ; ex. Darby et al., 2004 ; Liu et al., 2005). Ces bassins se développent sur le flanc du dôme au cours de sa remontée le long d'une zone de détachement majeure. Ainsi, les bassins de Fuxin-Yixian et de Fuxian se développent de façon synchrone avec l'exhumation des MCC du Yiwulüshan et du Sud Liaodong, respectivement.

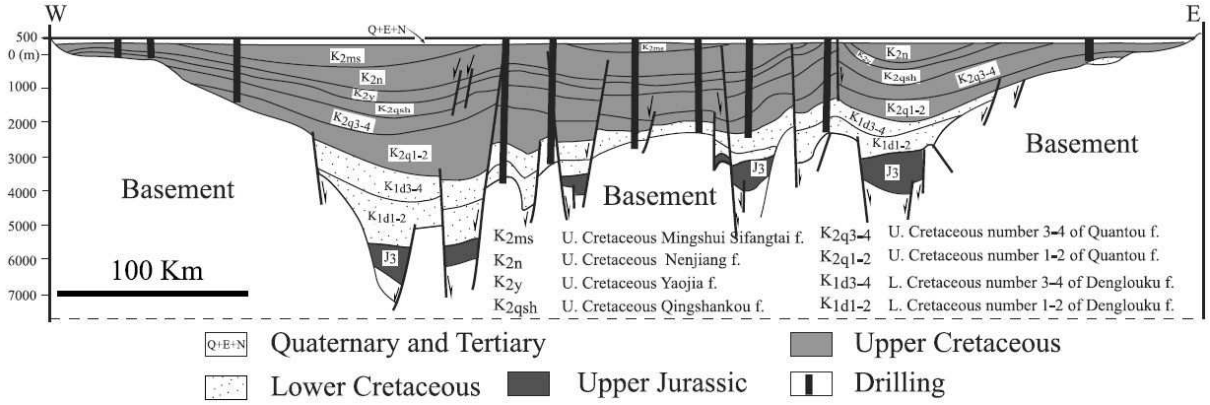


Figure 2.12 : Coupe géologique synthétique du bassin de Songliao (issue de Lin et al., 2003 et modifiée d'après Chen et al., 1999).

2.3.2. Le magmatisme

La Chine de l'Est est caractérisée à la fin de Mésozoïque par une forte activité magmatique avec un volume important de roches volcaniques et plutoniques (ex. Lin et al., 1998 ; Wu et al., 2005a, b ; Wang et al., 2006 ; Ying et al., 2010a, b ; Zhang et al., 2010a, b).

2.3.2.1. Le volcanisme

Le volcanisme de la fin du Mésozoïque couvre une surface importante en Chine du Nord et dans ses régions voisines (sud de la Mongolie, Péninsule Coréenne, Japon). Le volcanisme en Chine du Nord est particulièrement développé dans la région du Daxingganling (au nord-est de Pékin ; **Fig. 2.13**) sur une surface d'environ 100 000 km² (BGMRNM, 1991) pour une épaisseur de 4 à 5 km (ex. Wang et al., 2006). Les roches volcaniques sont aussi présentes en intercalations dans les bassins intracontinentaux présentés dans le paragraphe précédent. Les roches sont principalement composées de basaltes, basaltes alcalins, andésites, trachyandésites, trachytes ou rhyolites.

Malgré les différences lithologiques retrouvées, les nombreuses études géochimiques mettent en évidence une source commune : soit (1) une source issue du manteau lithosphérique faiblement appauvri ou bien (2) une source issue du manteau appauvri avec une contamination crustale (ex. Fan et al., 2003 ; Zhang et al., 2007 ; Zhang et al., 2010a). En

effet, les roches quelque soit leur variation systématique en éléments majeurs, sont caractérisées par des rapports isotopiques semblables du Nd faiblement appauvris à enrichis ($\varepsilon_{Nd}(t)$ = -0,78-+3,20) et de faibles rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704-0,706).

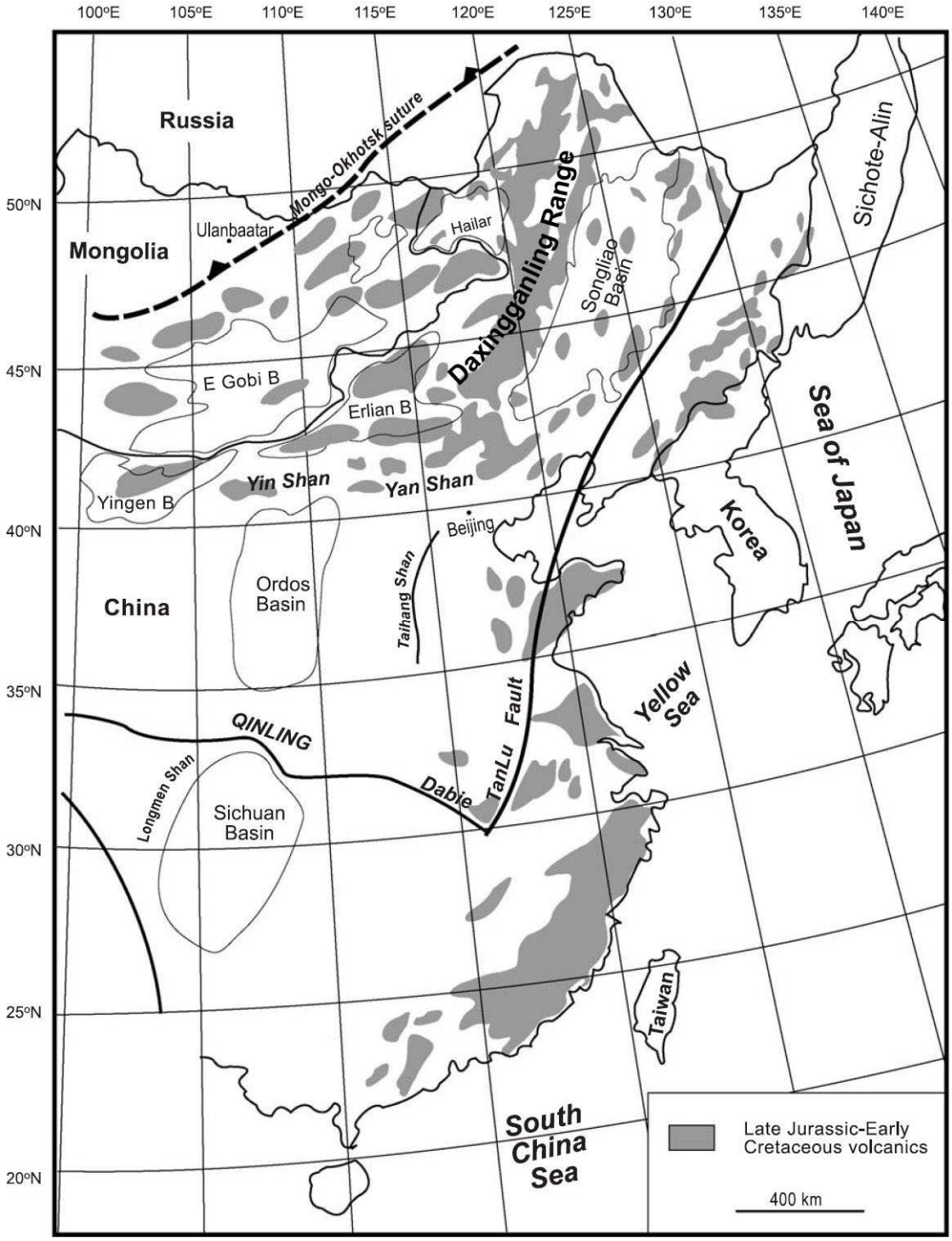


Figure 2.13 : Carte synthétique de répartition des roches volcaniques de la fin du Mésozoïque en Chine de l'Est (Wu et al., 1982 ; SMJGRT, 1980 ; Yarmolyuk and Kovalenko, 2001 ; Meng, 2003).

Le volcanisme en Chine du Nord est de mieux en mieux contraint temporellement par les nombreuses études géochronologiques effectuées dans la région du Daxingganling et dans les bassins intracontinentaux (ex. Wang et al., 2006 ; Zhang et al., 2006 ; Ying et al., 2010a, b ; Zhang et al., 2010a, b). Ainsi, l'activité volcanique en Chine du Nord débuterait à la fin du Jurassique comme le montre la compilation des âges K/Ar et Ar/Ar faite par Lin et al. (1998) donnant un âge de 155 Ma. Ceci est corroboré par (1) de récentes datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ montrant une activité volcanique s'initiant vers 163 Ma et se poursuivant jusqu'à la fin du Crétacé inférieur (113 Ma ; Wang et al., 2006), et (2) par des datations U/Pb sur zircon faites plus récemment (Ying et al., 2010b). Une migration spatiale et temporelle du volcanisme de l'ouest vers l'est, entre la suture de Mongol-Okhotsk et la paléo-subduction Pacifique a été proposée (~160-140 Ma pour la Mongolie ; ~120-130 Ma par la région du Daxingganling, le bassin de Songliao et le Liaoning ; ~100 Ma pour la Péninsule coréenne et ~80 Ma pour le Japon ; Wang et al., 2006). Le pic du volcanisme se situe entre 120-130 Ma (Wang et al., 2006), ce qui correspond au pic de plutonisme mis en évidence par Wu et al. (2005a).

L'origine du volcanisme en Chine du Nord est encore vivement discutée par les différents auteurs. En effet, le volcanisme peut être considéré selon les auteurs comme la manifestation en surface (1) d'un panache mantellique (Lin et al., 1999 ; Ge et al., 1999) ; (2) de l'effondrement post-orogénique de la chaîne de Mongol-Okhotsk faisant l'analogie avec le Basin & Range aux Etats-Unis (Fan et al., 2003 ; Ying et al., 2010a, b) ; (3) d'un régime extensif d'arrière-arc lié à la subduction de la paléo-plaque Pacifique (Zhao et al., 1989 ; Faure et Natal'in, 1992 ; Zhao et al., 1994) ; (4) de la délamination lithosphérique (Wu et al., 2005a) ; (5) de la combinaison des effets de la subduction et de la délamination (Zhang et al., 2010b).

2.3.2.2. Le plutonisme

Le volcanisme est accompagné par un important plutonisme, très présent en Chine du Nord et ses régions avoisinantes (**Fig. 2.14**). La carte de la **figure 2.14** montre une répartition importante des massifs granitiques en Chine du Sud, en Chine du Nord et dans la Péninsule Coréenne, ainsi qu'au Japon (voir références du §1). En Chine du Nord, les régions présentant le plus grand nombre de massifs granitiques sont le Jiaodong, le Liaodong et la chaîne du Yanshan (ex. Wang et al., 1998 ; Wu et al., 2005a, b ; Chen et al., 2007).

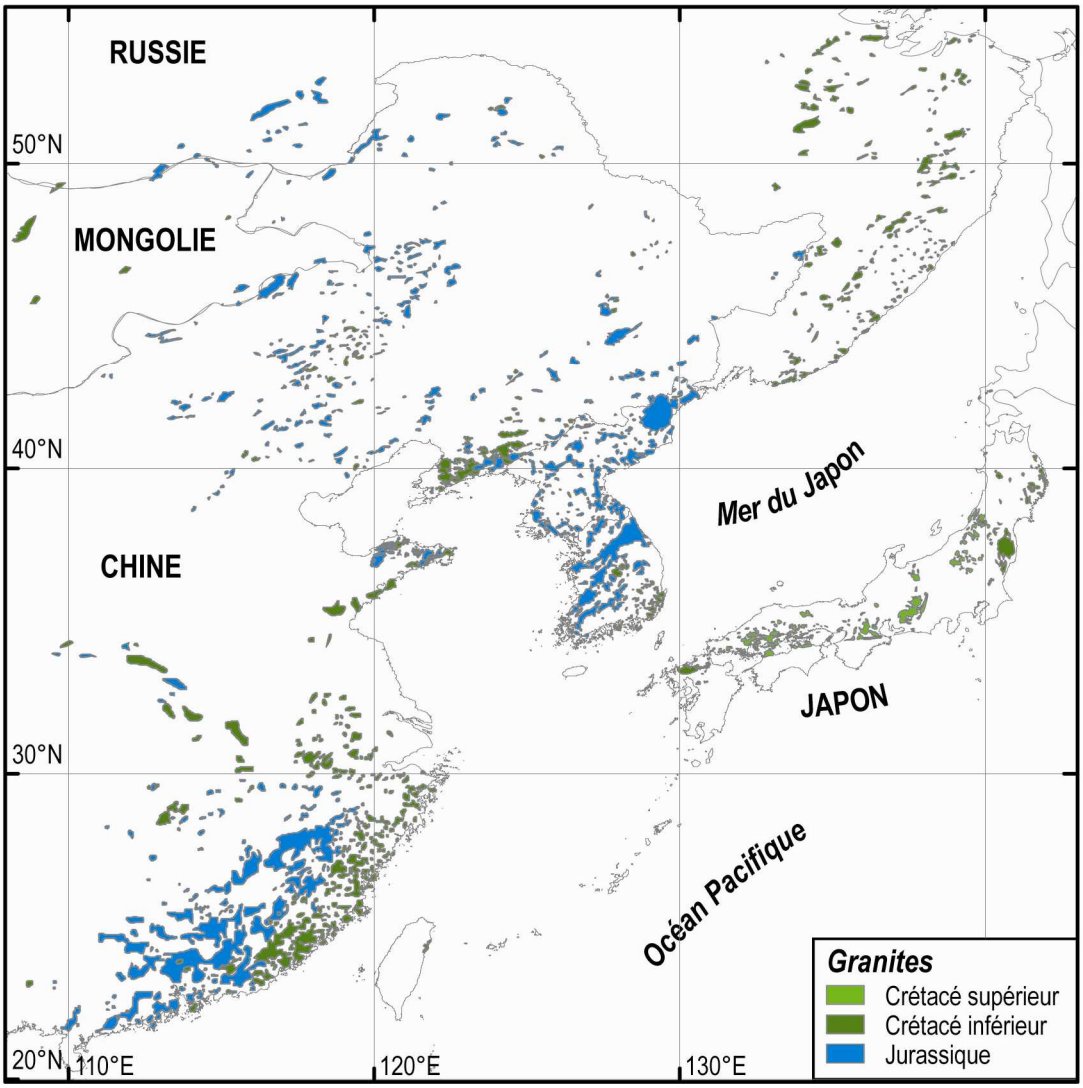


Figure 2.14 : Carte synthétique de répartition des granitoïdes de la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est (compilée d'après les données de GSJ, 1992 ; Zorin, 1999 ; Wang et al., 1998 ; Chough et al., 2000 ; Li, 2000 ; Wu et al., 2000 ; Choi et al., 2005 ; Wu et al., 2005a, b ; Ishihara, 2007 ; Wu et al., 2007).

Les analyses géochimiques en éléments majeurs et traces ne permettent pas de distinguer les massifs de ces trois régions selon le type de lithologie (Chen et al., 2007). Les

massifs granitiques sont pour la plupart constitués des roches monzonitiques à quartz (65%), de monzogabbros et de monzodiorites (15%), de granitoïdes (10%) et de syénites (10%). Les minéraux principaux sont le plagioclase, l'amphibole (hornblende), le pyroxène, le quartz et le feldspath potassique. La magnétite, la titanite, le zircon, l'apatite ou encore le sphène constituent les minéraux accessoires. Les diagrammes de Harker des éléments majeurs et traces (CaO, TiO_2, MgO en % poids ; V, Co, Sr en ppm) présentés par Chen et al. (2007), montrent une décroissance linéaire en fonction de la silice (SiO_2), privilégiant un modèle de mélange de magmas felsique et mafique pour la formation des roches granitiques. Les granitoïdes et leurs enclaves sont caractérisés par un fort appauvrissement en éléments terres rares lourdes et un enrichissement significatif en éléments terres rares légères, suggérant à nouveau la coexistence de deux types de magma. D'autres études géochimiques et pétrographiques menées sur les granitoïdes du Jurassique et du Crétacé (Wu et al., 2000 ; Wu et al., 2002 ; Wu et al., 2005b) ont démontré l'existence notable de granites de type A (anorogénique) et de type I (source ignée basique à intermédiaire) selon la nomenclature de Chappell et White (1974). Les granitoïdes sont essentiellement peralcalins, alcalins à calco-alcalins témoignant d'une forte fusion des matériaux mantelliques et crustaux. Les auteurs considèrent l'existence d'une lithosphère anormalement chaude ayant permis la formation d'un grand volume de roches plutoniques en Chine de l'Est.

La contrainte temporelle sur ces granites a longtemps été limitée étant donné le faible nombre d'études géochronologiques. Grâce au développement important des techniques de datations depuis ces dernières années et leur fiabilité croissante eu égard aux anciennes méthodes (ex. Rb-Sr), l'évolution temporelle du plutonisme en Chine du Nord et en Asie de l'Est est de mieux en mieux contrainte (ex. Miao et al., 1998 ; Wang et al., 1998 ; Wu et al., 2000 ; Davis et al., 2001 ; Wu et al., 2002 ; Guo et al., 2004 ; Wu et al., 2005a, b ; Su et al., 2007 ; Yang et al., 2007a, b ; Wu et al., 2007). Ces études géochronologiques ont montré l'existence de deux phases majeures de plutonisme en Chine du Nord et plus largement en Asie de l'Est (**Fig. 2.15**): (1) au Jurassique (~190-150 Ma) et (2) au Crétacé inférieur (~135-100 Ma). Basé sur la compilation des datations disponibles dans la littérature pour les granites en Chine de l'Est, Wu et al. (2005a) ont démontré l'existence d'un pic de plutonisme entre 120-130 Ma, souvent appelé « Early Cretaceous giant igneous event » ou « épisode plutonique majeur du début du Crétacé » (**Fig. 2.15**). En outre, la période de plutonisme semble durer plus longtemps au Jurassique (45 Ma) qu'au Crétacé (10 Ma).

Depuis les études pionnières de Cloos (1925) et Balk (1937), les granites s'avèrent être de très bons marqueurs de la déformation subie par la croûte terrestre (ex. Brun et Pons,

1981 ; Gapais et Barbarin, 1986 ; Paterson et al., 1989 ; Ramsay, 1989). Malheureusement, les études structurales des granites de la fin du Mésozoïque en Chine du Nord sont très limitées (ex. Davis et al., 1996 ; Lin et Wang, 2006 ; Lin et al., 2007 ; Lin et al., 2008). Les études structurales dans ces massifs granitiques se concentrent essentiellement sur la déformation fragile associée aux gisements aurifères de taille mondiale (ex. Zhou et Lü, 2000 ; Zhang et al., 2003). L'étude de la déformation finie dans ces granites est pourtant capitale pour mieux appréhender le comportement de la croûte et a fortiori de la lithosphère au sein d'un régime tectonique en extension dans cette région, à la fin du Mésozoïque. Certains granites sont déformés ductilement sur leur bordure par des zones de cisaillement ductile à mouvement normal et montrant des linéations d'étirement orientées NW-SE. Ces directions sont parallèles à la direction d'extension reconnue pour le développement des failles normales fragiles en bordure des bassins intracontinentaux. Le plutonisme peut être également associé au développement des dômes métamorphiques extensifs reconnus en Chine de l'Est (ex. Davis et al., 1996 ; Darby et al., 2004 ; Lin et Wang, 2006 ; Lin et al., 2008). Ainsi, des granites syntectoniques (se déformant pendant leur mise en place) d'âge Crétacé, ont été reconnus dans le dôme métamorphique extensif du Sud Liaodong (ex. Liu et al., 2005 ; Lin et al., 2008).

L'origine du plutonisme contemporain du volcanisme est encore vivement discutée. Il est cependant inévitable de considérer un fort flux thermique dans la région à la fin du Mésozoïque pour permettre la fusion partielle de la croûte et du manteau lithosphérique, expliquant la source mixte des roches granitiques présentes en grand volume en Chine du Nord et en Chine de l'Est.

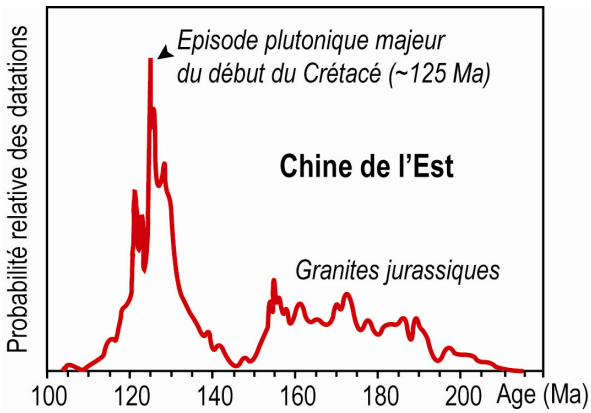


Figure 2.15 : Diagramme de fréquence des âges des granitoïdes (n=303) datés en Chine de l'Est, montrant deux périodes importantes de plutonisme, au Jurassique et au Crétacé inférieur. Modifié d'après Wu et al. (2005b).

2.3.3. Les MCC : témoins d'une extension crustale intense

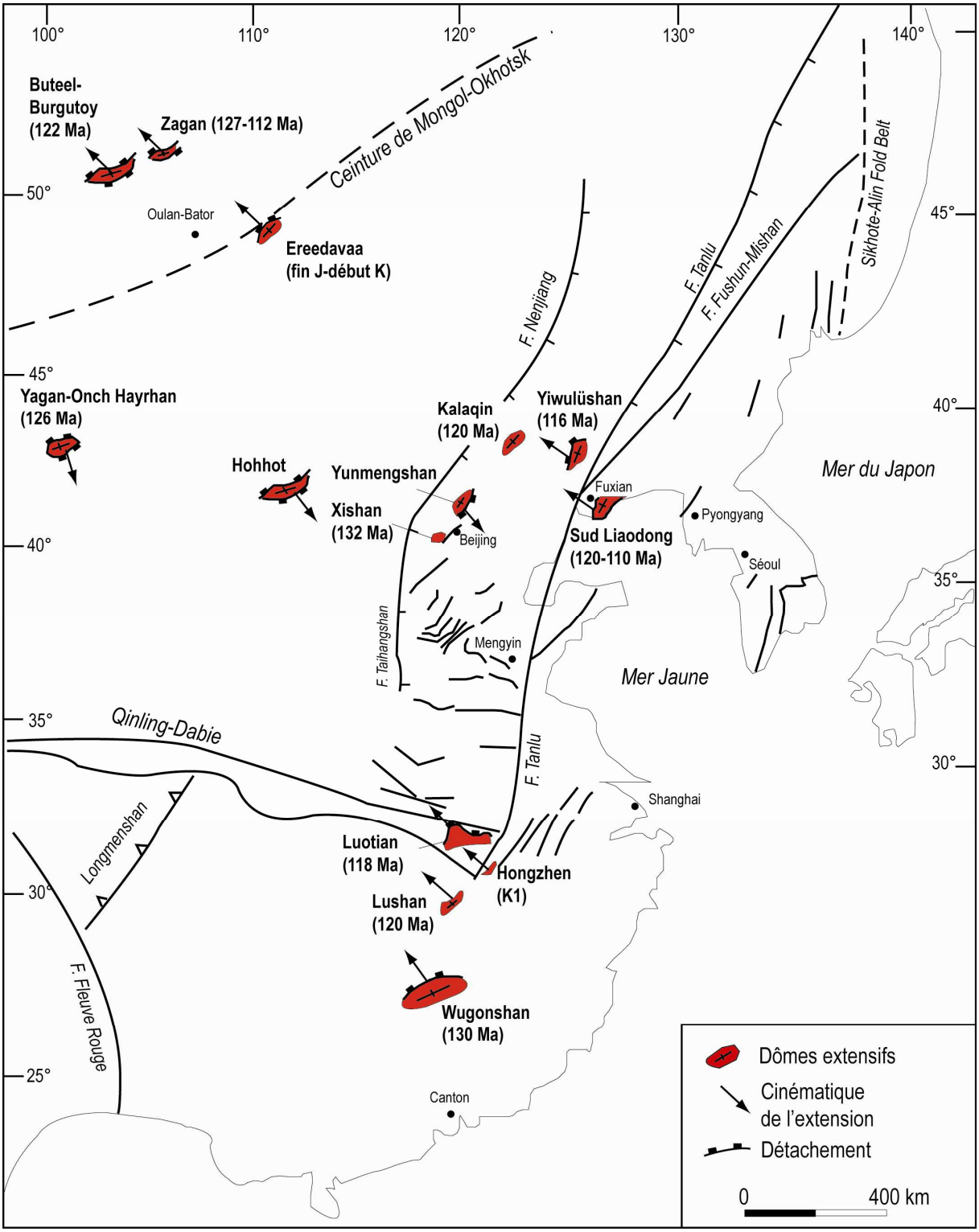


Figure 2.16 : Carte synthétique de répartition des dômes métamorphiques extensifs en Asie de l'Est. Modifiée d'après Lin et Wang (2006) et complétée d'après Daoudene et al. (2009).

Depuis leur définition au début des années 1980 dans la région du Basin & Range (ex. Crittenden et al., 1978 ; Davis et Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980 ; Lister et Davis, 1989), les dômes métamorphiques extensifs ou « Metamorphic Core Complex » (MCC) ont été reconnus dans d'autres endroits de la planète (voir les synthèses dans Dewey, 1988 ; Whitney et al., 2004).

En Chine du Nord, l'existence d'un MCC dans la région du Yanshan au nord de Pékin a été proposée par Davis et al. (1996) lors de l'étude du massif du Yunmengshan (**Fig. 2.16**). Ce dôme métamorphique extensif se composerait (1) d'une unité inférieure composée d'un socle de haut degré métamorphique (migmatites et amphibolites) d'âge Archéen et d'un pluton de granodiorite âgé de la fin du Jurassique (~150 Ma), et (2) d'une unité supérieure constituée de séries méta-sédimentaires datées du Protérozoïque au Paléozoïque, ainsi que de roches volcano-sédimentaires d'âge Crétacé. Ces deux unités seraient séparées selon Davis et al. (1996) par une zone de détachement majeur avec des linéations d'étirement mesurées dans les mylonites orientées NW-SE. Les datations par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite et feldspath potassique de la granodiorite mylonitisée du Yunmengshan donnent des âges compris entre 126 et 114 Ma (Davis et al., 1996). Les datations de la déformation ductile dans le MCC du Yunmengshan sont comparables à celles issues des mylonites des autres MCC décrits par la suite à travers toute la Chine de l'Est et ses régions voisines (**Fig. 2.16**) : 122-116 Ma pour le MCC du Sud Liaodong (**Fig. 2.17** ; Yin et Nie, 1996 ; Yang et al., 2007a ; Lin et al., 2008) ; 126 Ma pour le MCC de Yagan-Onch Hayrhan (Webb et al., 1999) ; 120 Ma selon Davis et al. (2002) pour le présumé MCC de Hohhot ; 126-116 Ma pour le MCC du Yiwulüshan, Darby et al. (2004) ; 127-112 pour le MCC de Zagan et 122 Ma pour celui de Buteel-Burgutoy (Donskaya et al., 2006).

Les dômes métamorphiques extensifs sont le résultat d'une très forte extension de la croûte continentale (ex. Davis et Coney, 1989 ; Brun et Van Den Driessche, 1994 ; Tirel et al., 2008) et leur présence en Chine du Nord et plus largement en Chine de l'Est marque l'existence d'une extension crustale importante dans cette région au début du Crétacé (~130-110 Ma). Les directions des linéations d'étirement mesurées dans les mylonites des zones de détachement majeur ont une orientation moyenne et régulière entre les massifs comprise entre N90 et N140 (NW-SE), ce qui est compatible avec la direction d'extension moyenne permettant la subsidence dans les bassins intracontinentaux (ex. Ren et al., 2002 ; Meng, 2003 ; Darby et al., 2004 ; Liu et al., 2005 ; Lin et Wang, 2006 ; Daoudene et al., 2009). La « capacité » des dômes métamorphiques extensifs d'accommoder de manière très importante la déformation subie par la croûte continentale, a permis à Liu et al. (2005) de proposer que

les MCC du Sud Liaoning (**Fig. 2.17**) et du Yiwulüshan soient des contributeurs à l'accommodation de l'extension subie par la croûte continentale (**Fig. 2.18**), due à la rotation du bloc Corée-Liaoning par rapport au bloc Chine du Nord (Lin et al., 2003).

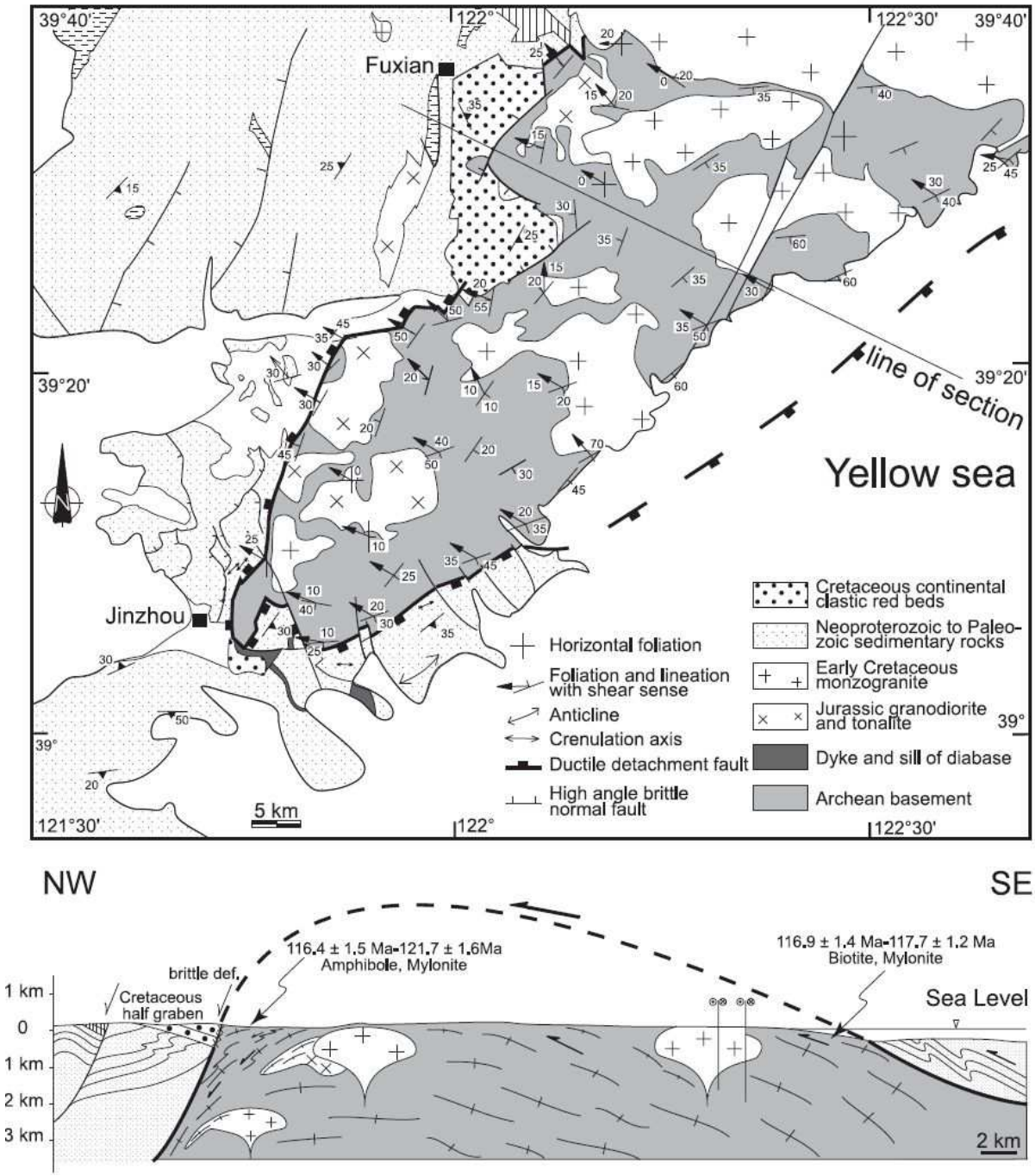


Figure 2.17 : Carte géologique et structurale du MCC du Sud Liaodong et coupe géologique à travers le dôme (Lin et Wang, 2006).

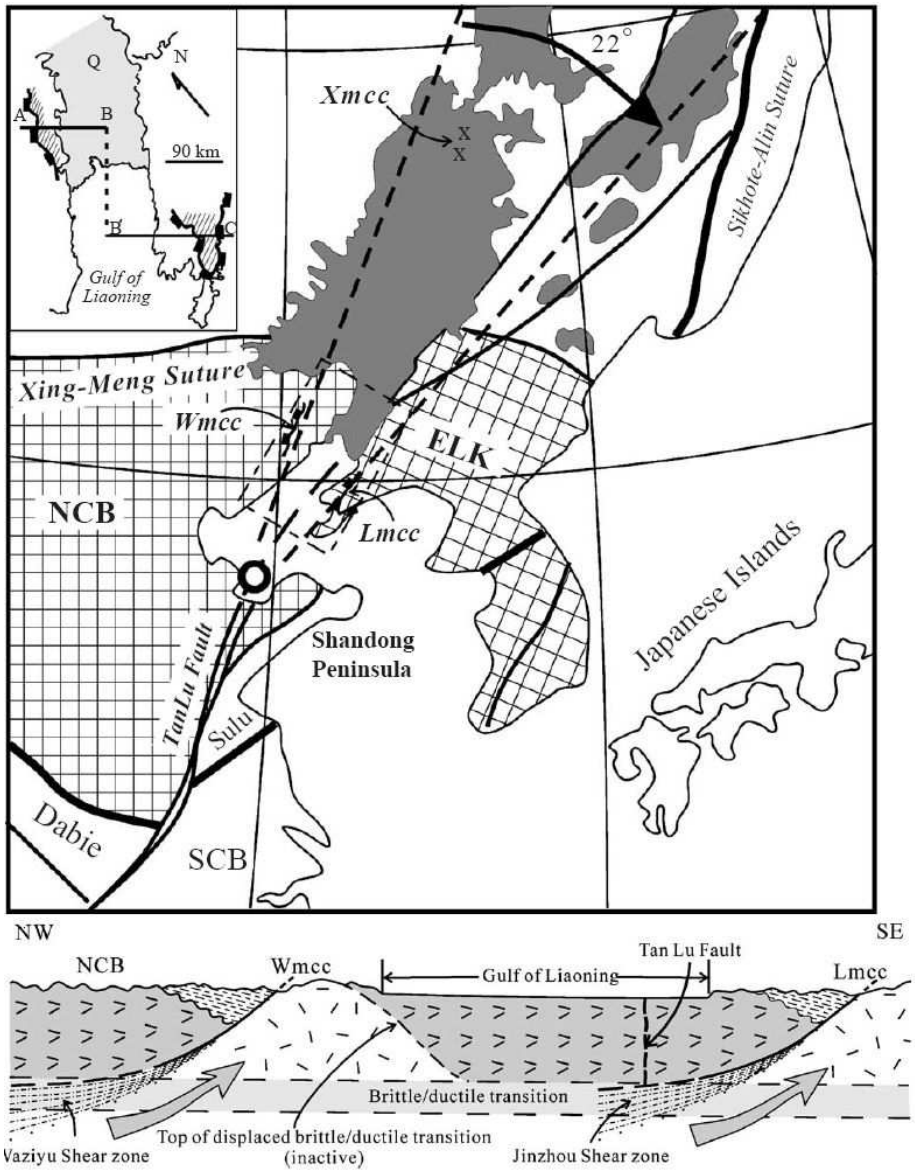


Figure 2.18 : Accommodation de l'extension crustale due à la rotation du bloc Corée-Liaoning par rapport au bloc Chine du Nord grâce aux MCC du Sud Liaodong et du Yiwulüshan (Lin et al., 2003 ; Liu et al., 2005).

2.4. Le(s) moteur(s) de l'extension : divergences géodynamiques

La caractérisation d'un amincissement lithosphérique et d'une extension crustale en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque donne lieu à de vives discussions quant à l'origine des deux évènements. En effet, aucun lien n'a encore été démontré entre l'amincissement de la lithosphère (>120 km) visible grâce à la tomographie, à la gravimétrie et à l'étude des enclaves mantelliques entre le Paléozoïque et le Cénozoïque, et l'extension crustale mise en évidence par les structures géologiques tels que les bassins et les MCC. En outre, l'amincissement de la lithosphère s'accompagne d'un renouvellement du manteau lithosphérique sous-continental, surmonté par une croûte plus ancienne. Les auteurs ont proposé plusieurs modèles géodynamiques afin d'expliquer l'origine et le moteur de l'extension continentale ainsi que l'amincissement de la lithosphère en Asie de l'Est. Il est évident qu'il existe un lien fort entre les structures « superficielles » de la croûte et les phénomènes « profonds » siégeant à la limite lithosphère-asthénosphère.

Les principaux modèles géodynamiques se basent sur une association parfois complexe entre différents mécanismes plus ou moins prédominants : (1) le panache mantellique (ex. Yano et Wu, 1997 ; Okada, 1999 ; Wilde et al., 2003), (2) l'extension liée à la collision Inde-Asie (ex. Menzies et al., 1993; Liu et al., 2004b), (3) l'effondrement post-orogénique de la chaîne de Mongol-Okhotsk (ex. Webb et al., 1999 ; Zorin, 1999 ; Davis et al., 2002 ; Meng, 2003), (4) l'extension arrière-arc liée au retrait de la zone de subduction de la paléo-plaque Pacifique (ex. Watson et al., 1987 ; Traynor et Sladen, 1995 ; Ratschbacher et al., 2000 ; Ren et al., 2002 ; Lin et al., 2003 ; Wu et al., 2005a, b ; Huang et Zhao, 2006, 2009), (5) la délamination lithosphérique et l'érosion thermo-mécanique de la lithosphère (ex. Lin et Wang, 2006). Une brève présentation de chaque modèle est proposée dans les paragraphes qui suivent.

2.4.1. Le panache mantellique

Depuis leur découverte par Morgan (1972), les panaches mantelliques font l'objet de vives discussions au sein du domaine des Géosciences, concurrençant même le modèle de la tectonique des plaques (ex. DePaolo et Manga, 2003). Un panache mantellique est issu d'une zone de formation de magma située au sein du manteau, à partir de laquelle la matière s'élève selon une colonne ascendante, nommée panache. Le volcanisme constitue une manifestation à la surface de la lithosphère de ce phénomène. Les panaches s'initieraient à des interfaces particulières du manteau (660 km : passage spinelle-pérovskite ou 2900 km : couche D'').

C'est sur cette base que certains auteurs (ex. Okada, 1999) ont attribué le magmatisme important et la formation des bassins intracontinentaux en Asie de l'Est à un modèle de panache mantellique (**Fig. 2.19**). En effet, les auteurs avancent le fait que le magmatisme important dans cette région du monde ne soit en aucun cas lié à la subduction d'un panneau de lithosphère sous l'Asie de l'Est. L'occurrence du magmatisme synchrone du développement des bassins serait liée à l'activité d'un panache mantellique au Crétacé, issue d'un retour de flux asthénosphérique au niveau de l'interface à 670 km, marquant la transition entre la structure spinelle et pérovskite (**Fig. 2.19a** ; ex. Yano et Wu, 1997 ; Okada, 1999). D'autres auteurs lient davantage les effets de la subduction de la paléo-plaque Pacifique avec une remontée de matériel asthénosphérique (même si elle est bloquée par le panneau) pour expliquer l'extension en Asie de l'Est (**Fig. 2.19b** ; ex. Tastumi et al., 1990 ; Zhao et al., 2007).

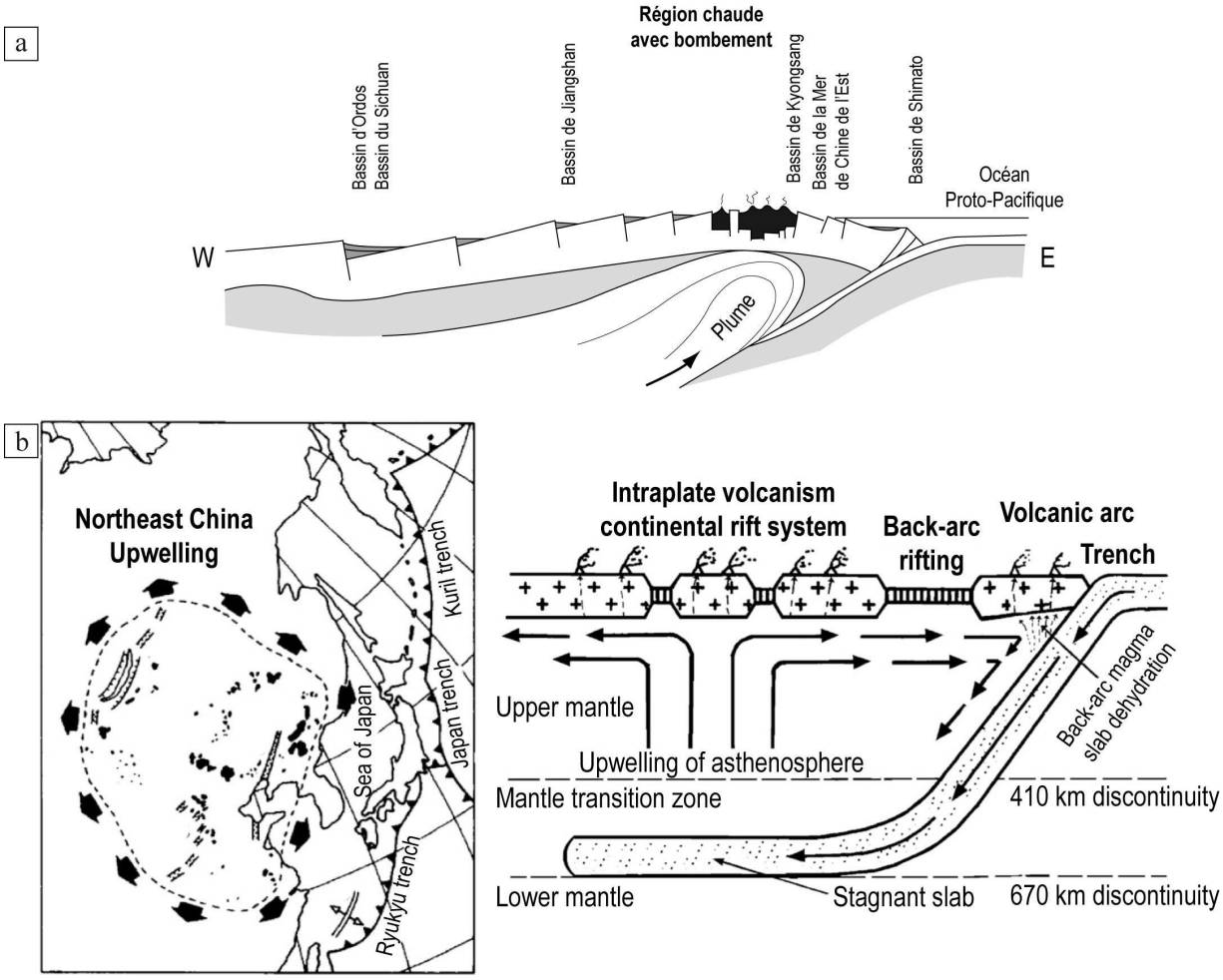


Figure 2.19 : Modèles incluant le mécanisme de la plume mantellique proposés par (a) Yano et Wu (1997) et Okada (1999), et (b) Zhao et al. (2007).

2.4.2. La collision Inde-Asie

La collision entre l'Inde et l'Asie au Cénozoïque apparaît comme étant la cause principale du réarrangement des blocs continentaux en Asie grâce à des accidents lithosphériques majeurs (**Fig. 2.20** ; ex. failles du Fleuve Rouge et de l'Altyn-Tagh ; Tapponnier et al., 1982, 1986). Cette collision a pour effet notamment l'extrusion de la Péninsule d'Indochine ou encore l'ouverture de la Mer de Chine du Sud (**Fig. 2.20**).

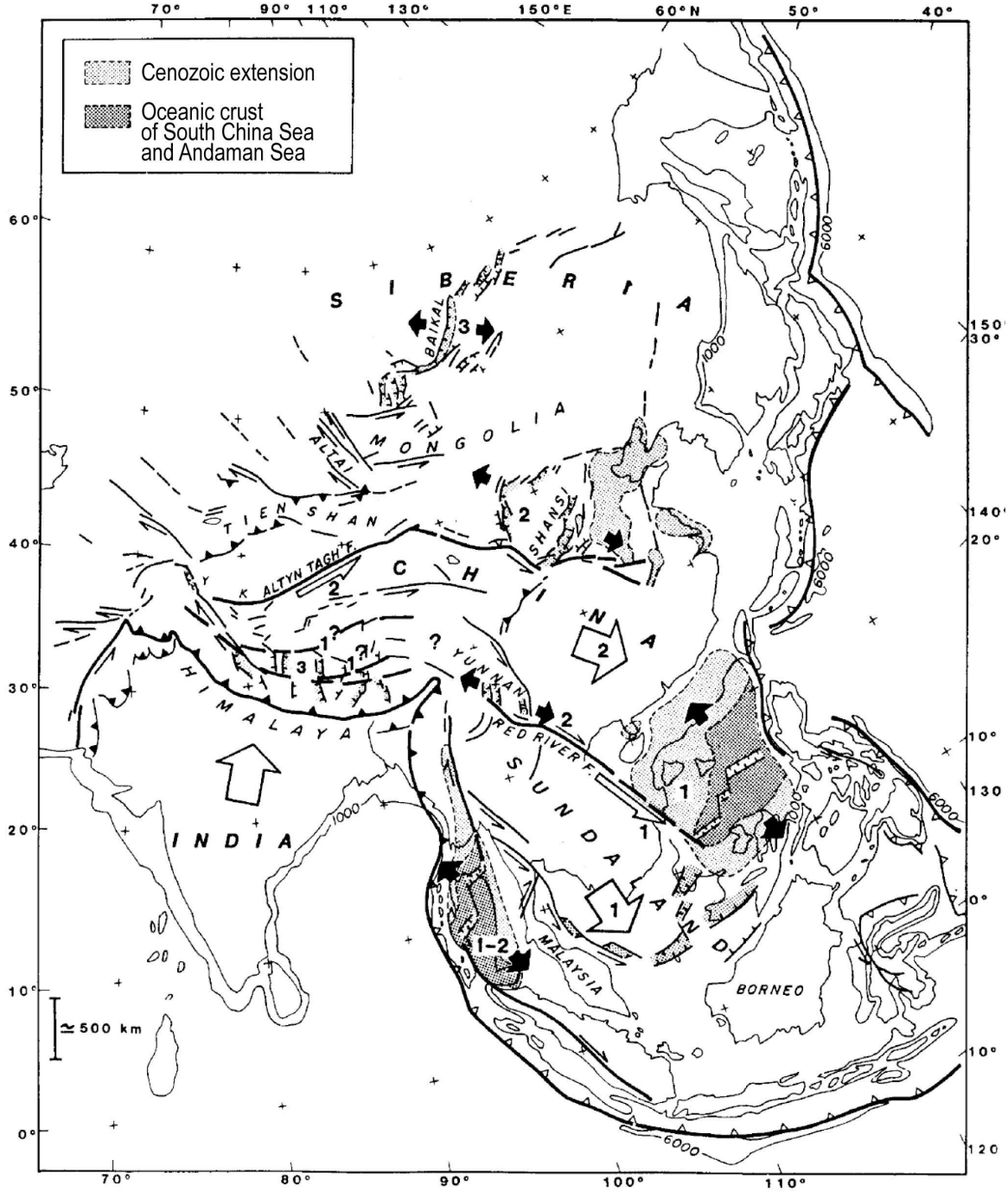


Figure 2.20 : Carte des structures liées à la collision Inde-Asie (d'après Tapponnier et al., 1986).

Menzies et al. (1993) proposent que la collision Inde-Asie soit le moteur de l'amincissement lithosphérique en Chine du Nord. En effet, la présence des nombreuses zones de cisaillement et de failles décrochantes d'échelle lithosphérique induites par la collision, auraient facilité la circulation de fluides amenant à la destruction physique de la racine du craton de Chine du Nord. Néanmoins, cette explication ne pourrait être acceptable que pour les structures extensives du Cénozoïque. L'extension fin Jurassique-début Crétacé n'était pas encore bien caractérisée d'un point de vue temporel au début des années 1990.

Sur la base de modèles numériques, Liu et al., (2004b) proposent eux aussi que la collision Inde-Asie puisse être le moteur de l'extension en Asie de l'Est, à la seule différence que ce mécanisme n'est invoqué que pour le Cénozoïque (**Fig. 2.21**). La subduction de l'Inde sous l'Asie pendant 50 Ma aurait eu pour effet d'extruder le manteau lithosphérique vers l'est, initiant une remontée asthénosphérique diffuse responsable de l'érosion du manteau sous-continental, des structures extensives et du volcanisme en Chine de l'Est au Cénozoïque (**Fig. 2.21**).

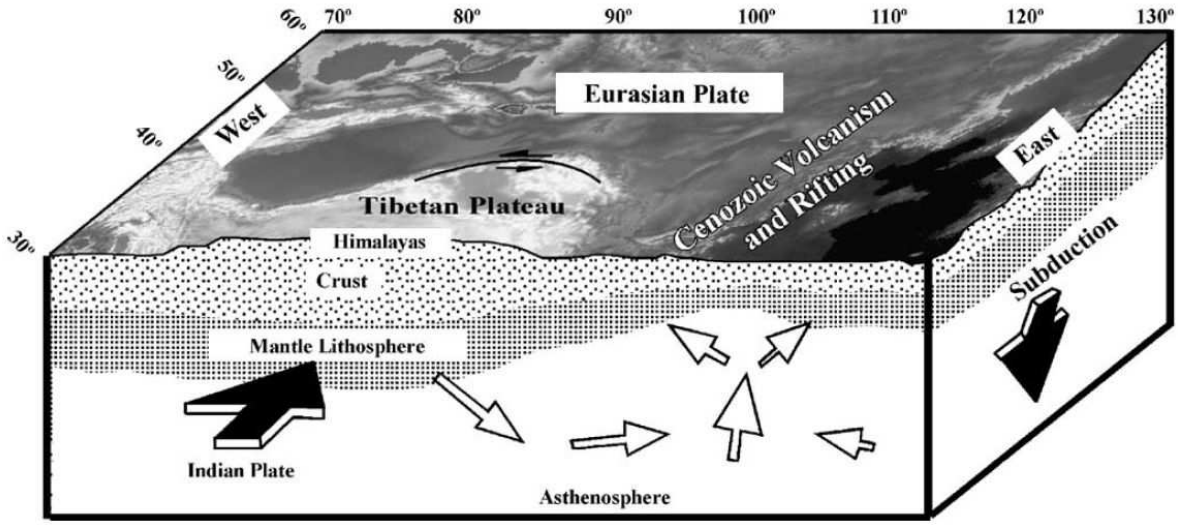


Figure 2.21 : Modèle de la collision Inde-Asie pour la formation des structures extensives et la destruction du manteau lithosphérique au Cénozoïque en Chine de l'Est (d'après Liu et al., 2004b).

2.4.3. L'effondrement post-orogénique

L'Asie de l'Est est le résultat de l'amalgamation successive de plusieurs blocs continentaux au cours des temps géologiques (ex. Kusky et al., 2007). Les chaînes de montagnes formant les limites entre ces blocs sont le lieu d'un épaississement crustal. Lorsque les forces aux limites changent, une chaîne de montagnes va s'écrouler sous son propre poids afin de compenser le déséquilibre liée à l'épaississement crustal. Ce phénomène appelé écroulement syn- à post-orogénique est connu dans de nombreuses chaînes de

montagnes (ex. Chaîne Varisque, Chaîne Laramienne, Calédonides, Himalaya). Ce mécanisme a pour effet une extension de la croûte avec le développement de structures extensives comme des bassins (ex. bassins du Carbonifère inférieur (Autunien) à supérieur (Stéphanien) et du Permien du Massif Central français), ou encore des dômes métamorphiques extensifs (Basin & Range) et du plutonisme (ex. Massif Central français, Himalaya).

En Chine de l'Est, l'effondrement post-orogénique (ou effondrement gravitaire) de la chaîne de Mongol-Okhotsk (issue de la collision entre les blocs Chine du Nord/Mongolie et Sibérie) a été invoqué pour expliquer les structures extensives dans cette région (**Fig. 2.22** ; ex. Webb et al., 1999 ; Zorin, 1999 ; Davis et al., 2002 ; Meng, 2003). Cependant, les structures extensives sont reconnues beaucoup plus au sud que la zone (2000 km) qui serait affectée par cet effondrement gravitaire. En outre, l'histoire géologique de la chaîne de Mongol-Okhotsk reste mal connue, et des structures extensives ont été reconnues de part et d'autres de cette chaîne.

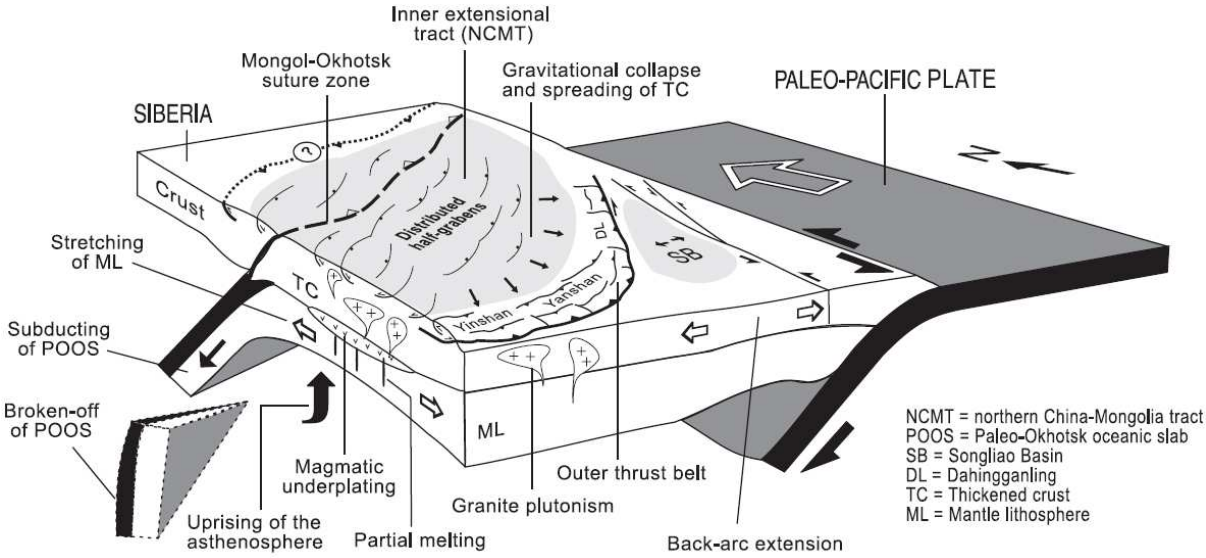


Figure 2.22 : Modèle de l'effondrement post-orogénique de la chaîne de Mongol-Okhotsk pour expliquer les structures extensives en Chine de l'Est (d'après Meng, 2003).

2.4.4. La paléo-subduction Pacifique

La subduction est le phénomène tectonique le plus important à la surface du globe. Il permet l'enfoncement dans le manteau de la lithosphère créée aux dorsales et donne lieu à la majeure partie de la sismicité et du volcanisme sur la planète. Au cours de la subduction d'une plaque sous une autre, la plaque supérieure va alors subir une déformation en compression ou en extension qui dépendra de la dynamique du slab dans l'asthénosphère (Forsyth et Uyeda, 1975 ; Uyeda et Kanamori, 1979). On parle alors de compression ou d'extension arrière-arc.

L'extension arrière-arc peut, en particulier, être reliée au retrait du panneau plongeant, et est invoquée par certains auteurs pour rendre compte de l'extension prenant place en Asie de l'Est, en considérant la subduction de la paléo-plaque Pacifique, ou Izanagi (ex. Watson et al., 1987 ; Traynor et Sladen, 1995 ; Ratschbacher et al., 2000). Il faut noter que la plupart des modèles ne font pas intervenir uniquement le retrait du panneau, et sont la combinaison de plusieurs mécanismes : plume mantellique, délamination (**Fig. 2.23** ; ex. Ren et al., 2002 ; Wu et al., 2005a, b ; Zhao et al., 2007 ; Huang et Zhao, 2009).

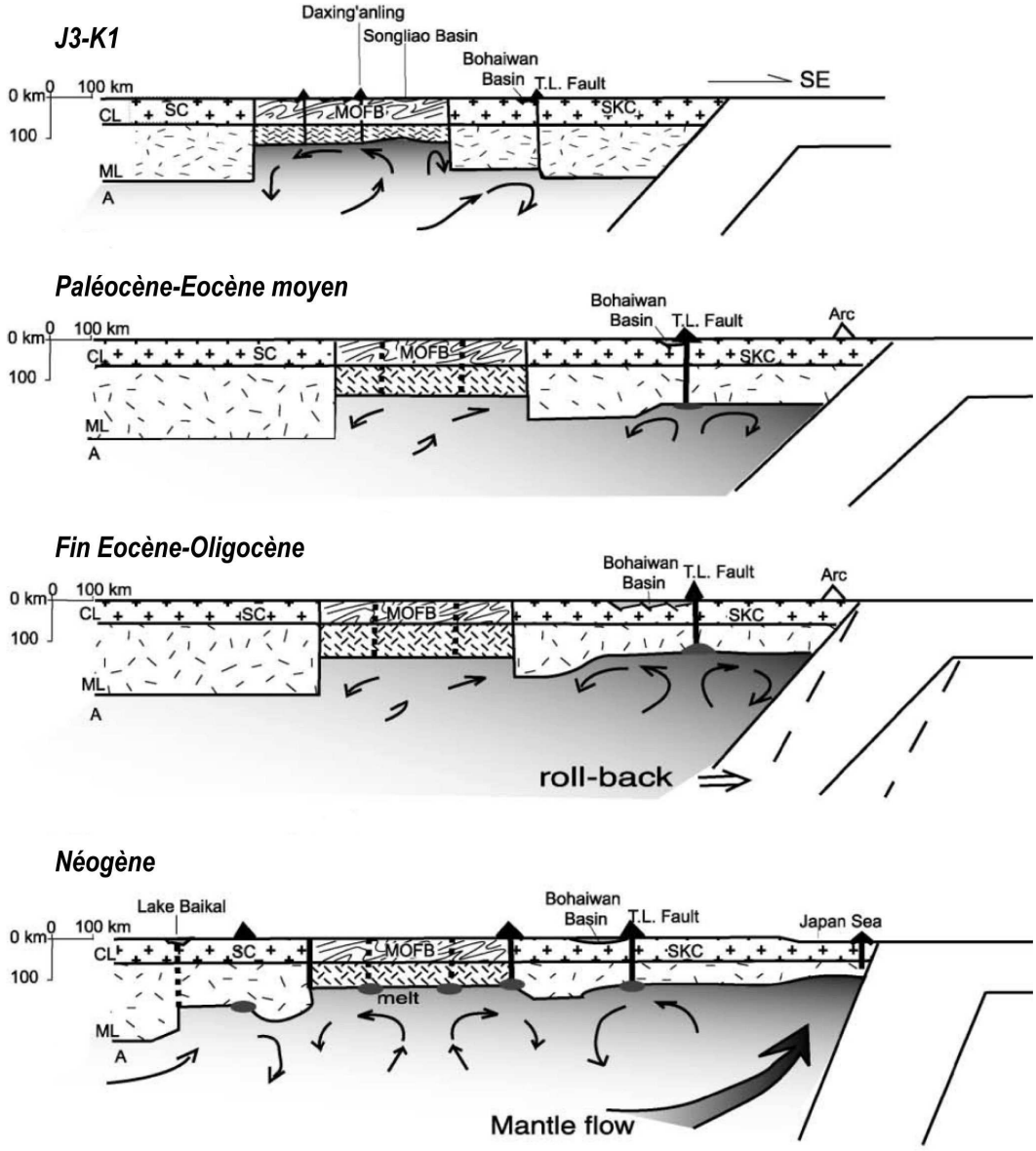


Figure 2.23 : Modèle de l'extension arrière-arc initiée par retrait du panneau avec l'intervention d'autres mécanismes comme le panache mantellique ou l'érosion thermo-mécanique. SC: Siberia Craton, MOFB: Mongol-Okhotsk Fold Belt, SKC: Sino-Korean Craton, YC: Yangtze Craton, T.L. fault: Tancheng-Lujia fault, CL: croûte lithosphérique, ML: manteau lithosphérique, A: asthenosphère. D'après Ren et al. (2002).

2.4.5. La délamination lithosphérique ou « l'érosion » thermo-mécanique du manteau lithosphérique

La difficulté de pouvoir expliquer l'extension continentale uniquement par des processus crustaux ou par l'interaction entre les plaques a conduit certains auteurs à considérer une cause asthénosphérique (ex. Lin et Wang, 2006). Les auteurs lieraient l'amincissement lithosphérique mis en évidence par les études tomographiques, gravimétriques et des enclaves à l'extension subie par la lithosphère continentale en Asie de l'Est. Une remontée asthénosphérique serait à l'origine d'une advection de chaleur et d'un transfert de fluides du manteau vers la croûte inférieure déclenchant le magmatisme important dans la région, ainsi que l'extension continentale.

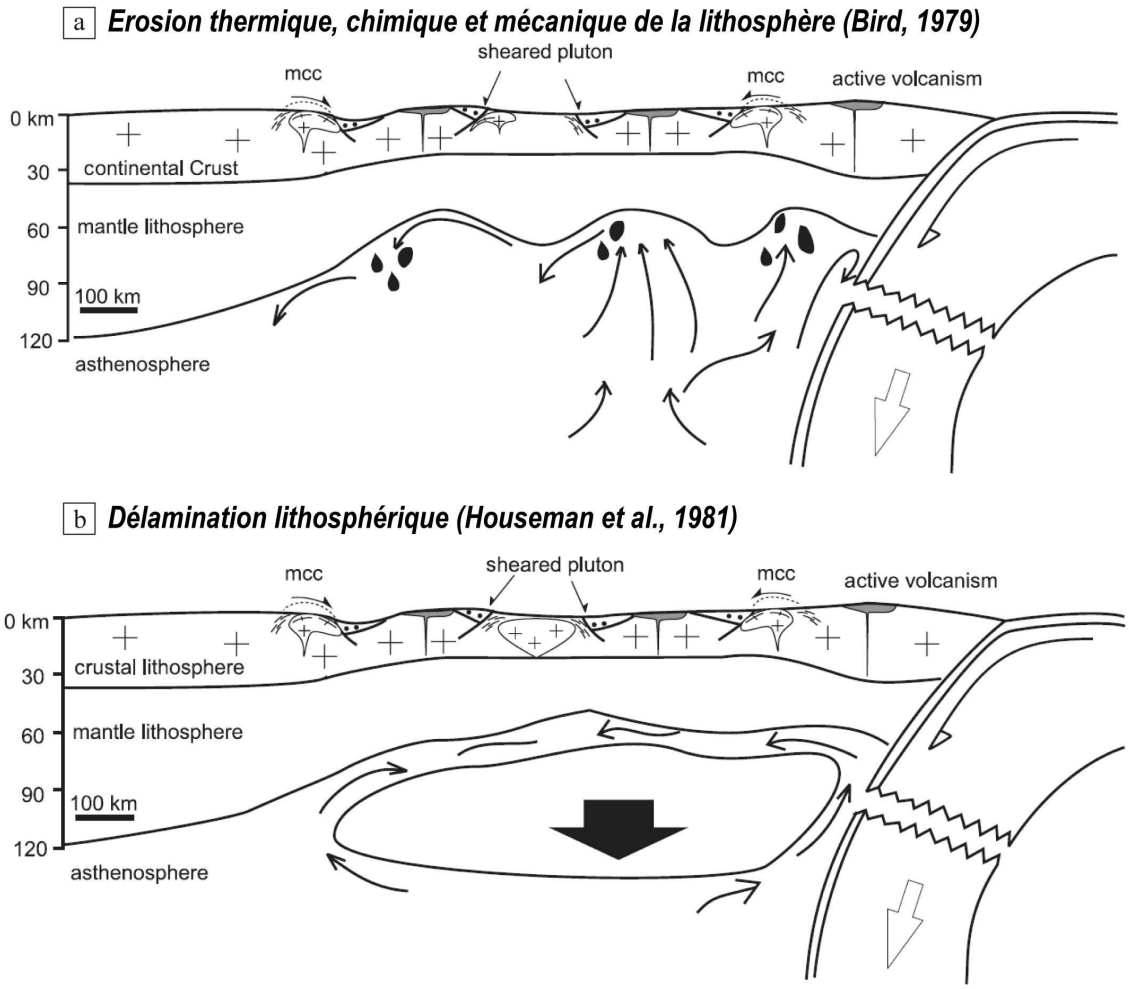


Figure 2.24 : Modèles (a) d'érosion thermique, chimique et mécanique (Bird, 1979) et (b) de délamination lithosphérique (Houseman et al., 1981) pour expliquer l'extension et l'amincissement lithosphérique en Chine de l'Est (d'après Lin et Wang, 2006).

Deux mécanismes sont mis en avant pour expliquer l'amincissement lithosphérique et l'extension continentale : (1) l'érosion thermique, chimique et mécanique de la lithosphère (**Fig. 2.24a** ; Bird, 1979) et (2) la délamination lithosphérique (**Fig. 2.24b** ; Houseman et al., 1981). Le premier mécanisme consiste en une ablation de la lithosphère progressive par convection thermo-mécanique. Ce mécanisme a notamment été avancé pour expliquer l'extension continentale présente dans la région du Great Basin, ainsi que l'important magmatisme éloigné des limites de plaques (Bird, 1979). Le second mécanisme quant à lui, évoque le détachement brutal d'une partie importante de la lithosphère (Houseman et al., 1981).

Dans le cas de l'Asie de l'Est, la cassure du panneau plongeant (« slab break-off ») déclencherait ce type de mécanisme (**Fig. 2.24**). Cette interaction entre panneau plongeant et mécanismes de délamination et d'érosion thermo-mécanique a fait l'objet de nombreux modèles proposés récemment (**Fig. 2.25** ; ex. Wang et al., 2006 ; Huang et Zhao, 2009 ; Chen, 2010). Le couplage des données de surface et de profondeur semble indispensable pour appréhender l'extension continentale et l'amincissement lithosphérique ayant pris place à la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est.

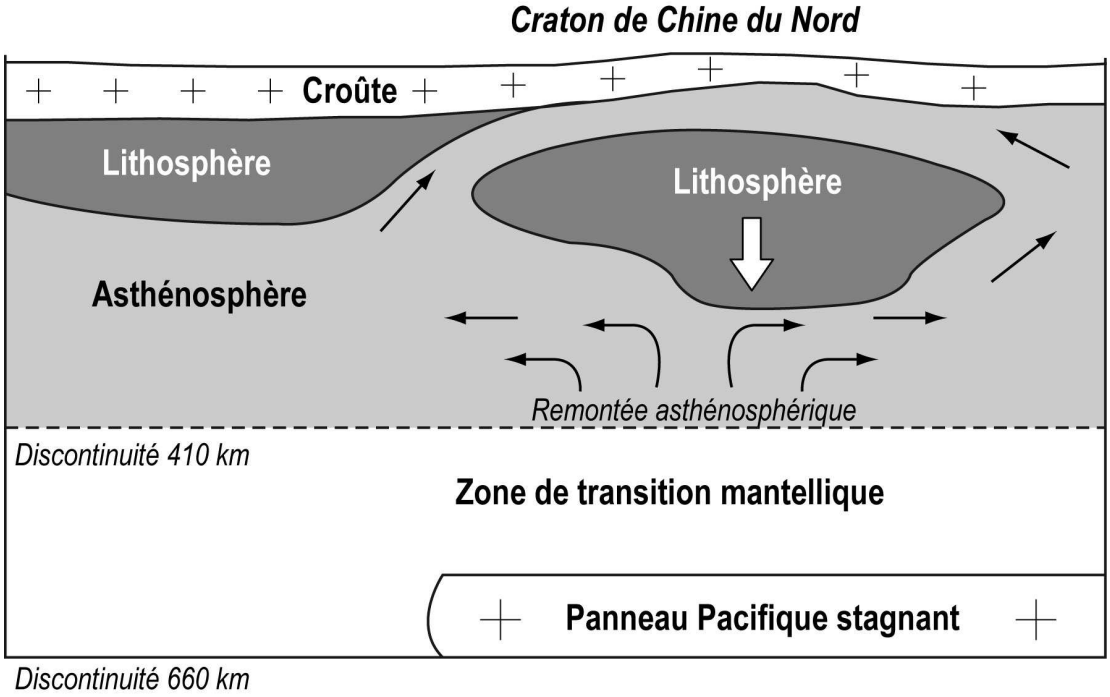


Figure 2.25 : Modèle de délamination lithosphérique issue de la déshydratation du panneau plongeant stagnant Pacifique (modifié d'après Huang et Zhao, 2009).

Chapitre 3

Quel contexte pour l'extension d'Asie de l'Est ?

东亚伸展之谜?

Grande Muraille de Chine au site de Muntianyu, dans les Monts du Yanshan (116°33'25''E, 40°26'36''N).

Chapitre 3

Quel contexte pour l'extension d'Asie de l'Est ?

1. L'ASIE DE L'EST : UNE EXTENSION CONTINENTALE PROBLEMATIQUE ? 93

2. QUEL MODE D'EXTENSION POUR L'ASIE DE L'EST ? 95

3. LES MODELES GEODYNAMIQUES : « DIVERGENCES » A PROPOS DU MOTEUR DE L'EXTENSION 97

3.1. La collision Inde-Asie 97

3.2. L'extension post-orogénique 97

3.3. La paléo-subduction Pacifique 99

3.4. Le panache mantellique 99

3.5. La délamination lithosphérique ou l' « érosion » thermo-mécanique du manteau lithosphérique 100

4. APPROCHE POUR L'ANALYSE DE L'EXTENSION CONTINENTALE EN ASIE DE L'EST 102

5. UNE ETUDE MULTI-ECHELLE : LE MASSIF, LA CROUTE ET LA LITHOSPHERE 105

6. LES ZONES D'ETUDE 109

6.1. La région du Shandong et la Péninsule du Jiaodong 109

6.2. La région du Liaoning : la Péninsule du Liaodong 113

6.3. Les régions de Hebei et Beijing : le Yanshan 116

6.4. Choix des objets-cibles 118

6.4.1. Péninsule du Jiaodong 118

6.4.2. Péninsule du Liaodong 118

6.4.3. Chaîne du Yanshan 119

1. L'Asie de l'Est : une extension continentale problématique ?

L'hypothèse d'un amincissement lithosphérique majeur (>120 km) entre le Paléozoïque et le Cénozoïque sous le Craton de Chine du Nord (CCN), a pu être avancée grâce à l'étude des couches profondes du globe sous cette région, par le biais de la tomographie sismique, de la gravimétrie et de l'analyse géochimique d'enclaves profondes (voir références précédentes). Cependant, aucun lien direct n'a pu encore être établi entre cet amincissement lithosphérique (processus profond) et les marqueurs de surface depuis longtemps connus (bassins sédimentaires, volcanisme, plutonisme) d'une extension crustale continentale du Mésozoïque ou du Cénozoïque (processus superficiel). En effet, en surface, les marqueurs géologiques crustaux de l'extension (ex. bassins, granites) ont été jusqu'ici, essentiellement étudiés pour leurs énergies fossiles (pétrole, gaz, charbon) et leurs gisements de métaux précieux. Depuis environ plus d'une décennie, grâce au développement économique de la Chine et d'une demande croissante en matières premières, de nombreuses études scientifiques ont été menées en Chine du Nord afin de mieux comprendre les processus à l'origine de l'extension continentale majeure ayant pris place à la fin du Mésozoïque. Cela passe par d'importantes campagnes d'acquisition de données géophysiques (tomographie sismique, anisotropie de vitesse de propagation des ondes sismiques, gravimétrie) permettant d'accéder à la structure profonde sous le Craton de Chine du Nord (ex. Huang et Zhao, 2006 ; Chen et al., 2007 ; Zhao et al., 2007 ; Chen, 2010). La généralisation des études géochimiques et géochronologiques systématiques menées sur les granites et les roches volcaniques (ex. Wang et al., 2006 ; Wu et al., 2005a, b ; Yang et al., 2010a, b), ainsi que la corrélation des données stratigraphiques des bassins (ex. Allen et al., 1997 ; Ren et al., 2002 ; Meng, 2003) sont autant de contraintes qui permettent de mieux comprendre les processus de l'extension continentale en Chine du Nord, et a fortiori en Asie de l'Est. Sur la base de ces nouvelles données, de nombreux auteurs ont proposé différents modèles géodynamiques faisant intervenir plusieurs concepts pour expliquer le moteur de l'extension continentale (**Chapitre 2**). Or, ces modèles posent certains problèmes et ne permettent pas d'expliquer de façon satisfaisante l'origine du moteur de l'extension.

D'autre part, l'analyse de l'extension continentale dans cette région passe par une compréhension du comportement mécanique de la croûte et de la lithosphère continentale, contrôlant le mode d'extension de la lithosphère (Buck, 1991). Or, les études précédemment citées (géophysique, géochimie) ne permettent pas à elles-seules de contraindre le comportent de la lithosphère continentale soumise, à la fin du Mésozoïque, à une extension globalement

orientée NW-SE. Certes, la tomographie ou encore la gravimétrie et l'étude géochimique des enclaves donnent une indication sur l'épaisseur de la lithosphère, ou encore sur sa composition chimique et pétrographique mais ne permettent pas de définir à elles-seules le comportement mécanique de la lithosphère continentale. Les études structurales sont relativement rares en Asie de l'Est. La Chine du Nord, la région la plus étudiée pourtant (ex. Davis et al., 1996 ; Davis et al., 2002 ; Darby et al., 2004 ; Liu et al., 2005 ; Lin et Wang, 2006 ; Lin et al., 2007), dispose d'une couverture « structurale » relativement incomplète par sa taille et/ou sa surface. En effet, le manque d'études de la déformation finie d'objets marqueurs de l'extension comme les demi-grabens, les plutons cisaillés, ou les MCC est un frein pour comprendre le comportement mécanique de la croûte, et plus généralement de la lithosphère. Selon leur nature, des objets géologiques identifiés comme marqueurs de la déformation n'impliquent pas forcément la même quantité d'extension subie par la croûte et feront intervenir des mécanismes totalement différents pour expliquer leur formation. Par exemple, l'exhumation d'un « Metamorphic Core Complex » (MCC), qui permet la remontée de matériel de la croûte inférieure à moyenne vers des niveaux plus superficiels grâce à l'existence d'un manteau lithosphérique et d'une croûte inférieure à moyenne totalement ductiles, implique une forte extension subie par la croûte. A l'inverse, un pluton mis en place à la faveur d'une zone de cisaillement intracrustal n'implique pas autant de quantité d'extension que l'exhumation d'un MCC, et un pluton isotrope marquera une quasi absence d'extension. Il est donc capital de faire une distinction précise de ces objets géologiques qui appartiennent à la zone géographique affectée par l'extension continentale. Pour ce faire, le choix d'objets-cibles ayant une bonne répartition géographique, ainsi qu'une contrainte temporelle, est essentiel afin de pouvoir analyser l'extension continentale en Chine du Nord, dans le temps et dans l'espace.

Les paragraphes ci-dessous présenteront la question posée sur le mode d'extension à retenir pour l'Asie de l'Est, ainsi que les problèmes des modèles géodynamiques proposés pour expliquer le moteur de l'extension continentale. De plus, la démarche de l'analyse de l'extension sera présentée ainsi que le choix des méthodes et des objets-cibles situés dans trois zones d'étude (Jiaodong, Liaodong et Yanshan).

2. Quel mode d'extension pour l'Asie de l'Est ?

La littérature portant sur l'extension continentale de la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est est exclusivement concentrée sur le moteur de cet évènement géologique. La compréhension du comportement mécanique de la lithosphère continentale, à savoir la définition de son mode d'extension précis n'a jamais été abordée. Il est vrai que l'étude de l'origine de l'amincissement lithosphérique en Asie de l'Est, plus précisément en Chine du Nord, et le possible lien avec les structures extensives de la croûte n'a commencé que depuis le milieu des années 1990 (ex. Menzies et al., 1993 ; Davis et al., 1996). Des parallèles ont été faits entre l'extension continentale du Basin & Range (mode « rift large ») et celle d'Asie de l'Est, mais sans clairement expliquer le comportement mécanique de la lithosphère (ex. Ren et al., 2002).

Les trois grands modes d'extension de la lithosphère continentale définis par Buck (1991) requièrent plusieurs conditions (épaisseur de la croûte initiale, rhéologie, flux de chaleur, etc.) et sont caractérisés par des géométries particulières (taille de la zone étirée, topographie, etc.). Ainsi, les modalités pour l'extension de la lithosphère continentale sont résumées dans le **Tableau 3.1**.

« Rift étroit »	***« Rift large »***	***« Core Complex »***
> largeur limitée (une centaine de kilomètres) > croûte supérieure fragile et inférieure ductile > manteau fragile et ductile > flux de chaleur <60-70 mW.m^{-2} >croûte normale stable (<40 km) > moteur de l'extension : forces aux limites (externes)	> largeur (plusieurs centaine de kilomètres) > croûte supérieure fragile et inférieure ductile > manteau entièrement ductile > flux de chaleur >90 mW.m^{-2} >croûte préalablement épaissie (>40 km) > moteur de l'extension : forces de volume (internes)	> largeur faible (quelques dizaines de kilomètres) > croûte supérieur fragile et inférieure ductile > manteau entièrement ductile > flux de chaleur >90 mW.m^{-2} > croûte préalablement épaissie (>50-60 km) > moteur de l'extension : forces de volume (internes)

Tableau 3.1 : Conditions requises pour l'extension de la lithosphère continentale selon les modes définis par Buck (1991).

De prime abord, le mode « rift étroit » ne peut correspondre à l'extension continentale de l'Asie de l'Est car : (1) la largeur de la zone affectée par l'extension est de l'ordre de 2000-3000 km, bien supérieure à ce qui est décrit habituellement (ex. Graben du Rhin, **Chapitre 1**),

(2) le flux de chaleur proposé au Crétacé est d'au moins 100 $mW.m^{-2}$ (Fu et al., 2005 ; Hu et al., 2007), bien supérieur aux valeurs induites pour ce mode d'extension. En outre, malgré la description de MCC en Asie de l'Est, et que la largeur de la zone extensive, ainsi que le fort flux de chaleur soient cohérents avec les modes « Core Complex » et « rift large », aucune preuve d'épaississement crustal à la fin du Mésozoïque n'a été démontrée en Asie de l'Est. En effet, le développement d'un « rift large » et l'exhumation de MCC requièrent que la croûte ait été préalablement épaissie (>40 km pour le mode « rift large » et >50-60 km pour le mode « Core Complex ») lors d'une orogenèse, pour au final s'effondrer sous son propre poids, correspondant de ce fait à une extension post-orogénique (forces de volume ; Buck, 1991). Il semble donc impossible de pouvoir considérer les modes « rift large » ou « Core Complex » comme étant ceux correspondant à l'Asie de l'Est.

En outre, la définition et la qualification des propriétés rhéologiques de la lithosphère continentale en Asie de l'Est est inexistante à l'heure actuelle et ne permet pas de comparer avec les modalités listées dans le **Tableau 3.1**. Il semble donc qu'aucun mode d'extension de la lithosphère continentale ne puisse correspondre au cas très particulier de l'extension continentale de la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est. Une meilleure compréhension du comportement mécanique de la lithosphère dans cette région permettrait de définir un mode particulier pour l'Asie de l'Est.

Il s'agira d'abord de caractériser proprement la déformation (ce qui est rarement fait) pour détailler l'histoire tectonique des massifs afin de mieux caractériser le mode de déformation crustale à la fin du Mésozoïque.

La compréhension du comportement mécanique de la lithosphère continentale en Asie de l'Est dans un contexte extensif, en se concentrant sur la Chine du Nord est le premier objectif majeur de ce travail de thèse.

3. Les modèles géodynamiques : « divergences » à propos du moteur de l'extension

Dans le **Chapitre 2**, les différents modèles géodynamiques proposés pour expliquer le moteur de l'extension continentale en Asie de l'Est ont été présentés. Ce paragraphe vise à mettre en évidence les problèmes soulevés par chacun de ces modèles quant à l'explication générale de cette extension.

3.1. La collision Inde-Asie

Le premier modèle ne pouvant expliquer l'extension continentale prenant place à la fin du Jurassique-début du Crétacé est celui des effets liés à la collision Inde-Asie. En effet, le problème majeur réside dans le diachronisme des deux phénomènes. L'initiation de la collision Inde-Asie est encore très débattue (Rowley, 1996, 1998, et références associées ; Sigoyer et al., 2000, 2001 ; Najman et Garzanti, 2000 ; Yin et Harrison, 2000 ; Searle, 2001 ; Najman et al., 2002 ; Zhu et al., 2005) mais ne prend visiblement place qu'au début du Cénozoïque (entre 65 et 40 Ma), c'est-à-dire bien après l'extension continentale de la fin Jurassique-début Crétacé (entre ~155-100 Ma). Malgré ce diachronisme, certains auteurs relient l'extension du Cénozoïque en Asie de l'Est à cette collision, expliquant la formation du bassin de Bohai, ou encore l'ouverture de la Mer de Chine du Sud (ex. Tapponnier et al., 1986 ; Liu et al., 2004b).

3.2. L'extension post-orogénique

L'effondrement gravitaire d'une ancienne chaîne de montagnes a également été proposé. L'extension de la croûte continentale, alors dite post-orogénique et contrôlée par des forces de volume souffre au même titre que la collision Inde-Asie, d'un diachronisme entre les évènements géologiques. En effet, les derniers épisodes tectoniques responsables d'un épaississement crustal significatif en Asie de l'Est ont pris place entre la fin du Permien et le début du Trias. Les chaînes du Qinling-Dabie au sud du CCN (suture entre les blocs Chine du Nord et Chine du Sud) et de Solonker au nord du CCN (collision entre le Carbonifère et le Permien entre les blocs de Chine du Nord et les arcs mongols) sont formées bien avant la fin Jurassique (ex. Mattauer et al., 1985 ; Ratschbacher et al., 2003 ; Xiao et al., 2003). Il est alors difficilement concevable d'expliquer qu'une chaîne de montagnes puisse se déstabiliser en contexte d'extension post-orogénique plus de 100 Ma après le dernier épaississement crustal. De plus, les structures du Qinling-Dabie et de Solonker, liées à une convergence N-S, sont

globalement orientées E-W, ce qui est très différent de l'orientation NNE-SSW de la « bande extensive » de la fin du Mésozoïque.

D'autres auteurs citent la « chaîne de Mongol-Okhotsk » (orientée NE-SW, entre la Mongolie et la Russie, au niveau du 50ème parallèle nord) comme responsable d'une extension post-orogénique et donc de l'extension continentale en Asie de l'Est (ex. Webb et al., 1999 ; Davis et al., 2002 ; Meng, 2003 ; Donskaya et al., 2006). Cette « chaîne » reste très peu connue et les publications en langue anglaise sont quasi inexistantes (Zorin, 1999). Aucune ophiolite n'a été reconnue ou décrite, affaiblissant l'idée d'une zone de suture *s.s.*. Bon nombre d'études incriminent l'existence d'un océan dit de « Mongol-Okhotsk » fermé au Jurassique amenant à la collision des blocs Mongol et Sibérie (Zorin, 1999). Ces hypothèses se basent sur des données paléomagnétiques mettant en avant les différences entre les déclinaisons du paléochamp de ces deux blocs (Zhao et al., 1990 ; Enkin et al., 1992). Par ailleurs, l'absence de trace de métamorphisme de haute pression infirme toute idée d'épaississement crustal. Malheureusement, le peu d'études disponibles sur cette région, le manque de contraintes temporelles rend très spéculatif le lien fait entre les structures extensives de la fin du Mésozoïque et cette « chaîne de montagnes » dont la formation est considérée comme Paléozoïque pour certains auteurs (Faure et Natal'in, *communication personnelle*), ou Jurassique moyen à supérieur pour d'autres (Zorin, 1999). De toutes les manières, il semble improbable que l'effondrement de cette « chaîne de Mongol-Okhotsk » puisse être la cause des structures extensives situées en Chine du Nord et en Chine du Sud, situées à plusieurs milliers de kilomètres.

Il apparaît donc que le moteur de l'extension continentale de la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est ne puisse être lié à l'effondrement post-orogénique de chaînes de montagnes plus anciennes.

3.3. La paléo-subduction Pacifique

De nombreux modèles impliquant la subduction de la paléo-plaque Pacifique, ou Izanagi sont proposés en considérant l'Asie de l'Est comme un domaine d'arrière-arc en extension (ex. Watson et al., 1987 ; Traynor et Sladen, 1995 ; Ratschbacher et al., 2000 ; Ren et al., 2002). Ce modèle serait envisageable pour des structures extensives situées à quelques centaines de kilomètres de la fosse de subduction. Cependant, des preuves d'une extension continentale ont été reconnues jusqu'en Mongolie (Webb et al., 1999 ; Davis et al., 2002 ; Donskaya et al., 2008 ; Daoudene et al., 2009), soit à plus de 2000 km de la zone de subduction, rendant le modèle d'extension arrière-arc *s.s.* improbable pour cette région d'Asie Centrale. De plus, le modèle d'arrière-arc ne permet pas d'expliquer l'abondance du plutonisme granitique de type A. En revanche, les récentes données tomographiques indiquent la présence de l'actuel panneau plongeant Pacifique couché à 600-700 km de profondeur jusqu'à l'aplomb de Pékin et correspondant à la zone de lithosphère amincie et aux anomalies gravimétriques (ex. Huang et Zhao, 2006 ; Chen, 2010). Il serait alors possible de relier les preuves d'une extension crustale situées dans la partie est du CCN (ex. MCC du Sud Liaodong et du Yiwulüshan, bassin de Songliao) à la paléo-subduction Pacifique. Il est à noter qu'une telle relation a déjà été proposée dans le domaine méditerranéen sur plusieurs segments orogéniques (ex. Jolivet et al., 2009), en comparant les directions des anisotropies sismiques dans le manteau avec les linéations d'étirement dans les MCC de la Mer Egée.

En résumé, le modèle d'extension arrière-arc pourrait être une solution pour les régions adjacentes à la zone de subduction, mais semblerait improbable pour celles qui en sont éloignées. Un tel modèle doit être testé afin de savoir s'il peut constituer le moteur de l'extension continentale en Asie de l'Est.

3.4. Le panache mantellique

La présence d'un panache mantellique sous l'Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque a également été proposé comme un élément moteur de l'extension continentale dans cette région (Yano et Wu, 1997 ; Okada, 1999). Le panache expliquerait un manteau plus chaud au Crétacé (50°C de plus qu'au Cénozoïque), le magmatisme important et la formation des bassins extensifs dus à la cellule de convection induite par le panache sous la lithosphère. Cependant, les données tomographiques (Huang et Zhao, 2006) ne montrent pas de grande remontée asthénosphérique à l'aplomb de la zone considérée, comme c'est le cas pour l'archipel d'Hawaï ou pour l'Islande. En revanche, certains auteurs proposent des modèles

alliant plusieurs mécanismes : la paléo-subduction Pacifique avec le panache mantellique et l'érosion thermo-mécanique. Le retrait du panneau plongeant permettrait la remontée de l'asthénosphère, initiant un panache mantellique amenant à l'érosion thermo-mécanique de la base de la lithosphère, et donc à un amincissement de celle-ci (**Chapitre 2**). L'extension crustale serait issue des forces liées au retrait du panneau plongeant. Quoiqu'il en soit, le panache mantellique ne peut expliquer à lui seul l'extension continentale en Asie de l'Est.

3.5. La délamination lithosphérique ou l' « érosion » thermo-mécanique du manteau lithosphérique

Les modèles de délamination et d'érosion de la lithosphère sont les plus populaires aujourd'hui. En effet, les mécanismes ne faisant intervenir que des processus crustaux ou d'interaction entre les plaques ne suffisent pas à expliquer l'extension continentale en Asie de l'Est. Les auteurs avancent donc clairement l'hypothèse d'une relation étroite entre l'asthénosphère et la lithosphère, liant des phénomènes profonds (asthénosphère) aux structures extensives visibles en surface (lithosphère). Les modalités de tels mécanismes sont encore mal comprises et plusieurs modèles existent : (1) la délamination lithosphérique (Houseman et al., 1981) et (2) l'érosion thermo-mécanique (Bird, 1979). Ces mécanismes permettraient d'expliquer l'amincissement lithosphérique mis en évidence par la tomographie, l'étude des enclaves mantelliques et la gravimétrie. Nonobstant, un amincissement lithosphérique ne signifie par pour autant que la lithosphère soit étirée. Il est donc difficile d'expliquer les structures extensives observées dans la croûte (bassins, MCC, pluton cisaillé). De plus, la perte de plus de 120 km d'épaisseur de lithosphère ne correspond pas à une perte de matière proprement dite. En effet, la remontée de la LVZ correspond à une remontée de l'isotherme 1300°C due à des modifications chimique et physique des roches composant le manteau lithosphérique, rendant ainsi compte d'un amincissement lithosphérique par l'étude des enclaves mantelliques et de la tomographie sismique. Or, une telle modification doit impliquer un rebond isostatique important (ex. le Tibet à ~5000 m d'altitude) qui ne correspond pas aux épaisseurs sédimentaires présentes dans les bassins extensifs est asiatiques, ni au type de sédimentation. L'initiation de ce mécanisme demeure aussi mal comprise.

C'est pourquoi, les auteurs proposent de plus en plus une combinaison de modèles alliant délamination et érosion avec un panache mantellique et un rôle potentiel du panneau plongeant (ex. Lin et Wang, 2006 ; Huang et Zhao, 2009 ; Chen, 2010).

L'extension continentale en Asie de l'Est semble liée à une forte interaction entre processus profonds et superficiels. Il semble illusoire de prétendre expliquer le moteur de l'extension sans tenir compte des phénomènes asthénosphérique et lithosphérique dans le même temps.

La proposition d'un modèle géodynamique prenant en compte les données de surface et de profondeur, faisant ainsi le lien entre phénomènes superficiels (lithosphériques) et profonds (asthénosphériques) est le deuxième objectif majeur de ce travail de thèse.

4. Approche pour l'analyse de l'extension continentale en Asie de l'Est

L'analyse de l'extension continentale en Asie de l'Est, et plus précisément en Chine du Nord, va s'articuler autour des deux objectifs principaux : (1) ***analyser le comportement mécanique de la lithosphère soumise à l'extension*** et (2) ***discuter du moteur de l'extension continentale***. Ceci ne peut se faire qu'en considérant les phénomènes de surface (lithosphère) et de profondeur (asthénosphère). La *contribution de ce travail* portera sur les *phénomènes crustaux* par l'étude de preuves directes de l'extension siégeant dans la croûte continentale. Cette approche doit se faire dans le temps et dans l'espace. Il faut par conséquent choisir des objets-cibles marqueurs de la déformation crustale ayant une bonne répartition spatiale et temporelle. De tels marqueurs en Chine du Nord sont représentés par les massifs granitiques, ainsi que les dômes granitiques et migmatitiques répartis dans toute la zone extensive, pour une période allant du Jurassique au Crétacé. L'échelle lithosphérique sera abordée *dans ce travail* par une *compilation bibliographique* des données sismiques (tomographie, anisotropie de vitesse des ondes sismiques dans le manteau). Ainsi, les phénomènes crustaux mis en évidence dans ce travail pourront alors être comparés aux données compilées portant sur les structures profondes de la lithosphère.

L'intérêt de l'utilisation des roches granitiques comme marqueurs de la déformation crustale est connue de longue date (Cloos, 1925 ; Balk, 1937). De nombreuses études structurales et microstructurales dans les massifs granitiques ont suivi, confirmant que les plutons sont d'excellents marqueurs de la présence ou au contraire de l'absence de la déformation d'origine tectonique (ex. Brun et Pons, 1981 ; Gapais et Barbarin, 1986 ; Berthé et al., 1989 ; Paterson et al., 1989 ; Ramsay, 1989 ; Faure et al., 1991 ; Paterson et al., 1998). De plus, les roches granitiques offrent l'opportunité de pouvoir dater différents évènements tels que l'âge de cristallisation ou la durée du refroidissement (méthode U/Pb et $^{40}Ar/^{39}Ar$; ex. Jagger et al., 1977). Le développement des techniques géophysiques ont permis d'apporter une complémentarité aux données structurales de terrain pour l'étude de la mise en place des roches granitiques comme l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) et la gravimétrie (ex. Vigneresse, 1983 ; Vigneresse et Brun, 1983 ; Améglio et al., 1997 ; Bouchez, 1997, 2000 ; Schulmann et al., 1995, 1997 ; Vernon, 2000 ; Talbot et al., 2004 ; Joly et al., 2009). En effet, si lorsque certains plutons sont clairement déformés, comme démontré par l'identification de structures C/S (ex. Berthé et al., 1979), l'isotropie d'une roche granitique visible à l'œil nu n'est pas forcément synonyme d'une absence totale de déformation tectonique ou magmatique (Bouchez, 1997). Même si les quantités de déformation finie

impliquées sont faibles, l'accès aux fabriques planaires et linéaires d'une roche granitique macroscopiquement isotrope est donc capital pour comprendre le régime des contraintes siégeant pendant sa mise en place et sa cristallisation. L'ASM s'avère être un outil puissant afin d'accéder de façon indirecte à la pétrofabrique. La gravimétrie quant à elle, permet d'imager la géométrie en profondeur de l'enveloppe des plutons granitiques.

D'autre part, l'association entre le magmatisme et le développement de dômes métamorphiques extensifs (MCC) peut être constatée sur le terrain (ex. Davis et Coney, 1979 ; Lister et Davis, 1989 ; Gautier et al., 1993). En effet, le magmatisme peut jouer un rôle notable dans les processus, favorisant l'amollissement de la lithosphère et permettant ainsi la localisation de déformation (ex. Reynolds et Rehrig, 1980 ; Coney et Harms, 1984 ; Lister et al., 1984 ; Lynch et Morgan, 1987 ; Tirel et al., 2008 ; Rey et al., 2009). C'est pourquoi dans les MCC du Basin & Range, il n'est pas rare de trouver des granites associés à des migmatites. Malheureusement, l'essentiel des études dans les dômes extensifs se concentrent quasi exclusivement sur les zones fortement déformées, le long des zones de détachement majeur. Quelques publications ont étudié les relations entre les granites dans les dômes et la déformation extensive (ex. Faure et Bonneau, 1988 ; Faure et al., 1991 ; Gautier et al., 1993). En l'Asie de l'Est, la question du lien réel entre magmatisme et pic d'extension doit être posée (ex. Menzies et al., 2007). En effet, si le magmatisme favorise l'amollissement de la lithosphère, faut-il pour autant systématiquement lier les périodes intenses d'activité magmatique aux pics d'extension ? Est-ce le cas en Asie de l'Est ? Cette relation possible entre magmatisme intense et pics d'extension est abordée dans le **Chapitre 5**.

Ainsi, les objets-cibles les plus à mêmes de pouvoir apporter des informations sur le comportement de la croûte, et ainsi de la lithosphère, lié à l'extension continentale en Asie de l'Est sont les dômes extensifs et les plutons auxquels sont associés des roches granitiques. Les granites en Asie de l'Est sont très répandus et couvrent la période proposée pour la phase d'extension.

L'étude de ces roches granitiques a été réalisée autour de plusieurs méthodes mises en œuvre : (1) l'étude de la déformation ductile finie, (2) l'analyse de la fracturation, (3) l'ASM, (4) le paléomagnétisme, (5) la gravimétrie et (6) la géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ et U/Pb.

> (1) L'étude de la déformation ductile finie passe par des observations sur le terrain, l'étude de lames minces (microstructurale) afin de déterminer les orientations, les gradients, et la cinématique des zones déformées.

> (2) L'analyse de la fracturation permet de déterminer l'orientation des paléocontraintes à l'origine de la déformation fragile mesurée sur le terrain.

> (3) L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) permet d'avoir accès aux fabriques planaires et linéaires dans le cas de faibles taux de déformation, qui sont inobservables d'un point de vue macroscopique sur le terrain.

> (4) Le paléomagnétisme permet de contraindre le mouvement des blocs continentaux (rotation, translation) dans lesquels se trouvent les objets-cibles et ainsi reconstituer leur cinématique relative à l'échelle de la lithosphère.

> (5) La gravimétrie permet de modéliser la géométrie en profondeur des objets-cibles étudiés sur la base des contrastes de densité.

> (6) La géochronologie permet selon les méthodes utilisées de pouvoir connaître : (1) l'âge de cristallisation des roches granitiques des objets-cibles étudiés (U/Pb sur zircon), (2) la durée de leur refroidissement ($^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des biotites et des amphiboles prélevées dans une roche non déformée) et (3) l'âge de la déformation ductile et/ou fragile ayant affecté les objets-cibles ($^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des muscovites issues de plans de cisaillement ductiles ou de plans striés de failles cassantes).

5. Une étude multi-échelle : le massif, la croûte et la lithosphère

En Asie de l'Est, la zone géographique affectée par l'extension continentale du Mésozoïque est bien trop étendue (plusieurs millions de km²) pour pouvoir prétendre mener une analyse structurale exhaustive des objets liés à cet évènement géologique. La Chine du Nord correspondant au Craton de Chine du Nord (CCN), est la région affectée par l'extension continentale qui a fait l'objet du plus important nombre d'études géophysiques et géologiques depuis ces quinze à dix dernières années (ex. Menzies et al., 1993 ; Davis et al., 1996 ; Griffin et al., 1998 ; Ren et al., 2002 ; Lin et al., 2003 ; Meng, 2003 ; Wu et al., 2005a, b ; Lin et Wang, 2006 ; Zhao et al., 2007 ; Chen, 2010). Les études géophysiques ont montré qu'il existe un amincissement lithosphérique sous la partie orientale du CCN, qui coïncide avec la présence de structures extensives (bassin, MCC), sans pour autant invoquer de liens directs entre les deux. C'est pourquoi, trois zones d'étude situées dans le CCN ont été sélectionnées, puisque faisant partie intégrante de cette « bande extensive », à savoir : (1) la Péninsule du Jiaodong, (2) la Péninsule du Liaodong et (3) une partie de la chaîne du Yanshan (**Fig. 3.1**).

La meilleure façon d'analyser le comportement mécanique de la lithosphère continentale ainsi que de mieux contraindre le moteur de l'extension continentale en Chine du Nord, passe par une étude à plusieurs échelles (**Fig. 3.2**) : (1) échelle du massif (**Chapitre 4**), (2) échelle de la croûte (**Chapitre 5**) et (3) échelle lithosphérique (**Chapitre 6**). En effet, la complémentarité des échelles de travail permet de faire le lien entre des observations locales (structurale, ASM, microtectonique) et des données d'échelle plus régionale comme la tomographie, l'anisotropie de vitesse des ondes sismiques ou encore le paléomagnétisme.

L'étude à l'échelle du massif (**Chapitre 4**) vise à caractériser proprement la déformation afin de mieux détailler l'histoire tectonique des massifs et surtout leur implication en termes de quantité d'extension subie localement par la croûte (***Article 1* ; Fig. 3.2**). Pour ce faire, l'analyse structurale des objets est faite de façon systématique alliant une étude de la déformation ductile finie et de la fracturation. Cette analyse structurale permet de caractériser les zones de déformation intense ainsi que les domaines où la déformation n'est pas visible macroscopiquement. Or, une roche n'est jamais totalement isotrope et l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) dans les roches granitiques se révèle être un outil puissant pour accéder aux fabriques structurales non visibles à l'œil nu (Bouchez, 1997, 2000). Ainsi la combinaison d'une analyse structurale et d'une étude ASM (inutile sans l'analyse structurale) permet d'établir une architecture globale à l'échelle d'un massif (***Articles 1 et 2* ; Fig. 3.2**). D'autre part, pour faire le lien entre une étude à l'échelle du massif

et à l'échelle crustale, la gravimétrie s'avère être un outil appréciable pour contraindre en profondeur la géométrie des objets étudiés (***Article 1* ; Fig. 3.2**).

Avoir pour objectif de mieux caractériser le mode de déformation à l'échelle de la croûte (**Chapitre 5**) nécessite une couverture spatiale et temporelle suffisante des massifs étudiés. C'est pourquoi la compilation des analyses combinées (structurale, ASM, microtectonique, gravimétrie), menées sur plusieurs objets-cibles à l'échelle du massif et couplées à des données géochronologiques indispensables (***Article 3* ; Fig. 3.2**), va permettre de mieux définir les conditions dans lesquelles la croûte en Chine du Nord s'est déformée à la fin du Mésozoïque (***Article 4* ; Fig. 3.2**).

Les relations directes entre l'amincissement lithosphérique et les structures extensives plus superficielles développées au sein de la croûte pendant l'extension de la fin du Mésozoïque ne sont pas encore démontrées et nécessite une comparaison (**Chapitre 6**) entre données de surface (structure des massifs, comportement de la croûte) et de profondeur (tomographie, anisotropie de vitesse des ondes sismiques dans le manteau). De plus, la capacité de pouvoir caractériser des mécanismes à l'échelle lithosphérique nécessite une connaissance des données de surface et de profondeur la plus largement répartie au sein de la « bande extensive ». L'accès à la cinématique globale des blocs dans lesquels se développe l'extension est possible grâce aux données paléomagnétiques (***Article 5***).

Ainsi, la meilleure caractérisation du mode de déformation à l'échelle crustale basée sur la compilation spatiale et temporelle des études combinées à l'échelle des massifs, ainsi que la comparaison des données de surface et de profondeur à l'échelle lithosphérique, permettent de discuter du modèle géodynamique le plus « acceptable » pour pouvoir expliquer le moteur de l'extension continentale de la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est (**Chapitre 7**).

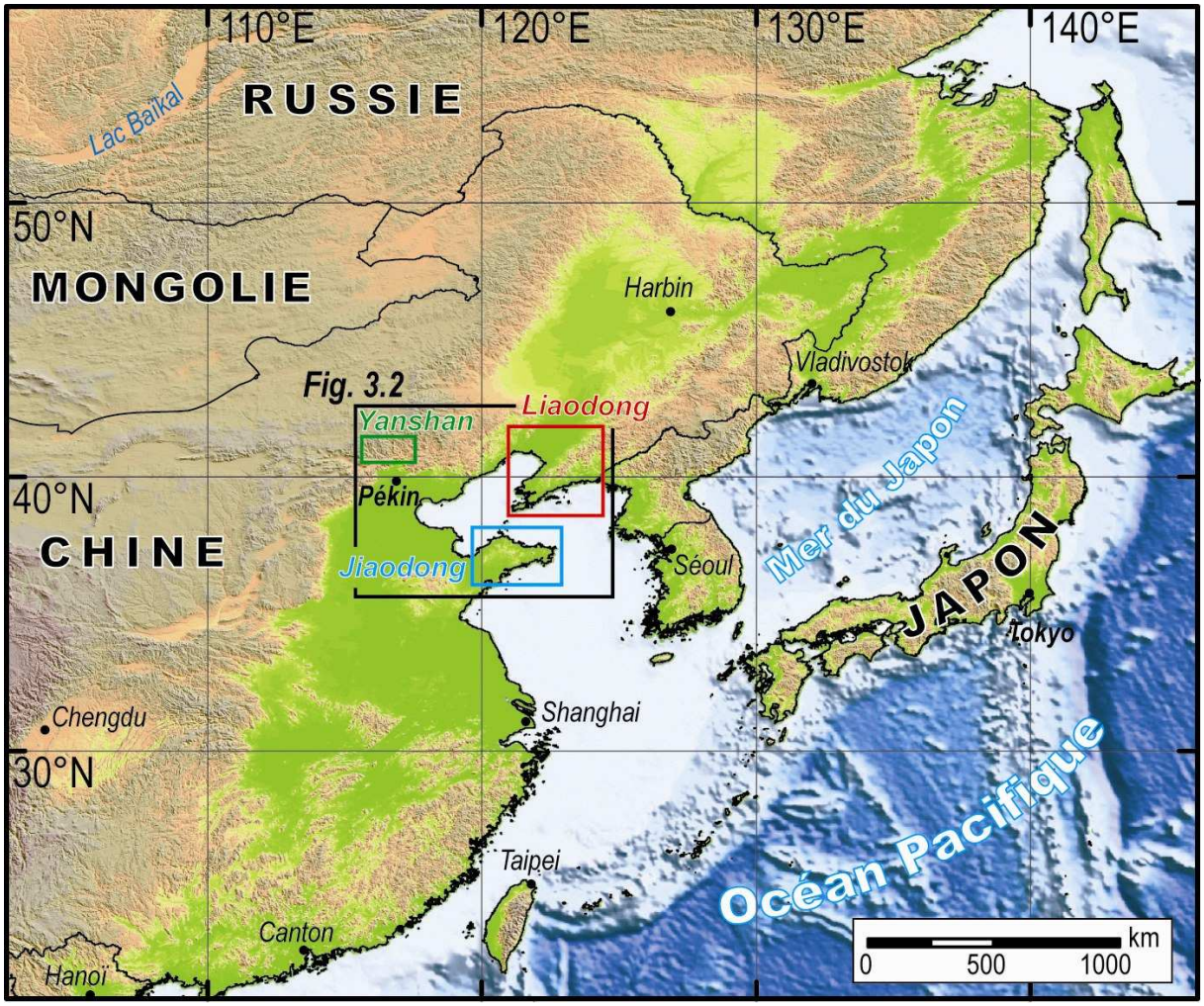


Figure 3.1 : Carte de localisation des trois zones d'étude (Jiaodong, Liaodong et Yanshan) pour l'analyse de l'extension continentale en Chine du Nord. Modèle numérique de terrain issu des données SRTM90m, NASA.

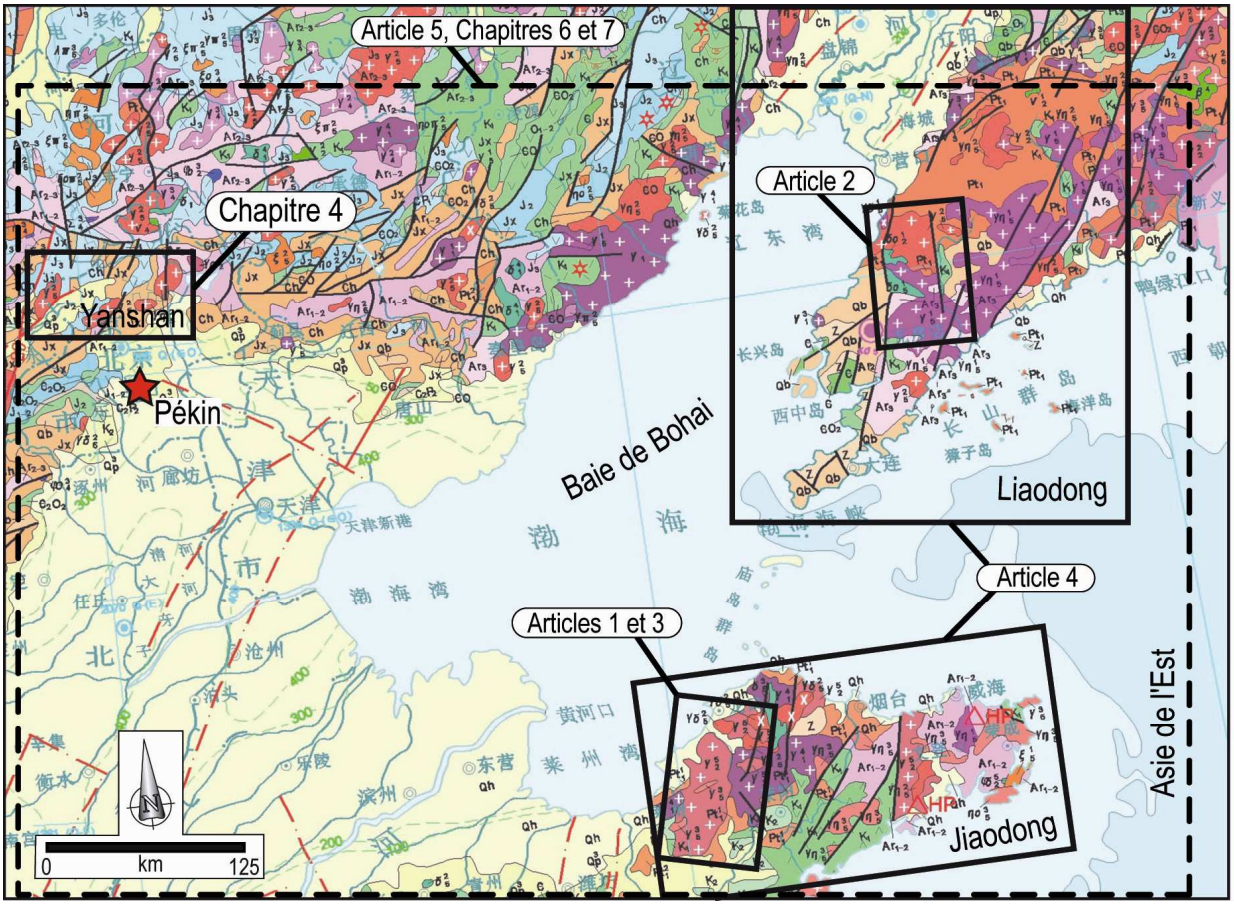


Figure 3.2 : Localisation des zones d'étude ayant fait l'objet d'article. Fond géologique issu de la carte géologique nationale de la République Démocratique Populaire de Chine au 1/4000000 (2002).

6. Les zones d'étude

6.1. La région du Shandong et la Péninsule du Jiaodong

La Péninsule du Jiaodong (胶东, située au nord-est de la Chine, fait partie de la région du Shandong (« Montagnes de l'Est ») dont la capitale est Jinan. Les principales villes sont Qingdao, Laizhou, Yantai ou encore Weihai. Cette péninsule, s'étendant d'est en ouest sur ~270 km, et du nord vers le sud sur ~170 km, est bordée par la Mer de Bohai et la Mer Jaune au nord-ouest et au sud-est, respectivement. Cette région est la première zone d'étude choisie pour l'analyse de l'extension continentale en Chine du Nord (**Figs. 3.1 et 3.3**). Elle représente une part importante du travail de terrain effectué au cours de cette thèse.

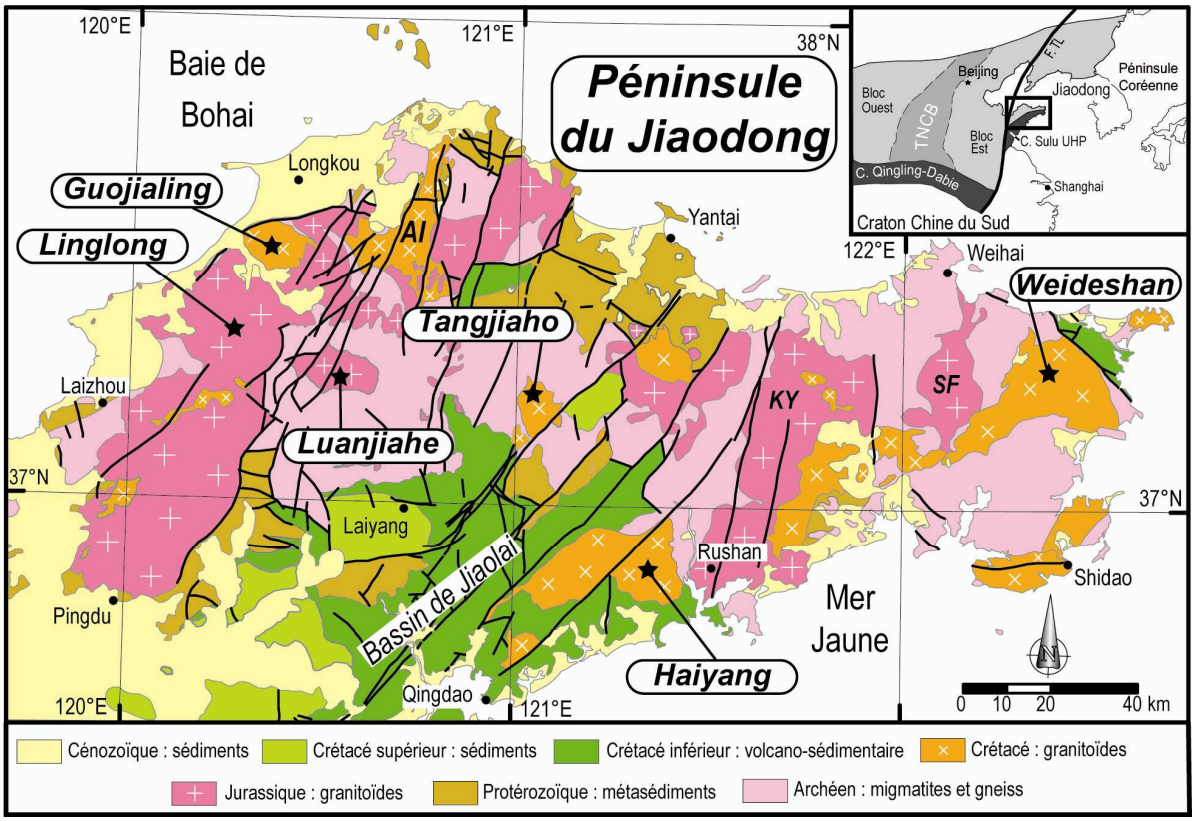


Figure 3.3 : Carte géologique simplifiée de la Péninsule du Jiaodong. Les massifs faisant l'objet d'études dans la thèse sont identifiés sur la carte (Linglong, Luanjiahe, Guojialing, Tangjiaho, Haiyang et Weideshan). KY : Kunyushan, SF : Sanfoshan.

La péninsule est située sur la marge est du Craton de Chine du Nord (CCN), à la bordure occidentale de la plaque Pacifique. La zone est délimitée à l'ouest par la faille de Tancheng-Lujiang (ou Tan-Lu), faille d'échelle crustale et orientée NNE, et au sud-est par la ceinture métamorphique de haute-pression du Sulu (**Fig. 3.3**). La Péninsule du Jiaodong peut être divisée en deux grandes entités tectoniques selon une limite N-S entre Rushan et Weihai :

(1) la région du Jiaobei au nord-ouest et celle du (2) Sulu au sud-est (Zhang, 1990). La région du Jiaobei est essentiellement composée de séries de grades métamorphiques variés dominées par des orthogneiss, paragneiss, amphibolites, granulites, métadolomites et micaschistes, qui caractérisent le socle Précambrien de la péninsule (Protérozoïque et Archéen). La région du Sulu, au sud-est du Jiaodong est constituée par des bandes de gneiss felsiques comportant des lentilles d'éclogites de haute pression et de ultra haute-pression plus ou moins rétromorphosées, du marbre et des roches ultrabasiques serpentinisées. Le Sulu est considéré comme l'extension orientale de la chaîne du Qinling-Dabie (ex. Xu et al., 1987 ; Li et al., 1994).

La Péninsule du Jiaodong comporte cinq groupes lithologiques principaux communs aux deux grandes entités tectoniques : (1) la Formation du Jiaodong datée du Néoarchéen, (2) les Formations du Jingshan, du Fenzishan et du Penglai datées du Paléoprotérozoïque au Néoprotérozoïque, (3) la Formation du Sulu associée à une tectonique triasique, (4) les granitoïdes du Mésozoïque essentiellement datés du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, et (5) les roches volcano-sédimentaires des bassins (**Fig. 3.3**).

Les roches de la Formation du Jiaodong sont fortement métamorphisées et déformées et se composent d'orthogneiss, paragneiss, migmatite, amphibolite et granulite. Certains protolites ont été datés à 2665 ± 9 Ma par la méthode U/Pb sur zircon (Qiu, 1989) leur donnant un âge Néoarchéen. Cependant, ces roches sont également impliquées dans les épisodes tectono-métamorphiques du Trias lors de la collision des blocs Chine du Nord et Chine du Sud (Faure et al., 2001, 2003). La Formation du Jiaodong est recouverte en discordance par une série métasédimentaire du Protérozoïque constituant les Formations du Jingshan et du Fenzishan (Ji, 1993 ; Zhang et al., 1994 ; Wang, 1995). Cette série est composée de schistes riches en aluminium, de gneiss à grain fins, et de roches volcaniques basiques intercalées dans d'épaisses séries carbonatées (marbre, métadolomite). Les âges disponibles pour les protolites de ces deux formations donnent un intervalle allant de 2484 à 2381 Ma (Wang, 1995). Les roches des Formations du Jiaodong, du Jingshan et du Fenzishan ont été interprétées comme dérivant de roches de type Trondhjémite-Tonalite-Granodiorite (TTG) et de roches volcaniques basiques (SBGMR, 1991 ; Yang et Lü, 1996), ayant été métamorphisées dans les faciès amphibolite à granulite au cours des orogènes du Paléoprotérozoïque et du Trias (An, 1990 ; Lü et Kong, 1993 ; Zhang et al., 1994 ; Faure et al., 2001, 2003). La Formation du Penglai est composée de marbre, quartzite, et micaschistes métamorphisés dans le faciès des schistes verts. Cette série repose en discordance sur les roches précédemment décrites. L'âge de la Formation du Penglai est discuté puisque les

fossiles donnent un âge Néoprotérozoïque aux alentours de 600-700 Ma (SBGMR, 1991 ; Niu et al., 1996), alors que des datations Rb/Sr sur roche totale donnent des âges proches de 440-445 Ma (Ji, 1993 ; Zhu et al., 1994). Les roches de la Formation du Penglai constituent les premiers dépôts sédimentaires après la cratonisation du bloc Chine du Nord dans cette région. Toutes ces roches précambriennes sont impliquées dans la subduction continentale du Trias liée à l'orogène du Qingling-Dabie-Sulu, daté du Trias moyen à supérieur (245-212 Ma par datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur amphibole bleue et phengite ; voir références dans Faure et al., 2003) et une phase extensive au Trias supérieur (210-205 Ma par datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles ; Faure et al., 2003) au cours duquel se produit l'exhumation des roches de haute-pression.

Les Formations du Jiaodong (Néoarchéen), du Jingshan et du Fenzishan (Paléoprotérozoïque), et du Penglai (Néoprotérozoïque ou Ordovicien) sont intrudées par de nombreuses roches plutoniques à la fin du Mésozoïque. Ces granitoïdes ont fourni des âges entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur par U/Pb sur zircon (Wang et al., 1998 ; Guo et al., 2005). Les massifs granitiques du Jurassique supérieur tels que ceux du Linglong (160-150 Ma), du Luanjiahe (152 Ma) ou encore du Kunyushan (160-140 Ma) et du Sanfoshan (160 Ma) sont des monzogranites de couleur gris clair, à grain fin à moyen et des granodiorites (**Fig. 3.3**). Les études géochimiques ont montré que ces granites étaient issus de la fusion partielle de la croûte, constituée par les séries du Néoarchéen et du Paléoprotérozoïque (ex. Zhou et al., 2003). Les études structurales de ces granites ne sont que ponctuelles et concernent uniquement les failles fragiles. En effet, les granites du Jiaodong sont les hôtes des plus gros gisements aurifères de Chine, avec des teneurs élevées (largement >10 $g.t^{-1}$ Au ; ex. Li et al., 2003 ; Fan et al., 2007 ; Mao et al., 2008). Les auteurs décrivent ces massifs comme des plutons (ex. Wan et al., 2001). Les autres massifs granitiques sont eux datés du Crétacé inférieur par de nombreuses études géochronologiques (U/Pb sur zircon, $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas ; ex. Wang et al., 1998 ; Li et al., 2003). Ces roches sont principalement des granodiorites souvent porphyriques à amphibole, feldspath potassique (long de plusieurs centimètres), de couleur rose à violacé (SBGMR, 1991). Les principaux massifs sont ceux du Guojialing (130-124 Ma), de Aishan (120-110 Ma) ou encore de Weideshan (118 Ma) (**Fig. 3.3**). Ces granites sont intrusifs dans les massifs granitiques dont la mise en place est dite au Jurassique supérieur (ex. le massif du Guojialing dans le massif du Linglong ; voir **Chapitres 4 et 5**). Les données de géochimie indiquent une source issue de la croûte inférieure avec des contaminations du manteau supérieur lithosphérique pour ces granodiorites (Zhou et al., 2003). Tout comme pour les massifs datés du Jurassique supérieur, les rares études structurales

existantes sont focalisées sur les structures cassantes associées aux gisements aurifères et sont souvent publiées dans des revues régionales.

Les bassins sédimentaires sont aussi assez répandus, le principal étant celui de Jiaolai qui est situé au centre de le Péninsule du Jiaodong (**Fig. 3.3**). Ce bassin est en fait constitué de plusieurs grabens orientés E-W à WNW-ESE (Lu et Dai, 1994) avec un remplissage volcano-sédimentaire daté du Crétacé inférieur à supérieur (SBGMR, 1991 ; Liu et al., 1994). Les roches sédimentaires sont composées pour l'essentiel de roches terrigènes fluvio-lacustres matérialisées par des bancs de grès alternant avec des argilites de couleur rougeâtre à verdâtre (SBGMR, 1991). Egalement présentes dans les bassins, des roches volcaniques de nature andésitique se sont mis en place en intercalations dans les couches de roches sédimentaires. La stratigraphie de ces bassins, relativement bien contrainte par les nombreux fossiles (dinosaures, ostracodes, etc.) et les datations absolues des coulées de lave intercalées, se sépare en trois groupes (ex. Zhang et al., 2003): ceux (1) de Laiyang (K_1 : 137-126 Ma), (2) de Qingshan (K_1-K_2 : 126-90 Ma), et (3) de Wangshi (K_2 : 90-65 Ma).

6.2. La région du Liaoning : la Péninsule du Liaodong

Le Liaodong (辽东, littéralement l'est de la Province du Liaoning) est la partie d'un ancien royaume nommé Liao, située à l'est de la rivière Liao (Liao He). Aujourd'hui, la Péninsule du Liaodong est la partie est de la Province du Liaoning dont la capitale est Shenyang, au nord-est de la Chine et située à la frontière avec la Corée du Nord (**Fig. 3.4**). Les principales villes sont Dalian, Zhuanghe, Dandong ou encore Gaizhou. Cette péninsule, s'étire sur ~250 km, pour une largeur maximale d'environ 120 km, est bordée par la Mer de Bohai et la Mer Jaune au nord-ouest et au sud-est, respectivement. Cette région fait face à la Péninsule du Jiaodong au sud et constitue la deuxième zone d'étude pour l'analyse de l'extension continentale en Chine du Nord (**Figs. 3.1 et 3.4**).

La Péninsule du Liaodong est située à ~200 km au nord-est de la Péninsule du Jiaodong le long de la bordure est du CCN (**Fig. 3.4**). Le découpage lithologique de la région est semblable au Jiaodong, avec six groupes principaux : (1) les roches du Paléoarchéen-Néoarchéen, (2) le groupe du Liaohe daté du Paléoprotérozoïque, (3) la série métasédimentaire du Néoprotérozoïque, (4) les sédiments du Paléozoïque, (5) des granitoïdes datés du Trias au Crétacé inférieur et (6) les séries volcano-sédimentaires du Crétacé inférieur.

Les roches les plus anciennes sont datées du Paléoarchéen (3800 Ma) et du Néoarchéen (2500 Ma) selon Liu et al. (1992) et Song et al. (1996) et sont composées de gneiss de type TTG, de granitoïdes, de migmatites ainsi que de roches supracrustales. Le groupe du Liaohe constitue la partie du socle d'âge Paléoprotérozoïque (2300-1900 Ma), composée de roches métasédimentaires et de roches volcaniques (Zhang, 1988 ; LBGMR, 1989). Les séries du Néoprotérozoïque et du Paléozoïque reposent en discordance sur le socle Précambrien. Les roches du Néoprotérozoïque sont des argilites, calcaires, grès et quartzites, et celles du Paléozoïque constituent une série sédimentaire marine essentiellement carbonatée.

Au Mésozoïque, une forte activité magmatique prend place dans la région. Celle-ci est matérialisée par l'intrusion dans les séries précambriennes et paléozoïques d'importants volumes de granitoïdes (~20 000 km²) dont la mise en place est datée entre le Trias et le Crétacé inférieur en passant par le Jurassique (**Fig. 3.4** ; ex. Wu et al., 2005a, b, Yang et al., 2007b). Les granites du Jurassique et du Crétacé, constitués essentiellement de monzogranites, de granodiorites et de quelques diorites ont une source crustale à laquelle s'ajoute des contaminations mantelliques significatives (ex. Yang et al., 2004, 2007a). Les études structurales, plus nombreuses dans le Liaodong ont montré que certains de ces granites sont intrusifs dans de vastes MCC et interprétés comme des plutons syncinématiques (ex. MCC du

Sud Liaodong ; Liu et al., 2005 ; Lin et Wang, 2006 ; Lin et al., 2008). Le MCC du Sud Liaodong est situé au sud de la Péninsule et se compose de roches archéennes et de roches granitiques datées du Jurassique et du Crétacé. Les linéations d'étirement montrent un faible plongement (entre 10 et 25°), sont orientées NW-SE (N120E) et sont marquées par des biotites ou des agrégats étirés de quartz. Les critères de cisaillement montrent une cinématique du haut vers le nord-ouest. Ce MCC est exhumé le long d'un détachement entre 120 et 110 Ma comme en témoignent les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas des mylonites développées le long du détachement principal (Yin et Nie, 1996 ; Yang et al., 2007c ; Lin et al., 2008). D'un point de vue plus global, Liu et al. (2005) ont proposé que le MCC du Sud Liaodong ait permis d'accommoder partiellement la rotation horaire (~20°) du bloc Est Liaoning-Corée par rapport au bloc Chine du Nord, mise en évidence par une étude paléomagnétique menée par Lin et al. (2003).

Le pluton du Laohushan (122 Ma par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite) a été décrit et interprété comme un pluton syncinématique bordé par un demi-graben au remplissage syntectonique daté du Crétacé inférieur (Lin et al., 2007).

Les dépôts du Mésozoïque sont rares. Ils sont uniquement représentés par des sédiments continentaux fluvio-lacustres intercalés dans des laves andésitiques dans des bassins structurés en demi-graben (**Fig. 3.4**). Le bassin de Wafangdian (200 km²) est bordé par une faille normale fragile surimposée à un détachement ductile responsable du remplissage sédimentaire, syntectonique de l'exhumation du MCC du Sud Liaodong (Liu et al., 2005 ; Lin et al., 2008). Néanmoins, les autres bassins tels que ceux de Wanfu et de Lutun (à l'est et à l'ouest du massif du Yinmawanshan, respectivement ; **Fig. 3.4**) demeurent peu étudiés et nécessitent des études structurales plus approfondies.

Au Cénozoïque, l'épanchement de coulées basaltiques marque la dernière activité magmatique importante dans la Péninsule du Liaodong (**Fig. 3.4**). Ces basaltes riches en enclaves du manteau profond, ont permis de démontrer l'occurrence d'un amincissement lithosphérique entre le Paléozoïque et le Cénozoïque (Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998).

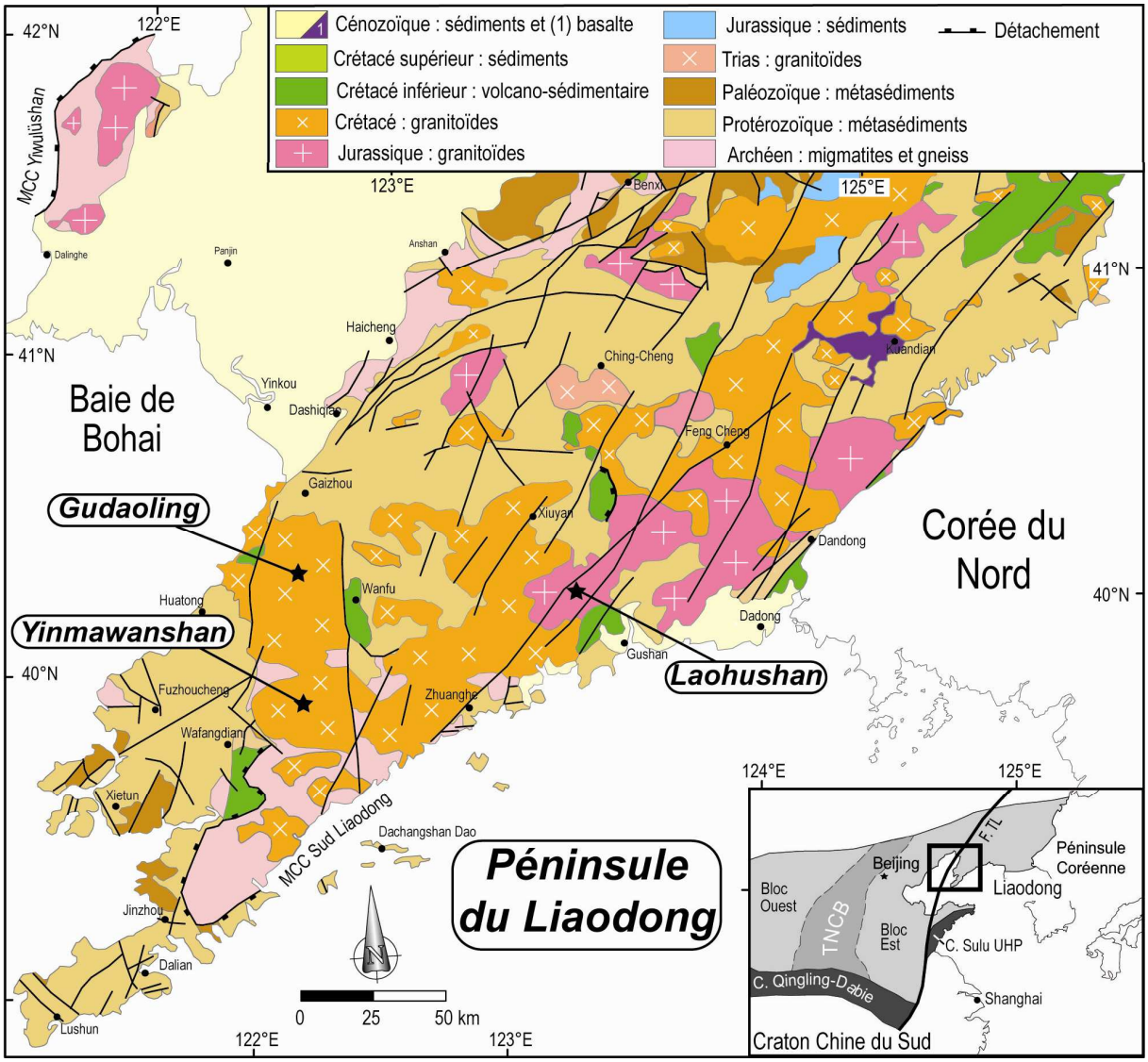


Figure 3.4 : Carte géologique simplifiée de la Péninsule du Liaodong. Les massifs faisant l'objet d'études dans la thèse sont identifiés sur la carte (Gudaoling, Yinmawanshan et Laohushan).

6.3. Les régions de Hebei et Beijing : le Yanshan

La chaîne du Yanshan (燕山) est une région montagneuse orientée approximativement E-W et située à une centaine de kilomètres au nord de Pékin, avec une altitude moyenne comprise entre 400 et 1000 m (le point culminant étant le Mont Wuling à 2116 m d'altitude). Cette région couvre une partie des provinces de Hebei (河北) et Beijing (北京) et abrite les sépultures des Empereurs Ming (1368-1644) ainsi que certaines portions restaurées de la Grande Muraille (ex. sites de Badaling et Mutianyu).

La chaîne du Yanshan se situe au nord du CCN, et constitue le prolongement oriental de la chaîne du Yinshan (**Fig. 3.5**). La région possède un socle principalement composé de roches cristallines d'âge Archéen (3,9 à 2,5 Ga). Ces roches sont recouvertes par des séries marines du Protérozoïque (~1850-800 Ma) largement répandues et d'une épaisseur atteignant plus de 10 km, avec une lacune pour les termes Protérozoïque supérieur (~800-615 Ma). Les dépôts sédimentaires du Phanérozoïque sont représentés par : (1) des carbonates d'environnement marin peu profond et âgés du Cambrien à l'Ordovicien supérieur, (2) d'une alternance de séries marines (carbonates) et continentales (détritique avec des couches de charbon) datées du Carbonifère supérieur au Permien inférieur, (3) de conglomérats et de grès rouges du Permien supérieur au Trias, et (4) de couches volcano-terrigènes dont l'âge s'étend du Jurassique au Crétacé (Davis et al., 2001).

Ces séries sont intrudés par des granitoïdes dont la succession s'échelonne du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (**Fig. 3.5** ; ex. Davis et al., 1996 ; Wu et al., 2000b ; Davis et al., 2001 ; Deng et al., 2007 ; Su et al., 2007). Les principaux massifs sont ceux du Yunmengshan (~143 Ma ; U/Pb sur zircon), de Badaling (~126-129 Ma ; K/Ar sur biotite), de Dahaituo (109 Ma ; U/Pb sur zircon), ou encore de Xuejiashiliang (128-123 Ma ; U/Pb sur zircon). Ces granites sont essentiellement composés de granodiorites et de monzogranites, dont la géochimie est très semblable voire identique aux granitoïdes du Shandong (Chen et al., 2007). Ils seraient issus de la fusion partielle du socle Archéen avec des contaminations du manteau supérieur lithosphérique (Chen et al., 2007).

Le contexte tectonique de la chaîne fait l'objet de vives discussions dans la communauté scientifique. En effet, la chaîne du Yanshan est considérée comme une zone où la croûte aurait été épaissie au cours du Jurassique et du Crétacé (Davis et al., 2001). Cependant, des questions demeurent sur le fait d'avoir une tectonique compressive prenant place dans un craton « rigide ». Certains auteurs considèrent que la croûte ne se soit pas

épaissie au Jurassique-Crétacé puisqu'il existe des bassins extensifs à cette période dans la région (ex. Menzies et Xu, 1998 ; Chen et al., 2002, 2005 ; Ge et al., 2002). D'autres assimilent cet épaississement crustal à un évènement tectonique compressif au Jurassique-Crétacé (ex. Deng et al., 1996 ; Davis, 2003) ou à un sous-plaquage magmatique. Au-delà du débat sur l'origine de cet épaississement crustal présumé, c'est le passage d'un contexte compressif à extensif qui pose également problème (ex. Dong et al. 2008 ; Zhang et al. 2008; Davis et al., 2009 ; Hu et al. 2009). En effet, des chevauchements ont été décrits dans les séries sédimentaires du Jurassique, alors qu'au Crétacé inférieur, l'identification selon Davis et al. (1996) du MCC du Yunmengshan est caractéristique d'un contexte extensif pour cette période. Le manque de contraintes temporelles sur l'âge des séries sédimentaires des bassins (peu de fossiles, changement très rapide des faciès empêchant une bonne corrélation stratigraphique) ainsi que sur les granites et les roches volcaniques est un frein à notre bonne compréhension de l'évolution tectonique de la chaîne du Yanshan.

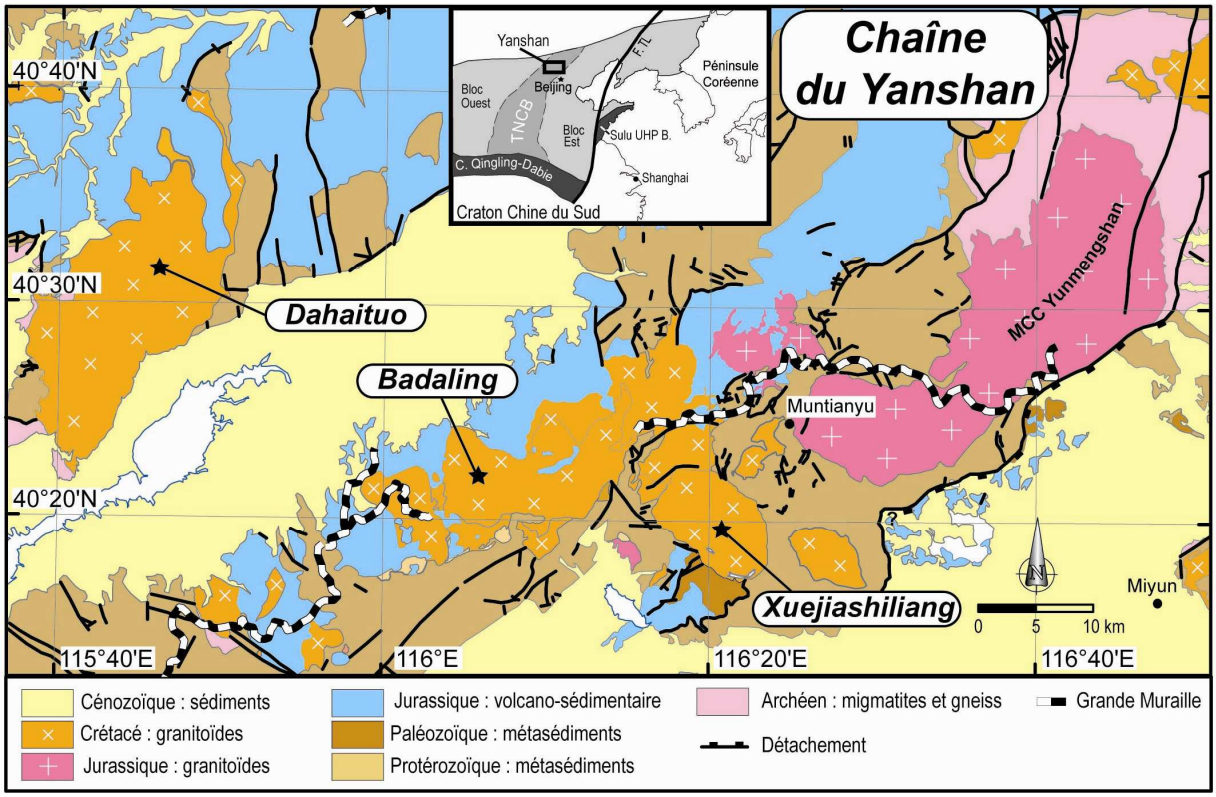


Figure 3.5 : Carte géologique simplifiée d'une partie de la chaîne du Yanshan. Les massifs faisant l'objet d'études dans la thèse sont identifiés sur la carte (Badaling, Dahaituo et Xuejiashiliang).

6.4. Choix des objets-cibles

L'analyse de l'extension continentale de la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est passe par le choix d'objets-cibles répartis de façon temporelle et spatiale dans la « bande » extensive, et notamment en Chine du Nord.

6.4.1. Péninsule du Jiaodong

Pour la Péninsule du Jiaodong, les massifs granitiques du Linglong, de Luanjiahe, du Guojialing, de Tangjiaho, de Haiyang et de Weideshan ont fait l'objet d'une étude de terrain ainsi que d'un échantillonnage pour les études ASM et géochronologique (**Fig. 3.3**). Les deux premiers massifs (Linglong et Luanjiahe) sont datés du Jurassique supérieur et se situent à l'ouest de la Péninsule du Jiaodong. Les autres massifs sont datés du Crétacé inférieur et couvrent la totalité de la région. L'étude de la déformation finie couplée à celle de leur structure globale ainsi qu'aux apports de la radiochronologie et de la géophysique permettront de mieux comprendre les mécanismes de l'extension au sein de la croûte et ce pour la période allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur dans toute la Péninsule du Jiaodong.

Les études des massifs du Linglong et du Guojialing sont présentées dans l'***article 1 (publié en 2010) et l'article 3 (version à soumettre)*** (**Fig. 3.2**) permettant de caractériser l'extension à l'échelle du massif (**Chapitre 4**) et l'évolution temporelle de cet événement géologique à l'échelle de la croûte (**Chapitre 5**). La synthèse de l'ensemble des massifs étudiés à l'échelle de la Péninsule du Jiaodong est présentée dans l'***article 4 (version préliminaire)*** (**Fig. 3.2**) visant à comprendre le comportement mécanique de la croûte soumise à l'extension dans le Jiaodong (**Chapitre 5**). Enfin, les massifs granitiques de Haiyang et Weideshan ont fait l'objet d'une étude paléomagnétique (***article 5, soumis à PEPI***) permettant d'accéder à la cinématique des grands blocs continentaux, autrement dit étudier la tectonique des plaques et donc de l'extension à l'échelle des plaques lithosphériques (**Chapitre 6**).

6.4.2. Péninsule du Liaodong

Tout comme pour la Péninsule du Jiaodong, les objets géologiques choisis pour l'étude de l'extension en Chine du Nord sont répartis dans le temps et dans l'espace. En ce qui concerne la Péninsule du Liaodong, ce sont les massifs du Gudaoling, du Yinmawanshan et du Laohushan qui ont fait l'objet d'une étude de terrain (**Fig. 3.4**). Les massifs du Gudaoling

(127-118 Ma) et du Yinmawanshan (129-120 Ma) sont datés du Crétacé inférieur, alors que celui du Laohushan (173-163 Ma) est daté du Jurassique moyen à supérieur.
Les massifs du Gudaoling et du Yinmawanshan font l'objet d'une étude intégrée (***article 2, version à soumettre***) alliant données structurales de terrain, données ASM, données microstructurales et compilation des datations (**Chapitre 4** ; **Fig. 3.2**). L'***article 2*** présente le rôle de la fusion partielle et de la vitesse de déformation dans le développement des dômes extensifs, impliquant les notions de « dômes lents » et de « dômes rapides ».

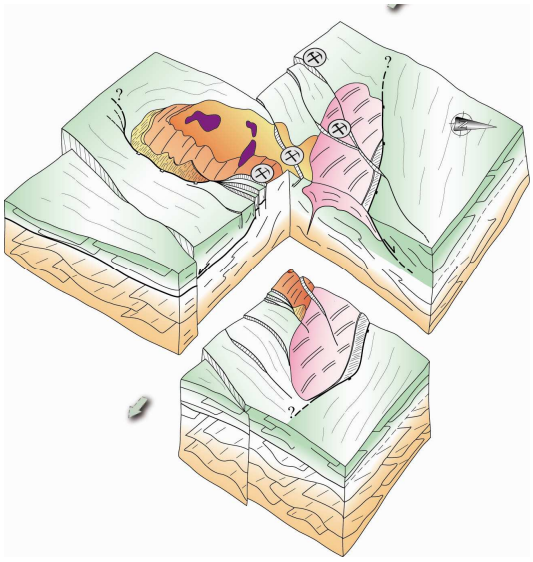
6.4.3. Chaîne du Yanshan

La chaîne du Yanshan est la dernière zone d'étude choisie pour l'analyse de l'extension continentale en Chine du Nord. Du fait de l'abondance relative de travaux antérieurs, les massifs choisis se limitent au Crétacé inférieur et sont ceux de Dahaituo (大海坨), de Badaling (八达岭) et de Xuejiashiliang (**Fig. 3.5**). Il s'agit de massifs granitiques datés du Crétacé inférieur : (1) 109 Ma pour le massif de Dahaituo, (2) 126-129 Ma pour celui de Badaling et (3) 128-123 Ma pour celui de Xuejiashiliang (voir références ci-dessus). Seuls des résultats préliminaires incluant des observations de terrain et un aperçu des fabriques magnétiques dans ces granites seront présentés (**Chapitre 4**).

Chapitre 4

Etude de l'extension à l'échelle du massif

岩体尺度上的伸展研究



Rizières dans le fond d'une vallée du dôme extensif du Gudaoling (Province du Liaoning).
Bloc-diagramme représentant le dôme extensif du Linglong recoupé par le pluton syncinématique du Guojialing.

Chapitre 4

Etude de l'extension à l'échelle du massif

1. LES MASSIFS DU LINGLONG ET DU GUOJIALING (PROVINCE DU SHANDONG)....127

ARTICLE 1....127

Abstract 129

1. Introduction 130

2. The Linglong and Guojialing massifs as geological witnesses of Late Mesozoic extension in the Jiaodong Peninsula (NE China) 132

3. Ductile deformation analysis within the Linglong and Guojialing massifs 135

3.1. The Linglong massif 135

3.1.1. Upper unit (Early Proterozoic and Late Archaean) rocks 135

3.1.2. Lower unit (Late Jurassic granite and migmatites) 135

3.1.3. The Linglong detachment fault (LDF) 138

3.1.4. Strain intensity modelling in the Linglong dome 139

3.2. The Guojialing massif 141

3.2.1. The Guojialing pluton and the extensional Guojialing shear zone 141

3.2.2. Strain intensity modelling in the Guojialing pluton 144

4. Brittle deformation tectonics analysis in the Linglong and Guojialing massifs 144

4.1. Characterising the brittle features within the Linglong and Guojialing massifs 144

4.2. Palaeostress field analysis 145

4.2.1 Methodology 145

4.2.2 Results 148

5. Deep architecture of the Linglong and Guojialing massifs using gravity data modelling 148

5.1. Gravity map interpretation 149

5.2. Gravity profiles 150

5.2.1. Acquisition and treatment of data 150

5.2.2. Gravity profile modelling 150

6. Discussion 152

6.1. Finite 3D geometry of the Linglong MCC and of the Guojialing synkinematic pluton 152

6.2. MCC vs. synkinematic pluton: significance in term of amount of crustal extension 155

6.3. Timing and tectonic history 157

6.4. Geodynamic implications for the extensional event 159

7. Conclusions 160

8. Acknowledgements 160

9. References *161*

2. LES MASSIFS DU GUDAOLING ET DE YINMAWANSHAN (PROVINCE DU LIAONING) 163

ARTICLE 2 163

1. Introduction *165*

2. Geological framework *168*

2.1. A regional geological overview of the Liaodong Peninsula 168

2.2. Geological focus on Gudaoling and Yinmawanshan massifs 168

3. Structural evidences of new Late Mesozoic extensional structures in Liaodong Peninsula *170*

3.1. The Gudaoling granitic and migmatitic dome 170

3.1.1. Upper unit 170

3.1.2. Lower unit (metamorphic core) 171

3.1.3. The Gudaoling detachment fault (GDF) 175

3.1.4. Strain intensity modelling within the dome 175

3.1.5. The supradetachement Wanfu Cretaceous basin and fracturing analysis within the dome 176

3.2. The Yinmawanshan pluton 180

3.2.1. Relations between Yinmawanshan pluton and Gudaoling detachment fault 180

3.2.2. Strain intensity modelling within the pluton 181

3.2.3. Fracturing analysis within the pluton 183

4. Petrofabric study in the Gudaoling and the Yinmawanshan massifs *183*

4.1. Magmatic microstructure 183

4.2. Weak solid-state fabric 184

4.3. Moderate solid-state fabric 184

4.4. Intense solid-state fabric 184

4.5. Microstructures spatial distribution 185

5. Anisotropy magnetic susceptibility study: a petrofabric tool for granitic rocks *188*

5.1. AMS sampling 188

5.2. Laboratory measurements and direction analyses 188

5.3. Magnetic mineralogy 189

5.4. Magnetic fabrics 195

5.4.1. The Gudaoling dome 196

5.4.2. The Yinmawanshan pluton 197

6. Geochronological constraints on crustal melting *200*

6.1. Sampling and analytical method 200

6.2. Age of crustal melting illustrated by migmatites U/Pb on zircon datation 202

7. Discussion *202*

7.1. Ductile, brittle and magnetic fabrics: implications for the bulk geometry of studied Late Mesozoic extensional structures 202

7.1.1. The Gudaoling MCC 202

7.1.2. The Yinmawanshan synkinematic pluton 203

7.2. Timing and tectonic history of the Gudaoling MCC and Yinmawanshan pluton 205

7.3. Crustal melting and extensional rate: enhancement of MCCs formation and exhumation 206
7.4. Relations between South Liaodong and Gudaoling MCCs: geodynamic implications..... 208
8. Conclusions *210*
9. Acknowledgments *210*
References (Voir Références) *210*
3. LA CHAINE DU YANSHAN : RESULTATS PRELIMINAIRES (GEOLOGIE STRUCTURALE ET ASM) 211
3.1. Massifs étudiés..... *211*
3.1.1. Les plutons de Badaling et de Xuejiashiliang 211
3.1.2. Le pluton de Dahaituo..... 212
3.2. Etude structurale des massifs granitiques *212*
3.2.1. Les plutons de Badaling et de Xuejiashiliang 212
3.2.2. Le pluton de Dahaituo..... 213
3.3. Etude ASM des massifs granitiques..... *214*
3.3.1. Echantillonnage et protocole expérimental 214
3.3.2. Minéralogie magnétique 215
3.3.3. Fabriques magnétiques..... 215
3.3.3.1. Plutons de Badaling et de Xuejiashiliang..... 215
3.3.3.2. Pluton de Dahaituo 217

1. Les massifs du Linglong et du Guojialing (Province du Shandong)

Article 1: Accepté dans /Accepted in "Journal of Asian Earth Sciences"

doi:10.1016/j.jseaes.2010.07.006

Ce premier article se concentre sur les implications différentes en termes de quantité d'extension subie par la croûte lors de l'exhumation d'un MCC et de l'emplacement d'un pluton syncinématique. L'étude se porte sur les massifs du Linglong et du Guojialing, localisés dans la Péninsule du Jiaodong (Province du Shandong) et considérés dans la littérature comme de simples plutons granitiques. En effectuant une analyse de la déformation finie et de la fracturation couplée à une étude gravimétrique, il s'avère que le massif du Linglong est un dôme métamorphique extensif exhumé vers le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur sous un détachement majeur, puis recoupé au nord par le pluton syncinématique de Guojialing mis en place entre 130 et 124 Ma sous une zone de cisaillement intracrustale. Ces deux objets géologiques se sont tous les deux mis en place dans un contexte extensif orienté NW-SE. Dans la Péninsule du Jiaodong, la quantité maximale d'extension subie par la croûte correspond à l'exhumation du dôme extensif du Linglong entre 150 et 130 Ma. L'extension crustale se poursuit en moindre mesure avec l'emplacement du pluton syncinématique du Guojialing entre 130 et 124 Ma. Cependant, l'apport de nouvelles données géochronologiques sont nécessaires afin de mieux contraindre l'âge exact des mylonites présentes le long du détachement majeur du dôme extensif du Linglong.

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Asian Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jseaes

Metamorphic Core Complexes *vs.* synkinematic plutons in continental extension setting: Insights from key structures (Shandong Province, eastern China)

Nicolas CHARLES[1,*], Charles GUMIAUX[1], Romain AUGIER[1], Yan CHEN[1,2], Rixiang ZHU[2], Wei LIN[2]

1. Université d'Orléans - INSU/CNRS, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.
2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences. Beituchengxi Road 19, P.O. Box 9825, Beijing 100029, China.

*Corresponding author: nicolas.charles@univ-orleans.fr; nicolas.charlesmoreau@yahoo.fr

Abstract

Continental extension is an important geodynamical process mostly diagnostic of a peculiar behaviour of the crust accommodated by geological structures that highlight these specific conditions in the crust. Though a Metamorphic Core Complex (MCC) reveals a much stronger crustal extension than a synkinematic pluton, the nature of those two structures implies different implications in terms of crustal extension mechanisms and geodynamic significations. In eastern Asia, a major continental extensional event occurred during Mesozoic and early Cenozoic times. The resulting various extensional events described in previous studies consist in large intracontinental basins, important volcanism, emplacement of plutons in the upper-crust and exhumation of MCCs. An efficient description of MCCs and plutons in eastern Asia is essential to discriminate important differences of those two structures in terms of strain amount undergone by continental crust and geodynamic significations. In that way, an integrated structural and geophysical study has been realized to precisely discriminate the structure in the Jiaodong Peninsula (Shandong Province, eastern China), previously regarded as simple sheared plutons. A succession of three main stages have been identified all pertaining to a NW-SE extensional setting: (1) the exhumation of the Late Jurassic-Early Cretaceous Linglong MCC below the SE-dipping Linglong detachment fault, (2) the emplacement of the Guojialing syntectonic pluton below the N-dipping extensional Guojialing intracrustal shear zone (130-124 Ma) and (3) a penetrative brittle

normal faulting associated with gold mineralizations (~120 Ma). As a result, the maximum amount of extension in Jiaodong Peninsula, characterized by partially-melted lower to middle crust upward into the Linglong MCC should be revised to Late Jurassic-Early Cretaceous period.

Key-words: Mesozoic extension, eastern Asia, Metamorphic Core Complex, synkinematic pluton.

1. Introduction

Extension of continental areas represents one of the most important geodynamical processes. Specific crustal geological structures which accommodate deformation can highlight the role played by strain rate, thermal conditions or lithosphere's envelopes mean composition during an extensional event. In particular, "Metamorphic Core Complex" (MCC) which has been firstly defined in the Basin and Range Province and then recognized in the Aegean has been interpreted as the result of a strong tectonic denudation occurring in those areas (e.g. Davis and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1980; Lister and Davis, 1989; Gautier et al., 1990; Sokoutis et al., 1993). In fact, exhumation and deformation of middle to lower crustal rocks and development of master detachment faults lead to consider a large amount of extension for the whole crust. Moreover, extension processes can be favoured by partial melting and widespread magmatism that strongly weakens the lithosphere, emphasizing deformation and strain localization (Reynolds and Rehrig, 1980; Coney and Harms, 1984; Lynch and Morgan, 1987). In such an extensive setting, synkinematic plutons that can emplace along major shear zones in the upper crust are of efficient markers to study crustal deformation (e.g. Cloos, 1925; Balk, 1937; Ramsay, 1989). Nevertheless, although symptomatic of magmas uprising through the crust, emplacement of plutons does not necessarily reveal an extensive setting as shown for example in the Variscan Central Armorican Shear Belt (e.g. Berthé et al., 1989; Roman-Berdiel et al., 1998). Thus, MCC exhumation well requires much stronger crustal extension than synkinematic pluton emplacement does, which implies different mechanisms and geodynamic interpretations.

In eastern Asia, a major continental extension event has been evidenced during Late Mesozoic and Cenozoic times (e.g. Ren et al., 2002; Meng, 2003; Lin and Wang, 2006; Zhai et al., 2007). Most authors consider the numerous extensional field evidences described for a long time throughout eastern Asia as developed in the frame of this major extensional event. In fact, widespread sedimentary basins (e.g. Songliao, Erlian, East Gobi, Yingen, Hailar,

Bohai basins; Allen et al., 1998; Ren et al., 2002; Hu et al., 2007; Li et al., 2007), volcanic and plutonic rocks (e.g. Great Xing'an Range; Fan et al., 2001; Wu et al., 2005a, 2005b; Wang et al., 2006; Wu et al., 2007), and the development of MCCs (e.g. Yunmengshan, Wugongshan, Yiwulüshan, Yagan-Onch Hayrhan, South Liaoning Peninsula; Davis et al., 1996; Faure et al., 1996; Ma et al., 1999 and Darby et al., 2004; Webb et al., 1999; Liu et al., 2005 and Lin and Wang, 2006, respectively) constitute field evidences of this regional-scale extension.

It is noteworthy that several disputed models have been proposed as geodynamical causes to explain this major continental lithospheric extensional event: (1) back-arc extension induced from Palaeo-Pacific plate subduction (Li, 2000; Ratschbacher et al., 2000; Zhou and Li, 2000; Ren et al., 2002; Wu et al., 2005a, 2005b; Zhou et al., 2006), (2) post-orogenic collapse (Meng, 2003), (3) lithospheric delamination (Lin and Wang, 2006), (4) mantle plume (Wilde et al., 2003; Wu et al., 2005a), (5) collision between India and Asia (Menzies et al., 1993; Liu et al., 2004).

In eastern Asia, the importance of the extension has been firstly described by the recognition of MCC (Davis et al., 1996) which has been settled by the exhumation of footwall mylonites and synextensional volcanic rocks erupted within supra-detachment basins at the period of 110-130 Ma (e.g. Davis et al., 1996; Webb et al., 1999; Darby et al., 2004; Lin et al., 2007). Besides, recent radiochronologic time-constraints of igneous rocks in North China highlight a peak of plutonism around 120-130 Ma leading several authors to consider this period as the peak of extension rate (Wu et al., 1999, Zhou et al., 2003; Wu et al., 2005a, 2005b; Sun et al., 2007). Nevertheless, the link made between occurrence of plutons and extension paroxysm is not straightforward. The different crustal-scale structures observed in the area (i.e. MCCs *vs.* plutons) do not mark the same strain amount and it is thus crucial to perform precise structural analysis of the dated bodies in order to better constrain the deformation rate variations with time and to understand its geodynamic history and, consequently, the mechanism implied for this lithospheric extension.

In the Jiaodong Peninsula (eastern China; **Fig. 4.1**), the Linglong and Guojialing massifs constitute a case study where such approach can be applied. There, two main igneous massifs display apparent resemblances in term of map shapes and overall structures. The reappraisal of these two massifs at the light of structural observations, geophysical measurements and recent a compilation of radiochronologic data will offer more precise informations on the nature of these massifs. This study brings new insights on the evolution of

the extension in eastern China and permits to discuss the peculiar modes of extension in this area.

2. The Linglong and Guojialing massifs as geological witnesses of Late Mesozoic extension in the Jiaodong Peninsula (NE China)

The Jiaodong Peninsula (Shandong Province, NE China) is located along the southeastern margin of the North China Craton (NCC) and at the western margin of the Pacific Plate. It is bounded to the west by the NNE-trending crustal-scale Tancheng-Lujiang (also called Tan-Lu) fault and to the SE by the Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt (**Fig. 4.1a**). The Jiaodong Peninsula can be divided into four main lithological groups (**Fig. 4.1b**): (1) Late Archaean gneisses, granulites, amphibolites and micaschists belonging to the Jiaodong Group; (2) Palaeoproterozoic mafic to felsic volcanic and sedimentary rocks metamorphosed to amphibolite-granulite facies (Jinshan and Fengzishan Groups); (3) Late Jurassic and Early Cretaceous plutonic and metamorphic rocks (e.g. Linglong, Luanjiahe, Kunyushan, Guojialing, Weideshan, Aishan and Haiyang massifs); and (4) Cretaceous volcano-sedimentary rocks that constitute the Jiaolai basin (**Fig. 4.1b**; SBGMR, 1991).

The Jiaodong Peninsula is well-known as the largest granitoids-hosted gold province in China, with estimated reserves exceeding 850 tons (>30 Moz), and numerous specific geological studies have thus been made in this region (e.g. Lü and Kong, 1993; Liu et al., 1994; Wang et al., 1998; Zhou and Lü, 2000; Li et al., 2003; Lu et al., 2007). This work focuses on the western part of the Jiaodong Peninsula: the Linglong and Guojialing massifs (**Fig. 4.1b**).

Located in the Pingdu-Laizhou-Zhaoyuan area, the Linglong massif is NNE-SSW oriented and is ~60 km x ~30 km (see "LL" on **Fig. 4.1b**). According to previous studies (e.g. Sang, 1984; SBGMR, 1991) and our own field works, the Linglong massif essentially exposes migmatitic and granitic rocks. At outcrop-scale, continuous transitions from migmatites to anatectic granite have often been observed as well as interfingering of migmatitic rocks with granitic network. In this massif, granitic rocks have been well studied (e.g. Sang, 1984); they are essentially composed of a medium-grained and grey-coloured monzogranite, which is metaluminous to slightly peraluminous and mainly composed of plagioclase, K-feldspar, quartz and biotite associated with garnet and muscovite. Recent geochronological studies reveal SHRIMP U/Pb zircon Late Jurassic ages of 160-150 Ma interpreted as crystallisation age of these granitic rocks (**Fig. 4.2**; Miao et al., 1998; Wang et al., 1998; Luo et al., 1999).

From the Sr-Nd-Pb isotope ratios of 0.710498–0.712286 and -20.46 – -21.12 for $I_{Sr}(t)$ and $\varepsilon_{Nd}(t)$, respectively, Zhou et al. (2003) have shown that the material source may be characterized by "old crustal components".

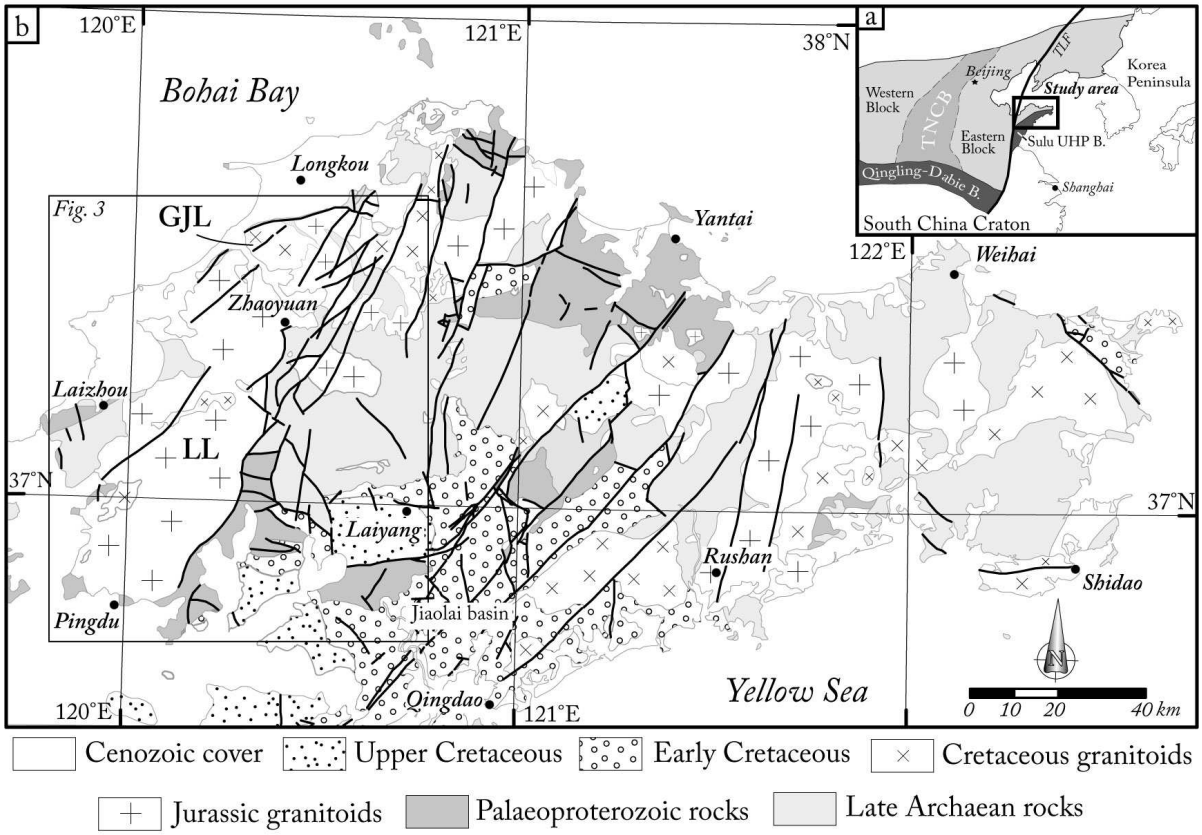


Figure 4.1. : (a) Tectonic sketch map of eastern Asia. Sulu UHP B.: Sulu ultrahigh-pressure Belt, TNCB: Trans-North China Belt, TLF: Tan-Lu Fault. (b) Simplified geological map of Jiaodong Peninsula (Shandong Province). LL: Linglong massif, GJL: Guojialing massif.

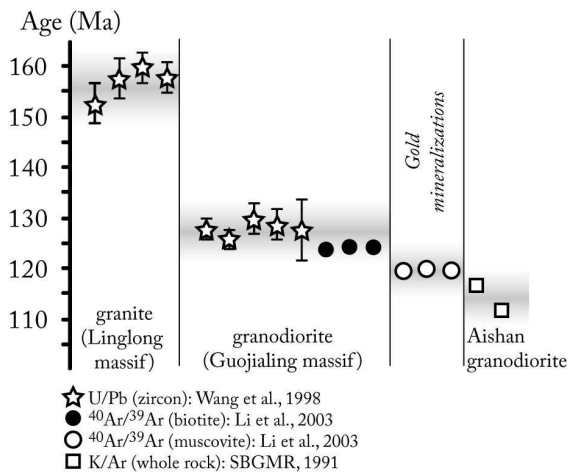


Figure 4.2: Compilation of available geochronological data for the Linglong and Guojialing massifs. Four stages can be distinguished: (1) the granite crystallisation in the Linglong massif, (2) the granodiorite crystallisation and cooling in the Guojialing massif, (3) gold mineralization event and (4) late (post-tectonic) pinkish-reddish Cretaceous granodioritic pluton intrusions (e.g. Aishan granodiorite).

Moreover, in the Linglong massif, others granitoids have also been recognized. They are characterized by high proportions of reddish-pinkish K-feldspar phenocrysts, minor biotite and similar abundance between quartz and plagioclase with graphic and miarolitic textures. Those granitoids have been dated by whole-rock K-Ar method at 117-84 Ma (e.g. Aishan pluton, **Fig. 4.2**; SBGMR, 1991) and are intrusive within the Late Jurassic granite and migmatites. The Linglong massif is surrounded by Late Archaean Jiaodong Group and Early Proterozoic Jingshan Group rocks. Based on an exhaustive structural analysis as well as on a geophysical bulk geometry modelling, the present study shows that the Linglong massif is a Metamorphic Core Complex (MCC) comprising a lower unit, made of migmatitic and associated granitic rocks, separated to the east by a master detachment zone, from an upper unit composed of the Late Archaean and Early Proterozoic upper crustal rock units (see details in the following part 3).

Lying to the north of the Linglong massif, the Guojialing massif (see "GJL" on **Fig. 4.1b**) is entirely composed of granodiorite, generally porphyric, with quartz, biotite, plagioclase and amphibole (locally higher than 25% content). This granodiorite is dated by SHRIMP U/Pb zircon method at 130-126 Ma (**Fig. 4.2**; Guan et al., 1998; Wang et al., 1998) and by $^{40}Ar/^{39}Ar$ biotite method at 124.0 ± 0.4, 124.2 ± 0.3 and 124.5 ± 0.4 Ma (**Fig. 4.2**, Li et al., 2003). The Sr-Nd-Pb isotope ratios are 0.709361–0.711419 and -15.07 – -17.50 for $I_{Sr}(t)$ and $\varepsilon_{Nd}(t)$, respectively, which reveal a material source of young enriched lithospheric mantle components (Zhou et al., 2003). Based upon unambiguous cross-check criteria of granodioritic dykes, its intrusive relationship with the Linglong massif rocks, to the south, has been described in literature, (Chen and Zhu, 1993; Lü and Kong, 1993; Liu et al., 1994). The present study shows that the Guojialing massif is a synkinematic pluton roofed by an extensional intracrustal shear zone.

Besides, the Linglong and Guojialing massifs are the principal host of gold mineralization (80% of the gold deposits in Jiaodong; Wang et al., 1998; Zhou and Lü, 2000; Li et al., 2003; Zhou et al., 2003; Mao et al., 2008). Gold deposits are mainly characterized by massive quartz veins and disseminations/stockworks close to brittle faults (Zhou and Lü, 2000). Mineralization event is well constrained by $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on sericite and muscovite at around 120 Ma (**Fig. 4.2**; Li et al., 2003; Zhang et al., 2003).

3. Ductile deformation analysis within the Linglong and Guojialing massifs

3.1. The Linglong massif

3.1.1. Upper unit (Early Proterozoic and Late Archaean) rocks

The Linglong massif is surrounded by Precambrian units comprising the Late Archaean Jiaodong Group and Early Proterozoic Jingshan Group rocks (Li and Yang, 1993; **Fig. 4.3a**). The Jiaodong Group is mainly composed of sedimentary and mafic to felsic volcanic rocks that have been metamorphosed in amphibolite to granulite-facies. This sequence is dated at 2665 ± 9Ma by U/Pb zircon method (Qiu, 1989). The Jingshan Group consists of low-grade metasedimentary rocks (e.g. marble and schist) dated at 2.48-2.03 Ga (U/Pb on zircon ages; Yang and Lü, 1996) and lying unconformably on the Jiaodong Group. According to petrological and geochemical studies, both Precambrian sequences, deriving from Trondhjemite-Tonalite-Granodorite (TTG) and basaltic volcanic rocks (SBGMR, 1991; Yang and Lü, 1996), were metamorphosed during Palaeoproterozoic orogens (An, 1990; Lü and Kong, 1993; Zhang et al., 1994).

According to our field observations, rocks of the Jiaodong Group exhibit gneissic and migmatitic foliation (**Fig. 4.3a**) which can be regarded as Precambrian in age (see references above). Marbles pertaining to Jingshan Group display bedding strikes oblique to the eastern border of the Linglong massif (**Fig. 4.3a**) and are weakly deformed. Deformation is only well marked at the vicinity (i.e. less than 100 m) with the eastern border of the Linglong massif, exhibiting crenulation within foliated rocks, drag folds and N30-40E trending faults.

3.1.2. Lower unit (Late Jurassic granite and migmatites)

Structures described below are illustrated in **Figures 4.4 and 4.5**. Within the Linglong massif, mapping of the contacts in between migmatites and granitic rocks displays N30-40E orientations, parallel to the cartographic long axis of the massif, as shown on **Figure 4.3a**. At outcrop scale, granitic rocks display isotropic to weakly oriented fabrics within the core of the massif. The western boundary of the Linglong massif is characterized by (1) unstrained or weakly deformed plutonic rocks and (2) granitic dykes cutting across inherited fabrics of the enclosing Archaean rocks (**Fig. 4.4a**). In contrast, the eastern border exhibits deformation within granitic and migmatitic rocks with a clearly increasing intensity from core to rim. Foliation is particularly well marked by a general flattening and often underlined by biotites

flakes. It trends roughly parallel to the eastern and southern borders of the massif (**Fig. 4.3a**), dips to the east and straightening up from W to E (**Figs. 4.5a and 4.5b**).

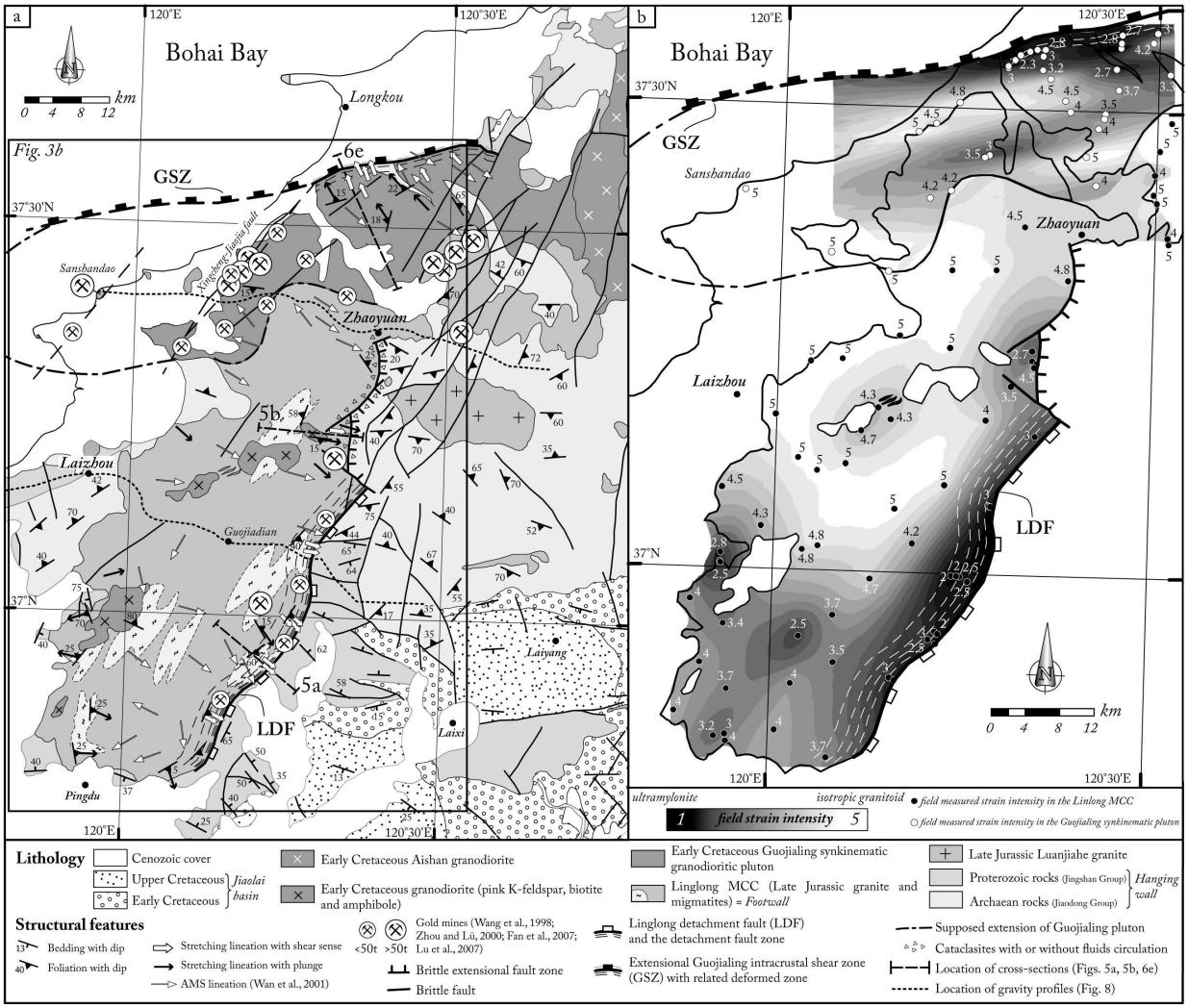


Figure 4.3: Ductile deformation in the Linglong and Guojialing massifs. (a) Reinterpretation of the Linglong and Guojialing massifs geological map with structural features measured in the field. Two main domains are discriminated: (1) the Linglong MCC (Late Jurassic granite and migmatites) intruded by Cretaceous isotropic granodiorites to the south, and (2) the Early Cretaceous deformed Guojialing synkinematic pluton to the north. Master MCC-type detachment fault (=LDF: Linglong detachment fault), extensional intracrustal shear zone (=GSZ: Guojialing shear zone) and brittle extensional faults with numerous Gold mines are localized on the map. (b) Field strain intensity measurements in Linglong MCC and Guojialing synkinematic pluton. Locations of the measurements are displayed with individual values by which the contours map is built up with kriging interpolation. In both massifs, interpolated strain maxima follow the trend of the shear zones: ~N30E for LDF and ~N30E for GZS. See Table 4.1 for details on the parameters used for interpolation. Late pinkish-reddish plutons are excluded to the computation.

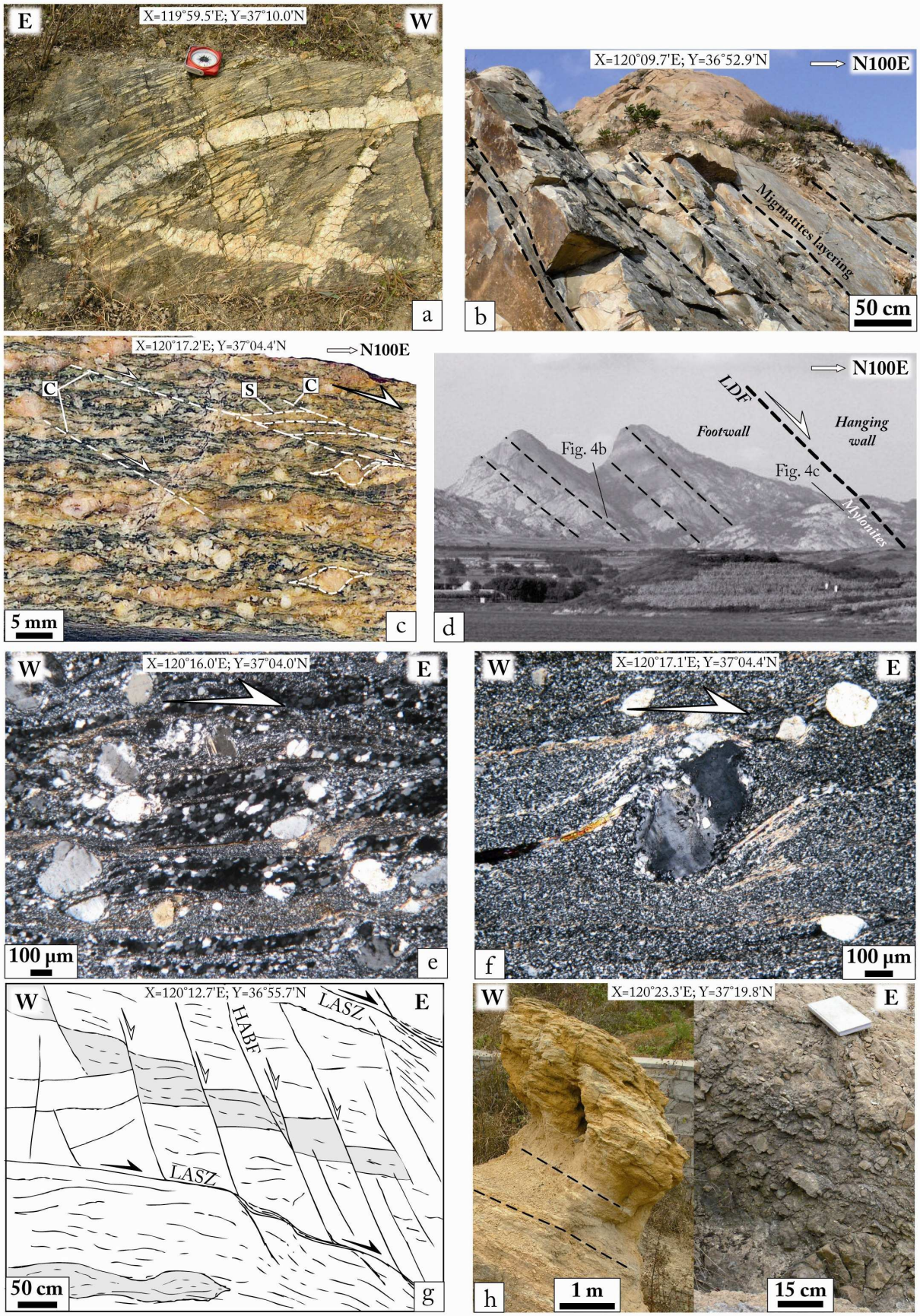


Figure 4.4: Pictures of representative structures in the Linglong massif (see locations on Figure 4.5). X and Y values correspond to GPS geographic coordinates (WGS84). (a)

Intrusive relationships between Archaean basement and granitic rocks. (b) Migmatites layering close to the Linglong detachment fault (LDF). (c) Polished hand specimen showing a C/S mylonite on the eastern border of the Linglong MCC with a top-to-N100E sense of shear. (d) Panorama of the southeastern Linglong MCC edge with eastward dipping foliation and LDF zone separating footwall mylonitic rocks and hanging wall rocks. (e) Photomicrograph of mylonite with polycrystalline quartz aggregates, K-feldspar d-type porphyroclast with a top-to-the E sense of shear. (f) Photomicrograph of a quartz-feldspar ultramylonite with K-feldspar d-type porphyroclast showing a top-to-the E kinematic on eastern border of the Linglong MCC. (g) Low-angle shear zone (LASZ, fault plane=N102-14NE and L=N127E) cross-cut by late high-angle brittle fault (HABF, fault plane=N02-70E) in the Linglong massif. Pegmatites in granitic and migmatitic rocks are represented in grey color. (h) General view of the cataclastic fabric associated with fluids circulation during brittle deformation in the Linglong MCC ("fault" plane=N178-33E), and detailed view on breccias.

In contrast, mineral and stretching lineations, marked by biotite and quartz aggregates, reveal consistent N120-140E trend throughout the massif, except for local deviations in southeastern part (**Fig. 4.3a**). Toward this boundary, the migmatitic fabrics become parallel to the foliation orientation; segregated leucosomes and melanosomes form regular metre-scale layering defining structural surfaces (**Fig. 4.4b**). Those particular structures have already been observed in previous studies and defined as "unusual gneissic texture" regarded as solely resulting from partial melting processes, without taking into account the finite strain (SBGMR, 1991; Lu et al., 1996; Yang and Lü, 1996; Wang et al., 1998; Zhou and Lü, 2000). At map scale (**Fig. 4.3a**), the Linglong massif displays an elongated shape. The general attitude of the foliation planes (and the associated layering within the migmatites) as well as its internal strain gradient shows that the structure of the Linglong massif is consistent with a dome-like structure. Besides, in the core and to the SW of the Linglong dome, the reddish-pinkish Cretaceous granodiorite massifs, displaying a systematic isotropic texture and cutting across granitic and migmatitic fabrics, are clearly intrusive within the dome (**Figs. 4.3a and 4.5b**).

3.1.3. The Linglong detachment fault (LDF)

When approaching to the eastern boundary of the Linglong dome, simple shear criteria are increasingly well expressed. At outcrop-scale, drag folds, sigmoidal feldspars and sigmoidal foliation planes associated with low-angle shear planes indicate an overall and systematic top-to-the SE sense of shear (**Figs. 4.3a and 4.4c**). From W to E, the shear-band network becomes more penetrative and shear-bands thicker (from a few millimetres to centimetres) with a progressive development of ultramylonitic rocks to the top of the lower unit (**Figs. 4.4d**, **4.5a and 4.5b**). Microstructural observations also reveal the eastward

increase of deformation intensity. Indeed, weak to moderate solid-state microstructures (e.g. deformation lamellae, undulose extinction, chess-board subgrains of quartz) evolve to strong solid-state ones in mylonitic rocks (e.g. polycrystalline quartz aggregate formed by subgrain rotation recrystallization, dynamically recrystallized quartz; **Fig. 4.4e**) indicating crystal-plastic mechanisms (e.g. Gapais and Barbarin, 1986; Passchier and Trouw, 2005). A top-to-the SE sense of shear is unambiguously shown in thin-sections cut perpendicularly to foliation and parallel to stretching lineation, where observed structures are: biotite fish, oblique foliation, quartz and biotite pressure shadows, shear bands and σ- or δ-type porphyroclast systems with embayment for latter ones (**Figs. 4.4e and 4.4f**). Moreover, K-feldspar, plagioclase or quartz grains cut by fractures and microfaults are often observed, implying a superposed brittle deformation.

From this, to the east of the dome, considering the whole strain gradient, the total thickness of the N30-40E oriented strained zone can be estimated at ~4 km, including ~0.5 to 1.0 km-thick of mylonitic to ultramylonitic rocks (**Figs. 4.3a, 4.5a and 4.5b**). This deformed zone separates two different units: (1) a lower unit composed of Linglong migmatitic and granitic rocks exhibiting a footwall of mylonitic to ultramylonitic rocks and (2) an upper unit made of weakly to undeformed Precambrian rocks (Jiaodong and Jingshan Group) that constitute the upper crustal hanging wall units. The eastern border of the Linglong dome can thus be defined as a master detachment fault with a top-to-the SE kinematic, separating high-grade metamorphic rocks pertaining to a lower unit from ante-metamorphosed rocks belonging to an upper unit. This master detachment is defined as the Linglong detachment fault (LDF; **Figs. 4.3a, 4.5a and 4.5b**).

3.1.4. Strain intensity modelling in the Linglong dome

Based on field structural observations, a qualitative scale of ductile deformation intensity undergone by granitic and migmatitic rocks has been established. This scale of strain "amount" is graduated from a value equal to "5" for isotropic rocks to "1" for ultramylonites, with intermediate values corresponding to mineral preferred orientation appearance ("4"), well-developed foliation and stretching lineation ("3") and S/C mylonites or foliation associated with shear bands structures ("2").

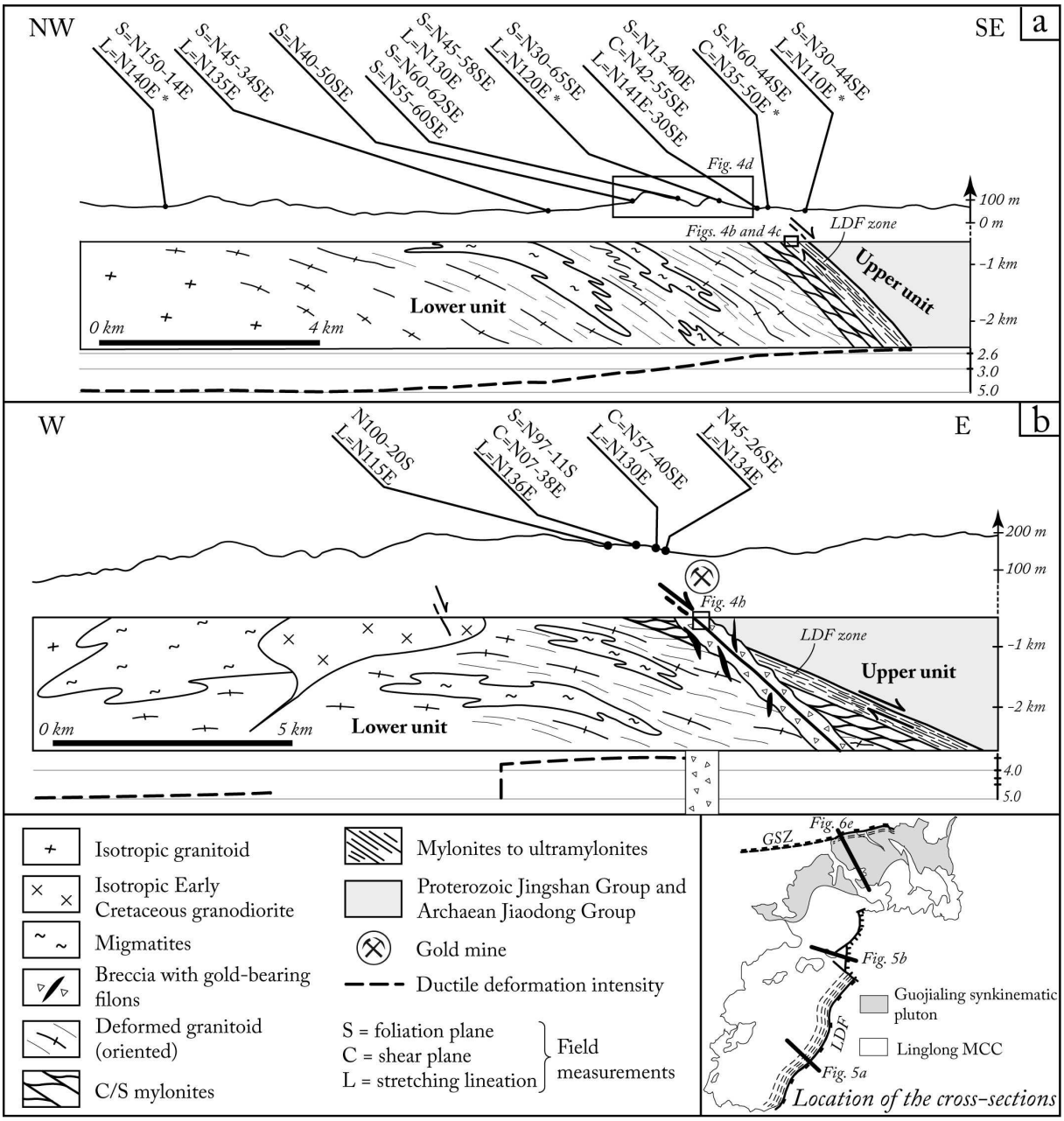


Figure 4.5: Structural cross-sections in the Linglong massif with diagrams of strain intensity modelling (Fig. 4.3b) and occurrence of brittle structures. (a) Strain localisation toward the Linglong detachment fault on the eastern border of the Linglong MCC. (b) Reworking of the Linglong detachment fault by brittle deformation coeval with gold mineralizations. Locations of pictures of Figure 4.4 are marked on cross-sections. (*) indicates data measured out of the section. LDF = Linglong Detachment Fault, GSZ = Guojialing shear zone.

Geostatistics are more and more applied to Earth Sciences for spatial data analysis in order to characterize spatial pattern of variables and to predict values at non sampled locations, or map continuous variables from discrete measurements (e.g. Krige, 1951; Matheron, 1963; Davis, 1986; Isaaks and Srivastava, 1989). Using the strain "amount" value attributed at each visited outcrop, such a geostatistical approach has been applied to characterize the field

measurements and, then, to interpolate a map of spatial distribution of ductile deformation intensity in the Linglong massif. As the Linglong migmatitic and granitic dome and the Guojialing pluton are two different geological objects, with probably two distinct internal strain fields, variogram analysis and ordinary kriging have been independently computed for each one (see §3.2.3 for the Guojialing pluton).

	C_1	C_0	aM	am	dir	Model
Linglong granitic and migmatitic dome						
Semi-variogram model	1.2202	0.1123	34.9349	21.2674	45	S
Guojialing pluton						
Semi-variogram model	0.6821	0.0000	25.1097	5.9675	81	S

Table 4.1: Semi-variogram models used for the ordinary kriging interpolation of the strain field intensity measured within the Linglong and Guojialing massifs.

The results of semi-variogram analysis and corresponding ordinary kriging interpolation are presented in **Table 4.1** and **Figure 4.3b**, respectively**.** Semi-variogram models reveal an anisotropic trend, i.e. preferential directions, for correlations between data point measurements. The direction of this major amplitude range is of N45E for the Linglong dome. A non-null value for the nugget effect (C_0=0.1123) denotes substantial deviations of the strain intensity value at local scale. This effect can be attributed to the lithological contrast in the dome, composed of granitic and migmatitic rocks. **Figure 4.3b** shows the interpolated contoured mapping of ductile field strain intensity. As the isotropic reddish-pinkish Cretaceous granodioritic plutons intruded into the Linglong dome, these areas have not been taken into account for the computation. Within the Linglong dome, isotropic rocks of the core, i.e. low field strain intensity, contrast with the quite strong deformed zone of its southern and eastern edges (**Fig. 4.3b**). In particular, the map reveals high strain values along the eastern border of the dome (**Fig. 4.3b**) that corroborates the presence of the Linglong detachment fault (LDF).

3.2. The Guojialing massif

3.2.1. The Guojialing pluton and the extensional Guojialing shear zone

The Guojialing massif is located in the Zhaoyuan-Sanshandao-Longkou area, north of the Linglong dome (**Fig. 4.3a**). Structural features of the Guojialing massif exposed below are illustrated by **Figure 4.6**.

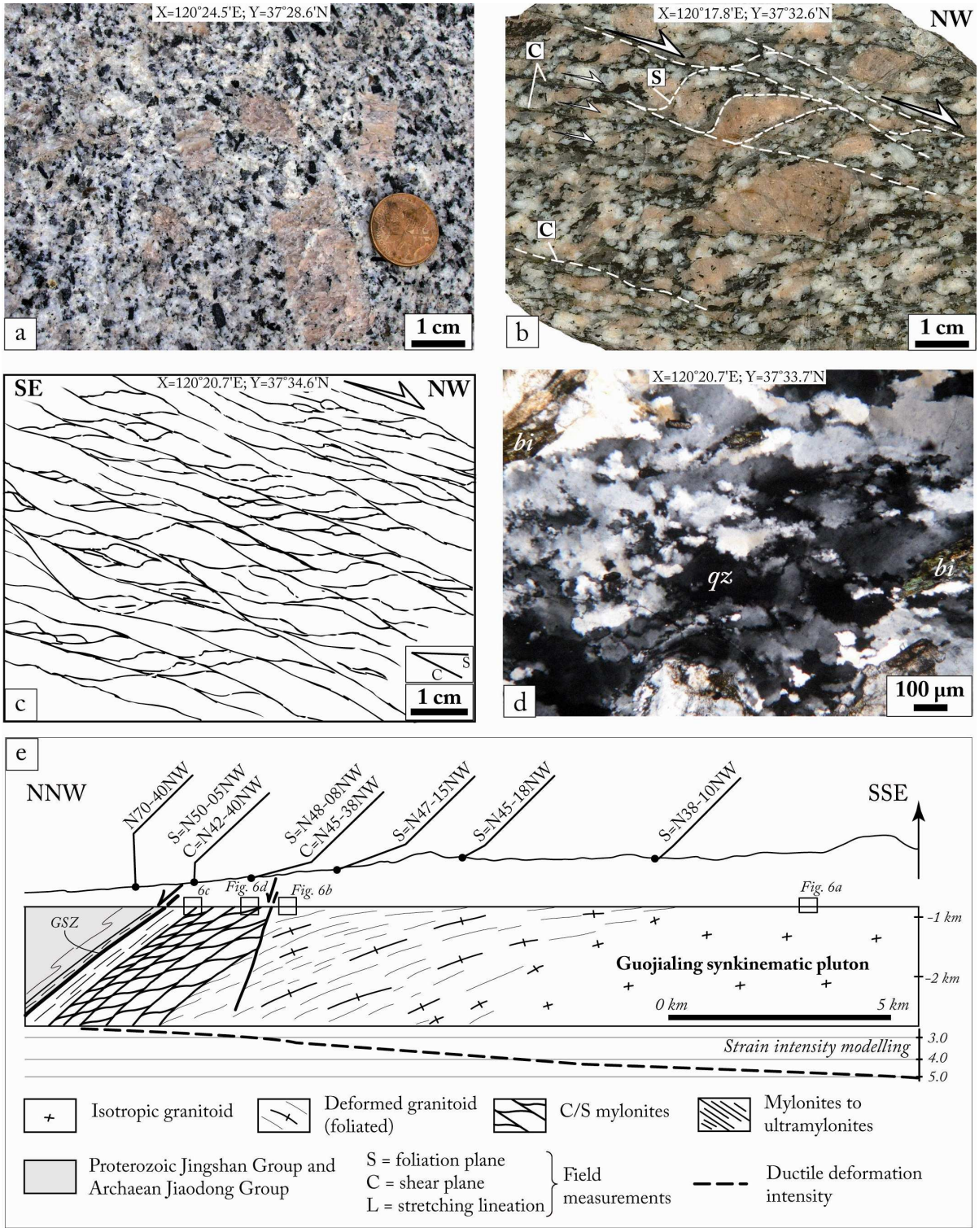


Figure 4.6: Field evidences of deformation evolution in the Guojialing massif. (a) Isotropic Guojialing granodiorite. (b) Polished hand specimen showing a moderate C/S fabric in the Guojialing pluton inside the Guojialing shear zone showing a top-to-the NW kinematic (L=N130E). (c) Tracing of a photograph showing a strong C/S fabric with a top-to-the NW kinematic (L=N132E). (d) Photomicrograph of recrystallised quartz aggregates showing solid-state deformation in mylonitic rocks of the Guojialing pluton. (e) Field structural cross-section in the Guojialing massif with diagram of strain intensity modelling (Fig. 4.3b) toward the extensional Guojialing intracrustal shear zone. GSZ = Guojialing shear zone. qz: quartz, bi: biotite.

In contrast with the Linglong dome, no migmatitic rocks have been recognized and the lithology is very homogenous throughout the overall massif, showing simple pluton bulk architecture. This pluton presents the same granodioritic petrography as the discrete reddish-pinkish Cretaceous plutons intruded within the Linglong dome (see description above, §3.1.2) and intersects the Linglong detachment fault. Along its southern edge, where the Guojialing pluton intrudes the Linglong dome, the granodiorite is isotropic or presents a very weak preferred orientation underlined by biotite, K-feldspar and/or amphibole (**Fig. 4.6a**). To the west, the occurrence of this typical lithological facies, still with an isotropic texture, has been observed up to Sanshandao city, which implies an extension of the Guojialing granodiorite below the Cenozoic sedimentary cover (**Fig. 4.3a**). Toward the northern border of the pluton, strain is marked by the progressive development of a north-westward dipping foliation underlined by biotite flakes, lineation is marked by quartz aggregates and amphibole crystals while C/S mylonitic structures progressively appear (**Figs. 4.6b and 4.6c**). At the vicinity to the northern contact with the country rocks, centimetre-scale shear bands of ultramylonites developed. To the whole, progressive decreasing in grain-size of the mylonites and C/S angles clearly highlight the continuous shear increasing from S to N (**Figs. 4.6b**, **4.6c and 4.6e**). Thick Cenozoic cover prevent from the observation of surrounding rocks close to the deformed zone, even though, in its close vicinity (~50-200 m), rocks exhibit a continuous strain transition with the deformed granodiorite (**Fig. 4.6e**), as already been described as a "gneissic texture transitional to the country rocks" (SBGMR, 1991; Yang and Lü, 1996; Zhou and Lü, 2000). Stretching lineations measured in the pluton reveal a consistent N130-140E trend (**Figs. 4.3a and 4.6e**). Sigmoidal feldspars and C/S plane obliquities in the mylonitic rocks show a top-to-the NW simple shear (**Figs. 4.6b and 4.6c**). Thin section observations also reveal an increase of deformation intensity from S to N. In fact, grains of quartz, plagioclase, K-feldspar or biotite show distinct magmatic and weak solid-state to strong solid-state deformation microstructures. Crystal-plastic deformations are evidenced by elongated grains and grain aggregates, undulose extinction, deformation lamellae of quartz (**Fig. 4.6d**; Passchier and Trouw, 2005). A top-to-the NW shearing is clearly deduced from K-feldspar porphyroclast systems, biotite sigmoids, oblique foliation, biotite fish, amphibole domino boudins and asymmetric distribution of myrmekite (Passchier and Trouw, 2005; Simpson and Wintsch, 1989; Goscombe and Passchier, 2003).

The total thickness of the sheared zone attains up to 6 km-thick, locally up to 1 to 2 km-thick of mylonitic rocks. In contrast with the Linglong dome, the Guojialing pluton is only composed of granodioritic rocks which have undergone progressive deformation as

shown by decrease of C/S angles (Berthé et al., 1979; **Figs. 4.6a to 4.6c and Fig. 4.6e**). As a result, the Guojialing pluton may be considered as a synkinematic intrusion emplaced along a N80E striking ductile extensional shear zone, with a top-to-the NW sense of shear, defined as the Guojialing shear zone (GSZ; **Figs. 4.3a and 4.6e**).

3.2.2. Strain intensity modelling in the Guojialing pluton

The same qualitative ductile deformation intensity scale used in the Linglong massif has also been used for the Guojialing massif (§3.1.4). The results of semi-variogram analysis and corresponding ordinary kriging interpolation are presented in **Table 4.1** and **Figure 4.3b**, respectively. Semi-variogram models reveal as in the Linglong massif an anisotropic trend, i.e. preferential directions, for correlations between data point measurements. The direction of this major amplitude range is of N81E for the Guojialing pluton (**Table 4.1**), closely parallel to the elongated directions of the massif (**Fig. 4.3a**). The absence of nugget effect can be noted and reveals continuous gradients in strain intensity. In fact, the absence of nugget effect can easily be attributed to the rather single petrographic facies (i.e. only granodioritic rocks) in the Guojialing pluton. **Figure 4.3b** shows the interpolated contoured mapping of ductile strain intensity. The map reveals particularly high values along the northern border of the Guojialing pluton, corresponding to the Guojialing shear zone (GSZ; **Fig. 4.3b**). As a mean, the Guojialing pluton presents a significant strain intensity everywhere within the massif.

4. Brittle deformation tectonics analysis in the Linglong and Guojialing massifs

4.1. Characterising the brittle features within the Linglong and Guojialing massifs

The major structure remains the Linglong detachment fault (LDF). It displays clear evidence of late reworking under brittle conditions that can be followed over ~20 km south of Zhaoyuan city (**Figs. 4.3a and 4.4g**). In the field, highly dipping thick breccia bodies (i.e. 10-50 m) overprint the ductile fabric (i.e. mylonites, ultramylonite bodies) characterizing the eastern Linglong dome border (**Fig. 4.4h**). Yellowish brecciated rocks composed of more or less decomposed granite and mylonite clasts are crossed by numerous milky or purplish quartz veins suggesting strong hydrothermal circulations. This assumption is illustrated by some gold mineralizations along the cartographic outline of the LDF (see gold mines symbols on **Fig. 4.3a**).

Second-order structures are characterized by N30E trending, up to 80 km long, localized brittle fault zones (e.g. Sanshandao or Xingcheng-Jiaojia faults; **Fig 4.3a**). Only few is known on these structures until now, mostly studied for mining exploration. They appeared either as high-angle fault-related hydrothermalized brecciated zones, cataclasites or localized mineralized quartz veins (i.e. stockworks) concentrating most of the Jiaodong gold deposits (Wang et al., 1998; Zhou and Lü, 2000; Li et al., 2003; Zhou et al., 2003; Mao et al., 2008).

Yet, both Linglong and Guojialing massifs are penetratively affected by widespread small-scale faults and veins visible on outcrops. These structures, particularly abundant in granitic lithology, mainly display normal motion indicated by slickensides (**Fig. 4.7d**).

4.2. Palaeostress field analysis

Stress field responsible for the formation and the evolution of major brittle structures cannot be easily reached. A brittle microtectonic analysis allowed us to reconstruct changing palaeostress fields that have affected the Linglong and Guojialing massifs and to infer how the first-order structures were formed and then acted under reconstructed palaeostress fields.

4.2.1 Methodology

Palaeostress orientation patterns were evaluated by computer-aided inversion method for fault slip data which is described in details by Angelier (1979, 1984 and 1994) and the inversion method that has been used herein concerns T-TECTO 2.0 Professional software (see details in Žalohar and Vrabec, 2007). Output data consist in the determination of the reduced palaeostress tensor for a given data set, thus identifying the preferred orientation of the three principal stress axes (σ_1, σ_2 and σ_3, the maximum, intermediate and minimum stress axis, respectively), and the ratio $\Phi = [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$ reflecting the relative magnitude of principal stress axes. Reliability of computed palaeostress direction is estimated as a function of the "misfit angle" value (Žalohar and Vrabec, 2007; reflecting the Ratio UPsilon (i.e. RUP) of Angelier (1994)). Thus, the quality of computed principal stress axes is classed as following: A = well-defined (0° ≥ misfit angle > 15°), B = quite well-defined (15° > misfit angle > 25°) and C = poorly-defined (misfit angle > 25°).

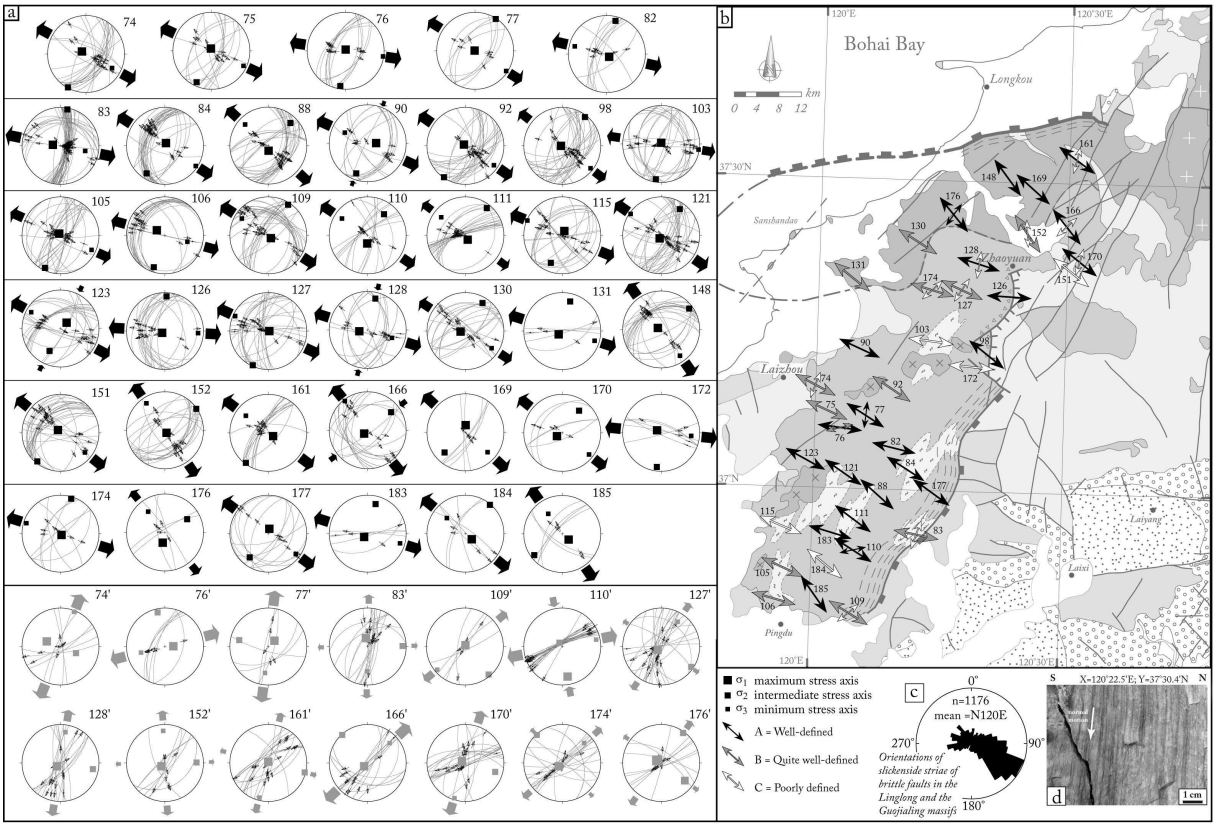


Figure 4.7: State of palaeostress related to brittle deformation in the Linglong MCC and the Guojialing synkinematic pluton. (a) Microtectonic sites illustrated by equal-area stereoplots show a NW-SE extensional event (black solid squares and large solid arrows) and also a NNE-SSW one (grey solid squares and large solid arrows); solid squares and large solid arrows correspond to computed axes (σ_1, σ_2, σ_3) and directions of horizontal extension and/or compression, respectively; (b) distribution map of microtectonic sites used to study palaeostress regimes in the study area. Quality of computed palaeostress directions using T-TECTO 2.0 software (Žalohar and Vrabec, 2007) is represented by grey scale arrows (A = well-defined in black, B = quite well-defined in grey and C = poorly defined in white). Big arrows are used to represent the NW-SE extensional event while small ones for NNE-SSE extensional event. Rose diagram of slickenside lineations directions shows a N120E mean orientation in the Linglong MCC and Guojialing synkinematic pluton.

The study was carried out in areas weakly affected by tectonism in order to avoid stress perturbation within and at the direct vicinity of major fault zone. Brittle tectonic analysis was realized using a representative number of striated fault planes exhibiting sense of slip indicators such as striae, Riedel subordinate planes, tensile cracks and more routinely from slickensides (i.e. quartz steps; see review in Doblas, 1998).

Most of the visited sites display evidence of polyphase faulting and are then characterized by an inhomogeneous character of the data sets. The fault sets, described in the "4.2.2. Results" section, have been grouped by their coherence. The main criteria for distinguishing the different fault sets considered are cross-cutting relationships and

reactivation processes illustrated by superimposed and partially overprinted striae on the same fault plane. Striations are grouped to a specific fault population when their directions are coherent at ± 15° with respect to the corresponding mean orientation deduced from statistics (i.e. rose diagram).

Site	Geographic coordinates		Lithology	*n*	σ_1		σ_2		σ_3		Φ	Misfit angle	Quality
	Latitude (°N)	Longitude (°E)			Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip			
KNC074	37.165	120.000	G	21	300	76	208	1	118	14	0.60	22	B
KNC074′	*37.165*	*120.000*	*G*	*8*	*290*	*48*	*113*	*42*	*22*	*1*	*0.56*	*32*	*C*
KNC075	37.119	120.031	G	14	347	83	205	6	115	4	0.53	21	B
KNC076	37.106	120.057	G	13	2	86	189	4	98	0	0.50	5	A
KNC076′	*37.106*	*120.057*	*G*	*7*	*89*	*65*	*348*	*5*	*256*	*24*	*0.70*	*16*	*B*
KNC077	37.114	120.095	G	8	288	88	33	0	123	2	0.45	6	A
KNC077′	*37.114*	*120.095*	*G*	*6*	*46*	*65*	*282*	*14*	*187*	*20*	*0.60*	*14*	*A*
KNC082	37.067	120.161	G	9	141	80	14	6	284	8	0.50	12	A
KNC083	36.928	120.211	G/M	50	277	67	11	2	102	23	0.49	18	B
KNC083′	*36.928*	*120.211*	*G/M*	*18*	*273*	*86*	*111*	*4*	*20*	*1*	*0.20*	*42*	*C*
KNC084	37.031	120.186	G	30	19	81	213	8	123	2	0.53	11	A
KNC088	36.992	120.131	G	29	176	75	44	10	312	11	0.48	9	A
KNC090	37.226	120.086	G	13	89	65	201	10	295	23	0.80	10	A
KNC092	37.162	120.153	G	25	307	84	214	0	124	6	0.49	17	B
KNC098	37.222	120.342	G/Br	27	273	86	38	2	129	3	0.40	10	A
KNC103	37.241	120.229	G	23	2	86	189	4	98	0	0.40	28	C
KNC105	36.870	119.945	G/M	25	324	83	205	3	115	6	0.44	21	B
KNC106	36.819	119.929	G	21	302	62	199	7	106	27	0.46	23	B
KNC109	36.800	120.079	G	30	136	79	33	3	302	11	0.49	24	B
KNC109′	*36.800*	*120.079*	*G*	*5*	*2*	*86*	*140*	*3*	*231*	*3*	*0.30*	*30*	*C*
KNC110	36.901	120.085	G/M	13	184	66	38	20	303	12	0.48	15	A
KNC110′	*36.901*	*120.085*	*G/M*	*24*	*170*	*13*	*324*	*76*	*78*	*6*	*0.80*	*8*	*A*
KNC111	36.952	120.083	G/M	23	151	75	38	6	307	13	0.30	7	A
KNC115	36.940	119.938	G/M	21	24	76	203	14	293	0	0.49	32	C
KNC121	37.026	120.061	G	30	208	80	35	10	305	1	0.53	15	A
KNC123	37.045	119.984	G	24	46	65	206	24	299	8	0.90	13	A
KNC126	37.315	120.384	G	19	238	80	3	6	94	8	0.50	15	A
KNC127	37.325	120.289	G	27	94	87	205	1	295	3	0.60	21	B
KNC127′	*37.325*	*120.289*	*G*	*24*	*226*	*76*	*124*	*3*	*34*	*14*	*0.10*	*37*	*C*
KNC128	37.371	120.325	G	14	262	65	14	10	108	23	0.90	13	A
KNC128′	*37.371*	*120.325*	*G*	*16*	*226*	*76*	*101*	*8*	*9*	*12*	*0.30*	*35*	*C*
KNC130	37.400	120.197	GJL	19	265	76	31	9	123	11	0.39	23	B
KNC131	37.340	120.067	GJL	28	93	83	219	4	309	5	0.40	22	B
KNC148	37.507	120.375	GJL	23	295	79	53	5	144	10	0.49	11	A
KNC151	37.356	120.518	G	29	320	79	219	2	129	11	0.48	27	C
KNC152	37.418	120.418	G	21	147	81	56	0	326	9	0.47	17	B
KNC152′	*37.418*	*120.418*	*G*	*8*	*226*	*76*	*89*	*11*	*357*	*10*	*0.20*	*31*	*C*
KNC161	37.538	120.514	GJL	14	124	73	217	1	307	17	0.49	13	A
KNC161′	*37.538*	*120.514*	*GJL*	*17*	*2*	*86*	*104*	*1*	*195*	*4*	*0.10*	*50*	*C*
KNC166	37.430	120.497	G	15	226	75	52	14	322	1	1.00	14	A
KNC166′	*37.430*	*120.497*	*G*	*14*	*226*	*76*	*318*	*1*	*48*	*14*	*0.60*	*44*	*C*
KNC169	37.489	120.427	GJL	6	2	69	226	16	132	14	0.51	5	A
KNC170	37.363	120.516	G	5	237	71	37	18	129	6	0.46	6	A
KNC170′	*37.363*	*120.516*	*G*	*21*	*298*	*78*	*107*	*12*	*197*	*2*	*0.37*	*41*	*C*
KNC172	37.201	120.312	G	6	300	76	187	6	96	13	0.60	36	C
KNC174	37.323	120.229	G	8	141	85	17	3	287	4	0.55	19	B
KNC174′	*37.323*	*120.229*	*G*	*18*	*226*	*76*	*318*	*1*	*48*	*14*	*0.20*	*35*	*C*
KNC176	37.445	120.269	GJL	5	193	60	59	22	321	20	0.22	10	A
KNC176′	*37.445*	*120.269*	*GJL*	*9*	*300*	*76*	*127*	*14*	*36*	*1*	*0.10*	*9*	*A*
KNC177	36.997	120.239	G	11	12	75	218	14	126	6	0.49	14	A
KNC183	36.929	120.038	G	5	226	76	15	13	107	7	0.50	13	A
KNC184	36.878	120.029	G	6	132	65	40	1	310	25	0.60	33	C
KNC185	36.828	120.010	G	6	132	65	233	5	325	24	0.50	6	A

Table 4.2: Results of palaeostress analyses in the Linglong and Guojialing massifs. n: the total fault planes measured for each site to calculate palaeostress direction; σ_1, σ_2 and σ_3: principal stress axes with their strike and dip in degrees ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$); Φ: the ratio of principal stress magnitudes ($\Phi = (\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$); Misfit angle expressed in degrees represents the quality of computed palaeostress directions; Quality: A = very good fault-striae data set, B = good fault striae data set and C = regular fault striae data set. Linglong dome (G=Granite + M=Migmatites), GJL=Guojialing pluton, Br= Breccias. See the text for further explanations.

4.2.2 Results

A total of 911 fault planes have been selected from the 1176 measured fault planes in the field issued from 39 microtectonic sites. Selection of the computed fault data relies on incompatible striation directions with a specific fault population and field measurement errors (i.e. poorly marked slickensides). Results of the microtectonic study carried out in the Linglong and Guojialing massifs are presented in **Table 4.2** and **Figure 4.7**. For all sites, it is noteworthy that maximum and minimum stress axes (i.e. σ_1 and σ_3) are subvertical and subhorizontal, respectively (**Fig. 4.7a**) which is typical of normal faulting. Palaeostress analysis reveals two main orthogonal stress regimes. For the dominant stress regime, visible on all of the 39 sites, minimum stress axis σ_3 direction trends N118E and is linked to a NW-SE extensional event. This stress field is constrained by 87% of A-B quality estimator (**Table 4.2** and **Fig. 4.7b**) even for low-measurement sites (e.g. sites 131 and 169). N118E averaged stress field appears highly coherent in the whole Linglong and Guojialing massifs whatever the position in the massifs and/or lithology encountered. No spatial fracturing gradient (i.e. fault occurrence/displacement) can be evidenced, however, fault occurrence are rather well distributed over the Linglong and Guojialing massifs and form a homogeneous penetrative network. In contrast, a subordinate stress regime yields a N33E minimum stress axis direction (linked to a NNE-SSW extensional event) for 14 sites (**Fig. 4.7** and **Table 4.2**, in *italic* font). Reliability for this stress determination is rather low, only about 29% of σ_3 directions are in quality A-B (i.e. sites 77' and 110'; **Table 4.2** and **Fig. 4.7b**).

Although the tectonic significance for the NNE-SSW (~N30E) oriented extensional stress regime remains unclear, the dominant NW-SE extensional event appears in good accordance with the mean ductile stretching lineation direction (i.e. ~N120E; **Figs. 4.3a and 4.7b**). Links between the ductile and brittle deformations in the Linglong and Guojialing massifs during the Mesozoic geodynamic event will be discussed below.

5. Deep architecture of the Linglong and Guojialing massifs using gravity data modelling

Gravity data analysis and modelling have already proven their efficiency for imaging geological structures to depth (e.g. Bott and Smithson, 1967; Ajakaiye and Sweeney, 1974; Vigneresse, 1983; Vigneresse and Brun, 1983; Martelet, 1999; Martelet et al., 2004; Talbot et al., 2004; Joly et al., 2009). In this study, new and available gravity data have been used to

model the bulk crustal-scale architecture of the Linglong and Guojialing massifs and, more precisely, the geometrical relationships between them.

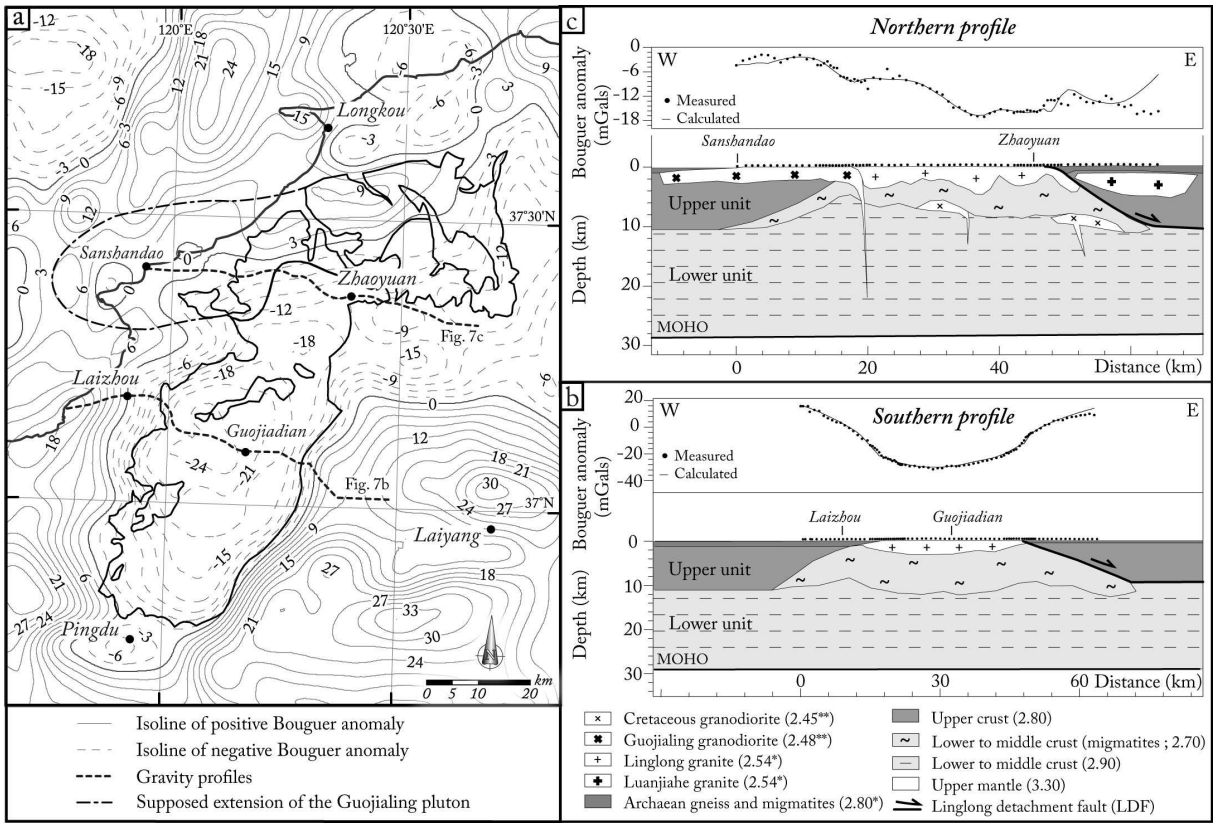


*Figure 4.8: Gravity study in the Linglong and Guojialing massifs. (a) Bouguer anomaly map of the study area (values in 10^{-5} m/s², after Ma, 1997), (b and c) measured Bouguer anomaly cross-sections (dotted lines on map) with modelling of deep structures geometry. * Densities of materials issued from Wan et al. (2001), ** densities of materials measured in laboratory (this study).*

5.1. Gravity map interpretation

At the first-order, the Bouguer anomaly map of the study area depicts the heterogeneous distribution of masses at depth and is well consistent with geological boundaries (**Fig. 4.8a**; Ma, 1997). Highest Bouguer anomalies correspond to rather dense Precambrian basement rocks whereas granitic rocks of the Linglong dome and Guojialing pluton can be well correlated with lower anomalies (compare contours and geological boundaries on **Fig. 4.8a**). If comparing both massifs, the higher negative anomalies are localized in the Linglong dome, which is consistent with either lighter rocks or thicker low-density units, with respect to the Guojialing pluton. On both eastern and western sides of the Linglong dome, isocontours of Bouguer anomaly strike parallel to the geological boundaries and display particularly strong gradients at the contact with the country rocks (**Fig. 4.8a**). Conversely, to the south of the dome, isocontours bend and cross-cut the geological

boundaries. The corresponding negative Bouguer anomaly can be tracked up to 10 km south of the edge of the dome and gradients are clearly lower southwardly (**Fig. 4.8a**). Due to lower density contrasts with its enclosing rocks, and in particular with the Linglong dome, the nature of the Guojialing pluton boundaries can be hardly deduced to depth from the Bouguer anomaly map. Nevertheless, combined with geological observations at surface (see §3), the western boundary of the Guojialing pluton might thus be drawn further west up to the cape and close to the Sanshandao city (**Figs. 4.3a**, **4.7b and 4.8a**).

5.2. Gravity profiles

5.2.1. Acquisition and treatment of data

In order to enrich the gravity database and particularly to image more precisely the geometry of contacts between granitic and migmatitic rocks and its country rocks, gravity measurements have been carried out along two cross-sections, perpendicularly to the Linglong dome long axis (**Figs. 4.3a and 4.8a**). The first cross-section lies between Laizhou and Guojiadian cities (~70 km long with 85 stations; **Fig. 4.8b**), and the second one between Sanshandao and Zhaoyuan cities (~67 km long with 81 stations; **Fig. 4.8c**). Stations are spaced 1 km apart, and 500 m for the segments crossing the contact between the Linglong dome and its country rocks. Precise geographic coordinates (Longitude/Latitude) and altitude for each station were measured using a MAGELLAN d-GPS system that ensures a centimetre-scale precision. All gravity measurements were achieved using a SCINTREX CG5-M micro-gravimeter. The gravity anomaly was computed with respect to the theoretical value of *g* on GRS-1967 ellipsoid. To obtain the Bouguer anomaly, we successively performed standard free air, plateau and terrain corrections. Terrain corrections have been computed up to 167 km according to Martelet (1999). A 2.67 $g.cm^{-3}$ Bouguer reduction density has been chosen as the mean density for the studied granitic rocks. The Moho depth of the study area, deduced from tomographic data, has been extracted from Hao et al. (2007).

5.2.2. Gravity profile modelling

Two dimensional (2D) gravity modelling has been performed using the Geosoft-GM-SYS software along the two gravity profiles (**Figs. 4.8b and 4.8c**). Direct modelling consists in adjusting densities of the considered geological units with their geometry. For this study, average densities were derived from literature and laboratory measurements (Wan et al.,

2001; see **Fig. 4.8** for more details) and 2D geometries were highly constrained by available geological maps and our own field observations as well as measurements.

The southern profile runs perpendicularly to the long axis of the Linglong dome from Laizhou through Guojiadian cities toward to the ESE (**Fig. 4.8b**). This profile cuts across the dome in its central part. **Figure 4.8b** presents the modelling results showing a rather simple crustal-scale structure with a good fit between measured and modelled anomaly values. The central part of the profile, marked by a well-defined low gravity anomaly, corresponds to a dome-shaped composed of granites, migmatites and certain upward of middle to lower crustal rocks. Even if imbrications of migmatites with granitic rocks have been observed in the field, at the scale of this model section, granitic rocks *s.s.* appear as a laccolite shape of about 2 to 5 km thick on top of the migmatitic rocks (**Fig. 4.8b**). High gravity anomalies located to the west and to the east of the profile correspond to the Archaean and upper crustal rocks surrounding the Linglong dome. On the eastern border of the Linglong dome, the LDF (§3.1) displays a moderate eastward dipping and connects with a flat interface at about 10 km depth (**Fig. 4.8b**). Along the western boundary, the contact dips to the west with a slightly higher angle. The Moho discontinuity exhibits a flat-lying geometry.

The northern profile (**Fig. 4.8c**) also runs perpendicularly to the long axis of the Linglong dome and cross-cuts its boundary with the Guojialing pluton. At the first-order, the computed model is in good accordance with the measured gravity anomalies. In the northern part of the study area, the model reveals a rather more complicated structure showing the geometrical outline of the Linglong and Guojialing massifs. Compiling with structures shown on the southern profile, the eastern part of this profile model displays a dome-like shape: (1) granitic rocks of the Linglong dome presents a laccolite of ~3 to 6 km thick on top of the migmatites and (2) the LDF displays as a moderate eastward dipping contact that becomes flat at depth (**Fig. 4.8c**). To the west of the profile, a weaker negative Bouguer anomaly is due to the Guojialing pluton which draws a thin laccolite (of maximum 3 km thick) over upper crust units. The modelled geometry of the Guojialing laccolite shows a root along its boundary with the Linglong massif, which clearly shows its intrusive relation with the dome (**Fig. 4.8c**). At the second order, pinkish-reddish Cretaceous granodiorites can be added to the model as late intrusions within the Linglong dome (**Figs. 4.3a and 4.8b**). In addition, the Luanjiahe pluton is intruded into the Archaean and upper crustal surrounding rocks to the east of the LDF (**Figs. 4.3a and 4.8c**). Still again, the Moho discontinuity is flat under this northern modelled profile.

6. Discussion

6.1. Finite 3D geometry of the Linglong MCC and of the Guojialing synkinematic pluton

Figures 4.9a, 4.9b and 4.9c present block diagrams of the crustal-scale structure drawn for the entire Linglong and Guojialing massifs and designed from a 3D computed model using the 3D GeoModeller software (©Intrepid-BRGM; and see Lajaunie et al., 1997 and Calcagno et al., 2002 for methodology). In this study, modelling integrates all the field structural observations and geophysical measurements (i.e. gravity profiles) to constrain a consistent best fitting geometry. Four main units have been distinguished in this 3D model: (1) the Linglong dome; (2) the Guojialing pluton; (3) pinkish-reddish isotropic plutons intruded into the Linglong dome; and (4) the country units (**Figs. 4.9a, 4.9b and 4.9c**). Despite apparent resemblances in terms of overall structures and kinematics, the Linglong dome and the Guojialing pluton must be distinguished, as discussed below.

Field observations shows that the Linglong massif is composed of intensively imbricated migmatitic and granitic rocks. Gravity analysis and modelling highlight the dome-shaped of this massif with a particularly deep rooting of the migmatitic rocks and granites in the middle crust (**Figs. 4.8b, 4.8c and 4.9c**). In details, these gravity models show that the granite seems to roof the migmatites and it is noteworthy that this lithologic arrangement is similar to the geometry described for the Shushwap MCC (Vanderhaeghe, 1999). Gravity profiles (**Figs. 4.8b and 4.8c**) have shown horizontal upper/middle crust interface as well as a flat-lying Moho geometry, with a normal current crustal thickness (i.e. ~30km, Hao et al., 2007). Ductile deformation analysis of the Linglong dome highlights a master detachment fault (LDF), with a top-to-the SE sense of shear, which separates a lower unit, made of migmatitic and granitic rocks (in the core of the dome), from an upper unit made of ante-metamorphosed Precambrian rocks to the east (**Figs. 4.3a, 4.5a and 4.5b**). The N30E trend of the LDF is structurally compatible with stretching lineations revealing a consistent N120-140E strike within the entire dome (**Fig. 4.3a**). Geostatistical modelling of the field strain intensity has put forward a N45E preferential direction for correlation among data values. This direction is closely parallel to the trend of the LDF (**Fig. 4.3b**) showing the consistency between the detachment orientation and the finite strain field within the entire dome. Moreover, the structural analysis and strain intensity modelling show a systematic increase of the deformation as well as a straightening up of the foliation planes, from W to E, i.e. from core to border (**Figs. 4.3b, 4.5a and 4.5b**).

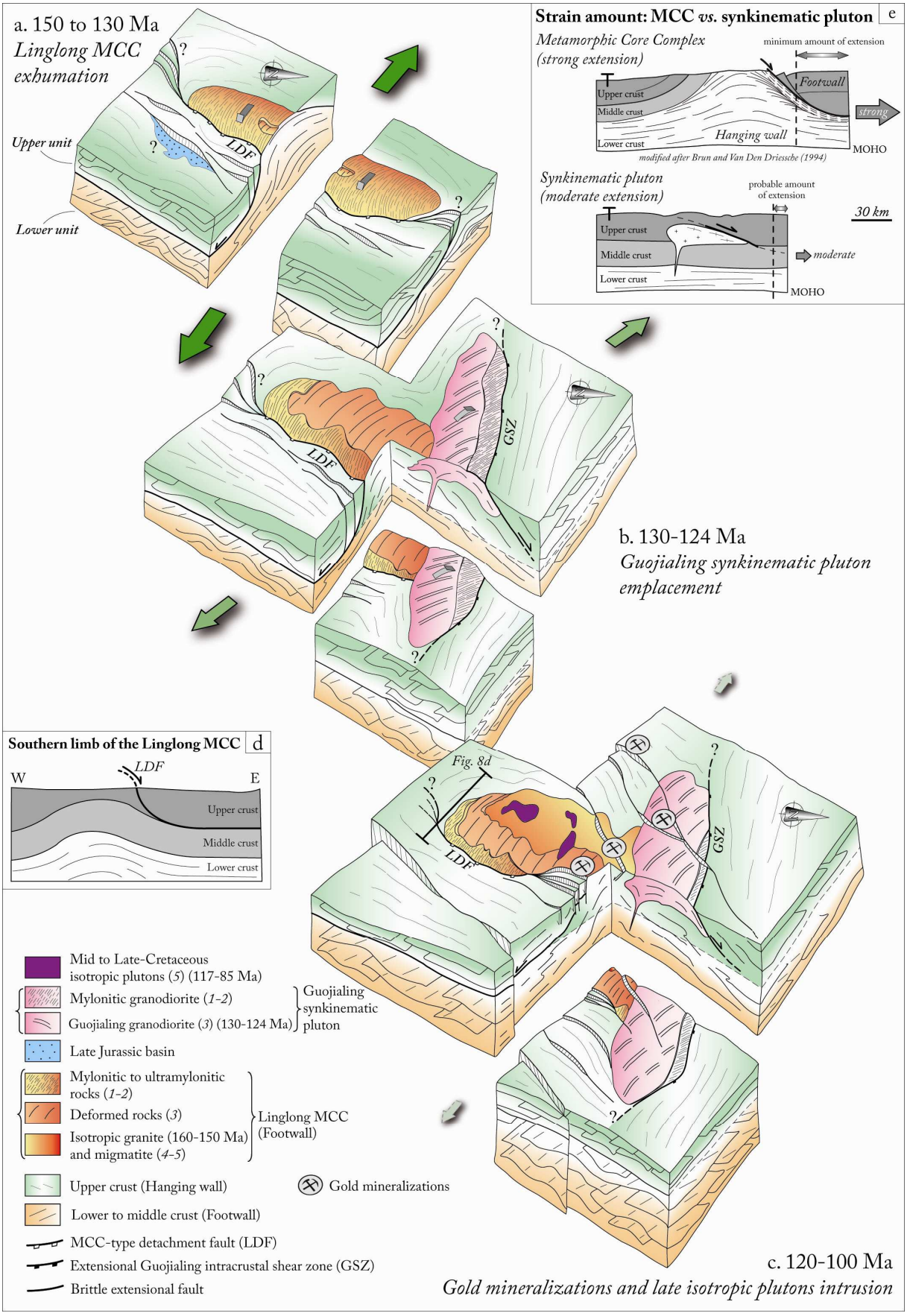


Figure 4.9: Reconstruction of evolution of the Linglong and Guojialing Massifs in main steps. 3D block-diagram are constrained by 3D models computed using the 3D GeoModeller

software (©Intrepid-BRGM). (a) Prior to 130 Ma: exhumation of the Linglong Metamorphic Core Complex below the Linglong detachment fault zone (LDF). (b) 130-124 Ma: emplacement of the Guojialing syntectonic pluton roofed by the Guojialing intracrustal shear zone (GSZ). (c) Reworking of previous ductile structures by brittle deformation and gold mineralizations event, followed by intrusion of Cretaceous granodiorites. (d) Sketch of the southern limb of the Linglong MCC. Italic numbers noted in the lithology column indicate the qualitative scale of deformation strain estimated in the field. See the text for further details. LDF = Linglong detachment fault, GSZ = Guojialing shear zone. (e) Differences in term of strain amount: MCC vs. synkinematic pluton. MCC exhumation implies a stronger amount of extension undergone by crust than synkinematic pluton emplacement.

From these two latter observations, one can infer that the internal ductile deformation within the lower unit (i.e. Linglong dome) is contemporaneous with the strain localization along the LDF. Upper unit (Early Proterozoic and Late Archaean) exhibit an old ductile fabric inherited from Palaeoproterozoic orogens (An, 1990; Lü and Kong, 1993; Zhang et al., 1994) and cannot be related to LDF. Referring to previous works (Makris, 1978; Davis and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980; Allmendinger et al., 1987; Hauser et al., 1987; Lister and Davis, 1989; Malavieille, 1993), results from this study allow us to interpret the Linglong dome as a Metamorphic Core Complex, an asymmetric one in that case as only one ductile detachment (LDF) developed along its eastern flank (**Fig. 4.9a**). Thus, the Linglong MCC is composed of (1) a lower unit made of high-grade metamorphic rocks (migmatites) and granitic ones, (2) an upper unit made of previously metamorphosed upper crustal rocks (Early Proterozoic and Late Archaean), and a master detachment zone separating the two latter units (the LDF zone).

The southern edge area of the Linglong MCC presents a peculiar strain field with respect to the rest of the dome. Firstly, the foliation plane orientations vary parallel to the dome outline through its terminations while the stretching lineation is consistently striking N120-130E all over the dome (**Fig. 4.3a**). Secondly, gravity data show that the dome extends to the south with a shallow depth below the upper unit rocks (**Fig. 4.8a**). Thirdly, Kriging interpolation of the field strain intensity shows that this part of the MCC is more deformed than its core and further western area from the LDF (**Fig. 4.3b**). This southern area can thus be regarded as a more deformed external layer of the footwall lower unit rocks, gently dipping to the south and parallel to the external boundary of the dome. In that frame, the central part of the Linglong massif would correspond to a deeper erosion level and display the more internal, only weakly deformed part of the MCC (referring **Figs. 4.9a, 4.9b and 4.9c**). Yet, the southern "termination" of the MCC, as figured on the maps, does thus not correspond to the "real" end of the dome. This implies that: (1) the LDF must extend to the south, along a ~N30E strike (**Figs. 4.8a and 4.8c**) and (2) the apparent throw progressively decreases toward

to south, leaving the upper crust units in contact on both sides of the detachment fault zone (**Fig. 4.9d**).

As deduced from the gravity modelling (**Fig. 4.8c**), the rather thin laccolitic shape of the Guojialing pluton highly contrasts with the deep rooting of the huge Linglong MCC (**Fig. 4.9b**). In addition, this pluton is only composed of deformed granodioritic rocks (absence of migmatites) and is bounded to the northwest by a ductile extensional intracrustal shear zone characterized by a top-to-the NW sense of shear (GSZ; **Fig. 4.9b**). The whole pluton is pervasively affected by progressive sub-solidus deformation and C/S typical fabric moving toward the GSZ. C/S angles decrease from south to north of the pluton (**Figs. 4.6b, 4.6c and 4.6e**). C/S fabrics in granitic rocks are diagnostic of a synkinematic emplacement of pluton as described by Berthé et al. (1979). The emplacement of the Guojialing granodiorite can thus be considered as synkinematic.

The western edge of the Guojialing synkinematic pluton is sometimes localized along the NNE-SSW striking Xingcheng-Jiaojia structure defined either as a fault zone or a ductile shear zone (**Fig. 4.3a**; e.g. Wan et al., 2001; Lu et al., 2007). However, field observations and the gravity data analysis realized from this study show that the Guojialing synkinematic pluton can be extended further west, at least up to the cape, south of the town of Sanshandao (**Figs. 4.3a and 4.8a**). Besides, geostatistical modelling of the field strain intensity values revealed a well-constrained N81E "range" anisotropic direction - correlation preferred direction between data values - parallel to the mean GSZ strike, as defined in this study (**Fig. 4.3b and Table 4.1**). On the resulting interpolated contour map, highest strain intensities of the massif are localized along a ENE-E striking band underlining that high shear strain is only localized along the northern boundary of the pluton instead of its western edge (i.e. along the Xingcheng-Jiaojia structure; **Figs. 4.3a and 4.3b**). From all these features, it is reasonable to assume that the synkinematic Guojialing pluton emplacement is controlled by one single intracrustal shear zone, the GSZ, localized to the north.

6.2. MCC vs. synkinematic pluton: significance in term of amount of crustal extension

The Linglong and Guojialing massifs encompass in Metamorphic Core Complex and synkinematic pluton, respectively, which implies drastically different consequences in terms of amount of crustal-scale extension. The purpose of this part is to review what the significance of the terms "MCC" or "synkinematic pluton" commonly used in this context to ensure correct implications to the studied case.

The term "metamorphic core complex" (MCC) has been firstly defined in the Basin and Range Province (Davis and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1981; Lister and Davis, 1989), and then recognized in the Aegean area (Lister et al., 1984; Gautier et al., 1990; Sokoutis et al., 1993; Jolivet et al., 2001), and in other places (syntheses in Dewey, 1988; Whitney et al., 2004). MCC are traditionally divided into two units: (1) a lower unit composed of high-grade metamorphic and migmatitic rocks, and/or plutonic bodies associated with, (2) an upper unit consisting in upper crust, non-metamorphosed or previously metamorphosed rocks associated with syntectonic basin infill. Both units are separated by a master detachment fault zone comprising mylonitic to ultramylonitic rocks, developed to depth and exhumed in the footwall of this extensional shear zone, and overprinted brittle fabrics developed within upper crust, during exhumation. MCC development results from a strong tectonic denudation, in a continental lithospheric extension setting, responsible for the exhumation and deformation of middle to lower crustal rocks. This structure reveals a high extensive strain undergone by the crust and leads to consider a large amount of extension (**Fig. 4.9e**). According to analogue and numerical modelling of MCC development (e.g. Brun et al., 1994; Rey et al., 2009), the minimum amount of extension may correspond to the total width of the outcropping lower unit rocks (**Fig. 4.9e**); this represents a minimum of ~30 km in the case of the Linglong MCC.

Magmatism is often evoked as an important factor for extension process, favouring crustal partial melting that strongly weakens the lithosphere emphasizing deformation and strain localization (Davis and Coney, 1979; Reynolds and Rehrig, 1980; Coney and Harms, 1984; Lister et al., 1984; Lynch and Morgan, 1987). Indeed, as a result of synextensional magmatism, granitoids often emplaced into upper continental crust. It is long time known that granitoids are efficient marker to study crustal deformation (e.g. Cloos, 1925; Balk, 1937; Brun and Pons, 1981; Gapais and Barbarin, 1986; Hibbard, 1987; Paterson et al., 1989; Ramsay, 1989; Faure and Pons, 1991; Paterson et al., 1998). Continental areas affected by extension often exhibit sheared or synkinematic plutons emplaced along major shear zones accommodating lithosphere extension (e.g. Faure and Pons, 1991). The ambiguous term of "sheared pluton" can correspond to: (1) the deformation of pre-tectonic plutons by ductile shear zones or (2) the "synkinematic" or "syntectonic" emplacement of a pluton here deformed in subsolidus conditions. Granitoids can also emplace in a post-tectonic setting; they do not undergo regional-scale related deformation and are sub-isotropic in that case.

The essential point arising out of the preceding discussion is that MCC requires much stronger crustal extension than pluton -sheared or not- in a way to drive upward of lower to

middle crustal rocks (**Fig. 4.9e**). Besides, extensional setting is not necessary to allow pluton emplacement as shown for examples in Variscan Belt (e.g. Berthé et al., 1979; Román-Berdiel et al., 1998). It is thus crucial to well characterize and differentiate those both geological objects so as to better interpret crustal-scale extension, which is especially true for eastern China.

6.3. Timing and tectonic history

This study brings new field structural observations that allow defining precisely the kinematics of the Linglong MCC and Guojialing synkinematic pluton as well as the overall field stress during late brittle deformation. Based on a critical compilation of available geochronological data (**Fig. 4.2**), the tectonic evolution of the Linglong and Guojialing massifs can be drawn by three main stages during extension. Yet, these successive steps (i.e. 150 to 130 Ma, 130-124 Ma and 120-100 Ma) are presented on **Figure 4.9**.

Firstly, the partial melting in the Linglong MCC has been constrained by U/Pb ages on zircon issued from granitic rocks interlayered into migmatites around 160-150 Ma (Miao et al., 1998; Wang et al., 1998; Luo et al., 1999). The granitic and migmatitic rocks of the Linglong MCC exhumed below a master east-dipping detachment fault (i.e. LDF in the text) that could be tracked, along-strike to the south, within its surrounding rocks (**Fig. 4.9a**). The consistent N120-140E stretching direction deduced from the structural analysis shows that this MCC exhumed in a NW-SE striking extensional context, consistent with the structural axes of the Mesozoic pervasive continental extension in eastern China (e.g. Davis et al., 1996; Ren et al., 2002; Ratschbacher et al., 2003; Darby et al., 2004; Liu et al., 2005; Lin and Wang, 2006). The lack of geochronological data does not permit to precisely determine the age of the deformation along the LDF but, given that the MCC is intersected by the synkinematic Guojialing pluton, its exhumation and cooling must occur prior to this intrusion, as detailed below. It should be noted here that coarse-clastic continental sediments might have been deposited along the normal faults system associated with the LDF but such relationships have never been described in the area.

During a second stage, the synkinematic Guojialing pluton thus intruded into the Linglong MCC as observed in the field and as deduced from gravity models; on map view the Guojialing pluton clearly intersects the Linglong detachment fault (LDF). Emplacement (U/Pb ages on zircon, 130-126 Ma; Guan et al., 1998; Wang et al., 1998) and subsequent cooling ($^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on biotite, 124 Ma; Li et al., 2003) of the synkinematic granodiorite pluton are both dated at Early Cretaceous times that also corresponds to the age of this

deformation stage. These points argue that (1) in spite of the lack of geochronological data on footwall mylonitic rocks in the LDF zone, the exhumation of the Linglong MCC must have exhumed and cooled between 150 and 130 Ma (Late Jurassic to Early Cretaceous), and (2) the LDF and the GSZ cannot be coeval nor be considered as conjugate shear zones. The N130-140E stretching direction measured within the Guojialing pluton is not strictly perpendicular to the GSZ, but, here again, is consistent with the regional NE-SW striking regional extension reported for the whole eastern China (e.g. Ren et al., 2002; Lin and Wang, 2006).

Finally, the Linglong MCC and Guojialing synkinematic pluton, and probably the entire region were affected by a dense brittle faulting that offsets and sometimes reworks ductile extensional features (**Fig. 4.9c**). Microtectonic study carried out in the area revealed a mean N120E trend for minimum stress axis (σ_3), parallel to the bulk N120-140E ductile stretching direction characterizing the Linglong MCC and Guojialing synkinematic pluton. As shown by the spatial distribution of gold mines (**Figs. 4.3a and 4.9c**), mineralizations are closely linked to brittle tectonics as ore deposits concentrated in cataclasites and associated faults (i.e. Xingcheng-Jiaojia Fault). Intensive dating of mineralizations associated with fluid circulations yields a well-constrained 120 Ma age (Li et al., 2003; Zhang et al., 2003), which confirms the succession of the brittle deformation with the two former stages of ductile strain during Linglong MCC exhumation and later Guojialing pluton intrusion. This last stage is followed by the intrusion of late reddish-pinkish granodioritic plutons exhibiting clear post-tectonic isotropic textures (**Figs. 4.2 and 4.9c**).

At larger scale, this study of the Jiaodong Peninsula argues for the existence of the continental extension event, in eastern China, with a stable NE-SW stretching direction from ductile to brittle conditions, at least from the Early Cretaceous (130 Ma). Moreover, this study brings new insights implying a possible extensive setting prior to 130 Ma as exposed below.

Previous studies have shown that, in eastern China, MCC and plutons mainly emplaced between 130 and 110 Ma (i.e. U/Pb on zircons and $^{40}Ar/^{39}Ar$ on synkinematic minerals; Davis et al., 1996; Webb et al., 1999; Wu et al., 2005b, 2007; Lin et al., 2008) leading some authors to consider that period as a climax of extension rate (cf. Wu et al., 2005a). In the present study, the emplacement and cooling ages of the Guojialing synkinematic pluton (130-124 Ma) demonstrates that extension is well active during that time in the Jiaodong Peninsula. However, it has also been shown that the Linglong MCC has been exhumed below a master detachment fault (i.e. the LDF) during Late Jurassic to Early Cretaceous times. Considering that the formation of a MCC reveals high amounts of strain (§6.2 and **Fig. 4.9e**), an intense regional-scale extension must have occurred at the same time

in Jiaodong Peninsula. The Late Jurassic-Early Cretaceous interval is a key period for tectonic setting inversion in eastern China (i.e. from compressive to extensive) as shown by controversy on Tan-Lu fault timing (e.g. Uchimara et al., 1996; Lin et al., 2003; Zhu et al., 2005) or tectonic setting in Yanshan belt (e.g. Dong et al., 1998; Zhang et al., 1998; Davis et al., 2009; Hu et al., 2009). It is noteworthy that Late Jurassic-Early Cretaceous age for extension has recently been described in Mongolia for MCC (e.g. Ereendavaa Range; Daoudene et al., 2009). In Liaoning Province, the Songliao basin exhibits Late Jurassic sediments (J3: 160-145 Ma) deposited during an extensive setting for this period (Chen et al. 1999; Lin et al., 2003). In the same area, Lin et al. (2008) proposed that an extensive setting could occur during Late Jurassic to Early Cretaceous in the South Liaonan MCC. As exposed above, the rather old exhumation age of the Linglong MCC shows that, locally, the maximum extension rate can be reached quite earlier during the continental extension event and that, even to the east, the deformation climax cannot be restricted to the only Cretaceous period.

6.4. Geodynamic implications for the extensional event

During Mesozoic times, drastic changes in tectonic regime occurred in eastern Asia. Whereas the Late Permian-Early Triassic period is characterized by nappe-stacking and HP rocks burial (e.g. UHP eclogites; Okay et al., 1993; Hu et al., 1995; Ratschbacher et al., 2003), the Cretaceous witnesses, in contrast, a large-scale extensional event (e.g. Zhao et al., 1994; Ratschbacher et al., 2003; Zhai et al., 2007). This study reveals that typical extensional crustal-scale structures developed through the Jiaodong Peninsula, i.e. the Linglong MCC and the Guojialing synkinematic pluton, from Late Jurassic to Early Cretaceous. NW-SE extensional kinematics deduced from our structural study are in good agreement with similar structures already recognized over eastern Asia. They may be summarized as follows: (1) Late Mesozoic synkinematic plutons with magmatically oriented core and mylonitic rim associated with the coeval development of ductile extensional shear zones (Lin et al., 2007), and (2) several MCC, such as the Yunmengshan in north of Beijing (Davis et al., 1996), the Yiwulüshan and the South Liaodong in Liaoning Province (Darby et al., 2004; Liu et al., 2005; respectively), and as far as the Ereendavaa Range in eastern Mongolia (Daoudene et al., 2009).

Geodynamic cause(s) for the Mesozoic extensional event in eastern Asia is still highly disputed. One of the following models may be invoked: models of back-arc extension inferred from subduction of a Palaeo-Pacific plate, thermomechanical convective ablation of the

lithosphere, post-orogenic collapse or mantle plume effects are proposed to explain this tectonic event (e.g. Ren et al., 2002; Meng, 2003; Lin and Wang, 2006). Models for continental extension, as previously proposed (e.g. Buck, 1991; Corti et al., 2003) are hardly applicable to the peculiar area of eastern Asia, revealing a very unusual behaviour of the crust or entire lithosphere. As the study area is still limited, detailed discussion on these models is beyond the scope of this paper and requires further investigations.

7. Conclusions

From a rather accurate structural analysis of the western Jiaodong Peninsula, this study brings new constraints on the modes of deformation of the crust during the Mesozoic continental extensional event that took place in eastern China. Main conclusions can be drawn as follows:

1. The Linglong granitic and migmatitic dome is an asymmetric Metamorphic Core Complex, bounded by the Linglong detachment fault (LDF), probably exhumed during Late Jurassic to Early Cretaceous times and associated with a strong NE-SW horizontal crustal extension;

2. The Guojialing granodioritic pluton is a synkinematic pluton emplaced and cooled during Early Cretaceous (130-124 Ma) intersecting the Linglong MCC and the Linglong detachment fault into a NE-SW extensional setting;

3. Strain axes orientations remain particularly stable during the whole of the Mesozoic extensional setting in the Jiaodong Peninsula, with a homoaxial NE-SW extension deduced either from ductile and brittle structural analyses;

4. The maximum amount of extension in Jiaodong Peninsula is marked by the Linglong MCC exhumation and may occur between 150 and 130 Ma. Nevertheless, more geochronological data are required to better constrain the timing of exhumation of the Linglong MCC, using, for instance, $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings on mylonitic footwall rocks of LDF.

8. Acknowledgements

This study benefited from a grant in the frame of the French national "Failles-Fluides-Flux" project supported by the INSU-CNRS. The field work was financed by the Chinese National 973 Project n°2009CB825008. The first author also benefited a scholarship grant from the French Minister of Education and Research. We present our thanks to Mr. K. Chen (IGGCAS-Université d'Orléans) and Mr. J. Wang (IGGCAS) for their supports on the field

during gravity measurements. Dr. G. Martelet (BRGM: French Geological Survey) is also greatly thanked for his technical support for treatment of gravity data. Dr. F. Cagnard is also acknowledged for constructive remarks on the manuscript. We thank Pr. G. Davis and an anonymous reviewer for their useful and constructive comments to improve our manuscript.

9. References

Voir Références.

2. Les massifs du Gudaoling et de Yinmawanshan (Province du Liaoning)

Article 2 : Version préliminaire / Preliminary version

Role of crustal melting and extensional strain rate in the continental extension setting of eastern China: Insights from the Liaodong Peninsula

Nicolas CHARLES and co-authors

1. Introduction

Le rôle de la fusion partielle et de la vitesse de déformation n'est que très peu abordée dans les études menées sur les MCC (Tirel et al., 2008 ; Rey et al., 2009a, b). Les récents modèles numériques et analogiques ont montré l'importance du magmatisme dans la formation et l'exhumation des MCC (Tirel et al., 2006, 2008 ; Rey et al., 2009a, b). Le magmatisme permet de ramollir la lithosphère, favorisant la fusion partielle et la localisation de la déformation lorsqu'elle est soumise à des contraintes, notamment extensives. La vitesse d'extension est aussi très importante sur le comportement mécanique de la lithosphère et sa capacité à résister et donc à se déformer sous l'effet des contraintes. Le développement de structures particulières telles que les dômes extensifs est sujet à plusieurs conditions (température au Moho, épaisseur initiale de la croûte) inhérentes au taux de fusion crustale et à la vitesse de déformation (ex. Buck, 1991 ; Block and Royden, 1990 ; Corti et al., 2003 ; Tirel et al., 2008). Les modèles de Rey et al. (2009a, b) ont mis en évidence l'importance de ces facteurs sur la formation et l'exhumation des dômes extensifs, amenant les auteurs à considérer des dômes « lents » et « rapides ». Il est alors possible d'après une étude approfondie des structures internes et du l'histoire géologique d'un dôme de définir la « nature » de celui-ci (ex. Shuswap MCC = dôme rapide ; Rudy CC = dôme lent ; Rey et al., 2009a, b).

L'Asie de l'Est présente une extension continentale à la fin du Mésozoïque caractérisée par de nombreuses preuves géologiques telles des bassins sédimentaires intracontinentaux, un magmatisme important et le développement de dômes extensifs. L'extension semble atteindre un pic aux alentours de 120-130 Ma, même si l'extension peut être plus ancienne (dômes du Linglong avant 130 Ma ; ***article 1***). La péninsule du Liaodong est caractérisée par des objets marqueurs de l'extension comme le dôme extensif du Sud Liaodong associé au demi-graben du Crétacé inférieur de Wafangdian (ex. Yin et Nie, 1996 ; Liu et al., 2005 ; Lin et Wang, 2006), ou encore le pluton syncinématique du Laohushan (Lin et al., 2007). Le dôme extensif du Sud Liaodong est composé de migmatites supposées archéennes et de plutons granitiques datés du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Le dôme est exhumé sous un détachement majeur associé à une cinématique vers l'ouest. Les

datations disponibles (Wu et al., 2005a, b ; Yang et al., 2007c ; Lin et al., 2008) pour ce massif semble montrer qu'un épisode de fusion partielle précoce ait pris place au Jurassique supérieur, suivi par une phase d'exhumation rapide au Crétacé inférieur (datation des mylonites par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite à 120-110 Ma). Au nord du dôme extensif du Sud Liaodong, les massifs du Gudaoling et du Yinmawanshan ont été étudiés afin de déterminer leur structure et leur évolution tectonique. Ainsi, des études structurale de terrain et microstructurale, couplées à une étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) permettant d'accéder aux fabriques planaires et linéaires des roches macroscopiquement isotropes, ont été menées. De plus, un épisode de fusion partielle a été daté par la méthode U/Pb sur zircon. Il s'avère que le massif du Gudaoling est un dôme extensif (ou MCC) exhumé lors d'une phase de « dôme rapide » sous un détachement majeur (Gudaoling detachment fault = GDF) à pendage vers l'est au Crétacé inférieur (127-113 Ma ; Yang et al., 2007a, 2008) succédant à un épisode de fusion partielle du Jurassique supérieur (154-157 Ma). La formation d'un dôme extensif nécessite une température au Moho supérieure à 800°C et une croûte épaissie d'au moins 45-50 km (Buck, 1991 ; Tirel et al., 2008), conditions qui semblent être différentes dans la Péninsule du Liaodong. En effet, l'épaisseur de la croûte sous la Péninsule du Liaodong est actuellement de 29-31 km (Hao et al., 2007). La température au Moho nécessaire pour le développement d'un dôme extensif peut être atteinte, si l'on considère une remontée d'isograde synchrone de l'amincissement lithosphérique déduite de l'étude des enclaves mantelliques et de la tomographie sismique (Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998 ; Chen, 2010). L'épaisseur lithosphérique étant actuellement d'environ 60 km sous le Liaodong (Chen 2010), on peut considérer une température d'environ 1200-1300°C à cette profondeur. A la fin du Mésozoïque, la lithosphère est encore moins épaisse dans cette région (50-55 km ; Fu et al., 2005), ce qui compenserait l'absence de croûte épaissie et permettrait d'obtenir une température largement supérieure à 800°C au Moho. Le massif du Yinmawanshan est un pluton syncinématique mis en place au Crétacé inférieur (122-113 Ma) sous le prolongement méridional de la GDF en même temps que l'exhumation du dôme extensif du Gudaoling. Le développement et l'exhumation synchrones des dômes extensifs du Sud Liaodong et du Gudaoling sembleraient marquer l'accommodation de la rotation horaire (20°) du bloc Est Liaoning-Corée par rapport au bloc Chine du Nord.

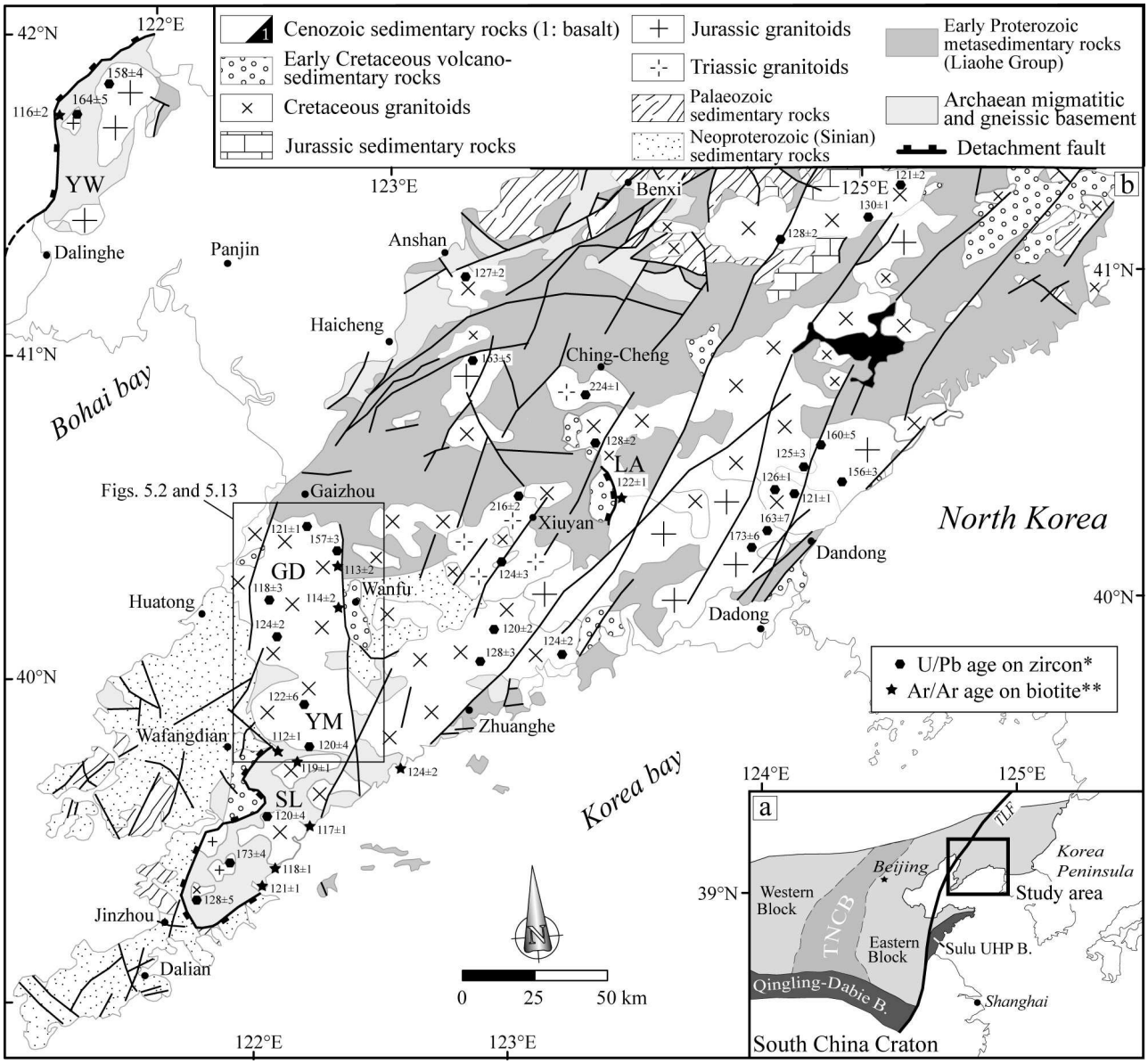


*Figure 4.10: (a) Tectonic sketch map of eastern Asia. Sulu UHP B.: Sulu ultrahigh-pressure Belt, TNCB: Trans-North China Belt, TLF: Tan-Lu Fault. (b) Simplified geological map of Liaodong Peninsula (Liaoning Province). YW: Yiwulüshan MCC (Darby et al., 2004), SL: South Liaonan MCC (Liu et al., 2005), LA: Laohushan sheared pluton (Lin et al., 2007), GD: Gudaoling massif, YM: Yinmawanshan massif. *U/Pb ages on zircon are issued from Darby et al. (2004), Wu et al. (2005a, 2005b), Wu and Yang (2005), Yang et al. (2007). **Ar/Ar ages on biotite are issued from Yin and Nie (1996), Zhang et al. (2002), Lin et al. (2007, 2008), Yang et al. (2008).*

2. Geological framework

2.1. A regional geological overview of the Liaodong Peninsula

The Liaodong Peninsula is located in the east of the Liaoning Province of northeastern China. This region is placed in the eastern segment of the North China Craton, at the western margin of the Pacific plate and bounded to the west by the NNE-trending crustal-scale Tan-Lu fault (**Fig. 4.10a**). Study area consists of rocks dated from Archaean to Cenozoic (**Fig. 4.10b**). Late Archaean rocks is predominantly composed of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) with minor amounts of supracrustal rocks and with Nd isotopic model ages mainly comprised between 2.8 and 2.5 Ga, although 3.8 Ga crust has been found near Anshan city (Liu et al., 1992; Song et al., 1996). Early Proterozoic rocks in this area consist of sediments and volcanic rocks, metamorphosed during a 1.85 Ga orogenic event and constitute the Liaohe Group (LBGMR, 1989; Lu et al., 2004). Previously described rocks are unconformably overlaid by sediments: (1) Neoproterozoic (Sinian) strata composed of shale, sandstone, limestone and dolomite, (2) Palaeozoic layers comprising a suite of marine sedimentary rocks and (3) Cretaceous strata which are composed of continental sediments and volcanic rocks filling several half-grabens (e.g. Wafangdian or Wanfu basins in **Fig. 4.10b**; Allen et al., 1997; Ren et al., 2002). Furthermore, Mesozoic granitoids are widely distributed in the Liaodong Peninsula, covering an area estimated at ca. 20,000 km² (LBGMR, 1989; Wu et al., 2005a, b) and spanning Late Triassic, Jurassic and Early Cretaceous periods (Wu et al., 2005a, b; Yang et al., 2007b). The region experienced an important crustal extension during Early Cretaceous as evidenced by the South Liaonan Metamorphic Core Complex (120-110 Ma; Yin et Nie, 1996; Liu et al., 2005; Lin and Wang, 2006, Yang et al., 2007c; Lin et al., 2008), Yiwulüshan MCC (116 Ma; Darby et al., 2004) or the Laohushan synkinematic pluton (122 Ma; Lin et al., 2007). This extensional event constitutes the main topic of our study. The latest event in the area was the Cenozoic eruption of alkali basalt with some occurrence of xenoliths (LBGMR, 1989; Griffin et al., 1998). This work focuses on the southeastern part of the Liaodong Peninsula: the Gudaoling and Yinmawanshan massifs.

2.2. Geological focus on Gudaoling and Yinmawanshan massifs

Located between Huatong and Wanfu cities, and to the south of Gaizhou, the Gudaoling massif is N-S oriented and is ~50 km x ~30 km (see "GD" on **Fig. 4.10b**). The Gudaoling massif is constituted by a complex association of granitic and metamorphic rocks. Up to now, granitic rocks have been mostly studied to determine their petrography,

geochemistry and age (Yang et al., 2004, Wu et al., 2005a, b; Yang et al., 2007a, 2008). These rocks consist mainly of monzogranite (with abundant enclaves), with minor quartz diorite located in the massif centre and porphyric granodiorite to the north of Anbo city (**Fig. 4.11a**). Monzogranite is a fine-grained grey rock composed of plagioclase, alkali-feldspar, quartz and biotite, with or without hornblende. Accessory minerals include apatite, zircon, titanite and Fe-Ti oxides (Yang et al., 2004). Quartz diorite exhibits a rather weak orientation, with a mineral assemblage of quartz, plagioclase and hornblende, with or without K-feldspar and biotite. Porphyric granodiorite is medium- to coarse-grained with hypidiomorph inequigranular textures since the presence of K-feldspar megacrysts. Mineralogical assemblage consists of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite and hornblende with accessory iron oxides. Above described rocks have been dated by U/Pb on zircon method at 121 ± 1 to 118 ± Ma, 124 ± 2 Ma and 127 ± 4 Ma for monzogranite, porphyric granodiorite and quartz diorite, respectively (**Fig. 4.11a**; Wu et al., 2005a). Besides, $^{40}Ar/^{39}Ar$ datations have been performed on monzogranite giving 116 ± 3 Ma for hornblende, 113 ± 2 Ma for biotite, and on quartz diorite with 118 ± 3 Ma for hornblende and 112 ± 2 Ma for biotite (**Fig. 4.11a**; Yang et al., 2008). In a geochemistry point of view, monzogranite have low initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (0.7052-0.7086) and strongly negative $\varepsilon_{Nd}(t)$ values (-18.5 to -20.9) leading to consider a crustal origin. In contrast, its enclaves which are coeval (U/Pb on zircon age at 120 ± 1 Ma; Yang et al., 2007c) show higher $\varepsilon_{Nd}(t)$ values (+4.5 to -6.2), low initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (0.7058-0.7073) and are enriched in light rare earth elements (LREE) and large ion lithophile elements (LILE), suggesting they were derived from an enriched lithospheric mantle source (Yang et al., 2004, 2007a). Therefore, a multiple sources (crust and lithospheric mantle) and magma mixing are involved for the origin of granitic rocks in the Gudaoling massif. Based on our field observations, it is noteworthy that migmatites occur regularly throughout the Gudaoling massif and present exemplary outcrops in its both eastern border and centre (**Fig. 4.11a**). Migmatites have been dated at 157 ± 3 Ma by U/Pb on zircon method along the massif eastern border Wu et al. (2005b). For those located in the massif centre, no precise dating is available, and up to now, a Precambrian age is invoked (LBGMR, 1972, 1974).

Located to the south of the Gudaoling massif and east of Wafangdian city, the Yinmawanshan massif is a ~40 x ~30 km E-W ellipse (see "YM" on **Fig. 4.10b**). Petrographically, two main types of rocks can be distinguished from the outside to the centre: (1) porphyric granodiorite with K-feldspar megacrysts, quartz, biotite and hornblende, and (2) fine-grained monzogranite with quartz, biotite, K-feldspar with or without hornblende. In spite of different lithologies, U/Pb on zircon datings yield coeval ages from 129 ± 2 to 120 ± 4

Ma and from 124 ± 5 to 122 ± 6 Ma for the porphyric granodiorite and medium- to fine-grained monzogranite, respectively (**Fig. 4.11a**; Guo et al., 2004; Wu et al., 2005a). Geochemistry analyses provide $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios ranging from 0.708772 to 0.713501 with lower values for medium to fine-grained monzogranite, and negative $\varepsilon_{Nd}(t)$ values (-19.32 to -14.62). Consequently, it is suggested that Yinmawanshan granitic rocks was mainly derived from ancient lower crust with contribution of lithospheric mantle and juvenile crustal components (Guo et al., 2004). Contrary to the Gudaoling massif, not any migmatites have been recognized throughout the Yinmawanshan area.

Nevertheless, structural aspects, relationship with surrounding rocks of both Gudaoling and Yinmawanshan massifs are missing in literature. In this work, we supplement this weakness thanks to an integrated study of granitic and migmatitic rocks of both Gudaoling and Yinmawanshan massifs and their enclosing ground. Understanding of the Late Mesozoic extensional event in eastern China implies accurate studies of involved crustal geological evidences (i.e. MCC, synkinematic pluton, and basin). Therefore, the present study shows that the Gudaoling massif is a Metamorphic Core Complex (MCC) composed of a lower unit, made of migmatites and granitoids and comprising the coeval Yinmawanshan synkinematic pluton to the south, separated to the east by a master detachment zone, from an upper unit composed of the Late Archaean, Early Proterozoic, Neoproterozoic and Mesozoic upper crustal rock units (see details in Section 3).

3. Structural evidences of new Late Mesozoic extensional structures in Liaodong Peninsula

3.1. The Gudaoling granitic and migmatitic dome

3.1.1. Upper unit

As shown on **Fig. 4.11a**, the Gudaoling massif is surrounded by Late Archaean, Early Proterozoic, Neoproterozoic (Sinian) rocks and Early Cretaceous granitoids. In the field, Late Archaean rocks mainly consist of migmatites, gneiss, micaschist with several amphibolite boudins, and outcrop close to Anbo city and to the west of the Gudaoling massif (**Fig. 4.11a**). Gneissic and migmatitic foliation can be regarded as Precambrian in age (see references above). Petrographically, Early Proterozoic which extends to the north-northeast of the massif, is represented by low-grade metasedimentary rocks as quartzites, metasilts and micaschists sometimes injected by granitic veins within foliation. Micaschists exhibit a well marked deformation in close vicinity (i.e. less than 300 m) to the Gudaoling massif eastern border

with development of crenulation, drag folds and stretching lineation oriented ~N90E and underlined by sericite. Lying unconformably on previous described Precambrian rocks, Sinian facies encountered in the field consisted of marbles, red monogenic conglomerates, dark greenish quartzites and siltites outcropping to the west with a W-dipping and to the southeast of the Gudaoling massif (**Fig. 4.11a**). Close to the eastern border of the massif (less than 100 m), Sinian dark greenish quartzites show strong deformation. Besides, Granitoids are intruded into above described rocks and have been dated at Early Cretaceous (~120-128 Ma; **Figs. 4.10b and 4.11a**; Wu et al., 2005a). In the field, these granitic rocks consist of diorite, granodiorite and monzogranite and are totally isotropic with development of metamorphic aureoles (LBGMR, 1972, 1974). Finally, Cretaceous rocks made of volcanites (e.g. andesite, trachyandesite) intercalated into scarce red sandstone strata, infill basins bordered by normal brittle faults associated with tectonic breccia, and located close to Lutun and Wanfu cities (**Fig. 4.11a**; further details are given in **Section 3.1.5**).

3.1.2. Lower unit (metamorphic core)

Fig. 4.12 illustrates lower unit structures described below. Crystalline rocks of the metamorphic core include migmatite (**Fig. 4.12a**), migmatite with amphibolite boudins (**Fig. 4.12c**) intruded by successive pulses of Early Cretaceous granitoids (1: quartz diorite, 2: porphyric granodiorite and 3: fine-grained grey monzogranite; **Figs. 4.12b and 4.13**). To the west, Early Cretaceous monzogranite is isotropic and become progressively deformed toward the NW as shown by development of W-dipping foliation with a N30 trend. Stretching lineations underlined by biotite and quartz are oriented nearly E-W associated with a top-to-the W sense of shear (**Fig. 4.11a**). In contrast, migmatitic band located - between both isotropic granodiorite and monzogranite - to the SW of the massif, exhibits a N150 strike W-dipping foliation with stretching lineation and drag folds indicating a top-to-the E kinematic (**Figs. 4.11a and 4.12d**). The Gudaoling massif is cored by quartz diorite displaying weak W- to E-dipping foliation complying with migmatites fabrics which therefore both define an arching bulk structure (**Figs. 4.11a and 4.13b**). Migmatites comprise amphibolite boudins and exhibit a well-developed layering defined by leucosomes and melanosomes (**Fig. 4.12c**). The massif centre is totally intruded by fine-grained grey monzogranite which is entirely isotropic with magmatic fabrics (e.g. schlierens) impeding access to planar and linear structural elements. Along all eastern border of the massif, deformation clearly increases in intensity from core to rim affecting monzogranite, diorite and migmatitic rocks. Foliation trends

parallel to the eastern border with a roughly N-S strike and a contrasting E-dipping compared to the western border. Associated stretching lineations underlined by biotite, quartz aggregates and boudined amphiboles show a consistent N90-N120E trend throughout the eastern border. The foliation planes arching (from E- to W-dipping in both granitic and migmatitic rocks) allows us to involve a dome-like structure for the Gudaoling massif. Nevertheless, an access to planar and linear structural elements thorough the Gudaoling dome should permit to better understand the bulk architecture of the massif (**see Section 5**).

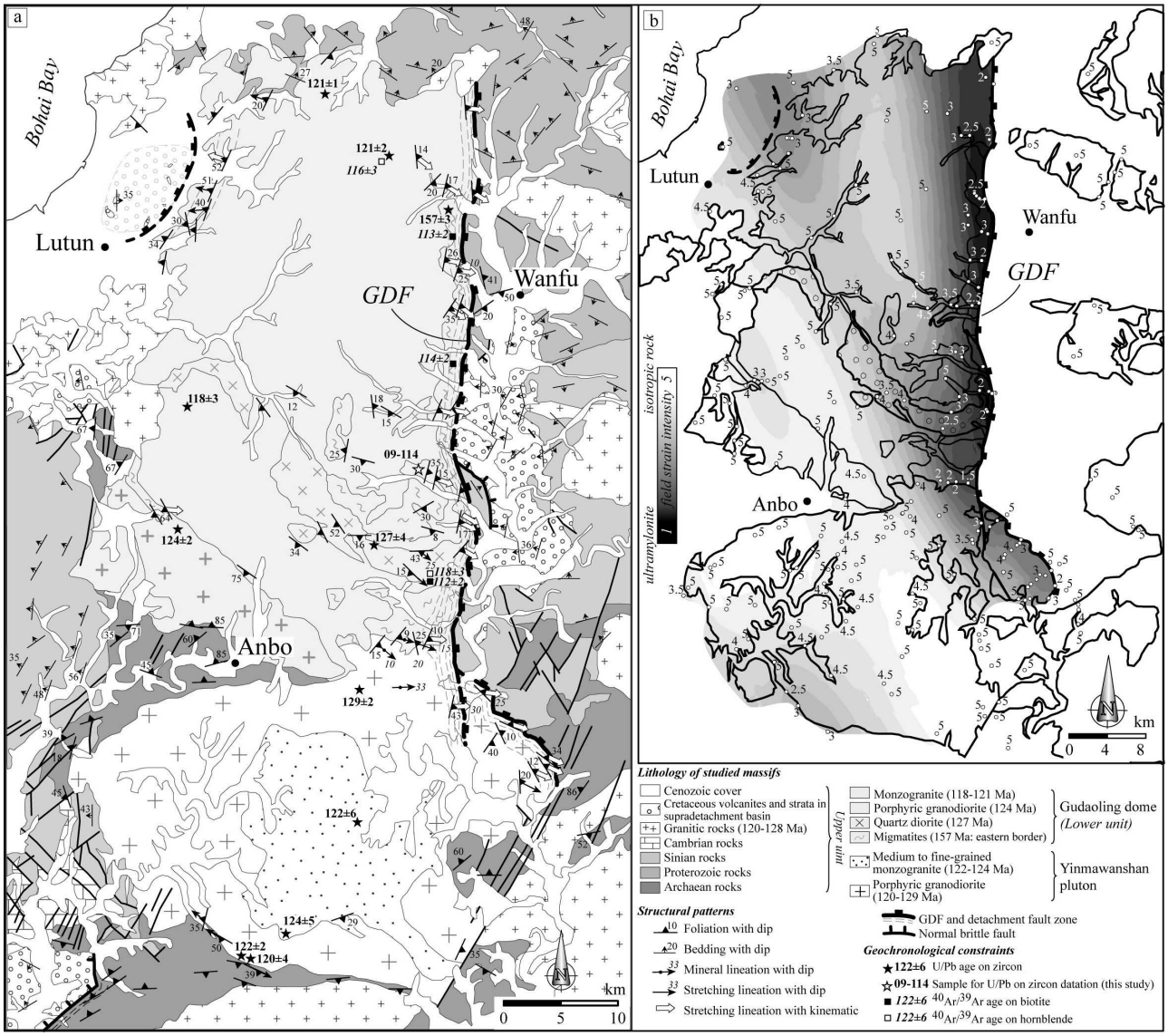


Figure 4.11: (a) Structural map of the Gudaoling and Yinmawanshan massifs. U/Pb ages on zircon come from Guo et al. (2004), Wu et al. (2005), Yin and Nie (1996), Guo et al. (2004), Wu et al. (2005). Ar/Ar ages on biotite and on hornblende comes from Yin and Nie (1996) and Yang et al. (2008). (b) Field strain intensity measurements on the Gudaoling and Yinmawanshan massifs. Locations of the measurements are displayed with individual values (n=258) by which the contours map is built up with kriging interpolation. GDF = Gudaoling detachment fault.

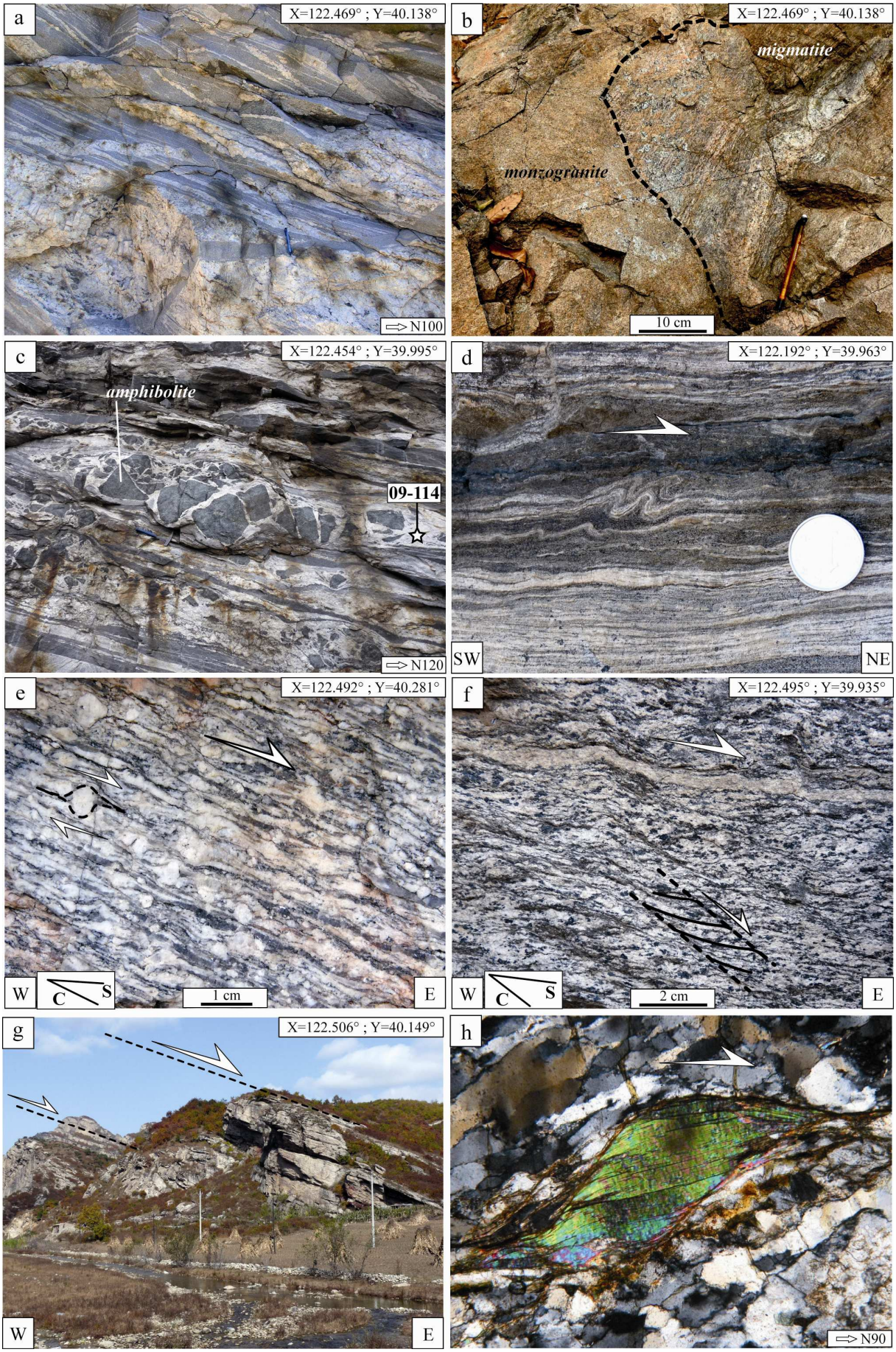


Figure 4.12 (Légende détaillée sur la page suivante).

Figure 4.12: Outcrop photographies of the Gudaoling massif. (a) Migmatites on eastern border of the Gudaoling massif, (b) Early Cretaceous monzogranite intruded into migmatite, (c) migmatites with enclaves of amphibolites in the core of the dome, (d) drag folds in migmatites on the western border of the dome, (e) mylonites with top-to-the east shear criteria, (f) diorite with development of shear bands indicating a top-to-the east sense of shear, (g) landscape showing the extensional shear zone, and (h) muscovite-fish indicating a top-to-the E kinematic.

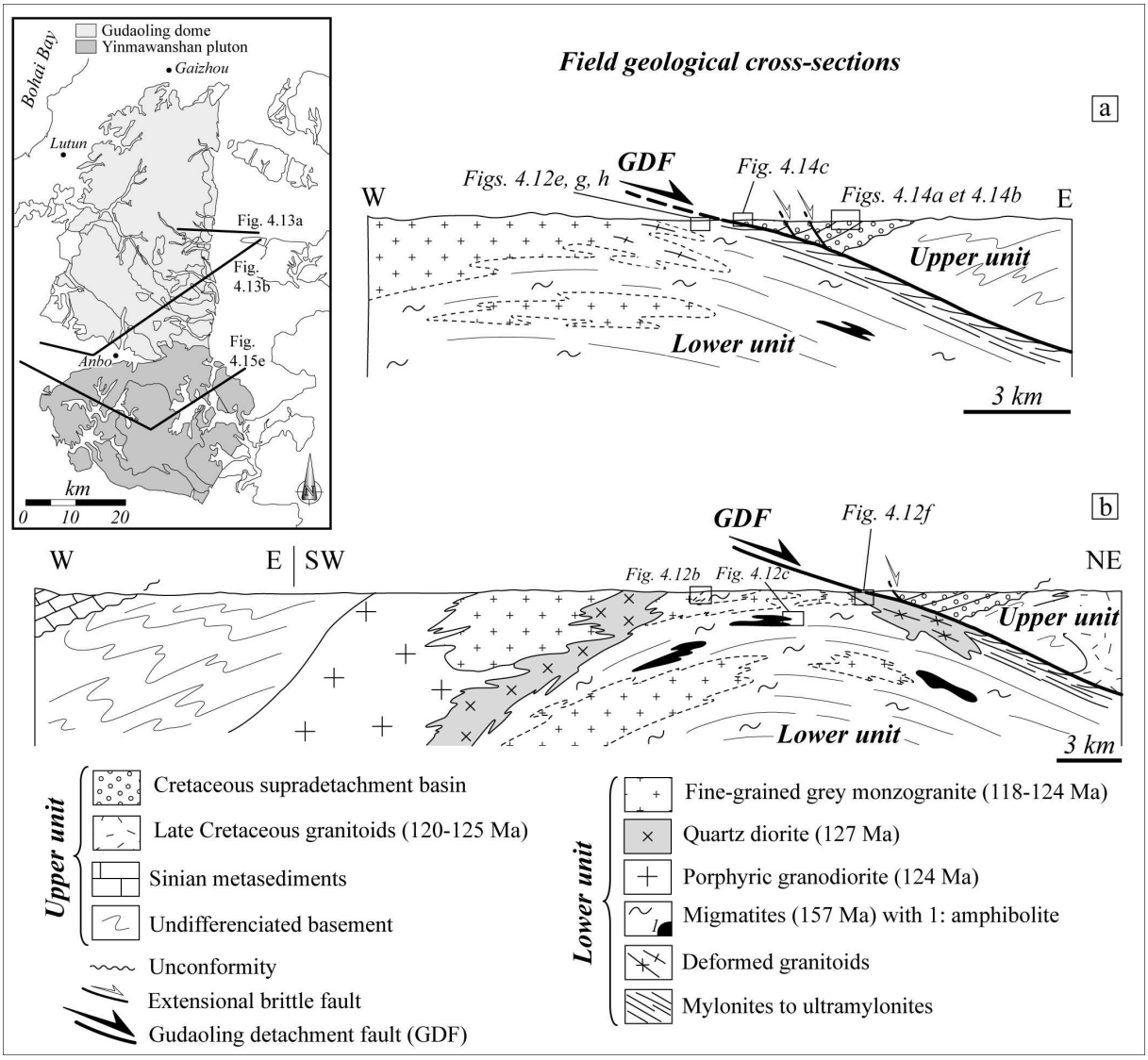


Figure 4.13: Geological cross-sections in the Gudaoling dome. Localisations of cross-sections are presented on the map.

3.1.3. The Gudaoling detachment fault (GDF)

Along all eastern boundary of the dome, simple shear criteria become increasingly well developed. Indeed, at outcrop-scale, low-angle E-dipping foliation (i.e. between 15 to 35°) become sigmoidal, with occurrence of drag folds, sigmoidal feldspars and associated with shear planes indicating a universally top-to-the E sense of shear (**Figs. 4.11a, 4.12e, 4.12f and 4.13**). Migmatites are transposed and exhibit stretching lineations underlined by biotite and quartz aggregates with an E-W trend and a top-to-the E kinematic (**Fig. 4.11a and 4.13**). Eastwardly, shear bands become very well developed and thicker (from few millimetres to centimetres). Mylonitic to ultramylonitic rocks are encountered on the top of lower unit rocks (**Fig. 4.13**). Footwall granitic and migmatitic rocks exhibit impressive flagstones visible in landscape (**Fig. 4.12g**). Detailed microstructural observations within this tight area also reveal an intense finite strain as shown by plastic deformation and solid-state flow evidences. Intense solid-state microstructures into the footwall mylonitic to ultramylonitic rocks confirm a top-to-the E kinematic, as shown by mica-fish (**Fig. 4.12h**), δ- or σ-type porphyroclast systems, shear bands, pressure shadows around minerals (Passchier and Trouw, 2005). Fracturing of quartz and feldspar grains is observed which implies a superposed brittle deformation. Further details are given below (**Sections 3.1.5. and 4.**).

Thus, along the eastern border of the Gudaoling dome and regarding the whole strain gradient, the total thickness of the N-S striking strained zone can be estimated at 3-4 km, including 1-1.5 km-thick of an intensively deformed part (i.e. occurrence of mylonites and ultramylonites). Deformed eastern border of the dome describes a low-angle sharp limit area between (1) a highly deformed high-grade lower unit from (2) an undeformed ante-metamorphosed or low-grade upper unit (**Fig. 4.13**). As a result, the eastern border of the Gudaoling dome can be considered as a master detachment fault with top-to-the E sense of shear, that we further called the Gudaoling detachment fault (GDF; ex. **Figs. 4.11 and 4.13**).

3.1.4. Strain intensity modelling within the dome

Using a qualitative scale of ductile deformation intensity undergone by granitic and migmatitic rocks established by Charles et al. (2010), a strain intensity modelling has been performed for the Gudaoling dome. This scale is graduated from isotropic rocks (equal to value "5") to ultramylonitic rocks (equal to value "1"). This modelling allows us to predict strain intensity at non observed locations. As the Gudaoling dome and the Yinmawanshan pluton have experienced the same strain field, variogram analysis and ordinary kriging have

been computed together. **Table 4.3** and **Fig. 4.11b** present semi-variogram model and the contours map of kriging interpolation of strain intensity, respectively.

Semi-variogram model reveal a direction for correlations between data point measurements around N335E. A non-null value for the nugget effect (C_0 = 0.8272) intends deviations of the strain intensity value at local scale, which can be attributed to the lithological difference in the dome (i.e. granites and migmatites). In map view, dome centre exhibit low-strained rocks as well as for the southwestern edge (**Fig. 4.11b**). On the other hand, the northeastern edge of the dome show relatively more deformed rocks that corroborate scarce punctual field observations (see **Section 3.1.2.**). Moving from core to eastern rim of the dome, strain intensity progressively increases attempting high strain values (i.e. "1" or "2") along the eastern boundary (**Fig. 4.11b**). Highly deformed rocks correspond to mylonites and ultramylonites, sustaining presence of the Gudaoling detachment fault (GDF). Moreover, Cretaceous granitoids pertaining to the upper unit and coeval with lower unit rocks, exhibit isotropic texture and appear in white colour on the strain intensity modelling map view (**Fig. 4.11b**).

	C_1	C_0	aM	am	dir	mod
Gudaoling dome and Yinmawanshan pluton						
Semi-variogram model	1.2359	0.8272	95.7573	31.5501	334	S

C_1: sill; C_0: nugget effect; mod: adjusted model; aM: major amplitude (in kilometre); am: minor amplitude (in kilometre); dir: major amplitude direction (in degree); S: spherical model

Table 4.3: Semi-variogram models used for the ordinary kriging interpolation of the strain field intensity measured within the Gudaoling dome and the Yinmawanshan pluton.

3.1.5. The supradetachement Wanfu Cretaceous basin and fracturing analysis within the dome

To the east of the Gudaoling dome, near Wanfu city, a Cretaceous basin covers an area of ~160 km², extends along the GDF trace and unconformably overlies Archaean and Proterozoic rocks (**Fig. 4.11a;** LBGMR, 1972, 1974). Sedimentary filling consists of red sandstone with a few conglomerates layers (**Fig. 4.14a**) exhibiting a global N-S trend and dip eastward at moderate to steep angles (ca. 30° to 50°). An important volume of andesitic lava and volcanic breccias is intercalated within sedimentary deposits (**Fig. 4.14b**). In spite of low topography of the basin and relative lack of outcrops, the transition between Gudaoling dome lower unit rocks and basin upper unit ones have been investigated. In fact, the Gudaoling detachment fault zone includes brittle structures superimposed on ductile ones and bordering

Cretaceous basin. They are characterised by E-dipping high-angle normal brittle faults, associated with tectonic breccias, consisting of clasts of sandstone, micaschist, greenish quartzite from Precambrian units, and granitic and mylonitic rocks from the lower unit (**Figs. 4.13 and 4.14c**). Such structures lead us to consider a Cretaceous half-graben lying on the hanging wall of the Gudaoling dome that may be related to the normal faulting of the GDF (**Fig. 4**). However, radiometric dating of the volcanic units is needed to more clearly establish the Wanfu basin as being synchronous with the GDF development.

It is noteworthy that on the northwestern border of the Gudaoling dome, near Lutun city, a few "peaks" are visible in landscape and consist of volcanic breccias and scarce sedimentary strata with a moderate W-dipping (**Figs. 4.11a and 4.14d;** LBGMR, 1974). These rocks pertain to a Cretaceous basin lying on the northwestern border of the Gudaoling massif (**Fig. 4.11a**; LBGMR, 1974). Field observations coupled with strain intensity modelling have shown occurrence of deformed rocks within the dome exhibiting a top-to-the W sense of shear and bordering basin (**Fig. 4.11**). A possible detachment fault with a top-to-the W kinematic might thus be involved even if Cenozoic cover impedes more detailed investigations.

Figure 4.14: (a) Red sandstone strata (S0=N35E30W) in the Cretaceous Wanfu supradetachment basin associated with (b) volcanic breccia. (c) Tectonic breccias close to the brittle fault bording the Cretaceous Wanfu supradetachment basin. (d) Panorama showing peaks made of volcanic breccias with an E-dipping. (e) Microtectonic sites illustrated by equal-area stereoplots show a NW-SE extensional event (black solid squares and large solid arrows); solid squares and large solid arrows correspond to computed axes (σ_1, σ_2, σ_3) and directions of horizontal extension and/or compression, respectively. (f) Distribution map of microtectonic sites used to study palaeostress regimes in the study area. Quality of computed palaeostress directions using T-TECTO 2.0 software (Žalohar and Vrabec, 2007) is represented by grey scale arrows (A = well-defined in black, B = quite well-defined in grey). GDF= Gudaoling detachment fault.

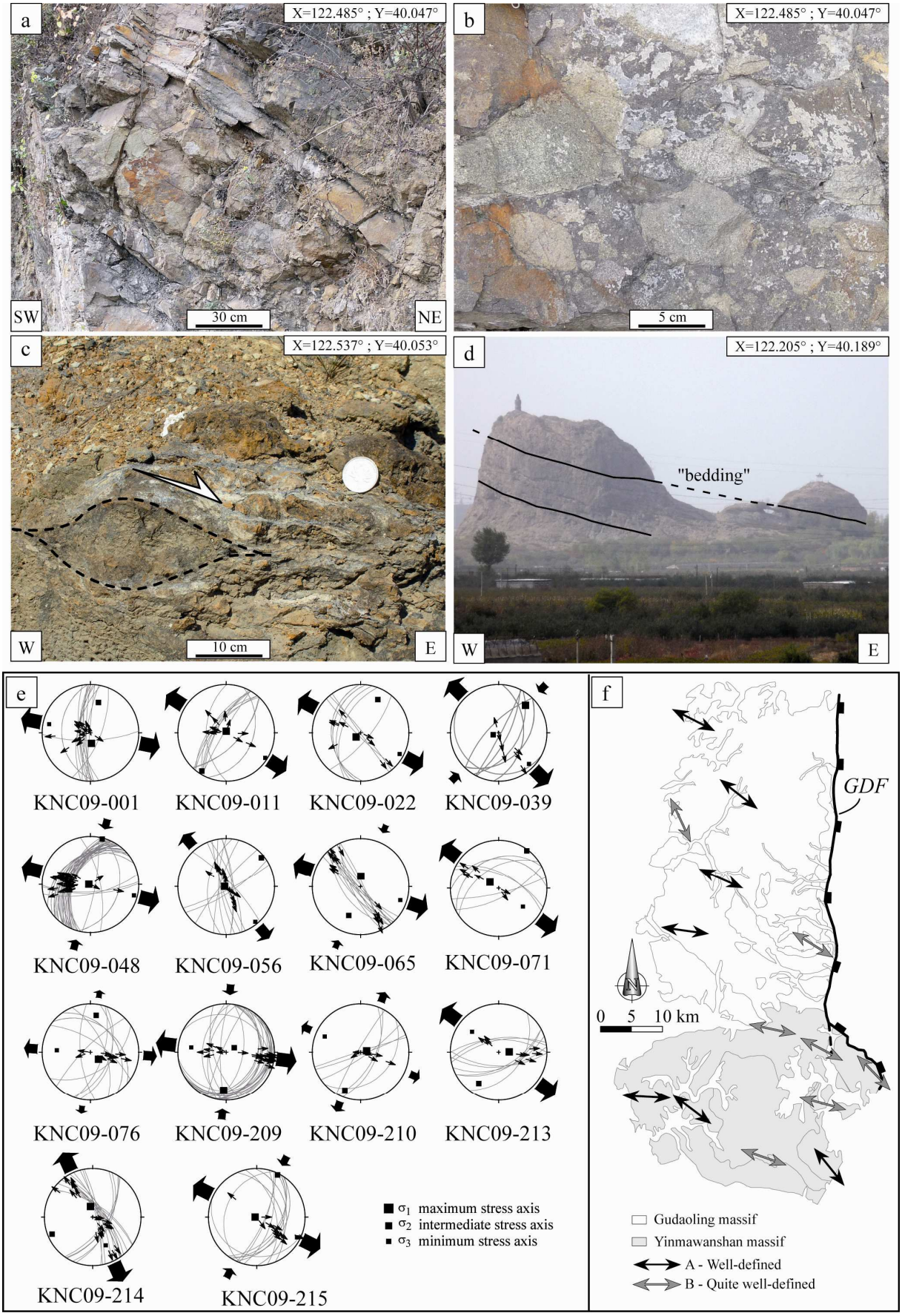


Figure 4.14 (Légende détaillée sur la page précédente).

Within the Gudaoling dome, granitic and migmatitic rocks are affected by fracturation as shown by the occurrence of normal brittle faults. In order to recover palaeostress orientation patterns responsible of normal faulting in the dome, a palaeostress field analysis has been performed according to computer-aided inversion method on fault slip data firstly described by Angelier (1979, 1984 and 1994). For this study, the inversion method that has been used concerns ©T-TECTO 2.0 Professional software (see details in Žalohar and Vrabec, 2007). Such a study has already been performed within the Linglong MCC (Shandong Province) whose methodology is described in Charles et al. (2010).

Due to weakly striated fault planes in the Gudaoling dome, only 90 reliable fault planes have been measured in the field issued from 6 microtectonic sites. Results of computing palaeostress based on these microtectonic sites are presented in **Table 4.4, Figs. 4.14e and 4.14f**. Maximum and minimum stress axes (i.e. σ_1 and σ_3) are subvertical and subhorizontal, respectively, providing a typical normal fault set (**Fig. 4.14e**). Palaeostress analysis reveals a unique and consistent stress regime. Indeed, for all sites, minimum stress axis σ_3 trends ~N120E, dips subhorizontally (i.e. ~13°) and is linked to a WNW-ESE extensional event (**Fig. 4.14f**). Ductile stretching lineations orientations (i.e. N90-120E) are comparable with the trend of minimum stress axis σ_3. Relations between the ductile and brittle fabrics deformations within the Gudaoling dome will be discussed further.

	Geographic coordinates				**σ_1**		**σ_2**		**σ_3**				
Site	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Lithology	n	strike	dip	strike	dip	strike	dip	Φ	Misfit angle	Quality
KNC09-001	39.826	122.383	YWM	14	175	65	15	24	282	8	0.50	15	B
KNC09-011	39.948	122.459	GD	13	2	86	213	3	122	2	0.60	15	B
KNC09-022	39.796	122.478	YWM	13	226	75	27	14	118	4	0.60	17	B
KNC09-039	39.762	122.577	YWM	7	44	12	250	76	136	6	1.00	22	B
KNC09-048	39.717	122.481	YWM	34	273	86	14	1	105	4	1.00	17	B
KNC09-056	39.625	122.493	YWM	15	273	86	50	3	141	3	0.30	9	A
KNC09-065	39.638	122.370	YWM	14	3	65	202	24	109	8	0.90	19	B
KNC09-071	39.706	122.235	YWM	7	305	65	37	1	127	25	0.50	10	A
KNC09-076	39.725	122.147	YWM	10	132	65	9	14	273	20	0.20	10	A
KNC09-209	39.968	122.216	GD	29	184	12	60	68	278	18	1.00	7	A
KNC09-210	40.044	122.284	GD	7	77	76	202	8	294	12	0.00	12	A
KNC09-213	40.168	122.317	GD	9	89	65	212	14	308	20	0.70	8	A
KNC09-214	40.129	122.208	GD	19	348	65	247	5	155	24	0.70	24	B
KNC09-215	40.274	122.231	GD	13	273	86	26	2	117	4	1.00	12	A

Table 4.4: Results of palaeostress analyses in the Gudaoling and Yinmawanshan massifs. n: the total fault planes measured for each site to calculate palaeostress direction; σ_1, σ_2 and σ_3: principal stress axes with their strike and dip in degrees ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$); Φ: the ratio of principal stress magnitudes ($\Phi = (\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$); Misfit angle expressed in degrees represents the quality of computed palaeostress directions; Quality: A = very good fault-striae data set, B = good fault striae data set. GD = Gudaoling and YMW = Yinmawanshan. See the text for further explanations.

3.2. The Yinmawanshan pluton

3.2.1. Relations between Yinmawanshan pluton and Gudaoling detachment fault

The roughly elliptic Yinmawanshan massif is located to the north of the South Liaodong MCC (e.g. Liu et al., 2005) and to the south of Anbo city (**Fig. 4.11a;** LBGMR, 1972). Structural features recognized within this massif are described below and illustrated in **Fig. 4.15**. First of all, the entire Yinmawanshan massif does not exhibit migmatites and is only composed of Early Cretaceous granitic rocks consisting from core to rim, of medium- to fine-grained monzogranite and porphyric granodiorite, respectively (**Figs. 4.11a and 4.15e;** LBGMR, 1972 ; Guo et al., 2004). As a result, simple pluton bulk architecture is involved. To the northern border of the massif, intrusive relationships are observed with Gudaoling dome migmatitic rocks. However, the Cretaceous Gudaoling granitic rocks cross-cut or are present as xenoliths into the Yinmawanshan granitic rocks. An Early Cretaceous (i.e. 118 to 129 Ma) coeval emplacement for the Gudaoling and Yinmawanshan massifs granitic rocks is involved which is corroborated by U/Pb on zircon dating (**Fig. 4.11a**). The both western and centre parts of the massif exhibit isotropic granitic rocks (**Fig. 4.15a**) with magmatic flow evidences as schlierens. On the southern border, aplitic dykes are intruded into the Late Archaean migmatites (**Fig. 4.15b**) whereas porphyric granodiorite present a weak to moderate deformation with stretching lineation oriented N110E (**Fig. 4.11a**). In contrast, the eastern border of the Yinmawanshan pluton is characterized by deformed granitic rocks. Indeed, strain gradient is pointed by progressive development of NE-dipping foliation underlined by biotite and amphibole (**Fig. 4.15e**) and stretching lineations marked by quartz aggregates, biotite and boudined amphibole (**Fig. 4.11a**). Moving to the east, C/S mylonitic structures progressively affect granitic rocks (**Fig. 4.15c**), with a decrease in grain-size of mylonites and C/S angles emphasizing the continuous shear increasing from W to E (**Figs. 4.15a, 4.15b and 4.15e**). Stretching lineations are consistently oriented N90-115E all over the deformed area, which is comparable to the Gudaoling detachment fault (N90-120E). Unambiguously criteria as sigmoidal feldspars and C/S obliquities, give a top-to-the E simple shear in the mylonitic rocks in close vicinity to the massif eastern border. Occurrence of breccias made of mylonitic and surrounding rocks clasts may involve a superposed brittle deformation on the ductile one (**Fig. 4.15d**). Based on the observation of thin-sections cut parallel to the lineation and perpendicular to the foliation, a progressive development of crystal-plastic deformation denotes a transition from magmatic to intense solid-state flow (**see details in Section 4**).

Deformation on the eastern border of the Yinmawanshan pluton affects a total thickness of ~4 km with locally mylonitic rocks representing less than 2 km thick (**Figs. 4.11a and 4.15e**). Deformed rocks are only within the Yinmawanshan pluton. In fact, the sheared zone sharply delimits to the east, the Yinmawanshan pluton from its unstrained enclosing rocks (i.e. Late Archaean and Neoproterozoic rocks). Cartographically, the deformed zone corresponds to the extension of the Gudaoling detachment fault (**Fig. 4.11a**). The absence of migmatites and the solely occurrence of monzogranite and granodiorite in the pluton, with progressive deformation shown by decrease of C/S angles are characteristic of a synkinematic intrusion (Berthé et al., 1979). Moreover, U/Pb on zircon datations involve that Gudaoling dome granitic rocks and Yinmawanshan ones are coeval (Fig. 2a; Guo et al., 2004; Wu et al., 2005a, b). Thus, the Yinmawanshan pluton could be considered as a synkinematic intrusion emplaced below the Gudaoling detachment fault and therefore pertaining to the lower unit of the Gudaoling dome.

3.2.2. Strain intensity modelling within the pluton

As described in **Section 3.1.4**, a qualitative ductile deformation intensity scale has been used in the Yinmawanshan pluton to predict strain intensity at non observed locations. Result of ordinary kriging is shown in **Fig. 4.11b**. The map view exhibits isotropic rocks in the pluton centre as well as to its western part (**Fig. 4.11b**). Moderate values at the south of the pluton imply weakly to moderately deformed rocks as observed in the field. Finally, moving to the east, pluton is marked by increasing values which correspond to deformed granitic rocks and mylonites. The eastern border is characterized by highest values which correspond to the southern extension of the Gudaoling detachment fault. It is noteworthy that the Yinmawanshan pluton is surrounded by isotropic Early Cretaceous granitoids belonging to the upper unit of the Gudaoling dome (**Fig. 4.11a**).

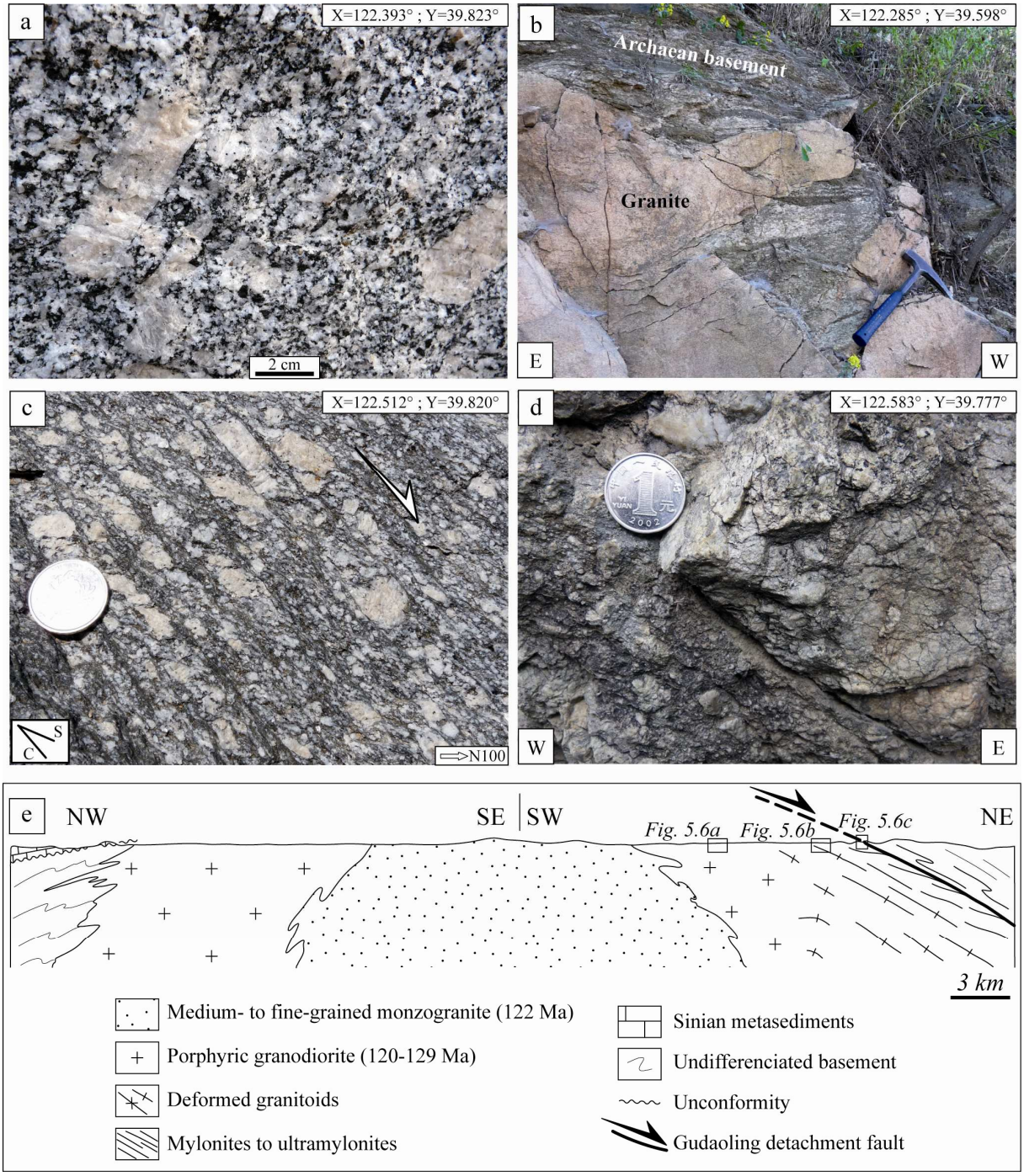


Figure 4.15: Outcrop photographies in the Yinmawanshan massif. (a) Isotropic porphyric Yinmawanshan granite, (b) intrusive relationship between Yinmawanshan granite and Archaean basement, (c) C/S mylonite indicating a top-to-N100 sense of shear and (d) breccias including mylonitic clasts. (e) Geological cross-section within the Yinmawanshan pluton (location is precised in Fig. 4.13).

3.2.3. Fracturing analysis within the pluton

Within the Yinmawanshan pluton, monzogranite and granodiorite are affected by fracturation characterized by brittle normal faults with development of muscovite and iron oxides on their planes. Moreover, the eastern ductilely deformed zone is superposed by brittle high-angle faults associated with tectonic breccias made of clasts of mylonites, deformed granitic rocks, Late Archaean and Neoproterozoic units. Results of the palaeostress field analysis carried out in the pluton are exposed in **Table 4.4 and Figs. 4.14e and 4.14f**. 114 fault planes issued from 7 microtectonic sites have been measured in the field (**Table 4.4**). As for the Gudaoling dome, data are typical of a normal fault set since maximum and minimum stress axes (i.e. σ_1 and σ_3) are subvertical and subhorizontal (**Fig. 4.14e**). Minimum stress axis σ_3 has a consistent ~N116E trend with a subhorizontal dipping (~10°), comparable with the ductile lineations orientation (N90-115E) measured in the pluton and linked to a WNW-ESE extensional event (**Figs. 4.11a, 4.14e and 4.14f**).

4. Petrofabric study in the Gudaoling and the Yinmawanshan massifs

Recognition and review of microstructural evidences to define magmatic or solid-state flow in granitic rocks are evoked in several studies (e.g. Gapais and Barbarin, 1986; Hibbard, 1987; Paterson et al., 1989; Vernon, 2000; Passchier and Trouw, 2005). This petrofabric study allows us to estimate the rheological state of a rock when its fabric is acquired. Based on detail analyses of 70 thin-sections (51 and 29 for the Gudaoling and Yinmawanshan massifs, respectively) using optical microscope, four types of microstructures have been identified (**Figs. 4.16 and 4.17**).

4.1. Magmatic microstructure

Magmatic microstructure is characterized by well-developed euhedral crystal of minerals such as feldspar and micas which are not internally deformed (**Figs. 4.16a and 4.16b**). Quartz grains present very weak undulose extinction indicating the absence of plastic deformation. Plagioclase crystals exhibit igneous zonation, and most of them have euhedral crystal habits. Biotite platelets are euhedral with a sharp extinction, not kinked nor bent, and often isolated in a quartz-feldspar groundmass (**Fig. 4.16a and 4.16b**). K-feldspars do not display plastic deformation, are unbroken and not surrounded by recrystallized aggregates. Amphibole crystals exhibit euhedral habits with well-defined rhombic-shape basal section, and are not internally deformed. Parallel to sub-parallel alignment of elongate euhedral

crystals is observed implying sufficient low viscosity for crystals to rotate without undergoing plastic deformation. All evidences described above imply that the rock did not experience significant high temperature subsolidus strain and recrystallization.

4.2. Weak solid-state fabric

Appearance of solid-state deformation in granitic rocks mainly depends on melt percentage and capacity of minerals and their shapes to accommodate strain (Paterson et al., 1998). Thus, weak solid-state fabric is characterised by minerals which are more deformed than those present in the magmatically deformed rocks. Minerals exhibit high temperature plastic deformation evidences such as quartz grains partially replaced by subgrains with chessboard pattern and undulose extinction (**Figs. 4.16c and 4.16d**). Quartz grains joints are lobate, or even slightly serrated (**Figs. 4.16c and 4.16d**). The beginning of dynamic recrystallization process is shown by occurrence of new recrystallized and small-sized quartz grains development in some places. Biotite crystals become elongated and slightly kinked with bevel extinction. Feldspar grains present undulose extinction and subhedral crystals habits with several myrmekites. This microstructure developed in the transitional rheological state from magmatic to solid-state flow.

4.3. Moderate solid-state fabric

Moderate solid-state fabric is clearly shown by microstructural evidences such as mosaic of quartz small recrystallized grains (**Figs. 4.16e and 4.16f**). This mosaic texture of neograins with serrated boundaries is typical of dynamic recrystallization, even if aggregates and recrystallized grains do not exhibit a mylonitic fabric. K-feldspars show microcline twinning and marginal replacement by myrmekite illustrating rocks deformed in the solid-state (Eggleton and Buseck, 1980; Bell and Johnson, 1989; Simpson and Wintsch, 1989). Combined brittle-ductile deformation is evidenced by the occurrence of fractured feldspars with quartz-filled veins. Elongate biotite crystals are kinked and internally deformed.

4.4. Intense solid-state fabric

The last recognised microstructure corresponds to mylonitic fabric developed in close vicinity to first-order tectonic structures such as Gudaoling detachment fault (GDF). Intense solid-state fabric is characterised by strongly recrystallized quartz grains organised in ribbons (**Figs. 4.16g and 4.16h**). Quartz and feldspar extremely fine-grained tails occur on residual

phenocryst of K-feldspar. Biotite folia anastomose around deformed porphyroclast of K-feldspar or plagioclase. Mica fish is often observed which allows determining kinematic (**Fig. 4.16i**). Solid-state flow and sense of shear are also characterised by σ- and δ-type mantled porphyroclast of K-feldspar.

4.5. Microstructures spatial distribution

The spatial distribution in the Gudaoling and Yinmawanshan massifs of the above-described microstructures is shown with a map view in **Fig. 4.17**.

In the Gudaoling massif, magmatic and weak solid-state microstructures cover an area around 70% of the dome (**Fig. 4.17**). Both microstructures do not define a clear spatial organisation even if we can note their absence along the dome eastern border. Moderate solid-state fabrics represent more than 15% of the dome area. Such fabrics are located along the eastern border of the massif, on its northwestern edge and in the sub-dome defined by dioritic and migmatitic rocks (**Figs. 4.14b and 4.17**). Finally, intense solid-state fabrics which are represented by mylonitic to ultramylonitic rocks cover around 13% of the dome area and exhibit a well-defined spatial distribution along the eastern border, in close vicinity to the Gudaoling detachment fault (GDF; **Figs. 4.11 and 4.17**).

In the Yinmawanshan massif, magmatic and weak solid-state flow evidences concern about 60% of the pluton area (**Fig. 4.17**). It is noteworthy that those microstructures only cover centre and western parts of the pluton. Moderate and intense solid-state fabrics represent around 40% of the pluton area and merely concern its eastern border (**Fig. 4.17**). In other words, solid-state flow evidences are only present close to the GDF and appear gradually toward east.

Figure 4.16: Photomicrographies of microstructures present in both Gudaoling and Yinmawanshan massifs. (a) and (b) magmatic microstructure with euhedral crystals without internal deformation; (c) and (d) weak solid-state fabric illustrated by quartz grains which are lobate or slightly serrated and presenting chess-board structure; (e) and (f) moderate solid-state fabric woth quartz grains which appear slightly dynamically recrystallised; (g) and (h) intense solid-state fabric shown by quartz-feldspar mylonite with strongly dynamically recrystallised quartz grains; (i) muscovite-fish showing a top-to-N100 sense of shear in the Gudaoling detachment fault (GDF). Kfs: potassic feldspar, pl: plagioclase, qz: quartz, bi: biotite, am: amphibole. Left column and right one correspond to microstructures recognized in the Gudaoling and Yinmawanshan massifs, respectively.

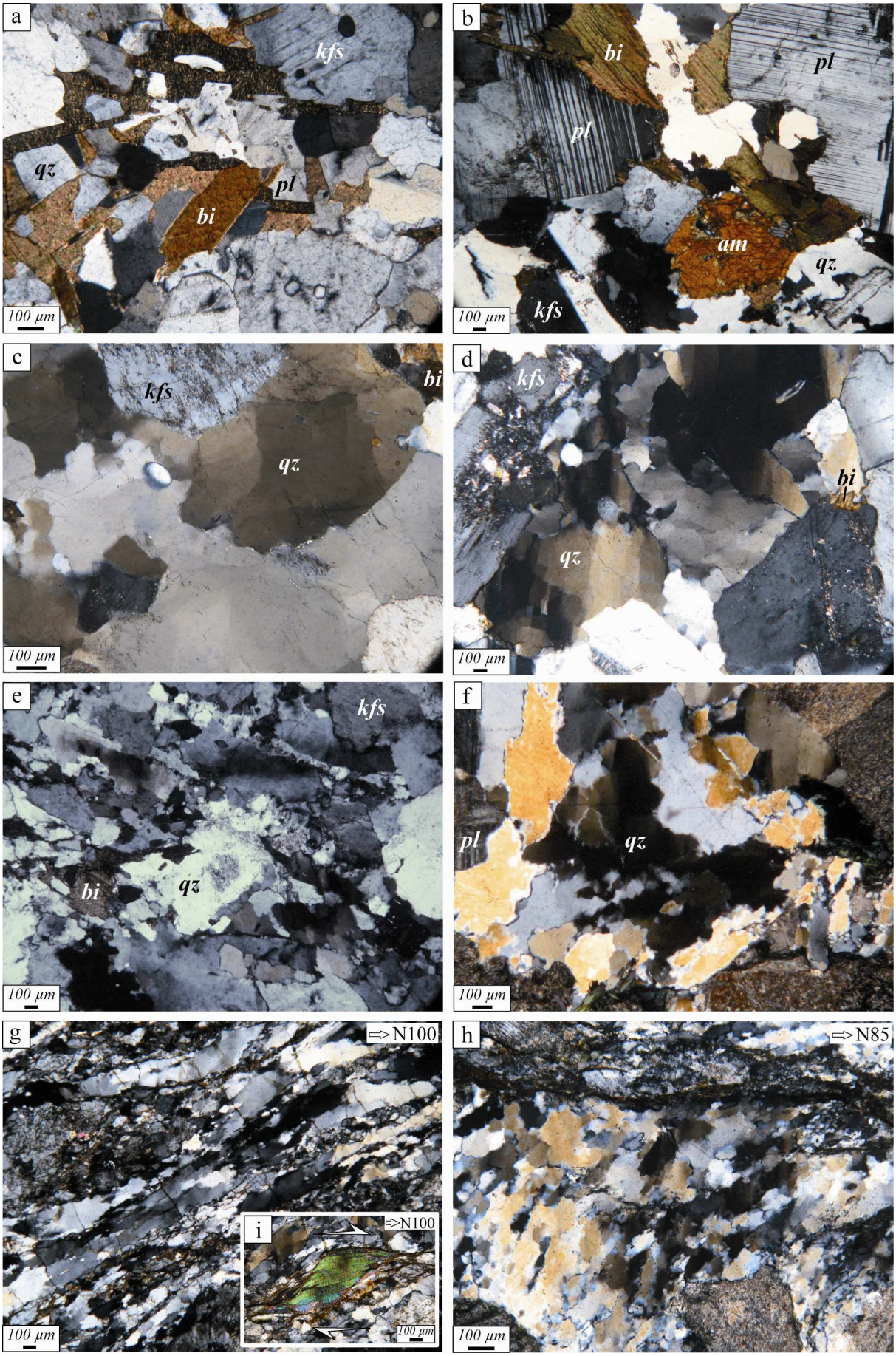


Figure 4.16 (Légende détaillée sur la page précédente).

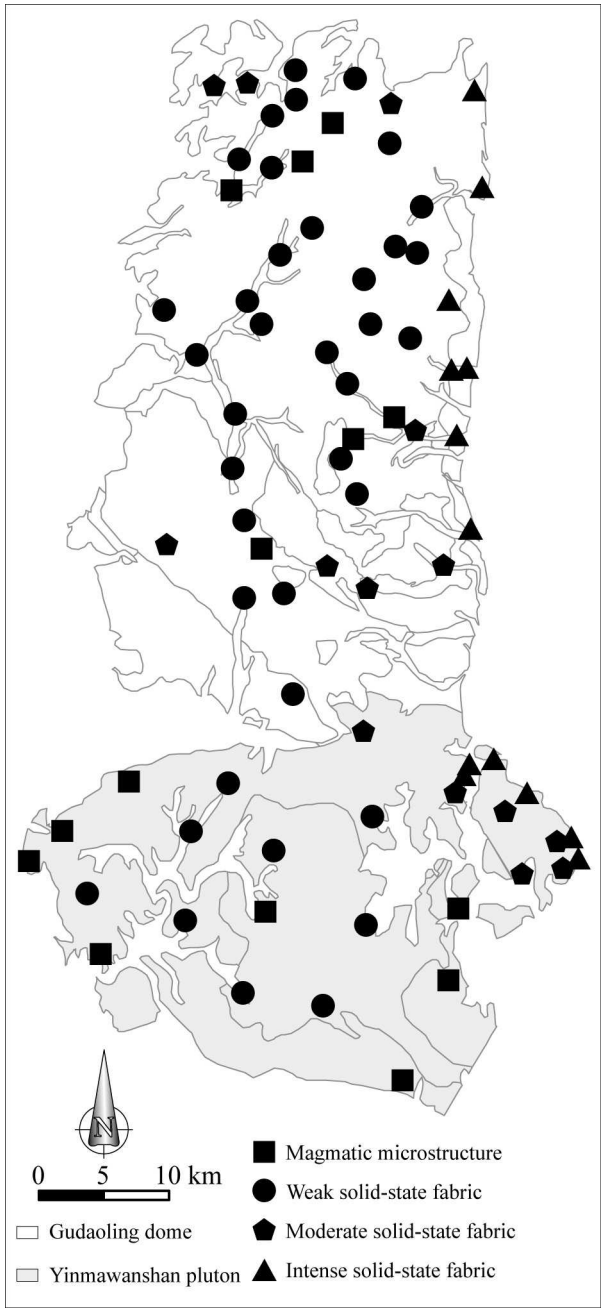


Figure 4.17: Distribution map of the different types of microstructures in the Gudaoling and Yinmawanshan massifs.

5. Anisotropy magnetic susceptibility study: a petrofabric tool for granitic rocks

The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) is a powerful tool for structural analysis as shown by the pioneering paper of Graham (1954). Besides, AMS is a versatile and fast method for analysing both quantitatively and qualitatively the magmatic and solid-state fabric of granitic rocks (e.g. Hrouda, 1982; Rochette et al., 1992; Borradaile and Henry, 1997; Bouchez, 1997; Talbot et al., 2005; Joly et al., 2009). To efficiently complement field observations within granitic rocks of the Gudaoling dome and of the Yinmawanshan pluton as well, an AMS study has been carried out to access planar and linear structural elements which are not directly measurable with compass in the field.

5.1. AMS sampling

For the AMS study, 708 cores from 78 sites and 403 cores from 50 sites have been only sampled in the Cretaceous fine-grained grey monzogranite of the Gudaoling dome and in both Cretaceous granitic facies of the Yinmawanshan pluton, respectively (**Tables 4.5 and 4.6**). Most outcrops in the granitic rocks are fresh and cores samples are therefore unaltered below a few millimetres from the surface. Sampling was carried out with a portable gasoline driller and the cores were oriented with magnetic and solar compasses, when it was possible. The average difference between magnetic and solar declinations is about -7.5° and -7.3° for the Gudaoling and Yinmawanshan granitic rocks, respectively. As a result, cores have undergone a declination correction. The cores were cut into standard specimens of 22 mm in length and 25 mm in diameter for the AMS measurements.

5.2. Laboratory measurements and direction analyses

The bulk magnetic susceptibility, AMS and thermomagnetic curves are measured thanks to an AGICO CS3 coupled KLY-3S Kappabridge apparatus. Measurements of Isothermal Remanent Magnetization (IRM, acquired with ASC Scientific IM-10-30) were performed with an AGICO JR5-A spinner magnetometer. Latter measures have been obtained at the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Magnetic hysteresis curves are obtained by a magnetic inductometer at the Laboratoire Paléomagnétique de Saint-Maur (IPG-Paris). The mean orientations of the three principal ellipsoidal axes of AMS ($K_1>K_2>K_3$) for groups of samples are computed with ANISOFT software using Jelinek's statistics (Jelinek, 1981).

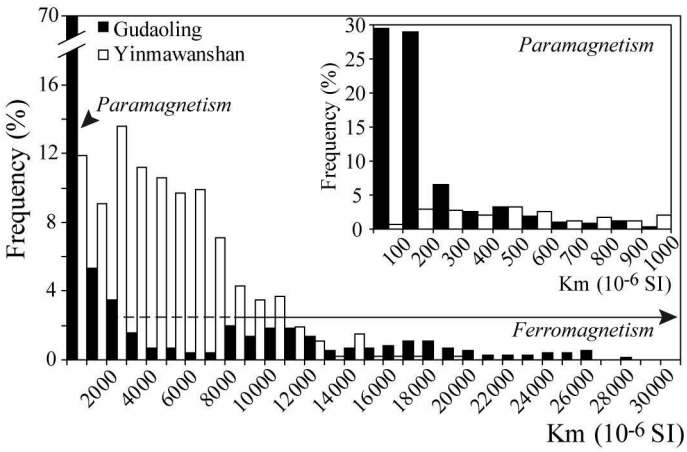


Figure 4.18: Histogram of bulk magnetic susceptibility K_m.

5.3. Magnetic mineralogy

Characterisation of magnetic minerals which carry magnetic susceptibility is essential to well understand the complex relationships between mineral grains shapes and orientations with rock fabrics (ex. Rochette et al., 1992; Tarling and Hrouda, 1993). Magnetic mineralogy investigation results are presented in **Figs. 4.18, 4.19 and 4.20**.

Fig. 4.18 shows the distribution of the bulk magnetic susceptibility from granitic rocks of the Gudaoling dome (in black colour) and Yinmawanshan pluton (in white colour). For the fine-grained grey granite of the Gudaoling dome, more than 70% of cores reveal a weak magnetic susceptibility of <500 x 10^{-6} SI, reflecting typical paramagnetic minerals considered as main carrier of magnetic susceptibility in granitic rocks (**Fig. 4.18**; Bouchez, 1997, 2000). In contrast, rest of cores exhibit higher values of magnetic susceptibilities ranging from 2000 to 28000 x 10^{-6} SI, showing the presence of ferromagnetic minerals as main carrier (**Fig. 4.18**; Bouchez, 1997, 2000). As far as the granitic rocks of Yinmawanshan pluton are concerned, more than 85% of cores have a high susceptibility of >500 up to 14000 x 10^{-6} SI (**Fig. 4.18**), reflecting ferromagnetic minerals considered as main carrier of magnetic susceptibility. Furthermore, for both massifs, the distribution of bulk susceptibility is not spatially controlled through the sampling sites we studied. As a result, the magnetic fabrics are subject to a uniform interpretation for the entire Gudaoling dome and Yinmawanshan pluton.

Fig. 4.19 presents hysteresis, IRM and thermomagnetic measurements for representative sample of both massifs granitic rocks. Hysteresis loops for granitic rocks of the Gudaoling dome reveal two different behaviours (**Figs. 4.19a and 4.19b**). In fact, **Fig. 4.19a** shows a linear relationship between induced magnetic moment and applied magnetic field, leading us to consider the presence of paramagnetic minerals. Conversely, **Fig. 4.19b** exhibits

a typical loop shape for multidomain ferromagnetic minerals (Dunlop and Özdemir, 1997), with a high value of induced magnetic moment reaching >400 x 10^{-3} Am²/kg. For the granitic rocks of the Yinmawanshan pluton, hysteresis cycle shows a multidomain ferromagnetic minerals presence, with a relatively high value of induced magnetic field of >200 x 10^{-3} Am²/kg (**Fig. 4.19c**). IRM measurements expose for the granitic rocks of the Gudaoling dome the presence of hard and soft coercitive minerals in **Figs. 4.19d and 4.19e**, respectively. The high (6.2 A/m) and rather low (3.3 x 10^{-2} A/m) magnetic moment values involve ferromagnetic and paramagnetic minerals presence, sustaining bulk magnetic susceptibility and hysteresis loops results. IRM measurement for the granitic rocks of the Yinmawanshan pluton indicates that specimen is saturated more than 80% at 200 mT (**Fig. 4.19f**), leading to consider the ferromagnetic minerals occurrence. Thermal magnetic (Curie) measurement for granitic rocks of the Gudaoling dome show magnetic susceptibility dropping at around 350 and 580°C revealing presence of maghemite and magnetite, respectively (**Fig. 4.19g**). However, the low value of natural magnetic susceptibility K_0 (3.4 x 10^{-6} SI) and linear relationship between magnetic susceptibility and temperature, for the heating stage of KG177-104 sample, involve paramagnetic minerals presence (**Fig. 4.19h**). **Fig. 4.19i** clearly demonstrates magnetic susceptibility dropping at around 350 and 580°C corresponding to maghemite and magnetite in the granitic rocks of the Yinmawanshan pluton. Backscattered electron images confirm presence of multidomain magnetite in both massifs granitic rocks with grain size >50 µm (**Fig. 4.19j**).

To sum up the investigation of magnetic susceptibility carriers, granitic rocks in the Gudaoling dome include soft coercitive minerals such as multidomain magnetite, and paramagnetic ones characterised by phyllosilicates (i.e. biotite). As a result, the Cretaceous fine-grained grey granite has a bimodal magnetic mineralogy dominated by magnetite or biotite depending on sampling place in the massif (Bouchez, 1997, 2000). Fortunately, biotite and magnetite subfabrics orientations exhibit no significant variations (Archanjo et al., 1995). Cretaceous granite of the Yinmawanshan pluton is considered as ferromagnetic granite (Bouchez, 1997, 2000) with magnetite as main carrier of the magnetic susceptibility. Magnetic interactions between magnetite grains are negligible as shown by Grégoire et al. (1995, 1998), which made AMS measurements usable with confidence. Moreover, no inverse magnetic fabrics are expected due to multidomain magnetite grain size >50 µm (Rochette et al., 1992; Tarling et Hrouda, 1993).

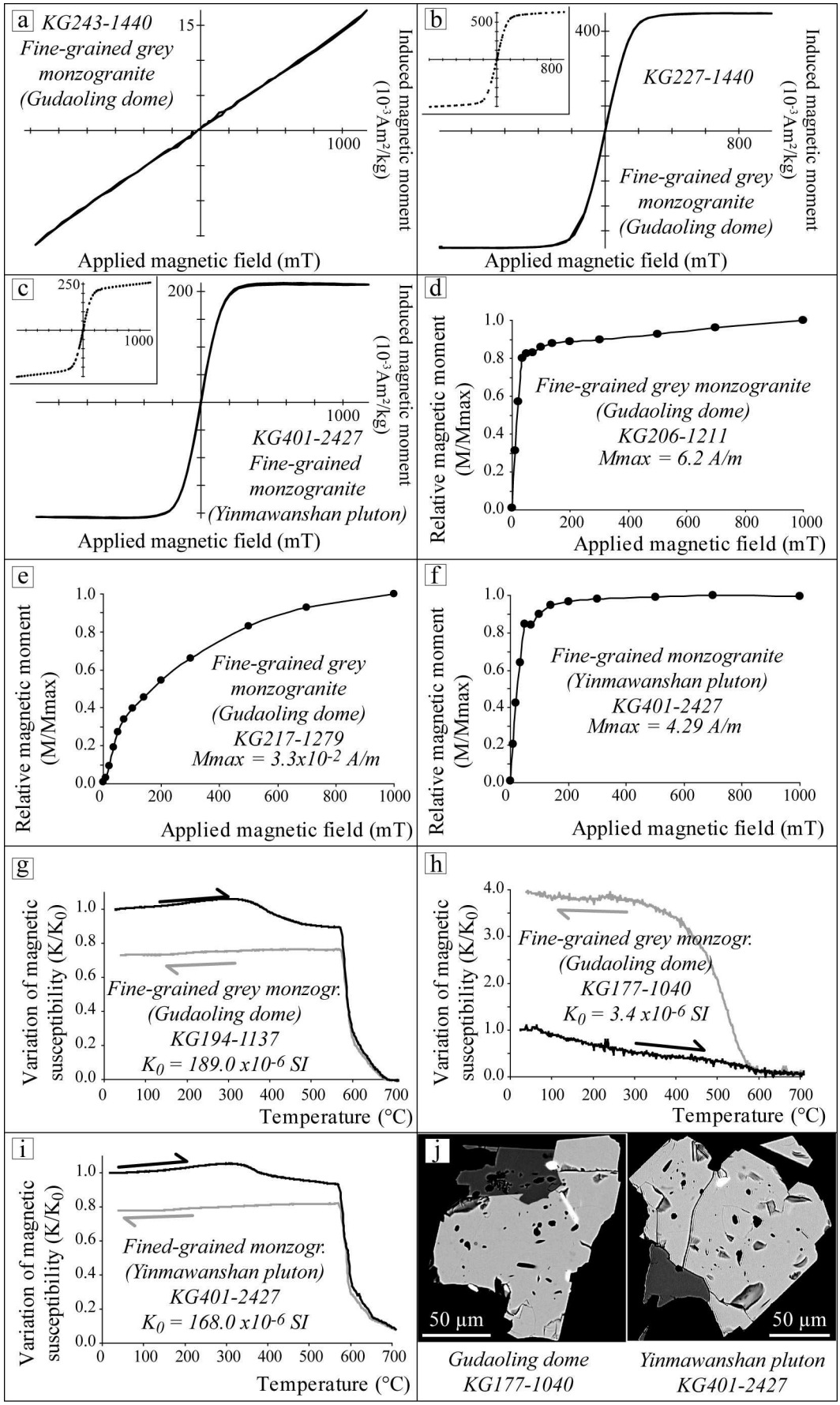


Figure 4.19 (Légende détaillée sur la page suivante).

Figure 4.19: Magnetic mineralogy investigations measurements for granitic rocks in the Gudaoling dome and Yinmawanshan pluton. (a) to (c) Hysteresis loops. (d) to (f) Isothermic remanent magnetization. (g) to (h) Thermomagnetic measurements where black and grey curves indicates heating and cooling stages, respectively. (j) Backscattered electron images of two magnetites from granitic rocks of both massifs.

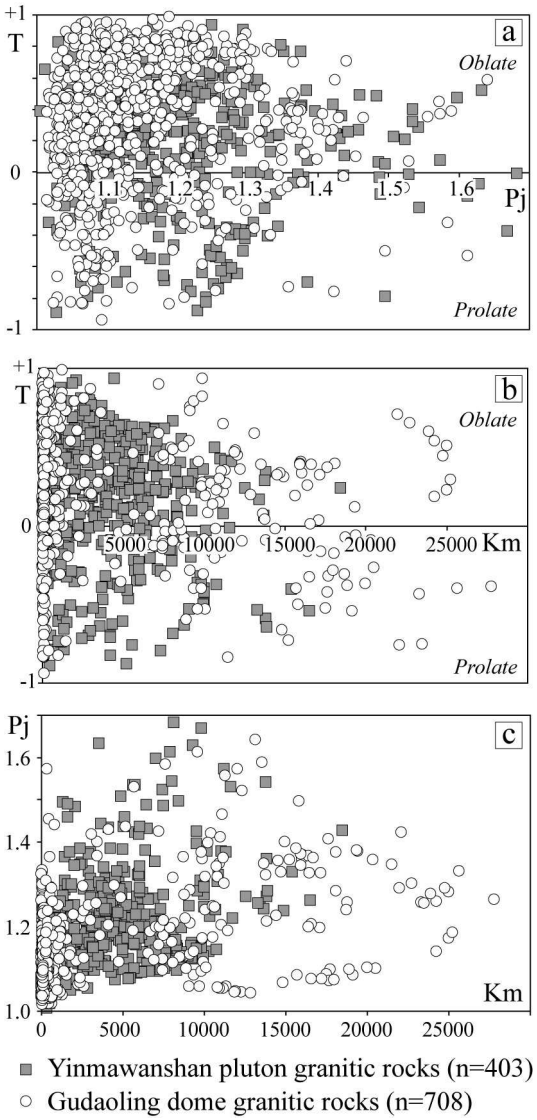


Figure 4.20: AMS scalar parameters for cores issued from the Gudaoling dome and Yinmawanshan pluton granitic rocks. (a) T (shape parameter) vs. P_J (corrected anisotropy degree), (b) T vs. K_m (mean bulk magnetic susceptibility in 10-6 SI) and (c) P_J vs. K_m. The calculations of T and P_J can be found in Jelinek (1981).

Site	Coordinates		n	Km	P_J	T	K_1				K_3			
	Latitude (°N)	Longitude (°E)		(10^{-6} SI)			D(°)	I(°)	α_{95max}	α_{95min}	D(°)	I(°)	α_{95max}	α_{95min}
KG174	122.383	40.291	8	7020	1.193	-0.057	306.8	17.9	6.9	1.7	196.6	47.1	4.1	1.5
KG175	122.376	40.278	8	7920	1.125	-0.113	303.0	9.1	4.8	1.7	45.7	54.0	7.4	2.3
KG176	122.363	40.260	7	118	1.089	0.307	314.7	7.9	7.8	1.4	197.2	73.2	6.9	3.8
KG177	122.415	40.246	7	108	1.095	-0.615	133.8	13.1	6.2	1.4	36.5	28.5	30.5	5.9
KG178	122.367	40.248	11	641	1.058	-0.143	305.5	16.2	6.2	4.2	149.1	72.4	13.4	4.3
KG179	122.352	40.244	12	231	1.078	0.531	326.8	31.8	21.5	6.3	91.9	42.9	8.4	4.1
KG180	122.336	40.233	11	128	1.113	0.803	242.5	26.2	28.9	5.6	95.5	59.6	6.1	2.1
KG181	122.309	40.229	7	1320	1.078	0.412	313.4	22.8	49.4	3.6	100.2	63.3	5.7	3.8
KG182	122.289	40.218	9	166	1.046	0.160	278.8	36.3	24.6	6.1	99.9	53.7	18.5	7.4
KG183	122.212	40.129	12	131	1.093	0.693	278.8	57.6	18.5	2.5	66.6	28.2	5.5	2.5
KG185	122.242	40.098	12	168	1.068	0.576	255.6	42.9	8.3	4.3	49.8	44.1	5.6	2.7
KG186	122.260	40.076	7	465	1.083	0.465	311.4	21.4	8.3	1.1	54.1	29.3	6.4	0.8
KG187	122.270	40.076	12	132	1.114	0.507	277.2	43.3	13.5	4.9	84.6	46.0	12.8	6.2
KG188	122.277	40.058	11	150	1.119	0.760	282.9	43.9	8.8	2.9	69.8	41.0	5.2	2.7
KG189	122.286	40.046	6	86.3	1.153	0.568	339.2	21.4	11.7	1.3	89.4	41.4	13.2	1.5
KG190	122.284	40.045	11	219	1.091	0.816	204.3	27.7	23.6	4.5	80.5	46.7	8.3	2.5
KG191	122.275	40.020	11	16100	1.367	0.354	294.9	37.6	4.6	1.7	65.9	40.4	3.1	1.1
KG192	122.281	40.003	7	9670	1.470	0.475	298.3	47.7	4.7	2.9	61.2	26.3	5.8	2.8
KG193	122.286	39.984	11	8120	1.184	0.622	285.2	61.8	17.0	3.0	60.5	20.9	4.7	3.4
KG194	122.216	39.967	10	10600	1.368	0.250	275.5	54.3	5.3	1.5	79.9	34.7	3.8	1.4
KG195	122.194	39.963	9	17500	1.352	0.034	282.4	65.3	4.8	4.2	64.6	19.9	5.8	2.9
KG196	122.300	40.120	10	120	1.065	0.602	307.5	14.5	19.5	6.6	62.0	58.0	7.3	4.5
KG197	122.287	40.136	8	139	1.075	-0.420	313.6	33.5	7.7	2.2	103.7	52.7	10.8	6.7
KG198	122.316	40.168	11	76.7	1.060	0.672	322.0	35.6	16.1	6.4	117.9	51.9	8.8	7.7
KG199	122.350	40.176	12	105	1.030	0.247	1.1	0.7	13.2	5.5	93.6	74.4	15.1	5.5
KG200	122.331	40.172	11	92.6	1.126	0.701	305.0	17.3	32.3	3.9	74.1	63.7	11.0	4.0
KG201	122.345	40.187	8	87.6	1.078	0.689	340.1	7.3	25.9	10.0	80.6	54.9	20.7	3.7
KG202	122.330	40.178	11	102	1.070	0.199	355.0	11.9	10.5	7.5	105.8	59.5	16.0	4.2
KG203	122.255	40.286	11	29.8	1.062	0.112	311.4	20.3	15.7	8.9	99.8	66.5	14.5	9.2
KG204	122.286	40.288	10	149	1.242	0.773	283.3	20.6	6.7	3.3	129.6	67.2	4.8	2.6
KG205	122.286	40.287	12	70.9	1.275	0.738	290.8	27.9	5.8	3.9	140.4	58.7	6.9	2.6
KG206	122.329	40.296	12	17800	1.085	-0.390	335.4	22.7	7.7	2.3	174.4	66.2	18.9	5.4
KG207	122.330	40.276	13	192	1.142	0.564	313.3	37.1	5.2	2.4	127.0	52.7	6.6	2.2
KG208	122.308	40.264	9	117	1.155	-0.204	293.5	28.4	8.2	6.4	92.9	60.0	14.6	4.6
KG209	122.287	40.244	8	58.2	1.057	0.131	305.2	23.0	8.7	4.1	94.1	63.6	7.2	4.9
KG210	122.278	40.234	8	236	1.045	0.022	319.4	8.6	10.4	3.8	99.4	78.8	26.7	6.8
KG211A	122.272	40.213	7	39.6	1.192	0.827	273.4	68.8	5.3	1.4	74.3	20.1	5.2	1.7
KG211E	122.272	40.213	7	139	1.107	0.291	236.7	34.3	12.6	2.6	81.7	53.1	12.7	3.6
KG212	122.416	40.274	7	116	1.186	0.379	116.0	18.1	7.2	4.4	216.4	29.0	9.0	3.5
KG213	122.407	40.267	9	113	1.136	0.384	125.9	19.9	12.1	5.8	279.7	68.0	10.8	2.4
KG214	122.452	40.206	7	109	1.127	0.773	107.5	26.8	15.0	4.0	261.7	60.7	6.4	3.6
KG215	122.444	40.202	10	90.9	1.212	0.810	180.0	16.0	33.6	3.7	336.8	72.7	5.8	3.3
KG216	122.428	40.189	10	93	1.124	0.773	89.8	4.7	12.8	8.8	331.1	80.4	12.1	3.0
KG217	122.420	40.175	12	78.5	1.045	-0.088	165.8	29.1	9.5	4.1	45.5	42.3	9.8	3.7
KG218	122.406	40.162	7	29.8	1.063	0.016	345.4	10.0	49.4	19.9	219.6	73.2	48.2	18.5
KG219	122.393	40.152	6	40	1.080	0.577	9.6	20.4	16.4	2.0	142.6	61.4	7.1	3.4
KG220	122.356	40.113	7	86.5	1.037	0.041	320.4	11.1	14.4	11.4	70.2	60.0	21.8	11.8
KG221	122.440	40.170	13	115	1.094	0.431	152.4	14.1	14.6	4.9	327.6	75.8	21.0	8.4
KG222	122.359	40.101	8	69.6	1.123	0.246	4.1	2.5	7.8	2.1	96.9	49.3	9.9	2.3
KG223	122.366	40.091	8	276	1.054	0.318	267.4	46.9	21.4	8.7	91.2	43.1	10.2	3.9
KG224	122.378	40.079	11	116	1.080	0.050	279.0	43.3	10.1	4.7	106.2	46.5	11.3	6.7
KG225	122.395	40.070	7	1240	1.158	-0.027	164.6	28.8	12.9	2.2	314.1	57.5	12.9	3.2
KG226	122.411	40.060	13	757	1.106	0.463	177.5	28.9	44.4	9.4	58.9	41.0	14.6	6.6
KG227	122.420	40.056	10	11200	1.052	0.388	171.8	75.0	15.6	5.8	15.1	13.8	6.2	3.6
KG228	122.439	40.048	12	855	1.109	0.373	182.1	29.6	27.4	13.3	308.6	46.4	21.6	13.9
KG229	122.416	40.041	10	3190	1.326	0.412	155.9	22.9	24.9	8.9	38.5	47.4	18.5	3.4
KG230	122.383	40.041	10	1020	1.120	0.502	264.8	12.0	47.9	12.8	130.8	72.9	16.3	6.0
KG231	122.373	40.027	5	59	1.046	0.210	318.9	14.8	21.0	8.7	100.8	71.4	19.3	11.9
KG232	122.370	40.013	6	168	1.212	0.139	318.6	18.4	35.6	7.4	63.4	37.6	15.3	7.4
KG233	122.387	40.003	9	64.4	1.034	0.117	12.1	56.6	66.3	14.8	128.3	16.2	20.8	14.9
KG234	122.465	39.955	8	9210	1.150	-0.299	113.3	3.4	4.9	3.9	307.4	86.5	6.9	4.8
KG235	122.402	39.938	11	435	1.103	0.685	204.5	34.6	15.3	6.7	39.1	54.6	7.0	5.6
KG236	122.397	39.938	8	255	1.196	0.433	170.2	36.9	8.7	4.7	47.3	35.9	7.7	5.7
KG237	122.385	39.943	9	1030	1.163	0.677	161.7	11.1	19.6	1.7	55.6	54.7	7.8	1.8
KG238	122.361	39.951	7	390	1.100	0.843	178.0	33.0	15.5	6.3	58.3	37.3	11.3	3.1
KG239	122.322	39.934	9	24100	1.245	0.461	274.8	38.1	13.9	4.9	57.4	45.4	6.3	3.5
KG240	122.302	39.965	8	9710	1.466	-0.052	310.1	25.0	17.3	13.4	57.3	32.5	17.1	11.7
KG241	122.287	39.931	12	19500	1.244	-0.232	280.2	42.8	11.2	4.7	13.6	3.7	15.4	6.6
KG242	122.290	39.942	7	8520	1.249	-0.214	236.2	56.4	6.5	3.2	141.5	3.1	20.1	3.9
KG243	122.485	40.091	8	60.9	1.201	0.711	102.4	14.3	6.4	3.9	242.2	71.6	7.7	4.0
KG244	122.469	40.138	6	136	1.232	0.802	78.7	19.9	9.1	0.5	313.6	57.8	7.2	0.6
KG245	122.398	40.121	7	255	1.078	0.240	300.2	24.6	9.7	5.9	152.7	61.5	15.6	5.1
KG246	122.416	40.118	6	108	1.065	0.150	295.3	48.4	12.9	2.1	165.5	29.6	14.8	5.9
KG247	122.435	40.111	6	104	1.092	0.348	190.0	34.6	29.6	12.7	3.3	55.2	22.7	11.4
KG248	122.450	40.101	8	139	1.401	0.555	128.8	39.8	33.6	8.3	303.5	50.1	33.3	11.5
KG249	122.471	40.090	9	481	1.219	0.674	102.4	22.1	21.2	6.5	263.0	66.7	11.0	4.2
KG382	122.306	39.841	8	275	1.081	0.085	126.8	26.7	9.0	5.0	29.8	13.7	13.0	5.2
KG383	122.331	39.864	7	778	1.206	0.564	146.3	23.4	21.4	5.1	19.2	54.4	10.3	7.7

Table 4.5: Légende détaillée sur la page suivante.

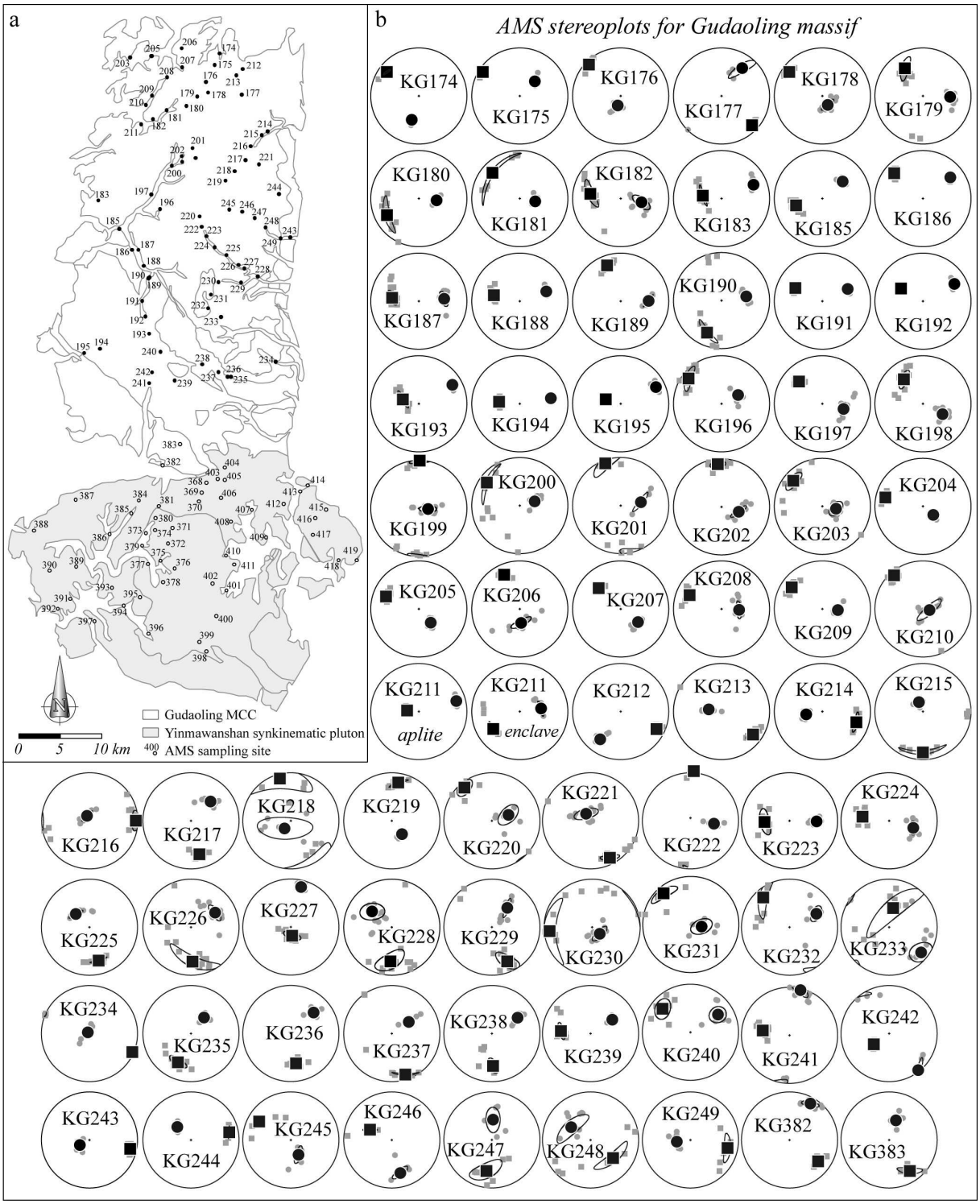
The results of AMS measurements of granitic rocks in the Gudaoling massif. n: number of specimens. D, I, α_{95}min, α_{95}max are declination, inclination, Jelinek's statistic confidence at 95% level (Jelinek, 1981) in degrees, respectively. P_J: Corrected anisotropy degree, T: Anisotropy shape parameter (Jelinek, 1981), and K_m: Mean bulk magnetic susceptibility.

Site	Coordinates		n	K_m	P_J	T	K_1				K_3			
	Latitude (°N)	Longitude (°E)		(10^{-6} SI)			D(°)	I(°)	α_{95max}	α_{95min}	D(°)	I(°)	α_{95max}	α_{95min}
KG368	122.368	39.823	9	4310	1.099	0.291	260.1	6.6	13.0	6.1	357.4	47.5	15.3	6.4
KG369	122.362	39.812	11	4840	1.094	0.030	263.4	12.0	10.0	4.5	123.7	74.4	13.2	4.3
KG370	122.358	39.802	12	8360	1.141	0.082	263.2	17.4	10.8	5.1	172.4	2.8	21.2	4.8
KG371	122.321	39.773	8	7120	1.266	0.249	257.2	46.1	6.5	4.1	120.3	35.1	6.1	3.8
KG372	122.315	39.756	9	5070	1.313	0.440	262.3	51.3	7.2	5.3	111.1	35.1	7.0	2.3
KG373	122.284	39.767	7	8920	1.451	0.226	210.6	61.9	10.8	2.9	303.0	1.3	5.5	2.4
KG374	122.296	39.770	9	4800	1.232	0.569	223.0	64.9	13.1	3.8	116.4	7.6	4.2	1.5
KG375	122.304	39.737	9	8910	1.132	0.263	206.3	43.0	8.7	1.1	102.0	14.8	2.4	1.1
KG376	122.324	39.729	9	2930	1.243	0.355	265.7	14.5	21.8	9.3	118.9	72.8	12.8	9.1
KG377	122.286	39.733	8	424	1.073	0.315	239.6	16.6	13.7	2.2	103.8	67.4	13.4	4.9
KG378	122.308	39.714	9	2460	1.181	0.095	208.0	25.3	15.0	10.0	95.9	38.6	28.2	10.8
KG379	122.278	39.753	8	4060	1.223	0.283	184.0	58.7	3.2	2.4	274.7	0.4	5.3	2.4
KG380	122.296	39.783	7	932	1.244	0.451	215.7	44.4	20.9	7.0	107.2	18.0	8.1	7.9
KG381	122.301	39.796	9	4310	1.174	0.091	232.5	32.2	14.3	5.0	88.8	52.0	11.5	3.4
KG384	122.273	39.802	7	3440	1.182	0.574	242.4	21.6	25.4	10.4	98.6	63.8	11.3	8.5
KG385	122.263	39.789	7	3810	1.214	-0.328	211.1	19.8	16.3	4.8	77.7	62.4	22.2	4.1
KG386	122.232	39.766	9	3710	1.206	0.198	239.1	24.4	11.9	1.8	105.4	56.7	9.3	2.5
KG387	122.184	39.803	11	2400	1.160	0.451	215.0	55.6	21.4	4.7	317.8	8.6	17.8	5.2
KG388	122.125	39.768	8	1740	1.062	0.186	30.2	3.0	15.2	3.4	282.8	80.1	17.1	6.6
KG389	122.185	39.730	8	3410	1.132	0.201	283.7	65.9	7.8	3.6	90.3	23.5	6.6	1.9
KG390	122.148	39.725	7	267	1.095	0.595	238.5	50.9	26.5	4.3	96.8	32.5	10.7	5.0
KG391	122.177	39.694	6	3180	1.199	0.751	171.6	61.0	23.8	3.6	79.4	1.2	7.1	3.7
KG392	122.160	39.684	5	716	1.068	0.419	323.1	61.1	17.3	2.9	66.0	7.1	3.3	2.8
KG393	122.236	39.707	5	1010	1.084	-0.163	352.6	57.1	7.4	1.1	240.1	13.9	16.2	3.3
KG394	122.253	39.688	8	5280	1.491	0.308	253.5	43.3	8.1	1.9	93.5	44.9	6.1	3.5
KG395	122.276	39.697	9	6610	1.200	0.131	248.0	43.0	33.3	8.5	90.3	44.8	12.6	7.1
KG396	122.288	39.657	10	3270	1.312	0.672	274.2	30.0	8.8	2.3	114.8	58.3	5.5	2.1
KG397	122.212	39.670	7	158	1.054	0.137	112.5	69.8	22.1	5.4	282.8	10.5	7.7	4.0
KG398	122.370	39.638	5	2100	1.215	0.715	92.4	16.0	57.8	5.2	318.1	67.7	12.7	8.4
KG399	122.360	39.649	10	6440	1.200	0.580	12.3	0.6	16.4	2.3	280.3	72.8	3.1	2.0
KG400	122.384	39.677	9	4790	1.111	0.099	82.1	8.4	12.4	6.5	196.9	70.5	12.6	6.5
KG401	122.398	39.705	9	3970	1.145	0.283	271.4	32.5	9.0	4.7	96.3	57.4	9.1	4.4
KG402	122.378	39.712	7	5740	1.090	0.185	98.3	0.5	10.4	4.6	189.5	66.1	8.4	3.2
KG403	122.384	39.826	9	11500	1.278	-0.450	91.9	2.8	9.6	3.8	264.1	87.1	11.0	3.4
KG404	122.394	39.839	9	1430	1.225	0.489	166.6	39.6	6.3	2.2	337.3	50.0	13.1	2.1
KG405	122.394	39.825	8	9520	1.397	-0.298	85.8	6.5	6.6	5.5	350.6	38.1	10.0	4.5
KG406	122.389	39.806	7	4120	1.248	-0.703	267.3	7.6	9.6	4.0	8.7	56.0	33.6	3.4
KG407	122.433	39.793	6	541	1.064	0.404	91.4	37.9	50.6	11.0	320.7	40.0	17.9	8.7
KG408	122.403	39.780	11	6160	1.246	0.345	296.7	25.1	12.9	5.1	85.2	61.2	7.0	3.1
KG409	122.453	39.763	9	9420	1.219	0.361	100.3	14.2	8.9	4.4	238.3	71.2	7.2	4.7
KG410	122.397	39.743	6	1610	1.124	0.174	273.1	26.4	57.6	13.3	124.9	59.7	14.1	8.8
KG411	122.408	39.733	9	5180	1.151	0.292	275.5	36.6	16.6	3.3	116.2	51.6	15.0	3.6
KG412	122.478	39.800	9	4180	1.270	-0.037	99.2	34.4	15.8	8.1	279.9	55.6	11.9	6.4
KG413	122.501	39.813	6	1100	1.266	-0.402	329.8	23.6	19.5	9.9	183.6	62.3	39.9	6.8
KG414	122.512	39.820	7	7580	1.518	-0.117	80.1	9.3	4.0	2.2	195.6	69.2	4.0	2.4
KG415	122.538	39.794	5	2230	1.436	0.198	275.4	7.2	12.2	5.2	174.2	56.9	13.2	4.6
KG416	122.522	39.785	9	4480	1.292	-0.108	98.9	23.6	7.4	4.4	260.6	65.3	20.3	4.2
KG417	122.519	39.766	7	3980	1.221	-0.303	114.2	24.5	7.8	2.9	277.4	64.5	11.9	4.1
KG418	122.556	39.738	8	1370	1.200	-0.001	283.2	6.6	10.8	6.5	65.0	81.7	12.7	3.4
KG419	122.581	39.739	7	187	1.066	0.293	276.9	18.6	10.2	6.8	105.5	71.2	8.8	4.1

Table 4.6: The results of AMS measurements of granitic rocks in the Yinmawanshan massif. n: number of specimens. D, I, α_{95}min, α_{95}max are declination, inclination, Jelinek's statistic confidence at 95% level (Jelinek, 1981) in degrees, respectively. P_J: Corrected anisotropy degree, T: Anisotropy shape parameter (Jelinek, 1981), and K_m: Mean bulk magnetic susceptibility.

5.4. Magnetic fabrics

708 cores drilled from 78 sites and 403 cores drilled from 50 sites of the Gudaoling dome and Yinmawanshan pluton granitic rocks, respectively, have been measured in the laboratory in order to obtain their planar and linear magnetic fabrics. The statistical results of these measurements are presented in **Tables 4.5 and 4.6**.



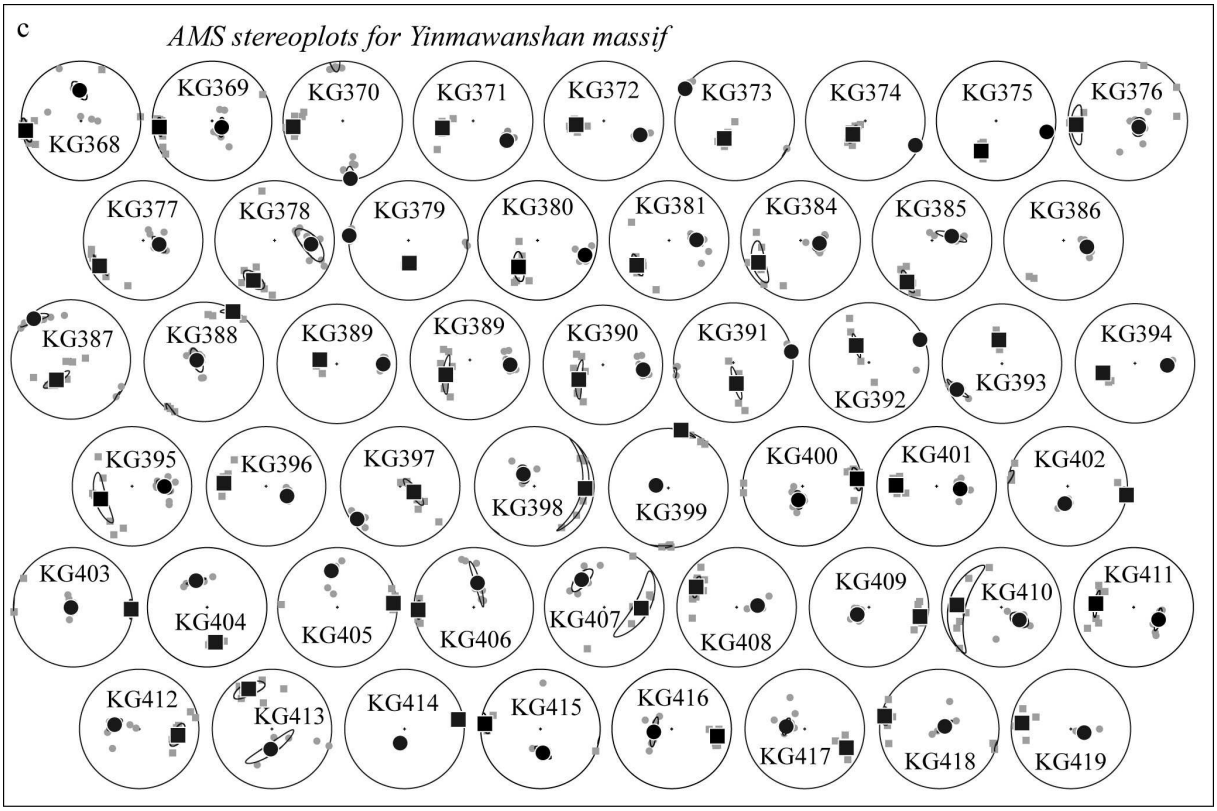


Figure 4.21: (a) Map of localisation of AMS sampling sites for Gudaoling and Yinmawanshan massifs. Equal-area projection of AMS results of each site for (b) Gudaoling massif and (c) Yinmawanshan one. Squares and circles stand for K_1 (magnetic lineation) and K_3 (pole of magnetic foliation), respectively. Small grey dots and larger black ones represent individual specimen and site-mean direction, respectively. Confidence ellipses at 95% level are drawn around site-mean direction.

5.4.1. The Gudaoling dome

Sampled sites showing a corrected anisotropy degree (P_J) higher than 20%, represent more than 20% of all sites (**Table 4.5**). This proportion is rather the same for sampled cores as shown in **Fig. 4.20a**. Weak P_J value for the majority of samples (80%) indicates that studied granitic rocks have probably not suffered important deformations since the AMS acquisition which corroborates dominant magmatic microstructures in petrofabric study (**Section 4**). The AMS foliation is statistically better defined than the lineation since more than 80% of samples have a shape parameter of AMS (T) value higher than 0 (**Table 4.5 and Fig. 4.20a and 4.20b**). However, magnetic lineation has a well-defined distribution since only 9 sites out of 78 (e.g. Sites 218, 230, 233) exhibit a confidence level (α_{95} mean) values higher than 20° (**Table 4.5**). **Figs. 4.20b and 4.20c** confirm bimodal magnetic mineralogy for granitic rocks of the Gudaoling dome with samples cluster close to K_m low values, and more scattered samples with K_m values >2000 x 10^{-6} SI. Anyway, no statistically reliable relationship can be

established between corrected anisotropy degree (P_J) and shape parameter (T), or with the bulk magnetic susceptibility (K_m), as well (**Figs. 4.20b and 4.20c**).

Geographic distribution of AMS sampling sites is shown in **Fig. 4.21a**. The AMS principal axes (K_1 and K_3) are presented in equal-area projection for each site of the Gudaoling dome in **Fig. 4.21b**. The AMS site-mean directions measured in the Gudaoling dome granitic rocks are represented as a structural map in **Fig. 4.22**. Magnetic foliations strike globally N-S to NNW-SSE, with continuous rotation of orientations through E-W trend visible for several sites (e.g. Sites 174, 178, 206, 245, 246; **Fig. 4.21b**). Magnetic lineations are characterised by two distinct orientations whatever foliation strikes (**Fig. 4.21b**): (1) E-W to NW-SE trend with a rather flat inclination for almost all sites, and (2) N-S trend with flat plunge, as well, for several ones (e.g. Sites 217, 228, 238, 247). In magnetic fabrics map view, magnetic foliations exhibit a gradual strike rotation from W-dipping to E-dipping (**Fig. 4.22a**). The magnetic foliation trend lines drawn from AMS planar data allow defining a dome-like structure with a top of arching located to the east of the Gudaoling massif (**Fig. 4.22a**). The magnetic lineations bears a special interest for the study of Gudaoling dome structure as it can be rarely observed in the field since granitic rocks are macroscopically isotropic far away from the Gudaoling detachment fault. In map view, magnetic lineations (K_1) show a rotation from W-plunging to E-plunging, although the trend remains a fairly consistent N90-N120 for 59 sites (75%; **Fig. 4.22b**). Nevertheless, 19 sites (25%) located in the dome centre show a roughly N-S trend (**Fig. 4.22b**). Both magnetic lineations trends have flat inclination (~20°; **Fig. 4.22b**). In order to qualitatively compare AMS results with available field observations, density contour diagrams have been calculated for individual AMS axes without the orthogonal constraint in the three axes (**Fig. 4.22b**; Borradaile and Gauthier, 2003; Jelinek, 1981). It can be noted that magnetic fabrics comply well with macroscopic structural field measurements (**Figs. 4.11a and 4.22**). Indeed, dome-like structure defined by magnetic foliations follows macroscopic foliation (defined by biotite) attitude measured in the field. Besides, global E-W to NW-SE magnetic lineations orientation with flat inclination is coherent with stretching lineations measured with compass in the field.

5.4.2. The Yinmawanshan pluton

The anisotropy degree (P_J) values higher than 20% are represented by about 50% of all sites (**Table 4.6**). Such a proportion can be skewed by the high shape magnetic anisotropy of magnetite grains which artificially increases P_J values (Tarling and Hrouda, 1993). It seems

that P_j high values correspond to high magnetic susceptibilities, and therefore to magnetite quantity in the rock (e.g. Sites 373, 394, 405, 414; **Table 4.6**) which is visible in **Fig. 4.20c** with the rather linear relationship between P_J and K_m. Positive T values represent 78% of all samples leading to consider the AMS foliation as better defined than the lineation in a statistic point of view (**Table 4.6 and Figs. 4.20a and 4.20b**). Magnetic lineation is also statistically well-defined since only 4 sites out of 50 (i.e. Sites 395, 398, 407 and 410) present a dispersed lineation distribution with a confidence level (α_{95} mean) higher than 20° (**Table 4.6**). **Figs. 4.20b and 4.20c** confirm ferromagnetic mineralogy for granitic rocks of the Yinmawanshan pluton with high values of K_m mainly comprised between 2000 and 5000 x 10^{-6} SI.

Localisations of AMS sampling sites for the granitic rocks in the Yinmawanshan pluton are shown in **Fig. 4.21a**. Equal-area projections of K_1 and K_3 axes are represented for each site in **Fig. 4.21c**. Map view of magnetic planar and linear elements from site-mean directions is illustrated in **Fig. 4.22**. Magnetic foliations in the pluton exhibit variable foliation attitudes with rather shallow to moderate (mean of 40°) dipping for a majority of sites and steeply to subvertical dipping for several sites (e.g. Sites 373, 374, 379, 387 and 391; **Fig. 4.21c**). Magnetic lineations reveal a consistent E-W trend (e.g. Sites 371, 403, 409 and 411) contrasting with scattered trend (e.g. Sites 373, 375, 387, 391 and 393; **Fig. 4.21c**). In map view, magnetic foliations exhibit a concentric pattern coherent with pluton bordure (**Fig. 4.22a**). AMS sites showing high dipping foliations correspond to granitic facies limits or granitic rocks-enclosed rocks boundary. Trend lines emphasize the concentric attitude of magnetic foliations. It can be noted that consistent E-W trend of roughly flat lineations occur in the eastern part of the pluton while scattered orientations associated with rather steep plunges are present in the western part, far away from the Gudaoling detachment fault (**Fig. 4.22a**). Coaxiality of magnetic lineations and stretching ones is observable to the east of the pluton, along the Gudaoling detachment fault (**Figs. 4.11a and 4.22a**).

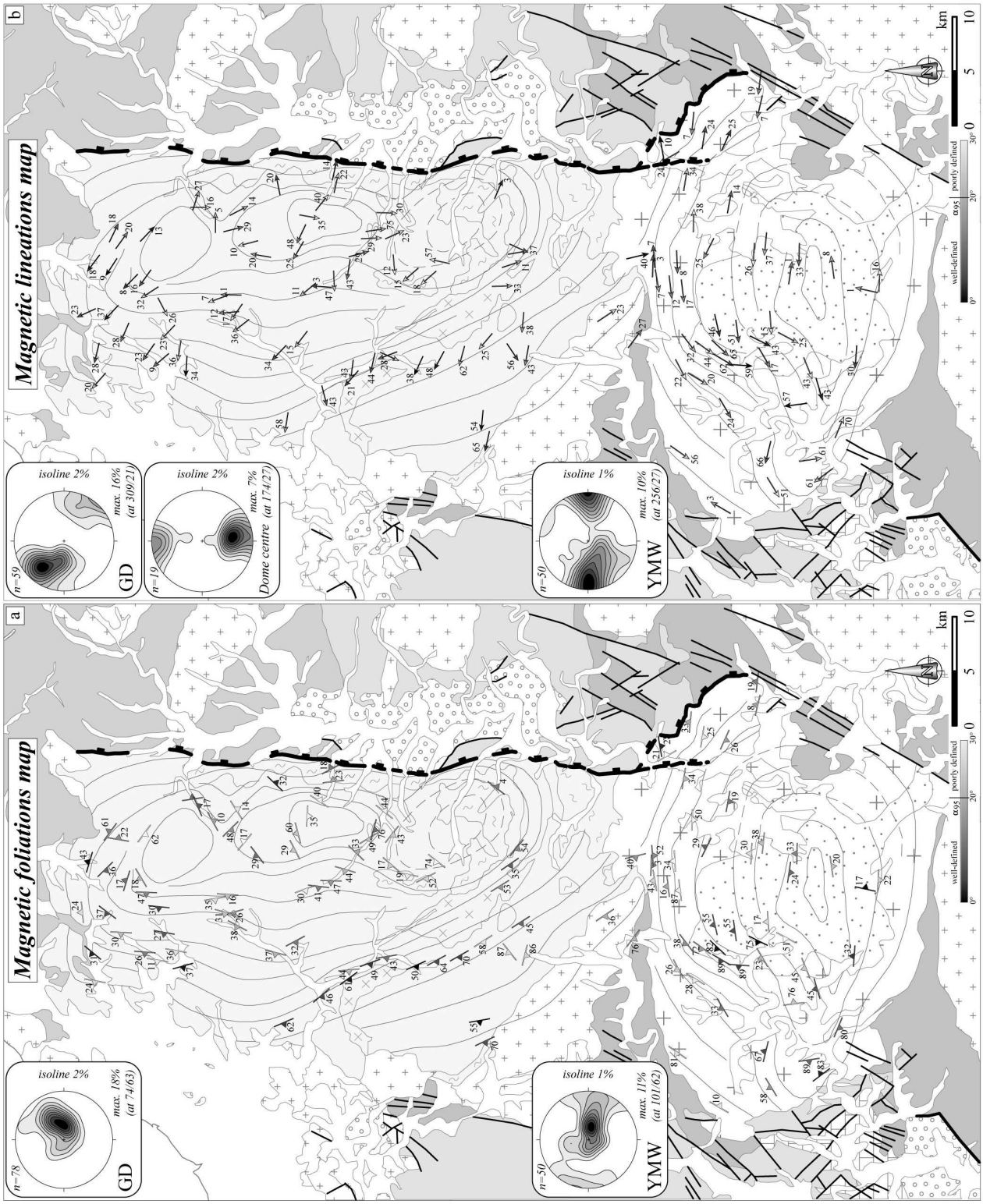


Figure 4.22: Magnetic fabric maps of the Gudaoling and Yinmawanshan massifs. (a) and (b) present magnetic foliation and lineation maps, respectively. Equal-area projections (lower hemisphere) show the density contours of individual AMS axes for Gudaoling massif (GD) and Yinmawanshan one (YMW). Isocontour range for Gudaoling massif is 2% and 1% for Yinmawanshan massif ones. Legend is the same than in Figure 4.12.

6. Geochronological constraints on crustal melting

6.1. Sampling and analytical method

Geochronological constraints on granitic rocks of the Gudaoling dome are well documented and give an Early Cretaceous age (i.e. 127-118 Ma; Wu et al., 2005a). Conversely, migmatites which have been recognized in this study on both dome border and centre are poorly constrained in age. The unique available age for migmatites is given by Wu et al. (2005b) from sample located on the dome border giving a Late Jurassic age (i.e. 157 ± 3 Ma, **Fig. 4.12a**). However, a Proterozoic age is currently involved for migmatites located in the Gudaoling dome centre (LBGMR, 1972, 1974). Therefore, we sampled leucosome of migmatites (sample 09-114 localised in **Figs. 4.11a and 4.12c**; with GPS coordinates N39.995°-E122.454°) in the dome centre to better constrain the crustal melting timing in the Gudaoling dome.

Zircon crystals were obtained from crushed rock using a combination of heavy liquid and magnetic separation techniques at the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Individual crystals were hand picked and mounted in epoxy resin. Experiments were carried out at the MC-ICP-MS laboratory of the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences. An Agilent 7500a quadruple (Q)-ICPMS was used for simultaneous determination of zircon U/Pb age and trace elements with an attached GeoLas Plus 193 nm excimer ArF laser-ablation system. All the gas lines were purged for over 1 h prior to each analytical session to reduce Pb on the surface to ^{204}Pb <50 cps in the gas blank. The measurements were carried out using time resolved analysis operating in a fast, peak hopping sequence in DUAL detector mode. Rawcount rates for ^{29}Si, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th and ^{238}U were collected for age determination. ^{202}Hg is usually <10 cps in the gas blank, therefore the contribution of ^{204}Hg to ^{204}Pb is negligible and is not considered further. The integration time for the four Pb isotopes was ~60 ms, whereas for the other isotopes (including ^{29}Si, ^{232}Th and ^{238}U) it was 30 ms. Data were acquired over 30 s with the laser off and 40 s with the laser on, giving ca. 340 (=170 reading/replicate x2 sweeps) mass scans for a penetration depth of ca. 20 μm. U, Th and Pb concentrations were calibrated by using ^{29}Si as internal standard and NIST SRM 610 as external standard. ^{207}Pb/^{206}Pb and ^{206}Pb/^{238}U ratios were calculated using GLITTER 4.0 (Jackson et al., 2004), which was then corrected using the Harvard zircon 91500 as external standard. The ^{207}Pb/^{235}U ratio was calculated from the values of ^{207}Pb/^{206}Pb and ^{206}Pb/^{238}U. Common Pb was corrected according to the method proposed by Andersen (2002). The ^{206}Pb/^{238}U weighted ages and concordia plot were

processed using ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003). Errors of individual analyses are based on counting statistics and are given at the 1σ level. The detailed procedure can be found in Xie et al. (2008).

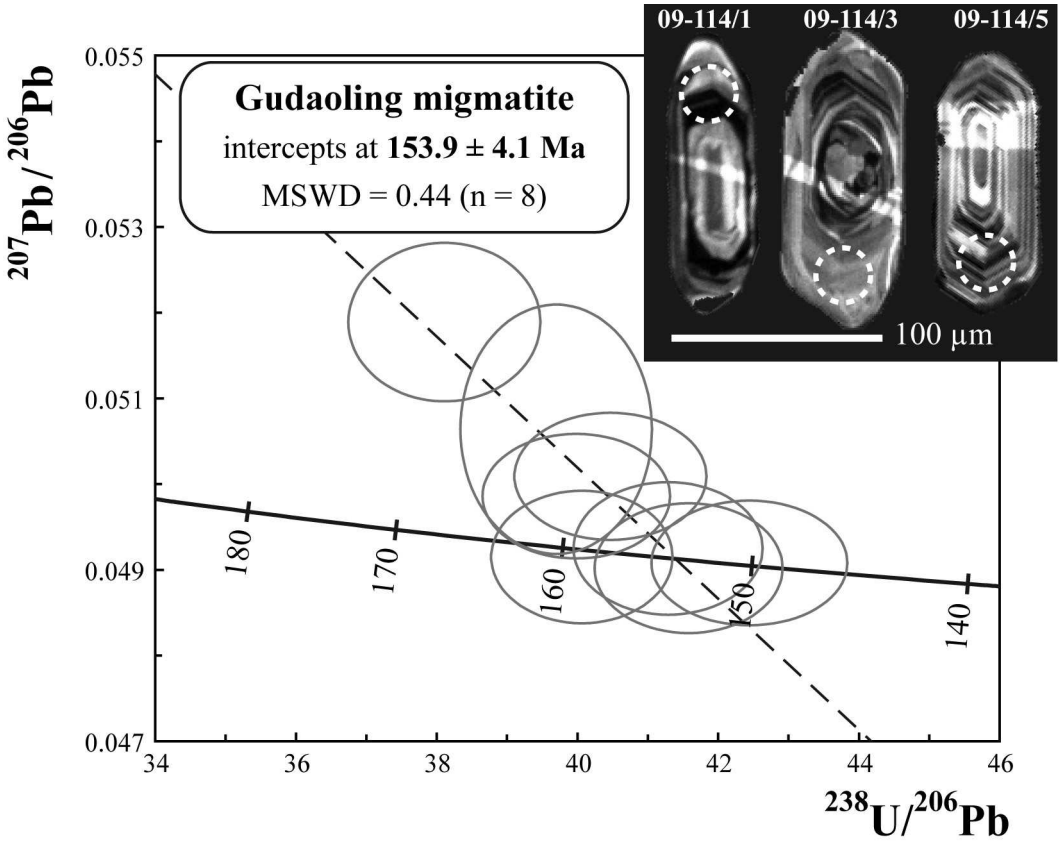


Figure 4.23: Tera and Wasserburg (1972) Concordia diagram for 09-114 sample. Examples of CL images of zircon are shown with location of analytical points. The diameter of ablation pit is ca. 30 µm. Data-point error ellipses are plotted as 2σ.

Spot Analysis	**Isotopic ratios**								**Isotopic ages**
	$^{238}U/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$
09-114/2	39.9840	0.8793	0.0499	0.0005	0.1720	0.0034	0.0250	0.0006	159 ± 3
09-114/3	40.4694	0.9008	0.0501	0.0005	0.1707	0.0035	0.0247	0.0006	157 ± 3
09-114/4	38.1098	0.9005	0.0519	0.0006	0.1878	0.0050	0.0262	0.0006	167 ± 4
09-114/7	42.4448	0.9188	0.0491	0.0005	0.1595	0.0027	0.0236	0.0005	150 ± 3
09-114/8	39.6983	0.8983	0.0506	0.0010	0.1759	0.0059	0.0252	0.0006	160 ± 4
09-114/11	41.5800	0.8817	0.0490	0.0005	0.1626	0.0024	0.0241	0.0005	153 ± 3
09-114/16	41.2882	0.8865	0.0493	0.0005	0.1644	0.0025	0.0242	0.0005	154 ± 3
09-114/17	40.0641	0.8507	0.0492	0.0005	0.1691	0.0024	0.0250	0.0005	159 ± 3

Table 4.7: (Q)-ICP-MS U/Pb zircon data for migmatite from the Gudaoling dome.

6.2. Age of crustal melting illustrated by migmatites U/Pb on zircon datation

Sample 09-114 is a leucosome of migmatites essentially composed of quartz and feldspar with a few amount of biotite (**Fig. 4.12c**). Rock is slightly oriented as shown by faint foliation defined by biotite. The analysed zircons constitute a homogeneous population of grains >100µm in length (**Fig. 4.23**). According to the typology proposed by Pupin (1980), zircons are characteristic of high temperatures with a rather prismatic habit (between 750-900°C). Eight analyses are homogeneous in age after $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{238}U$ ratios and common Pb corrections with GLITTER and method according to Andersen (2002), respectively. These spot analyses yield a mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 153.9 ± 4.1 Ma (**Fig. 4.23 ; Table 4.7**) that we interpret as the age of migmatite leucosome emplacement. This age is coherent with the U/Pb on zircon age calculated by Wu et al. (2005b) at 157 ± 3 Ma for migmatites located on the dome eastern border. As a result, the age of migmatites located in the Gudaoling dome centre should be revised to Late Jurassic. Consequently, a coeval crustal melting occurred in Late Jurassic (154-157 Ma) on the both dome eastern border and centre.

7. Discussion

7.1. Ductile, brittle and magnetic fabrics: implications for the bulk geometry of studied Late Mesozoic extensional structures

7.1.1. The Gudaoling MCC

L'étude de la déformation finie a permis de mettre en évidence que le massif du Gudaoling est un dôme de foliation, présentant des linéations minérales et d'étirement avec directions constantes orientées N90-120E. La déformation ductile est de plus en plus importante en allant du centre du dôme vers sa bordure est. La bordure est caractérisée par une zone fortement déformée avec des roches mylonitiques à ultra-mylonitiques, et peut être considérée comme un détachement majeur séparant une unité inférieure composée de roches granitiques et migmatitiques, d'une unité supérieure constituée par les roches du Précambrien, du Paléozoïque, et du bassin du Crétacé de Wanfu. Ce détachement a une cinématique du haut vers l'est.

Le bassin de Wanfu se développe sur le toit du détachement majeur et se compose de roches volcano-sédimentaires (grès, conglomérats, argilites, andésites, brèche volcaniques) datées du Crétacé. De nombreuses failles normales fragiles ont aussi été observées dans tout le bassin, avec des directions de stries homoaxiales des directions des linéations d'étirement mesurées dans le dôme. Une zone de brèches tectoniques entre le détachement majeur et le

bassin a été observée avec une cinématique vers l'est identique à celle déterminée pour les fabriques ductiles. Le bassin de Wanfu semble s'être développé en même temps que le détachement majeur. Autrement dit, le bassin est syntectonique du détachement majeur. A l'échelle du massif du Gudaoling, l'étude microtectonique a révélée une direction moyenne des paléocontraintes parallèle aux directions des linéations d'étirement. Il semble qu'un continuum fragile-ductile puisse être mis en évidence.

Lorsque les roches granitiques ne présentaient pas d'orientation visible à l'œil nu (à l'ouest et au centre du massif du Gudaoling), l'étude ASM a permis d'accéder aux fabriques planaires et linéaires de ces roches. Les foliations magnétiques de cette étude corroborent le fait que le massif du Gudaoling est un dôme de foliation. Des sous-dômes ont également été mis en évidence grâce à l'ASM. Il est possible de caractériser deux familles de linéations magnétiques : (1) une globalement orientée E-W à NW-SE compatible avec les linéations minérales et d'étirement et avec l'évènement extensif en Asie de l'Est, (2) une famille orientée N-S étant située dans le long de l'axe du dôme.

Le massif du Gudaoling est un dôme de foliation composé de roches granitiques et migmatitiques constituant une unité inférieure séparée d'une unité supérieure de plus bas degré, par un détachement majeur à cinématiques vers l'est. Le détachement sur la bordure orientale du dôme présente une superposition complexe de structures ductiles et fragiles, et au toit duquel se développe un bassin syntectonique (celui de Wanfu). Ces caractéristiques correspondent aux descriptions faites des dômes extensifs présents dans la région du basin &Tage ou en Mer Egée (ex. Davis et Coney, 1979 ; Crittenden, 1980 ; Lister et Davis, 1989 ; Lister et al., 1984 ; Gautier et al., 1993). Le dôme du Gudaoling peut être défini comme un dôme extensif (ou MCC) exhumé sous un détachement majeur, le « Gudaoling detachment fault » (GDF).

7.1.2. The Yinmawanshan synkinematic pluton

Le massif du Yinmawanshan est uniquement composé de roches granitiques et aucune roche migmatite n'a été observée. Le pluton est totalement isotrope d'un point de vue macroscopique dans ses parties centrale et occidentale, ce qui est confirmé par les microstructures magmatiques. La déformation augmente progressivement de l'ouest vers l'est avec le développement d'une foliation de mieux en mieux marquée et de structures S/C dont les angles diminuent de plus en plus vers l'est. Toute la bordure orientale du pluton est marquée par la présence de mylonites associées à des linéations d'étirement orientées E-W et

à une cinématique du haut vers l'est. Il est à noter que les orientations des linéations d'étirement sont compatibles avec celles mesurées le long du détachement majeur du dôme extensif du Gudaoling.

La bordure est du pluton est aussi marquée par une déformation fragile, caractérisée par des brèches à clastes de mylonites et de granite déformé, qui vient se superposer sur les structures ductiles. L'étude de la fracturation a permis de mettre en évidence une direction des paléocontraintes orientée E-W, ce qui est compatible avec les directions des linéations d'étirement relevées le long des bordures orientales du dôme extensif du Gudaoling et du pluton de Yinmawanshan.

Les foliations magnétiques s'organisent de façon concentrique, plus ou moins parallèles aux bordures du pluton. Une direction préférentielle globalement orientée E-W est caractérisée par des linéations magnétiques à faible pendage dans la partie est du pluton, ce qui est cohérent avec les directions des linéations d'étirement. A l'ouest du pluton, les linéations sont caractérisées par des directions plus variables. L'orientation des linéations magnétiques est progressive et devient de mieux en mieux réglée en s'approchant de la bordure est du pluton. La dispersion des directions des linéations magnétiques à l'ouest correspond à des microstructures magmatiques, alors que la direction globale E-W à l'est du pluton correspond à des microstructures issues d'une déformation plus ou moins intense à l'état solide. Il semble donc que le magma lors de sa cristallisation ait été progressivement soumis à des contraintes de plus en plus importantes d'ouest en est.

La zone de cisaillement située sur la bordure orientale du pluton de Yinmawanshan est dans le prolongement direct du détachement majeur du dôme extensif du Gudaoling. Les linéations d'étirement, ainsi que les linéations magnétiques sont cohérentes entre les deux massifs. Le pluton de Yinmawanshan est progressivement déformé vers l'est avec la présence de structures S/C typiques d'une mise en place d'un pluton syntectonique (Berthé et al., 1979). Le pluton de Yinmawanshan peut alors être interprété comme un pluton syncinématique mis en place sous le prolongement méridional du détachement majeur du dôme extensif du Gudaoling.

7.2. Timing and tectonic history of the Gudaoling MCC and Yinmawanshan pluton

Le premier évènement dans la zone d'étude est un épisode de fusion partielle qui prend place à partir du Jurassique supérieur (154-157 Ma) avec la formation de migmatites (**Fig. 4.24**). Ces migmatites qui étaient auparavant considérées comme d'âge Protérozoïque sont en réalité âgées du Jurassique supérieur (Wu et al., 2005b et cette étude). Les migmatites sont ensuite recoupées par de nombreux granitoïdes (1-diorite, 2-granodiorite, 3-monzogranite) au sein du dôme du Gudaoling entre 127 et 118 Ma (**Fig. 4.24 ;** Yang et al., 2007a). Les roches migmatitiques et granitiques présentent des linéations d'étirement orientées N90-120E, ce qui suppose que les deux types de roches sont probablement affectées par le même évènement extensif. Les récentes datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ menées sur des biotite issues des mylonites du détachement majeur du dôme du Gudaoling ont donné un âge de 113-114 Ma (**Fig. 4.24** ; Yang et al., 2008). Le pluton de Yinmawanshan, dont les roches granitiques sont plus ou moins synchrones (129-122 Ma) de celles du dôme du Gudaoling, recoupe le dôme sur sa partie sud et est déformé le long de sa bordure est alors qu'il cristallise. Le pluton se met en place sous le prolongement méridional du détachement majeur du dôme extensif du Gudaoling. Les âges de fusion partielle et d'exhumation du dôme du Gudaoling sont compatibles avec ceux du dôme extensif du Sud Liaodong (**Fig. 4.24**).

De plus, le dôme extensif du Gudaoling et le pluton syncinématique de Yinmawanshan sont entourés par des granites datés du Crétacé inférieur qui s'avèrent totalement isotropes et avec des relations intrusives avec les roches encaissantes. Ainsi, pour une même zone géographique et un même instant, des dômes extensifs sont exhumés (Sud Liaodong et le Gudaoling), un pluton syncinématique (Yinmawanshan) et des plutons totalement isotropes se mettent en place dans la croûte. Ces observations démontrent qu'il existe une forte localisation de la déformation dans la croûte pour cette zone d'étude.

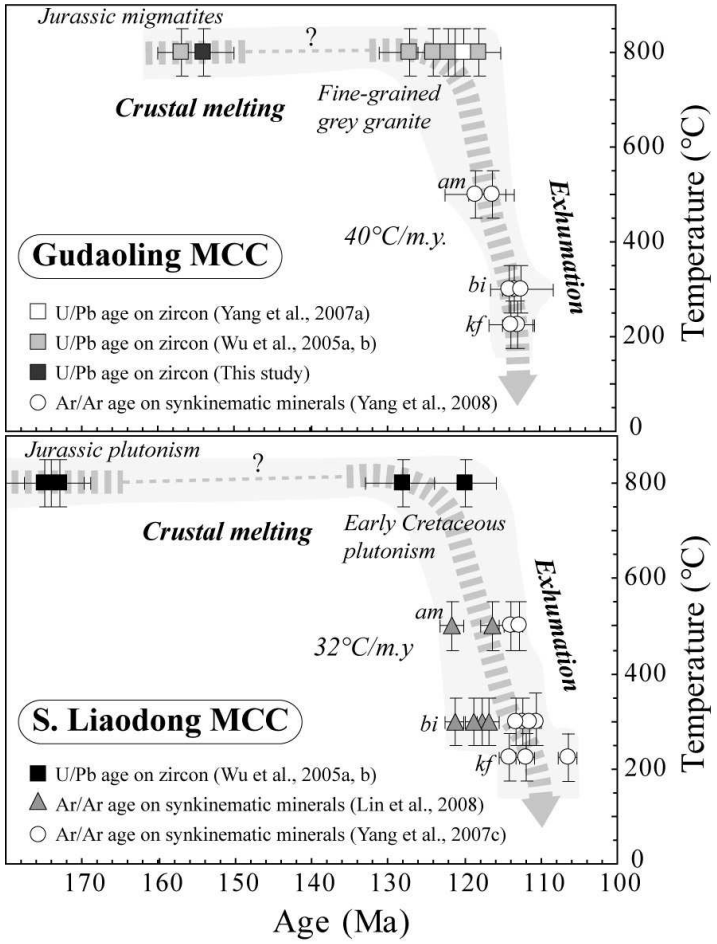


Figure 4.24: Reconstructed cooling histories of both South Liaodong and Gudaoling MCCs, combining Ar/Ar on synkinematic minerals and U/Pb on zircon datations. am: hornblende, bi: biotite, kf: potassic feldspar.

7.3. Crustal melting and extensional rate: enhancement of MCCs formation and exhumation

Les relations entre le magmatisme et le développement des dômes extensifs sont rarement discutées et n'apparaissent que dans peu d'études (ex. Buck, 1991 ; Corti et al., 2003 ; Tirel et al., 2008 ; Rey et al., 2009a, b). Le magmatisme est d'ailleurs souvent invoqué comme un facteur important favorisant l'étirement de la lithosphère. Il favorise la fusion partielle de la croûte, ramollissant la lithosphère et permettant la localisation de la déformation. Un apport de chaleur à la base de la croûte permet d'initier un fluage de la matière tout en maintenant un Moho plat lors de l'exhumation des dômes extensifs (ex. Block and Royden, 1990 ; Buck, 1991 ; Ranalli, 1997 ; Tirel et al., 2008). En Chine du Nord, l'amincissement de la lithosphère mis en évidence par l'étude de la tomographie sismique et des enclaves mantelliques a pu conduire à une remontée significative des isogrades. En considérant une valeur d'isograde égale à 1200-1300°C à la base d'une lithosphère continentale d'épaisseur normale (~120 km), on peut alors supposer retrouver de telles conditions de température à la base de la lithosphère amincie (~60 km sous le

Liaodong actuellement ; Chen et al., 2008 ; Chen, 2010) en Chine du Nord, favorisant la fusion partielle de la croûte et le fluage des matériaux de la croûte moyenne à inférieur vers des niveaux plus superficiels, le tout dans un contexte extensif, amenant à l'exhumation de dômes extensifs et à la mise en place de plutons cisaillés.

L'autre paramètre essentiel lors de la formation et de l'exhumation de dômes extensifs est la vitesse de déformation. Les récents modèles numériques de Rey et al. (2009a, b) ont permis de caractériser des dômes extensifs dits « lents » et « rapides » selon la vitesse de déformation et le taux de fusion partielle de la croûte. En effet, les dômes rapides (quelques millions d'années) se caractérisent par une extension rapide et localisée (de l'ordre du cm/an), un cœur migmatitique faiblement déformé, une décompression isotherme, une cristallisation à faible pression et un fort gradient géothermique (~35-65°C/km). Les dômes lents (quelques dizaines de millions d'années) se caractérisent par un cœur migmatitique déformé à l'état solide et ayant cristallisé à plus haute pression (i.e. >600 MPa) et un gradient géothermique faible (~20-35°C/km). Des cas naturels ont été cités par Rey et al. (2009a, b) pour illustrer ces notions de dômes « rapides » et « lents »: le dôme extensif du Shuswap est considéré comme un dôme « rapide » et celui du Rudy-East Humboldt comme un dôme « lent », mais ayant eu des phases plus rapides.

Pour le dôme extensif du Gudaoling, une phase précoce de fusion partielle (migmatites datées du Jurassique supérieur, à 154-157 Ma) aurait pu initier le ramollissement de la croûte, et favoriser la mis en place des nombreux granites du dôme au Crétacé inférieur (127-118 Ma). Il est à noter que les migmatites (154-157 Ma) montrent des microstructures de déformation à l'état solide beaucoup plus développées que dans les granites plus tardifs (124-118 Ma). Il est alors possible d'invoquer une phase de dôme « lent » du Jurassique supérieur (154-157 Ma) jusqu'à la mise en place des diorites au cœur du dôme (127 Ma), puis une phase de dôme « rapide » amenant à l'exhumation du dôme extensif du Gudaoling synchrone de la mise en place des granodiorites et du monzogranite gris fin (127-118 Ma jusqu'à 113-114 Ma ; **Fig. 4.24**).

7.4. Relations between South Liaodong and Gudaoling MCCs: geodynamic implications

La Péninsule du Liaodong présente de nombreuses structures extensives liées à l'évènement extensif de la même période (dôme extensif du Sid Liaodong ; Liu et al. (2005) ; Lin et al. (2008) ; pluton syncinématique de Laohushan ; Lin et al., 2007 ; des bassins sédimentaires du Crétacé structurés en demi-grabens comme celui de Wafangdian associé au dôme extensif du Sud Liaodong). Cette étude révèle l'existence d'autres structures extensives : (1) le dôme extensif du Gudaoling associé au demi-graben de Wanfu, et (2) le pluton syncinématique de Yinmawanshan. La formation de ces structures est synchrone à l'exhumation du dôme extensif du Sud Liaodong situé au sud de la zone étudiée. Le dôme extensif du Sud Liaodong a été interprété comme une structure accommodant la rotation horaire (~20°) du bloc Est Liaoning-Corée par rapport au bloc Chine du Nord au Crétacé (Lin et al., 2003 ; Liu et al., 2005). En compilant sur une carte (**Fig. 4.25**) la répartition des dômes extensifs du Sud Liaodong et du Gudaoling, ainsi que le pluton syncinématique du Yinmawanshan, on peut caractériser la présence d'une « bande » orientée NNE pour sa partie sud, et N-S pour sa partie nord, d'une largeur d'environ 20 à 40 km et d'une longueur d'environ 100 km où l'exhumation de roches de la croûte moyenne à inférieure prend place au Crétacé inférieur (127-110 Ma). Les dômes extensifs sont les marqueurs d'une extension importante subie par la croûte. La présence de plutons syncinématiques montre également une extension crustale, néanmoins plus faible comparée aux dômes extensifs. De plus, de nombreux plutons isotropes, intrusifs dans leur encaissant, marquent l'absence d'une déformation significative au sein de la croûte. Il est alors envisageable de considérer la péninsule du Liaodong comme une région fortement étirée, mais dont la déformation crustale est fortement localisée comme en témoigne la coexistence dans le temps et dans l'espace de structures n'impliquant absolument pas la même quantité d'extension subie par la croûte (dômes extensifs *vs.* plutons cisaillés ou isotropes ; ***article 1***). Le moteur de l'extension continentale en Asie de l'Est fait l'objet de vives discussions au sein de la communauté scientifique (ex. Ren et al., 2002 ; Meng, 2003 ; Lin et Wang, 2006 ; Zhai et al., 2007). De nombreux modèles ont été proposés pour tenter d'expliquer le moteur de l'extension. Ces considérations vont bien au-delà de cette étude, et il serait prématuré de vouloir tirer des conclusions à partir de l'échelle de travail de cette étude.

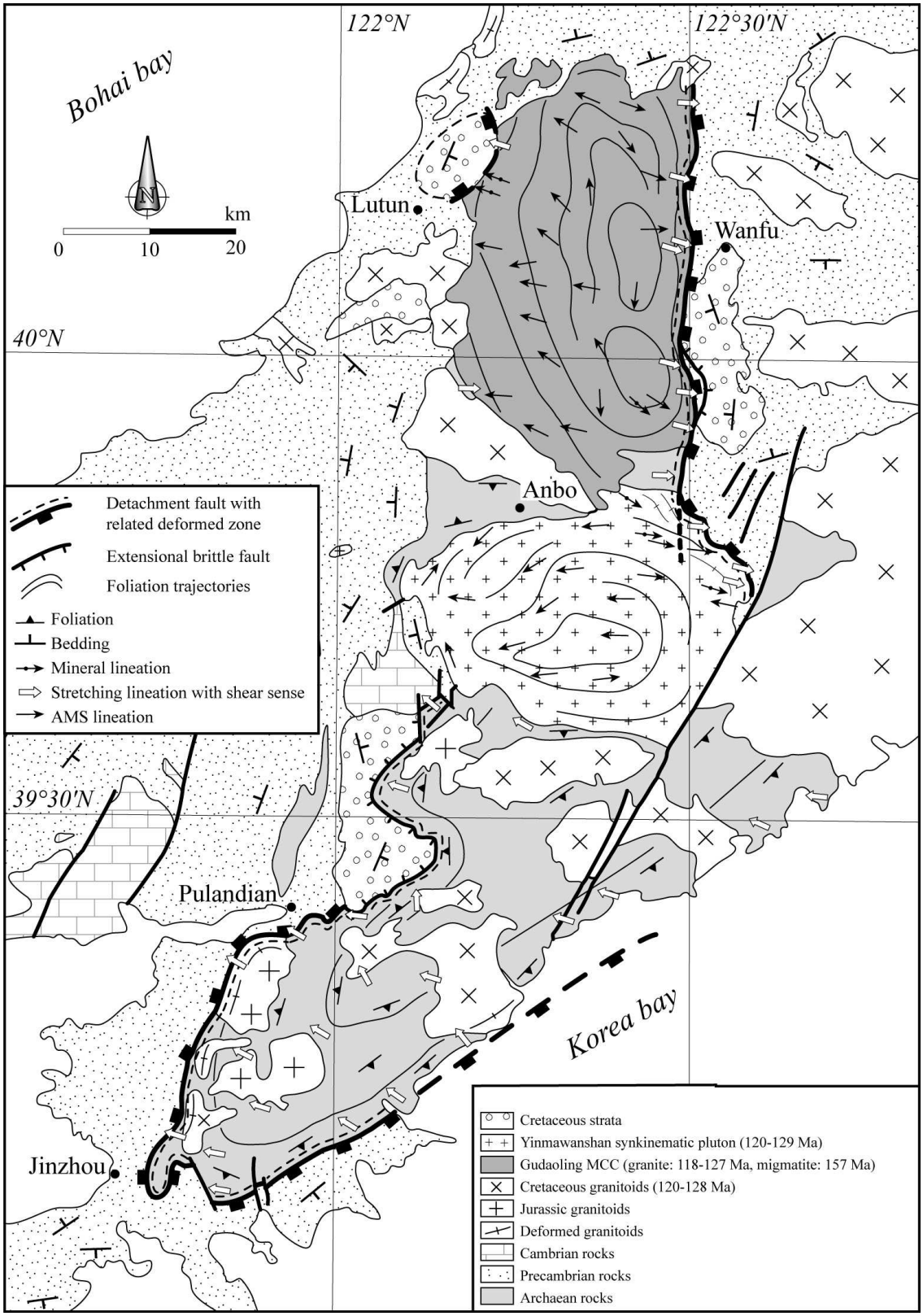


Figure 4.25: Reconstructed cooling histories of both South Liaodong and Gudaoling MCCs, combining Ar/Ar on synkinematic minerals and U/Pb on zircon datations. am: hornblende, bi: biotite, kf: potassic feldspar.

8. Conclusions

> Le massif du Gudaoling est un dôme extensif à l'histoire complexe, commençant par un épisode de fusion partielle de la croûte amenant à la formation de migmatites au Jurassique supérieure (157-154 Ma) pendant une phase de « dôme lent », puis exhumé au Crétacé inférieur (127-113 Ma) sous un détachement majeur (GDF) ayant un pendage et une cinématique vers l'est, pendant une phase de « dôme rapide ».

> Le massif du Yinmawanshan est un pluton syncinématique mis en place au Crétacé inférieur (129-113 Ma) et sous la terminaison méridionale du détachement majeur du dôme extensif du Gudaoling.

> Il est possible d'invoquer deux phases : (1) une phase de dôme « lent » pendant l'épisode de fusion partielle au Jurassique supérieur (de 157 à 127 Ma), et (2) une phase de dôme « rapide » lors de l'exhumation du dôme extensif du Gudaoling sous le détachement majeur au Crétacé inférieur (entre 127 et 113 Ma).

> La péninsule du Liaodong est un important lieu d'exhumation de roches de la croûte inférieure à moyenne (dômes extensifs du Sud Liaodong et du Gudaoling). L'exhumation de ces dômes extensifs semblent accommoder la rotation horaire (~20°) du bloc Est Liaoning-Corée par rapport au bloc Chine du Nord.

9. Acknowledgments

This study benefited from a grant in the frame of the French national "Failles-Fluides-Flux" project supported by the INSU-CNRS. The field work was financed by the Chinese National 973 Project n°2009CB825008. The first author also benefited a scholarship grant from the French Minister of Education and Research. Pr. F.Y. Wu (IGGCAS) is thanked for U/Pb datation in his geochronology laboratory. Mr. F. Choulet (ISTO) is greatly thanked for his help for U/Pb datation measurements at Beijing. We present our special thanks to Mr. K. Chen (IGGCAS-Université d'Orléans), Mr. J. Wang (IGGCAS) and Mr. Y. Chu (IGGCAS) for their supports on the field during AMS sampling. Mrs. P. Benoist (ISTO) is also acknowledged for mineral separation.

References (Voir Références)

3. La Chaîne du Yanshan : résultats préliminaires (géologie structurale et ASM)

3.1. Massifs étudiés

La Chaîne du Yanshan constitue la troisième zone d'étude de l'extension continentale au Mésozoïque en Chine du Nord. Trois massifs granitiques ont été étudiés du point de vue de leur structure : les massifs de (1) Dahaituo, (2) de Badaling et (3) de Xuejiashiliang (**Fig. 4.26**). L'étude structurale a montré que les roches granitiques dans les trois massifs ne montraient pas de déformation visible à l'œil nu. C'est pourquoi pour accéder aux fabriques planaires et linéaires non visibles d'un point de vue macroscopique, une étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) a été menée dans chacun des trois massifs granitiques ; les résultats préliminaires sont exposés ci-dessous.

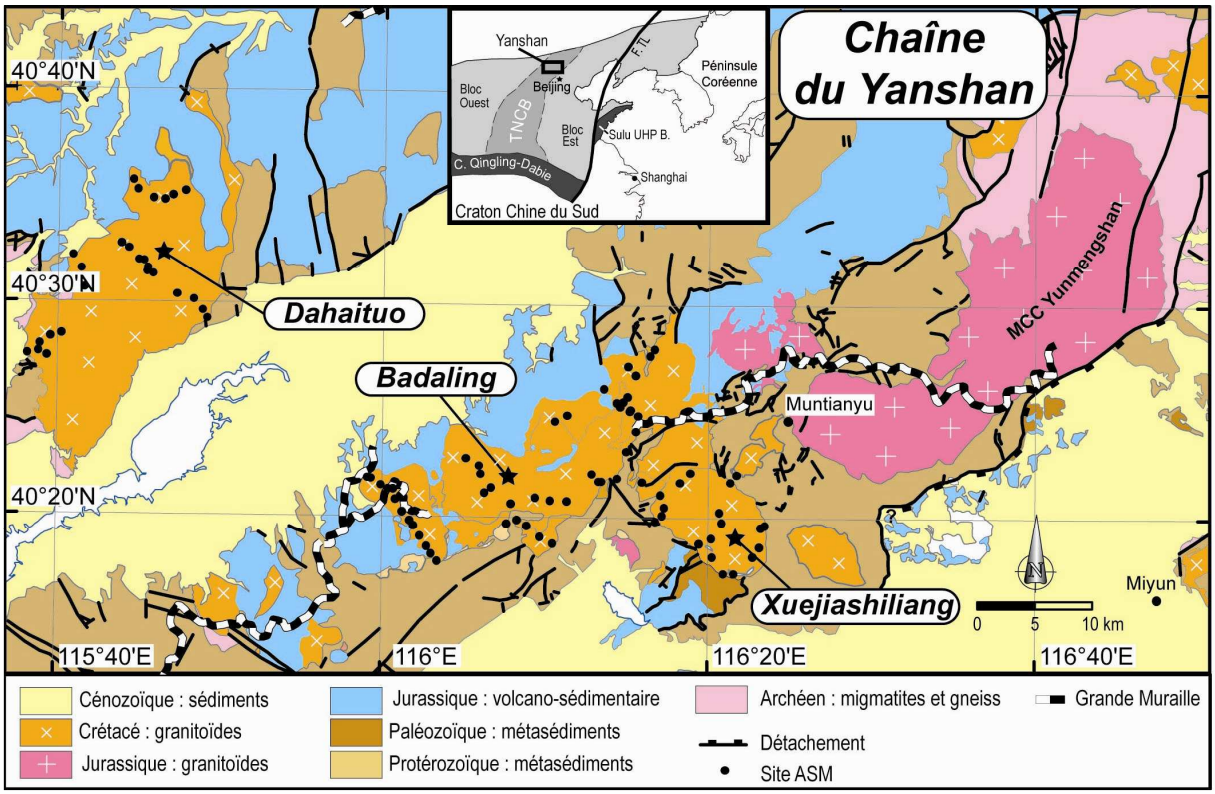


Figure 4.26 : Carte de localisation des massifs granitiques étudiés dans la Chaîne du Yanshan.

3.1.1. Les plutons de Badaling et de Xuejiashiliang

Les massifs de Badaling et de Xuejiashiliang d'une superficie respective d'environ 250 et 65 km², sont essentiellement constitués de monzonite, syénite et granodiorite rappelant les roches du massif de Dahaituo, à texture porphyrique. Des roches basiques (gabbro et monzogabbro) ont été décrites dans le massif de Xuejiashiliang (Su et al., 2007). Les datations des roches granodioritiques et basiques de ce massif (entre 128.8 et 123.7 Ma par la méthode U/Pb sur zircon) montrent qu'il y a eu la coexistence de magmas acides et basiques issus de la

fusion partielle de la croûte et du manteau supérieur (Su et al., 2007). Le massif de Badaling est daté par la méthode K/Ar sur biotite entre 126 et 129 Ma ce qui signifie que ce massif est contemporain du massif de Xuejiashiliang (Wu et al., 2000b). La géochimie des deux massifs montrent que les roches sont issues de la fusion partielle de la croute associée à une contamination du manteau supérieur (Chen et al., 2007 ; Deng et al., 2007). Les massifs de Badaling et de Xuejiashiliang semblent intrusifs dans les roches volcaniques datées du Jurassique et les roches métasédimentaires datées du Néoprotérozoïque.

3.1.2. Le pluton de Dahaituo

Le massif de Dahaituo, d'une superficie d'environ 250 km² est orienté approximativement N20. Il est composé essentiellement par une granodiorite à texture porphyrique en tout point identique au faciès de la granodiorite des plutons du Crétacé inférieur de Haiyang et Weideshan dans la Péninsule du Jiaodong (***articles 4 et 5***). La roche est constituée de quartz, de feldspath potassique rose, de plagioclase, de biotite et d'amphibole. La granodiorite du massif de Dahaituo est datée au Crétacé inférieur par la méthode U/Pb sur zircon à 109 ± 2 Ma (Davis et al., 2001). La géochimie des granitoïdes du Crétacé inférieur de la région montre que ces roches sont issues de la fusion partielle de la croûte associée à une contamination du manteau lithosphérique, semblable aux granitoïdes du même âge dans la Péninsule du Jiaodong (Chen et al., 2007). Le massif de Dahaituo semble intrusif dans les terrains datés du Néoprotérozoïque et de l'Archéen, ainsi que dans les roches volcaniques datées du Jurassique (**Fig. 4.26**).

3.2. Etude structurale des massifs granitiques

3.2.1. Les plutons de Badaling et de Xuejiashiliang

L'étude structurale des massifs de Badaling et de Xuejiashiliang a également mis en évidence une absence totale de déformation macroscopique (**Fig. 4.27b**). Comme pour le pluton de Dahaituo, seules des textures magmatiques ont été observées. Même s'il existe de nombreuses variations de faciès pétrographiques, les deux massifs sont uniquement composés de roches granitiques. Les bordures des massifs sont des zones présentant de nombreux filons granitiques recoupant les roches encaissantes.

L'observation de lames minces au microscope optique n'a montré aucune évidence de déformation à l'état solide. Les grains sont pour la plupart automorphes (ex. biotite, feldspath,

amphibole) et leurs bordures ne sont ni lobées ni engrenées. Le quartz ne présente pas de texture en damier ni de développement important de sous-grains.

D'après ces premières observations de terrain, les massifs de Badaling et de Xuejiashiliang peuvent être considérés comme des plutons du Crétacé inférieur, montrant une relation intrusive avec les roches encaissantes et avec une totale absence de déformation visible.

3.2.2. Le pluton de Dahaituo

L'étude structurale a été menée au sein du massif mais également dans les roches encaissantes. L'observation de nombreux affleurements a montré une totale absence de déformation macroscopique excepté les témoins d'une déformation cassante. Parfois, il est possible d'observer des schlierens ou une légère orientation préférentielle de forme (OPF) soulignée par l'orientation des cristaux de feldspath potassique. Quelques plans striés ont néanmoins été remarqués mais recoupent une roche totalement et toujours isotrope. De plus, la granodiorite constitue la seule lithologie rencontrée dans le massif. Les zones de contact entre les roches granitiques et les roches encaissantes (marbres du Néoprotérozoïque, les roches volcano-sédimentaires du Jurassique, gneiss et migmatites de l'Archéen) voient le développement d'une auréole de contact faiblement développée. Le granite est légèrement orienté dans les quelques dizaines de centimètres sous le contact entre roches granitiques et roches encaissantes (ex. contact avec les marbres du Néoprotérozoïque ; **Fig. 4.27a**). De nombreux filons de granite recoupant les laves du Jurassique confirmant la relation intrusive du massif avec les roches environnantes.

Du point de vue microscopique, aucune déformation à l'état solide n'a été observée. Les grains de quartz ont une extinction ondulante mais ne présentent pas de texture en damier, et le développement de sous-grains reste très limité. Les biotites ont une extinction droite et ne sont pas plissées. Les feldspaths peuvent présenter des fissures, essentiellement liées à l'altération. Les joints de grains ne sont ni lobés ni engrenés.

Tout comme pour les plutons de Badaling et de Xuejiashiliang, le massif de Dahaituo ne présente aucune déformation visible et peut être considéré comme un simple pluton, intrusif dans les roches encaissantes.

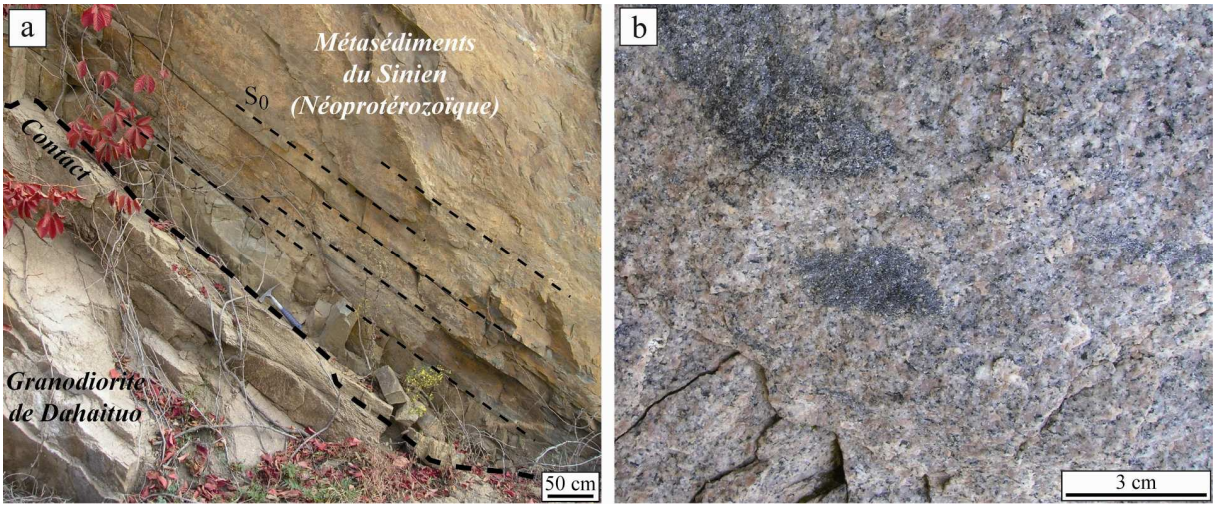


Figure 4.27 : Photographies d'affleurements dans les massifs granitiques de la Chaîne du Yanshan. (a) Contact entre le granite isotrope de Dahaituo et les couches métasédimentaire datées du Néoprotérozoïque (S_0 = stratification). (b) Texture isotrope du granite de Badaling, avec la présence d'enclaves.

3.3. Etude ASM des massifs granitiques

L'étude structurale pour chacun des massifs a montré une absence de déformation visible à l'œil nu. De plus, l'observation microscopique confirme le caractère isotrope des roches granitiques de ces plutons et démontre que la texture observée est totalement magmatique. Or, une roche granitique n'est jamais totalement isotrope, et l'utilisation de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) comme outil pétrostructural permettrait d'accéder aux fabriques planaires et linéaires pouvant être liées à la mise en place des plutons et/ou aux contraintes régionales (Bouchez, 1997, 2000).

3.3.1. Echantillonnage et protocole expérimental

Le protocole d'échantillonnage ainsi que les appareils de mesure utilisés pour l'étude de la minéralogie magnétique et la mesure de l'ASM sont détaillés dans l'Annexe 1. 241 carottes réparties sur 27 sites ont été prélevées pour le pluton de Dahaituo. Pour les deux autres massifs, un total de 408 carottes réparties sur 49 sites pour celui du Badaling et 192 carottes réparties sur 19 sites pour celui de Xuejiashiliang a été prélevé. Les différences entre les déclinaisons solaire et magnétique pour les plutons de Dahaituo, Badaling + Xuejiashiliang sont respectivement de -6,1° ± 1.9° et -6,4° ± 1.1°. Les corrections nécessaires ont été effectuées. Les mesures pour la minéralogie magnétique ont été faites à la fois à l'ISTO et à l'IPGP (site de St-Maur). Toutes les mesures ASM ont été effectuées à l'ISTO.

3.3.2. Minéralogie magnétique

Les mesures d'hystérésis ont montré la présence de minéraux ferromagnétiques en grande quantité dans chacun des granites étudiés (**Figs. 4.28a et 4.28b**). Les données d'aimantation rémanente isotherme montrent pour les échantillons des trois plutons une saturation avant 150 mT. Cela marque la présence de minéraux faiblement coercitifs tels que la magnétite. Les courbes de thermomagnétisme montrent pour la phase de chauffe une forte diminution de la valeur de susceptibilité magnétique pour un intervalle de température compris entre 570 et 590°C, typique du point de Curie de la magnétite (~585°C). Les valeurs moyennes de la susceptibilité magnétique volumique pour les plutons de Dahaituo, de Badaling et de Xuejiashiliang sont respectivement de 21300 x 10^{-6} SI, 25300 x 10^{-6} SI et 40600 x 10^{-6} SI, ce qui est caractéristique des granites ferromagnétiques (Bouchez, 1997, 2000). Enfin, des grains de magnétite ont été observés au microscope électronique avec des tailles de grains de plusieurs dizaines de microns. Sur la base du couplage des méthodes de détermination de la minéralogie magnétique, il semble que la magnétite multidomaine soit le principal minéral porteur de la susceptibilité magnétique dans les roches granitiques des trois massifs.

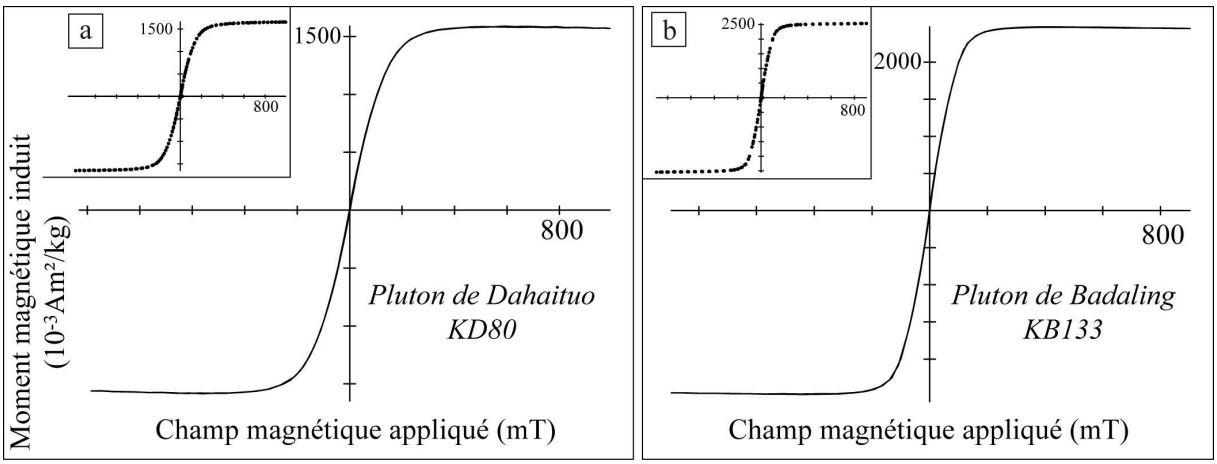


Figure 4.28 : Cycles d'hystérésis pour les granites de la Chaîne du Yanshan. La forme des courbes est caractéristique de la présence de minéraux ferromagnétiques.

3.3.3. Fabriques magnétiques

3.3.3.1. Plutons de Badaling et de Xuejiashiliang

Les sites d'étude de l'ASM avec une valeur du degré d'anisotropie corrigé P_J supérieur à 20% représentent respectivement 23% et 26%. Les valeurs moyennes de P_J pour les sites du pluton de Badaling et de Xuejiashiliang sont respectivement égales à 12% et 14%, indiquant que les roches granitiques étudiées n'ont probablement pas subi de déformation pendant l'acquisition de leur fabrique. Cette observation confirme l'absence de déformation à l'échelle

macroscopique et microscopique. La foliation magnétique est statiquement mieux définie que la linéation magnétique puisque 90% des sites ont une valeur moyenne du paramètre de forme T supérieure à 0. La moyenne de T pour tous les sites de mesure est égale à 0,418. Cependant, la linéation magnétique demeure bien définie d'un point de vue statistique puisque seulement 4 sites sur 27 ont un angle de confiance (α_{95}) supérieur à 20° pour l'axe K_1. Aucune relation statistique fiable n'a pu être établie entre le degré d'anisotropie corrigé P_J et le paramètre de forme T, ni avec la susceptibilité magnétique volumique moyenne K_m.

La distribution géographique des sites ASM, ainsi que les trajectoires de foliations et linéations magnétiques pour les plutons de Badaling et Xuejiashiliang sont présentées dans la **Fig. 4.29**. La couverture spatiale des deux plutons est suffisante pour pouvoir discuter des fabriques magnétiques. Il s'avère que les trajectoires de foliations magnétiques marquent bien la différenciation des deux plutons malgré leurs lithologies très similaires. En effet, le pluton de Xuejiashiliang est marqué par une organisation concentrique des trajectoires de foliation magnétiques qui en fait un pluton indépendant de celui du Badaling (**Fig. 4.29a**). La trop faible résolution des données gravimétriques en notre possession n'a pas permis de caractériser de zones d'alimentation ni de géométrie bien définie des plutons en profondeur. Les trajectoires de foliation pour le pluton de Badaling dessinent une forme elliptique orientée globalement NE-SW et dont la forme complète est masquée par les roches volcaniques du Jurassique et les métasédiments du Néoprotérozoïque au nord-ouest du pluton (**Fig. 4.29a**). Il est donc probable que le pluton de Badaling se prolonge en profondeur vers le nord-ouest sous les roches encaissantes. De plus, les données ASM ont permis également de mettre en évidence un pluton à l'extrémité sud-ouest du pluton de Badaling, marqué par une forme concentrique des trajectoires de foliations magnétiques (**Fig. 4.29a**). En ce qui concerne les linéations magnétiques, une orientation moyenne à N120 est remarquable dans le pluton de Xuejiashiliang (**Fig. 4.29b**). Les linéations magnétiques dans le pluton de Badaling sont globalement orientées nord-sud et subissent une déviation progressive au nord-est du massif pour s'orienter NE-SW (**Fig. 4.29b**). Le pluton situé au sud-ouest de celui de Badaling a des linéations qui sont généralement orientées WNW-ESE (**Fig. 4.29b**).

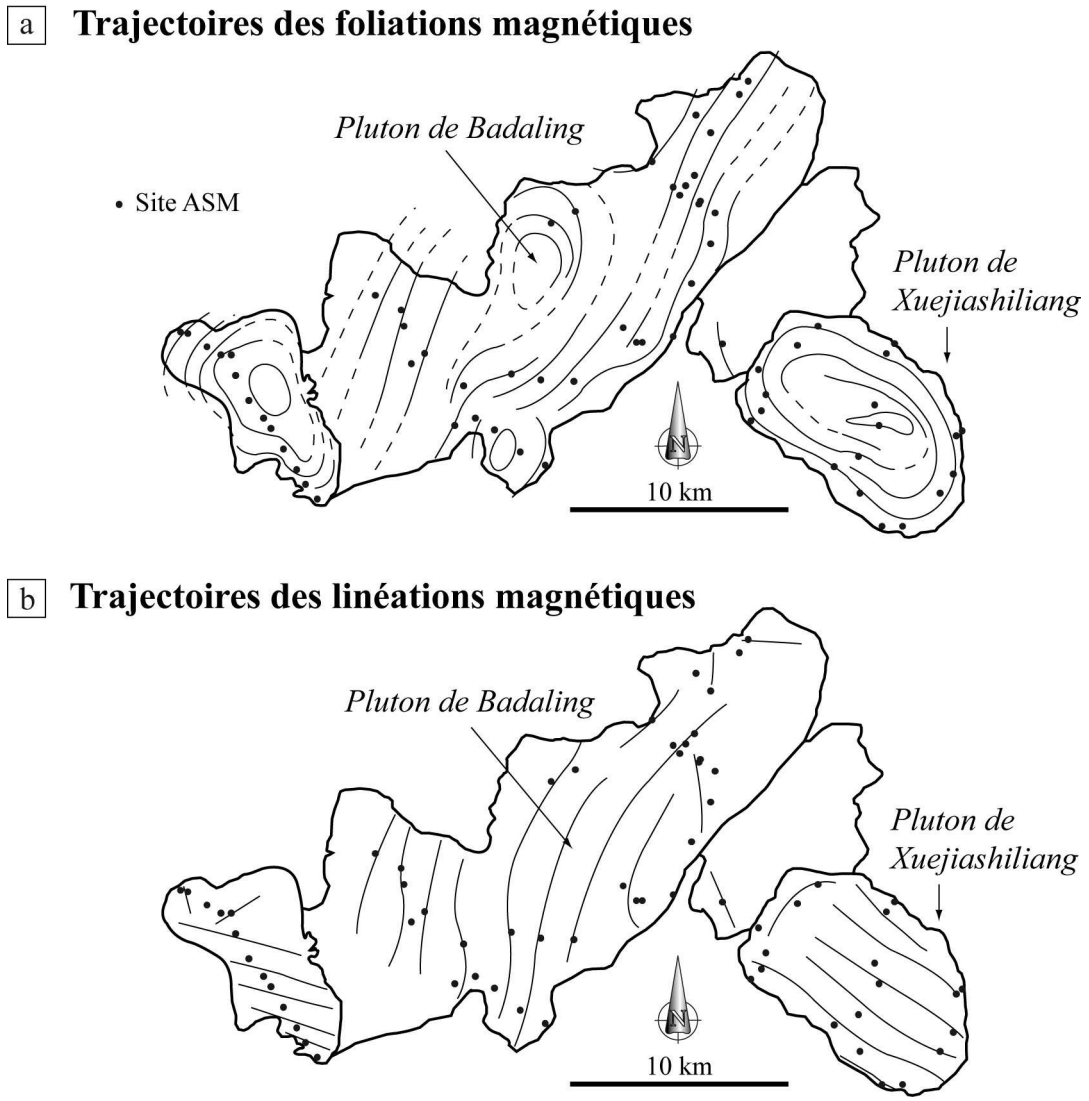


Figure 4.29 : Carte des fabriques magnétiques pour les plutons de Badaling et de Xuejiashiliang.

Pour résumer, les trois massifs étudiés dans la Chaîne du Yanshan permettent de caractériser une absence totale de déformation mise en évidence par une étude structurale à l'échelle macroscopique et microscopique. L'étude ASM confirme une absence de déformation d'ordre tectonique. Une interprétation plus poussée serait prématurée eu égard au stade de la présentation préliminaire de ces résultats.

3.3.3.2. Pluton de Dahaituo

Les sites d'étude de l'ASM pour le pluton de Dahaituo montrent des valeurs du degré d'anisotropie corrigé P_J uniquement inférieures à 20%. La valeur moyenne de P_J pour les sites du pluton est égale à 5%, indiquant que les roches granitiques étudiées n'ont probablement pas subi de déformation pendant l'acquisition de leur fabrique. Cette observation confirme l'absence de déformation à l'échelle macroscopique et microscopique. Pour les deux plutons,

la foliation magnétique est statiquement mieux définie que la linéation magnétique puisque 26% et 22% des sites respectifs de Badaling et de Xuejiashiliang ont une valeur moyenne du paramètre de forme T supérieure à 0. Les moyennes des valeurs de T pour les sites ASM des plutons de Badaling et de Xuejiashiliang sont respectivement égales à 0,221 et 0,405. La linéation magnétique demeure néanmoins bien définie d'un point de vue statistique puisque seulement 1 sites sur 49 pour le pluton de Badaling et 2 sites sur 19 pour celui de Xuejiashiliang ont un angle de confiance (α_{95}) supérieur à 20° pour l'axe K_1. Comme pour le pluton de Dahaituo, aucune relation statistique fiable n'a pu être établie entre le degré d'anisotropie corrigé P_J et le paramètre de forme T, ni avec la susceptibilité magnétique volumique moyenne K_m.

La distribution géographique des sites ASM, ainsi que les trajectoires de foliations et linéations magnétiques pour le pluton de Dahaituo sont présentées dans la **Fig. 4.30**. Bien que les sites d'échantillonnage ASM soient peu nombreux et distribués de façon peu homogène à l'échelle du pluton, il est possible de discuter certains éléments au moins de façon préliminaire. Les foliations magnétiques ont un fort pendage (entre 50 et 90°) proche des bordures du pluton, qui sont beaucoup plus modérés (entre 10 et 40°) au centre du pluton. Les trajectoires de foliation mettent en évidence une forme elliptique allongée selon le grand axe du massif granitique (**Fig. 30a**). Il est probable qu'une zone d'alimentation existe et soit centrée sur la partie centrale du pluton. Malheureusement, les données gravimétriques en notre possession n'ont pas la résolution suffisante (régionale) pour pouvoir étayer cette hypothèse. La distribution des sites ne permet pas de discuter ou de pouvoir interpréter les trajectoires des linéations magnétiques (**Fig. 4.30b**). En effet, les conditions d'affleurements difficiles (fort relief) et le manque d'accès routiers dans le sud du massif expliquent l'absence d'échantillonnage dans cette partie du pluton.

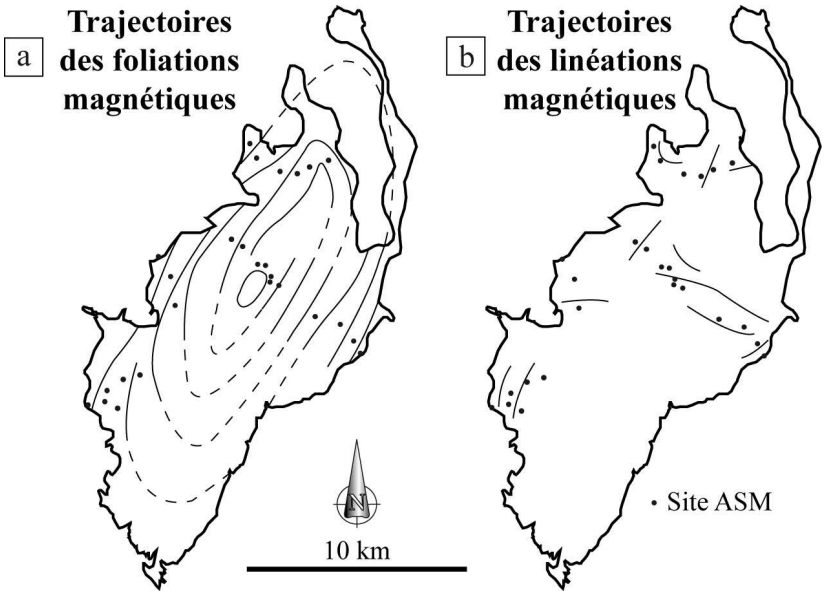
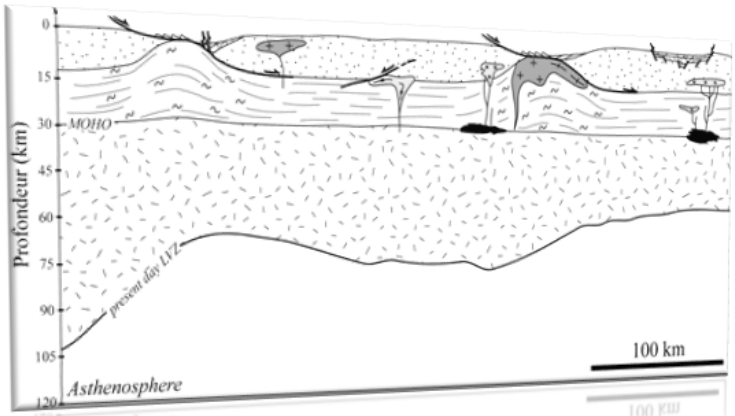


Figure 4.30 : Cartes des fabriques magnétiques pour le pluton de Dahaituo.

Chapitre 5

Etude de l'extension à l'échelle crustale

地壳尺度上的伸展研究



Paysage dans le massif de Haiyang, pluton isotrope du Crétacé inférieur (Province du Shandong).
Coupe à l'échelle crustale montrant le mode de déformation en « radeaux de croûte ».

Chapitre 5

Etude de l'extension à l'échelle crustale

1. RELATIONS ENTRE LES PICS DE MAGMATISME ET LES PICS D'EXTENSION 223

ARTICLE 3 223

1.1. Introduction 225

1.2. Geological setting 226

1.2.1. An overview 226

1.2.2. The Linglong MCC 226

1.2.3. The Guojialing synkinematic pluton 228

1.3. Sample description 228

1.4. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of extensional structures 229

1.5. Link between magmatism and extensional strain amount 231

1.6. Acknowledgments 232

References cited 232

2. MECANISMES D'EXTENSION CRUSTALE EN ASIE DE L'EST A LA FIN DU MESOZOÏQUE : EXEMPLE DES PENINSULES DU JIAODONG ET DU LIAODONG 233

ARTICLE 4 233

1. Introduction 235

2. Contexte géologique général des Péninsules du Jiaodong et du Liaodong 236

3. Les objets marqueurs de l'extension dans les deux péninsules 238

3.1. La Péninsule du Liaodong 238

3.2. Péninsule du Jiaodong 239

4. Etude pétrostructurale 243

4.1. Microstructure magmatique 243

4.2. Microstructure liée à une déformation faible à l'état solide 244

4.3. Microstructure liée à une déformation modérée à l'état solide 244

4.4. Microstructure liée à une déformation intense à l'état solide 245

4.5. Répartition spatiale des microstructures 247

4.5.1. Les plutons de Weideshan et Haiyang 247

4.5.2. Le MCC du Linglong, les plutons « pinkish-reddish » et de Luanjiahe, et le pluton syncinématique de Guojialing 247

5. Etude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) 250

5.1. Echantillonnage ASM 250

5.2. Mesures au laboratoire et analyse des directions 251

5.3. Minéralogie magnétique 251
5.3.1. Les plutons de Weideshan et de Haiyang 252
5.3.2. Le dôme extensif du Linglong 255
5.3.3. Le pluton syncinématique de Guojialing 255
5.3.4. Les plutons de Luanjiahe et « pinkish-reddish » 255
5.4. Fabriques magnétiques 256
5.4.1. Les plutons de Weideshan et Haiyang 256
5.4.2. Le dôme extensif du Linglong 264
5.4.3. Le pluton syncinématique de Guojialing 264
5.4.4. Les plutons de Luanjiahe et « pinkish-reddish » 266
7. Discussion 267
7.1. Modalités de l'extension de la croûte 267
7.1.1. Une croûte étirée de manière hétérogène dans le temps et dans l'espace 267
7.1.2. Une croûte étirée et boudinée « en radeaux » 268
7.2. Des dômes extensifs sans croûte épaissie ? 270
7.3. Estimation d'une vitesse de déformation selon une coupe à l'échelle de la croûte 271
7.3.1. Description de la coupe à l'échelle de la croûte 271
7.3.2. Estimation de l'amincissement crustal le long de la coupe 273
7.3.3. Estimation de la vitesse d'extension le long de la coupe 274
8. Conclusions 275
Références 276

1. Relations entre les pics de magmatisme et les pics d'extension

Article 3 : A soumettre à une revue internationale pour une note courte

Is there a link between Late Mesozoic magmatism pulses and periods of extension in eastern China?

Nicolas CHARLES and co-authors

1.1. Introduction

During Late Mesozoic times, eastern China has been marked by major crustal extension (e.g., Menzies et al., 1993; Ren et al., 2002), evidenced by the recognition of distributed half graben sedimentary basins, the widespread distribution of magmatic (both volcanic and plutonic) rocks (Wu et al., 2005a), and more scattered development of metamorphic core complexes (MCC; e.g., Webb et al., 1999; Liu et al., 2005). Precise timing of igneous activity were recently constrained by compilation of granitic rocks datations in eastern China, and lasted for a prolonged period of time 80-100 Ma, with a paroxysm at ~120-130 Ma, leading to consider a coeval intense lithospheric thinning (Wu et al., 2005a, b). However, the thinning of the continental lithosphere corresponds to upper mantle chemical and physical amendments as shown by xenoliths geochemistry and tomography, and does not necessarily correspond to stretching. Thus not any direct relationship can be established between lithospheric thinning and crustal extensional evidences in eastern China.

Besides, if extension processes can be favoured by widespread magmatism and partial melting (e.g., Coney and Harms, 1984), is there a temporal link between igneous peaks and periods of maximum stretching within the crust? Indeed, extensional strain amount undergone by the crust can be deduced by the nature of geological structures emplaced within. Thereby, MCC reveals a larger magnitude extensional strain (e.g., Davis and Coney, 1979) compared to deformed or not granitic pluton. Accurate dating of strained and isotropic rocks is thus crucial to decipher connection among plutonism activity peaks and extensional strain amount paroxysm.

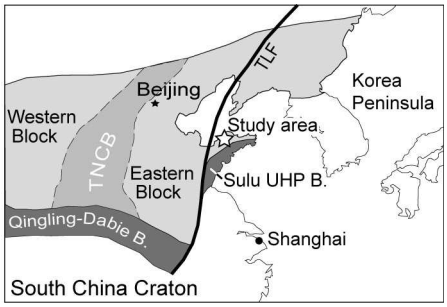


Figure 5.1: Tectonic sketch of eastern Asia with Jiaodong Peninsula location. TLF = Tan-Lu fault. TNCB=Trans-North China Belt.

In the western part of the Jiaodong Peninsula (NE China; **Fig. 5.1**), the occurrence of very different geological structures in terms of crustal extensional strain amount have been recently reported: the Late Jurassic-Early Cretaceous Linglong MCC, the Early Cretaceous Guojialing synkinematic pluton and late isotropic ones (**Fig. 5.2**; Charles et al., 2010). Nevertheless, timing of the Linglong MCC exhumation, the Guojialing synkinematic pluton emplacement and isotropic plutons intrusion is not well constrained. As a result, $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings on mylonitic and unstrained rocks have been performed, which allows discussing temporal connection between magmatic pulses and periods of maximum extension induced by such different crustal structures in eastern China during Late Mesozoic extensional setting.

1.2. Geological setting

1.2.1. An overview

The Jiaodong Peninsula is located along the southeastern margin of the North China Craton (NCC), at the western margin of the Pacific Plate and bounded by the NNE-trending Tan-Lu fault to the west, and by the Dabie-Sulu ultrahigh-*P* metamorphic zone to the south (**Fig. 5.1**). The Jiaodong Peninsula consists of supracrustal rocks comprising metamorphosed Precambrian sequences and a Late Mesozoic cover, volcanic and plutonic rocks (SBGMR, 1991). Precambrian units comprise Late Archean high-grade rocks overlain by Paleo- to Neoproterozoic mafic to felsic volcanic and sedimentary rocks. Those latter experienced various tectono-metamorphic events, as an important ductile deformation associated with Early Triassic compressive and Late Triassic extensive stages, in blueschist and amphibolite facies, respectively (see Faure et al., 2003 for details). Otherwise, Late Mesozoic period is characterized by the occurrence of important magmatism with two pulses at ~160-150 and ~130-115 Ma (Wang et al., 1998), infilling of half-grabens and genesis of giant gold deposits. In the western part of the Jiaodong Peninsula, crustal evidences for a Late Jurassic-Early Cretaceous extensional setting have been described: (1) the Linglong MCC and (2) the Guojialing synkinematic pluton (Charles et al., 2010).

1.2.2. The Linglong MCC

The occurrence of the Linglong MCC exhumed below a north-trending detachment fault associated with a top-to-SE shearing and reflecting a strong crustal stretching ("LL" on **Fig. 5.2**) has been recently reported (Charles et al., 2010). Dome core consists of migmatite

and Late Jurassic monzogranite (U/Pb on zircon ages: 160-150 Ma) exhibiting isotropic or weakly oriented fabric. Strain increases dramatically close to the eastern dome border over a thickness of ~4 km with a ~0.5 to 1.0 km-thick section of mylonite and ultramylonite defining the Linglong detachment fault (LDF). Mylonitic foliation dips southeastwardly associated with low-angle plunging stretching lineations. Shear sense in footwall rocks is universally top-to-SE as shown by feldspar σ and δ clasts and shear bands (**Fig. 5.2**). Brittle deformation is evidenced by breccia, cataclastic rocks and high-angle normal faults which overprint ductile fabrics. Fault-slip data were collected from the footwall granitic and migmatitic rocks. Principal stress directions computed for the normal faults data set indicate that deformation is associated with a subhorizontal N118 extension (**Fig. 5.2**). Up to now, MCC exhumation is supposed to occur between 150 and 130 Ma since LDF is cross-cut to the north by the Guojialing synkinematic pluton whose age have been settled to 130-126 Ma (U/Pb on zircon; Wang et al., 1998; Charles et al., 2010). Nevertheless, precise geochronological constraints of the Linglong MCC exhumation below the LDF and overprinting brittle deformation are still lacking. As a result, we have performed $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings on muscovites issued from footwall mylonitic rocks and from brittle faulting of the LDF.

Furthermore, the Linglong MCC is intruded by pinkish-reddish granodioritic plutons ("PRG" on **Fig. 5.2**) which are totally isotropic. Absolute age of those plutons is still unknown which impedes a precise temporal link comprehension between isotropic and mylonitic rocks. Thus, $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings have been carried out on amphibole and biotite.

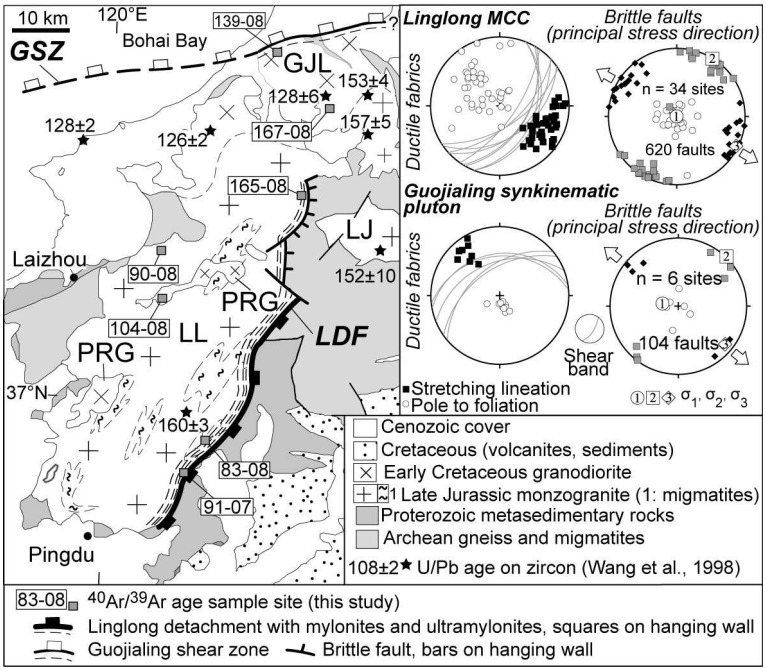


Figure 5.2: Geologic map of Linglong MCC (LL) exhumed below the Linglong detachment fault (LDF) cross-cut northward by the Guojialing synkinematic pluton (GJL) emplaced below the Guojialing shear zone (GSZ). Isotropic plutons are represented by pinkish-reddish granodiorite intruded into the Linglong MCC and by the Luanjiahe monzogranite (LJ).

1.2.3. The Guojialing synkinematic pluton

The Guojialing synkinematic pluton was intruded to the north into the Linglong MCC at around 130-126 Ma, below an E-W-trending intracrustal shear zone exhibiting a consistent top-to-the-NW shearing ("GJL" on **Fig. 5.2**). This pluton exclusively consists of porphyric granodiorite with isotropic or magmatically oriented rocks within its core. Moving to the north, granodioritic rocks progressively experienced a ductile shearing over a ~6 km-thick zone as shown by sigmoidal feldspar, C/S plane obliquities and occurrence of ~1-2 km-thick of mylonites defining the Guojialing shear zone (GSZ). Foliation dips shallowly northwest and stretching lineations show a consistent subhorizontal northwest plunge (**Fig. 5.2**). Shear sense is always top-to-the NW. Paleostress directions computed from superimposed normal brittle faults argue for a NW-SE subhorizontal extension (**Fig. 5.2**). The term of "synkinematic pluton" involved by decrease of C/S angles (Berthé et al., 1979) implies that pluton was deformed coevally to its emplacement, namely at 130-126 Ma even if precise age of the GSZ mylonites is still not settled. That is why this paper first provides precise $^{40}Ar/^{39}Ar$ datations on synkinematic minerals from isotropic rocks and mylonites of the GSZ to better temporally constrain the Guojialing synkinematic pluton emplacement.

1.3. Sample description

The most desirable method for determining the absolute age of extensional structures is to obtain direct dating of synkinematic fabrics, and high-precision dating of pre-kinematic and post-kinematic igneous rocks (e.g., House and Hodges, 1994). Ten samples were selected for study (**Fig. 5.2 and Table 5.1**): (1) and (2) pinkish-reddish granodiorite (104-08: biotite and amphibole), (3) and (4) isotropic Guojialing granodiorite (167-08: biotite and amphibole), (5) and (6) mylonites of the GSZ (139-08: biotite and amphibole), (7) isotropic monzogranite in the Linglong MCC (90-08: muscovite), (8) mylonites of the LDF (165-08: muscovite), (9) and (10) brittle fault planes of the LDF (91-07 and 83-08, muscovite). All samples except 91-07 and 83-08 exhibit no textural or petrologic evidences for subsequent hydrothermal alteration or brittle deformation and have been selected from fresh outcrops. 91-07 and 83-08 are muscovites formed during brittle faulting with probably fluids circulations.

Microprobe analyses for dated minerals were obtained by using the CAMECA SX50 electron microprobe at the French Geological Survey (BRGM). Amphiboles from 104-08, 167-08 and 139-08 contain 0.8, 1.3 and 1.6 wt% K_2O, respectively, and can be classified as magnesio-hornblende (Leake et al., 1997). K_2O wt% = 9.2-9.5 for biotites with Fe/(Fe+Mg)

ratios yielding from 0.42 to 0.45. Muscovites show very slight compositional variability with K_2O = 9.8-10.9 wt%.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ measurements have been carried out at the Géosciences Montpellier geochronology laboratory. A more detailed discussion of laboratory procedures is presented in Heymes et al. (2010). For each individual age reported in **Table 5.1**, usual isotope corrections including blanks, mass discrimination, radioactive decay of ^{37}Ar and ^{39}Ar and irradiation-induced mass interference were applied. Errors reported for individual steps take into account the errors introduced by these corrections as well as the analytical errors on signals. The uncertainty on the *J*-factor was propagated in the calculation of the error on the total age of each sample, equivalent to a K-Ar age. All ages are given at the one standard deviation (1σ) confidence level.

Sample number	Long (°E); Lat (°N)	Rock type	Mineral	TFA (Ma) ± 1σ	IIA (Ma) ± 1σ	PA (Ma) ± 1σ
91-07	120.162; 36.881	brittle fault plane of LDF	ms	127.80 ± 1.27	127.84 ± 1.32	127.73 ± 1.34
83-08	120.211; 36.928	brittle fault plane of LDF	ms	127.78 ± 0.32	128.50 ± 1.37	128.19 ± 1.36
90-08	120.085; 37.227	isotropic monzogranite	ms	143.13 ± 0.25	142.11 ± 1.41	142.81 ± 1.43
165-08	120.388; 37.330	mylonite of LDF	ms	134.67 ± 0.33	134.18 ± 1.45	133.98 ± 1.47
139-08	120.325; 37.560	mylonite of GSZ	am	123.43 ± 0.89	125.87 ± 1.44	124.12 ± 1.79
		mylonite of GSZ	bi	121.43 ± 0.54	122.25 ± 1.32	123.16 ± 1.54
167-08	120.419; 37.464	isotropic GJL	am	127.56 ± 1.17	129.88 ± 2.03	130.23 ± 1.96
			bi	125.15 ± 0.30	124.42 ± 1.24	124.39 ± 1.36
104-08	120.111; 37.163	isotropic PRG	am	115.76 ± 2.16	121.71 ± 1.32	121.74 ± 3.61
			bi	118.23 ± 1.24	119.15 ± 1.17	118.79 ± 1.35

Note: TFA = total fusion age; IIA = inverse isochron age; PA = plateau age. Abbreviations: ms = muscovite; am = amphibole; bi = biotite; LDF = Linglong detachment fault; GSZ = Guojialing shear zone; PRG = pinkish-reddish granodiorite.

Table 5.1: Summary of $^{40}Ar/^{39}Ar$ results

1.4. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of extensional structures

Analysed samples showed straightforward behaviour during step-heating. Summary of results is presented in **Table 5.1.** $^{40}Ar/^{39}Ar$ apparent age spectra and cooling paths for all samples are represented in **Fig. 5.3**.

Muscovite from undeformed monzogranite in the Linglong MCC (90-08, **Fig. 5.3A**) exhibits a well-defined plateau age of 142.81 ± 1.43 Ma (93% of the gas released), which implies a rather slow cooling rate of 28°C/Ma (**Fig. 5.3D**). Muscovite from footwall mylonitic rocks of the LDF (165-08, **Fig. 5.3B**) yielded a relatively flat age spectrum with a plateau age of 133.98 ± 1.47 Ma, incorporating 95% of the gas released. We interpret this result to represent the minimum estimate for the age of LDF development (**Fig. 5.3D**). Brittle fault planes overprinting ductile fabrics have muscovites (91-07 and 83-08, **Figs. 5.3A and 5.3B**)

yielding plateau ages of 127.73 ± 1.34 Ma and 128.19 ± 1.36 Ma, respectively. These ages are coherent with a ductile-brittle continuum in the Linglong MCC.

Isotropic pinkish-reddish granodioritic pluton intruded into the Linglong MCC show $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on amphibole and biotite (104-08, **Fig. 5.3C**) equal to 121.74 ± 3.61 Ma (89% of the gas released) and 118.79 ± 1.35 Ma (98% of the gas released), respectively. These results indicate a rather rapid cooling through 500-350°C with a cooling rate around 51°C/Ma (**Fig. 5.3D**).

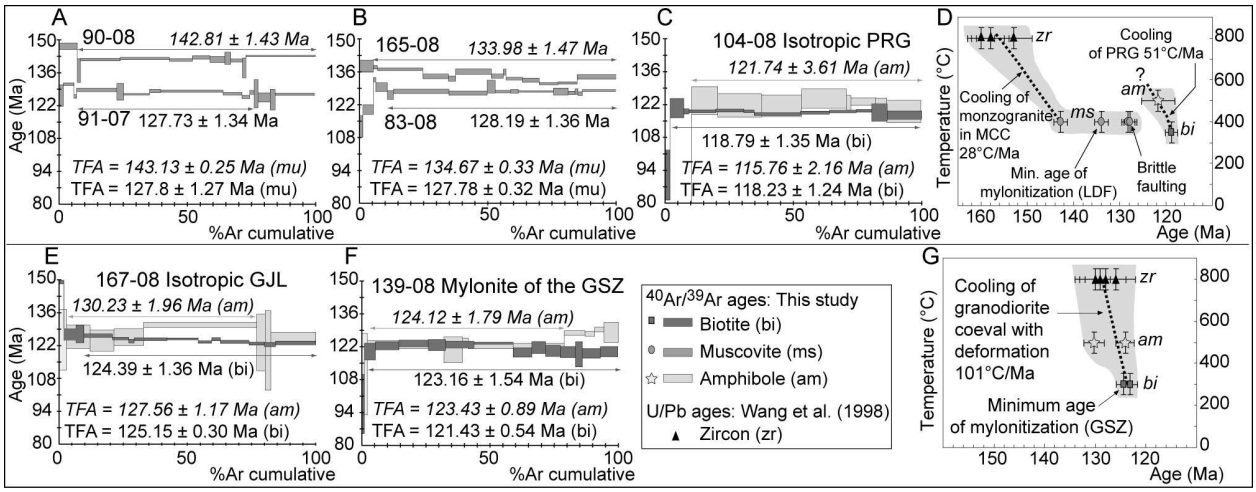


Figure 5.3: $^{40}Ar/^{39}Ar$ apparent age spectra and thermochronologic graphs for samples from the Linglong MCC and isotropic pinkish-reddish granodioritic pluton (A to D), and the Guojialing synkinematic pluton (E to G). Minerals closure temperatures are taken according to McDouglas and Harrison (1999). 1σ uncertainties for all graphs, sample locations in Fig. 5.2 and analytical details in Table 5.1.

Isotropic granodiorite in the Guojialing synkinematic pluton have amphibole and biotite (167-08, **Fig. 5.3E**) which yield plateau ages of 130.23 ± 1.96 Ma (74% of the gas released) and 124.39 ± 1.36 Ma (90% of the gas released), respectively. As far as mylonites of the GSZ are concerned, amphibole and biotite (139-08, **Fig. 5.3F**) yield plateau ages of 124.12 ± 1.79 Ma (98% of the gas released) and 123.16 ± 1.54 Ma (99% of the gas released), respectively. $^{40}Ar/^{39}Ar$ analyses indicate a fast cooling rate for the Guojialing pluton at around 101°C/Ma (**Fig. 5.3G**). Moreover, compared with error bars, biotite ages of isotropic granodiorite and mylonites are coeval, affirming a synkinematic emplacement for the Guojialing pluton with a minimum age of mylonitization at ~124 Ma (**Fig. 5.3G**).

On the basis of our new results, we can say that period of maximum extension in the western part of the Jiaodong Peninsula corresponds to the Linglong MCC exhumation (at least 134 Ma) followed by a lower crustal extension induced by the Guojialing synkinematic pluton emplacement at ~124 Ma.

1.5. Link between magmatism and extensional strain amount

Role of magmatism is often invoked as favouring weakening of lithosphere which trigger extension (e.g., Coney and Harms, 1984; Aoya et al., 2005). In eastern China, a widespread magmatism occurs over a period of 80-100 Ma with a major pulse at 120-130 Ma related to deep-seated process (Wu et al., 2005a, b; Menzies et al., 2007). MCCs or sheared plutons in this region denote the occurrence of a crustal extension whose periods of maximum stretching depend on tectonic significance and age of these evidences. The question we then ask ourselves is whether the magmatism has promoted the development of these crustal extensional structures.

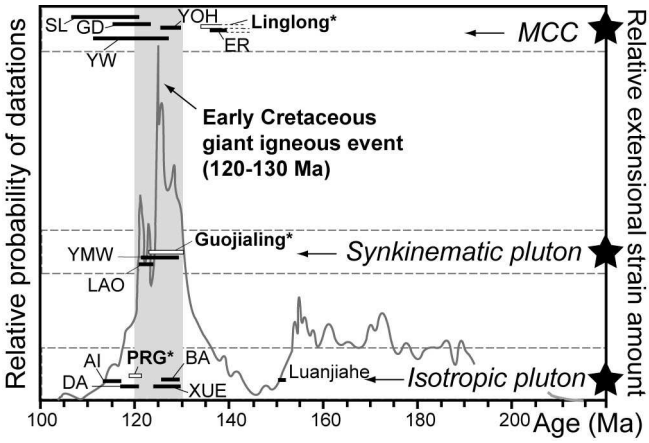


*Figure 5.4: Relation between magmatism pulses and extensional strain amount in eastern China. Abbreviations of massifs: YOH = Yagan Onch-Hayrhan (Webb et al., 1999); YW = Yiwulüshan (Darby et al., 2004); ER = Ereendavaa (Daoudene et al., 2009); SL = South Liaodong (Lin et al., 2008); GD = Gudaoling and YMW = Yinmawanshan (Charles et al. in prep.); LAO: Laohushan (Lin et al., 2007); LJ = Luanjiahe (Wang et al., 1998); AI = Aishan (SBGMR, 1991). BA = Badaling (BBGMR, 1991); XUE = Xuejiashiliang and DA = Dahaituo (Davis et al., 2001). Relative probability of datations is after Wu et al. (2005b). *corresponds to this study with PRG = pinkish-reddish granodiorite.*

The Jiaodong Peninsula constitutes a proper place to study linkage between magmatism and periods of maximum extension since Late Mesozoic igneous rocks are associated with tectonic evidences. Nevertheless, our reasoning has to be extended beyond our study area. Thus **Fig. 5.4** is an attempt to show relationship between magmatism pulses and periods of maximum extension depending on different geological evidences (MCC, synkinematic and isotropic plutons classified according to their relative extensional strain amount) throughout eastern China. Our results show that a period of maximum extension exemplified by the Linglong MCC (at least 134 Ma) occurs prior to the Early Cretaceous magmatic pulse (120-130 Ma). On the other hand, the Guojialing synkinematic pluton which

implies lower extensional strain amount is coeval with igneous paroxysm (~124 Ma) but does not mark a maximum period of extension. Finally, isotropic pinkish-reddish granodioritic pluton denotes an atectonic setting almost coeval with the end of magmatic pulse (~119-122 Ma). Beyond our study area, some MCCs exhumations are partially or totally coeval with magmatism peak (**Fig. 5.4**; Yagan-Onch Hayrhan, Yiwulüshan or Gudaoling) implying a synchronous crustal extension paroxysm. However, South Liaodong and Ereendavaa MCCs are "post-" and "pre-magmatic", respectively (**Fig. 5.4**). Synkinematic plutons recognized in eastern China emplaced during the magmatism pulse at 120-130 Ma (i.e., Laohushan and Yinmawanshan). The quasi-absence of crustal stretching coeval with magmatism pulses is emphasized by others isotropic plutons (**Fig. 5.4**; i.e., Aishan, Badaling, Dahaituo, Xuejiashiliang or Luanjiahe). Moreover, Wu et al. (2005b) describes a magmatism peak during Late Jurassic but does not correspond to any extensional structures (**Fig. 5.4**).

To conclude, on the basis of our study and the compilation of available literature, it seems that the magmatism pulses do not always correspond to periods of maximum extension. Thus magmatism cannot be considered as a systematic factor for extension process in eastern China during the Late Mesozoic.

1.6. Acknowledgments

This research was funded by the French national "Failles-Fluides-Flux" project supported by the INSU-CNRS, and by the Chinese National 973 Project No 2009CB825008. First author benefits a scholarship grant from the French Minister of Education and Research.

References cited

Voir Références

2. Mécanismes d'extension crustale en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque : exemple des Péninsules du Jiaodong et du Liaodong

Article 4 : Version préliminaire en français / Preliminary version in French

Mécanismes d'extension crustale en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque : exemple des Péninsules du Jiaodong et du Liaodong

1. Introduction

Il a été reconnu depuis plusieurs années que la lithosphère continentale soumise à un régime extensif se déforme selon trois modes principaux : (1) rift large, (2) rift étroit et (3) « Core Complex » (ex. England, 1983 ; Buck, 1991 ; Brun, 1999 ; Corti et al., 2003 ; Tirel et al., 2008). Ces trois modes sont régis par des conditions particulières telles que l'épaisseur initiale de la croûte ou encore, le flux de chaleur (Buck, 1991). Alors que le mode « rift étroit » ne nécessite ni de croûte préalablement épaissie, ni de fort flux de chaleur (<60 $mW.m^{-2}$) pour permettre une extension de la lithosphère sur une bande d'une centaine de kilomètres ; les deux autres modes, à savoir, « rift large » et « Core Complex », nécessitent quant à eux le présence d'une croûte épaissie (>50-60 km) comme conditions initiales ainsi qu'un fort flux thermique (>90 $mW.m^{-2}$). Le mode « Core Complex » est caractérisé par l'exhumation de dômes extensifs, comme ceux qui sont décrits dans la région du Basin & Range aux Etats-Unis ou en Mer Egée (ex. Davis et Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1981 ; Davis et Lister, 1989 ; Gautier et al., 1990 ; Sokoutis et al., 1993 ; Jolivet et al., 2004). Le mode « rift large » peut affecter une région d'une largeur de plusieurs centaines de kilomètres alternant entre des zones fortement étirées et d'autres beaucoup moins voire pas du tout. Les exemples les plus marquants sont le Basin & Range et le domaine égéen.

En Asie de l'Est, l'extension continentale qui a pris place à la fin du Mésozoïque jusqu'au Cénozoïque s'étend sur une bande atteignant une largeur d'environ 2500 km, de la Chine du Sud au Lac Baïkal du nord vers le sud, et du Japon au désert de Gobi d'est en ouest (ex. Ren et al., 2002 ; Lin et Wang, 2006). Cette extension est caractérisée par la présence de bassins sédimentaires intracontinentaux, l'exhumation de dômes extensifs et l'emplacement de plutons syncinématiques (ex. Davis et al., 1996 ; Ren et al., 2002 ; Darby et al., 2004 ; Lin et al., 2003 ; Lin et Wang, 2006 ; Lin et al., 2007 ; ***article 1***). Au cours de cette période, une forte activité magmatique est caractérisée par l'épanchement de grands volumes de roches volcaniques et l'intrusion de nombreux plutons granitiques (ex. Wu et al., 2005a, b, 2007 ; Yang et al., 2010b). Il apparaît que l'Asie de l'Est se révèle être un cas particulier si l'on considère les trois modes d'extension décrits plus haut. En effet, alors que la formation d'un dôme extensif (ou MCC) requiert une croûte préalablement épaissie, ceux décrits en Asie de l'Est semblent s'être développés dans un contexte de croûte non épaissie. En effet, aucune

preuve d'épaississement significatif de la croûte (ex. pas de reliques de HP) n'a été décrite pour la fin du Mésozoïque et le Cénozoïque en Asie de l'Est. Les derniers épisodes tectoniques responsables d'un épaississement crustal significatif en Asie de l'Est ont pris place entre la fin du Permien et le début du Trias (ex. Qinling-Dabie, Solonker ; Mattauer et al., 1985 ; Ratschbacher et al., 2003 ; Xiao et al., 2003). Il est alors difficilement concevable d'expliquer qu'une chaîne de montagnes puisse se déstabiliser en contexte d'extension post-orogénique plus de 100 Ma après le dernier épaississement crustal.

La compréhension de la déformation à l'échelle crustale nécessite l'intégration d'observations ponctuelles réparties dans le temps et dans l'espace. Les roches granitiques étant de bons marqueurs de la déformation crustale (ex. Cloos, 1925 ; Balk, 1937), l'étude de plusieurs massifs granitiques dans les Péninsules du Jiaodong et du Liaodong a permis de montrer que la quantité d'extension subie par la croûte variait de façon spatiale et temporelle (**Fig. 5.5** ; ***articles 1, 2 et 3***). La majeure partie de la déformation se localise essentiellement dans les dômes extensifs. L'objectif de cette étude est de pouvoir caractériser la déformation crustale présente dans les zones situées entre les domaines fortement étirés (dômes extensifs). Pour ce faire, une étude structurale couplée à l'anisotropie de susceptibilité magnétique (pour obtenir les fabriques planaires et linéaires lorsque les roches sont macroscopiquement isotropes) a été menée sur des massifs granitiques de la Péninsule du Jiaodong. Cette étude révèle que la croûte se scinde en « radeaux » dans lesquels la déformation est faible à modérée (pluton cisaillé), voire nulle (pluton isotrope). Ces radeaux sont séparés par la présence d'un dôme extensif.

La caractérisation de la déformation crustale par l'étude d'objets marqueurs de l'extension répartis dans le temps et dans l'espace, va permettre d'estimer une épaisseur de la croûte avant l'extension et de pouvoir aussi estimer une vitesse de déformation le long d'un profil donné.

2. Contexte géologique général des Péninsules du Jiaodong et du Liaodong

Se reporter aux ***articles 1 et 2***.

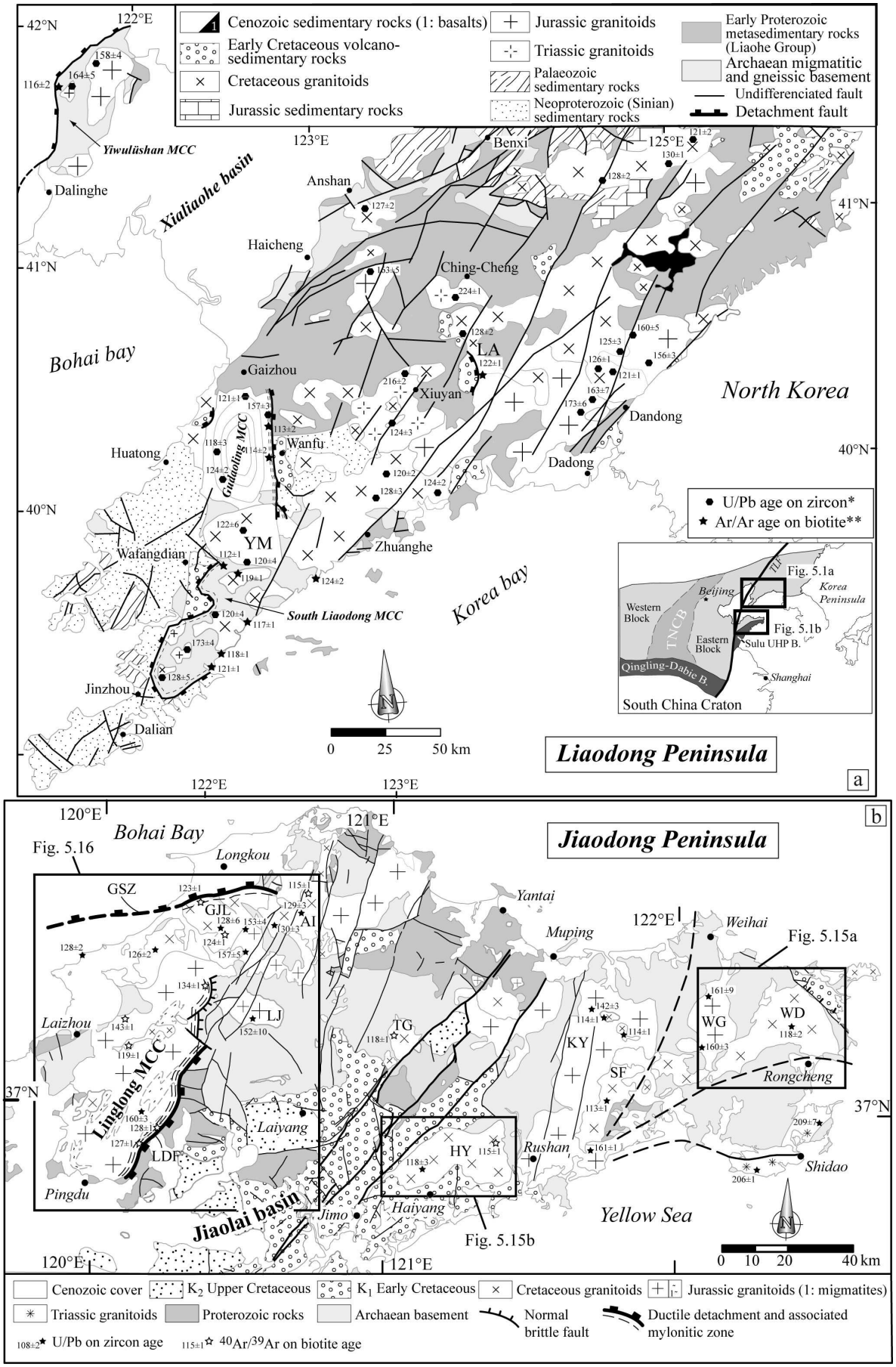


Figure 5.5 (La légende détaillée est sur la page suivante).

Figure 5.5 : Cartes géologiques simplifiées des Péninsules du (a) Liaodong et du (b) Jiaodong. Abréviations des massifs : LA=Laohushan ; YM=Yinmawanshan ; GJL=Guojialing ; AI=Aishan ; LJ=Luanjiahe ; TG=Tangjiaho ; HY=Haiyang ; WD=Weideshan ; WG=Wendeng ; KY=Kunyushan ; SF=Sanfoshan. LDF=Linglong detachment fault ; GSZ=Guojialing shear zone. Les âges U/Pb sur zircon et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite sont issus de Wang et al. (1998) ; Wu et al. (2005a, b) ; Wu et Yang (2005) ; Yang et al. (2007c) ; Zhang et al. (2007) et des ***articles 3 et 5****.*

3. Les objets marqueurs de l'extension dans les deux péninsules

3.1. La Péninsule du Liaodong

Quelques études structurales dans la Péninsule du Liaodong ont permis de mettre en évidence des objets marqueurs de l'extension de la fin du Mésozoïque (**Fig. 5.5a**). En effet, situé au sud-ouest de la péninsule, le massif du Sud Liaodong est un dôme extensif exhumé sous un détachement majeur associé à des mylonites dont les linéations d'étirement sont orientées NW-SE et dont la cinématique est haut vers l'ouest (**Fig. 5.5a** ; Yin et Nie, 1996 ; Liu et al., 2005 ; Lin et al., 2008). Les récentes datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite ont donné des âges pour les mylonites compris entre 120 et 110 Ma (Yang et al., 2007c ; Lin et al., 2008). A l'est de la ville de Xiuyan, le pluton granitique du Laohushan daté du Crétacé inférieur (122 Ma par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite) a été décrit comme un pluton syncinématique (« LA » sur la **Fig. 5.5a** ; Lin et al., 2007). Au nord du dôme extensif du Sud Liaodong, les massifs de Gudaoling et de Yinmawanshan (« YM ») ont été décrits respectivement comme un dôme extensif et un pluton syncinématique ayant pris place au Crétacé inférieur (**Fig. 5.5a** ; ***article 2***). Le dôme extensif du Gudaoling est exhumé sous un détachement majeur (les mylonites sont datées à 113-114 Ma par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite ; Yang et al., 2008), au toit duquel se développe un bassin syntectonique (celui de Wanfu) dont la sédimentation volcano-terrigène est contrôlée par des failles normales fragiles à fort angle (***article 2***). Le pluton syncinématique de Yinmawanshan se met en place sous la terminaison sud du détachement majeur du dôme du Gudaoling. Enfin, à l'ouest du bassin du Cénozoïque de Xialiaohe, le massif du Yiwulüshan est un dôme extensif exhumé au Crétacé inférieur (mylonites datées à 116 Ma par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite ; Darby et al. 2004) sous un détachement majeur (**Fig. 5.5a**). Un bassin syntectonique (celui de Fuxin-Mishan) se développe au toit du détachement.

D'après nos observations de terrain, il s'avère que les massifs granitiques présents proches des objets présentant une déformation modérée à importante, ne présentent pas de déformation particulière et sont pour la plupart des plutons granitiques isotropes aux relations intrusives avec leur encaissant.

A l'échelle de la Péninsule du Liaodong, il semble donc que la quantité de déformation subie par la croûte varie dans le temps et dans l'espace.

3.2. Péninsule du Jiaodong

Contrairement à la Péninsule du Liaodong, les études structurales portant sur des objets marqueurs de l'extension crustale à la fin du Mésozoïque dans la Péninsule du Jiaodong sont inexistantes. Une récente étude a démontré l'existence d'un dôme extensif constitué de roches migmatitiques et granitiques : le dôme extensif du Linglong (**Fig. 5.5b** ; ***article 1***). Ce dôme est exhumé sous un détachement majeur situé le long de la bordure est du massif (**Fig. 5.6a**). L'exhumation du dôme extensif du Linglong avant 134 Ma (datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovite ; ***article 3***), semble donc antérieure aux âges moyens d'exhumation de la majorité des dômes extensifs en Asie de l'Est. Cependant, des âges d'exhumation similaires ont été déterminés pour le dôme extensif d'Ereendavaa en Mongolie (Daoudene et al., 2009). De plus, le pluton syncinématique de Guojialing, situé au nord-est de la péninsule intrude le dôme extensif du Linglong dans sa partie nord et se met en place sous une zone de cisaillement intracrustale entre 130 et 124 Ma (« GJL » sur la **Fig. 5.5b** ; **Fig. 5.6b** ; ***articles 1 et 3***). Enfin, le dôme extensif du Linglong est recoupé par plusieurs petits plutons granitiques de couleur rose à violacé (dits « pinkish-reddish ») et âgés du Crétacé inférieur (122-119 Ma par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite et amphibole ; ***article 3***). Ces plutons sont totalement isotropes (**Fig. 5.6c**) montrant que la croûte ne subit pas de déformation significative (***article 1***).

Par conséquent, dans la partie ouest de la Péninsule du Jiaodong, la quantité de déformation subie par la croûte semble varier au cours du temps. La question est de savoir si la déformation varie aussi dans l'espace, à l'échelle de la Péninsule du Jiaodong, et ainsi faire un parallèle avec la Péninsule du Liaodong. Pour ce faire, quatre autres massifs granitiques ont été étudiés (voir les abréviations sur la **Fig. 5.5b**) : le massif de Luanjiahe (« LJ » ; 152 ± 10 Ma par datation U/Pb sur zircon ; Wang et al., 1998), les massifs de Weideshan (« WD ») et de Haiyang (« HY » ; tous deux datés à 118 Ma par la méthode U/Pb sur zircon ; Zhang et al., 2007 et ***article 5***), et le massif de Tangjiaho (« TG » ; âge réputé du Crétacé et faisant l'objet d'une datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite dans cette étude). L'étude structurale a été menée au sein des massifs mais déborde également le long des contacts avec les roches encaissantes.

- Les plutons de Weideshan et de Haiyang

Le massif de Weideshan est situé à l'extrémité orientale de la Péninsule du Jiaodong et couvre une superficie d'environ 520 km² (**Fig. 5.5b**). Il est bordé au nord-est par un bassin d'âge Crétacé inférieur dont le remplissage volcano-sédimentaire (andésites, conglomérats, grès pourpres) est contrôlé par des failles normales fragiles. Ce massif est daté du Crétacé inférieur à 118 ± 2 Ma (méthode U/Pb sur zircon ; Zhang et al., 2007). La carte des anomalies gravimétriques de Bouguer indique des valeurs faibles interprétées comme une zone d'alimentation centrée géographiquement sur le massif (i.e. -16 mGal ; Ma, 1997).

Le massif de Haiyang est situé au sud-ouest de la Péninsule du Jiaodong et couvre une superficie d'environ 480 km² (**Fig. 5.5b**). Le massif est principalement entouré de sédiments datés du Crétacé inférieur du bassin de Jiaolai dans lesquels le granite est intrusif. Une datation récente par la méthode U/Pb sur zircon a permis de dater le massif au Crétacé inférieur à 118 ± 3 Ma (***article 5***). Les faibles valeurs d'anomalies gravimétriques (i.e. -14 mGal) centrées sur le massif ont été interprétées comme indiquant la présence d'une zone d'alimentation magmatique (Ma, 1997).

Les massifs de Weideshan et de Haiyang sont tous deux composés de granodiorite à texture porphyrique et de couleur rose. Pour les deux massifs, les observations de terrain ont montré une totale absence de déformation visible à l'œil nu au sein des roches granitiques. Les roches sont isotropes même si une légère orientation préférentielle de forme (OPF) est parfois perceptible (**Figs. 5.6d et 5.6e**). Les deux massifs sont uniquement composés de roches granitiques et aucune migmatite n'a été observée. En outre, seules des relations intrusives entre les roches granitiques et l'encaissant ont été caractérisées (**Figs. 5.6f et 5.6g**). Une auréole de contact avec le développement de cornéennes est visible sur certains affleurements montrant les contacts ente les roches granitiques et encaissantes des plutons. Les deux massifs granitiques peuvent être considérer comme de simples plutons totalement isotropes, aux relations intrusives avec les roches encaissantes.

-Le pluton Luanjiahe

Le massif de Luanjiahe est situé à l'est du dôme extensif du Linglong (**Fig. 5.5b**) et est daté par U/Pb sur zircon du Jurassique supérieur à 152 ± 10 Ma (Wang et al., 1998). Sur le terrain, le massif est uniquement composé de monzogranite de couleur grise à grain moyen à fin. Les observations de terrain ont permis de caractériser une absence totale de déformation significative visible à l'œil nu (**Fig. 5.6h**). La carte gravimétrique montre que le massif correspond à des valeurs faibles d'anomalie de Bouguer (i.e. -15 mGal ; Ma, 1997). Malgré la

faible topographie et l'altération forte des roches du massif, quelques affleurements ont permis d'observer une relation intrusive du granite avec les roches encaissantes du socle Archéen. Ainsi, le massif de Luanjiahe peut également être considéré comme un simple pluton isotrope.

- Le pluton de Tangjiaho

Le massif de Tangjiaho est situé au nord du pluton de Haiyang et à l'est de celui de Luanjiahe. Il se compose uniquement de granodiorites au faciès identique à celles des plutons de Weideshan et Haiyang. Des failles normales fragiles bordent la partie sud du pluton et sont associées à des brèches. Les roches du massif ne présentent jamais de déformation significative visible à l'œil nu, et sont donc toujours isotropes.

L'âge de ce massif est inconnu, mais étant donné l'absence de monazites au sein de la roche, il n'a pas été possible de le dater par la méthode U/Th/Pb. C'est pourquoi, un échantillon a été prélevé afin de pouvoir effectuer une datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite. Le protocole et le principe de la méthode sont les mêmes que décrits dans l'Appendice B de l'***article 5***. L'analyse de plusieurs biotites à la microsonde électronique (CAMECA SX50 au BRGM) a montré que les minéraux sont chimiquement homogènes (**Fig. 5.7a**). En effet, les valeurs de la teneur en K_2O varient peu (entre 8,76 et 9,79 poids %), tout comme le rapport Fe/(Fe+Mg) variant entre 0,39 et 0,43 (**Fig. 5.7a**). La datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite a été effectuée grâce à 13 paliers (**Fig. 5.7b ; Table 5.2**). Le spectre fournit un âge plateau égal à 117,9 ± 1,4 Ma calculé sur 10 paliers représentant 86% du gaz relâché (**Fig. 5.7b**). Cet âge plateau est cohérent avec l'âge isochrone (118,2 ± 1,3 Ma) et l'âge de fusion totale (117,0 ± 0,5 Ma).

Step	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	^{39}Ar	$\%^{39}Ar$	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}K$	Age	Error
KNC82				(e-3)	(e-14)				(Ma)	(1σ)
J= 0.00717										
1	13.141	0.034	0.00000	14.684	0.028	3.00	66.86	8.79	110.214	8.402
2	9.777	0.039	0.00000	0.000	0.027	5.89	99.84	9.76	122.047	0.917
3	9.546	0.040	0.00000	0.000	0.155	22.28	99.84	9.53	119.251	0.630
4	9.426	0.040	0.00000	0.000	0.056	28.18	99.83	9.41	117.795	0.570
5	9.560	0.040	0.00000	0.000	0.010	29.23	99.84	9.54	119.421	2.058
6	9.524	0.038	0.00000	0.488	0.108	40.64	98.32	9.36	117.233	2.254
7	9.436	0.038	0.02268	0.000	0.066	47.66	99.83	9.42	117.944	0.679
8	9.372	0.041	0.02398	0.000	0.102	58.41	99.83	9.36	117.168	0.614
9	9.378	0.042	0.07890	0.000	0.125	71.61	99.83	9.37	117.295	0.499
10	9.390	0.043	0.11168	0.000	0.063	78.27	99.83	9.38	117.464	0.655
11	9.385	0.040	0.06444	0.000	0.054	83.98	99.83	9.38	117.366	0.744
12	9.444	0.045	0.03389	0.349	0.107	95.34	98.77	9.33	116.802	2.214
13	9.215	0.039	0.00000	3.372	0.044	100.00	89.02	8.20	103.106	5.347

Table 5.2 : Résultats des analyses isotopiques pour la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite du pluton de Tangjiaho.

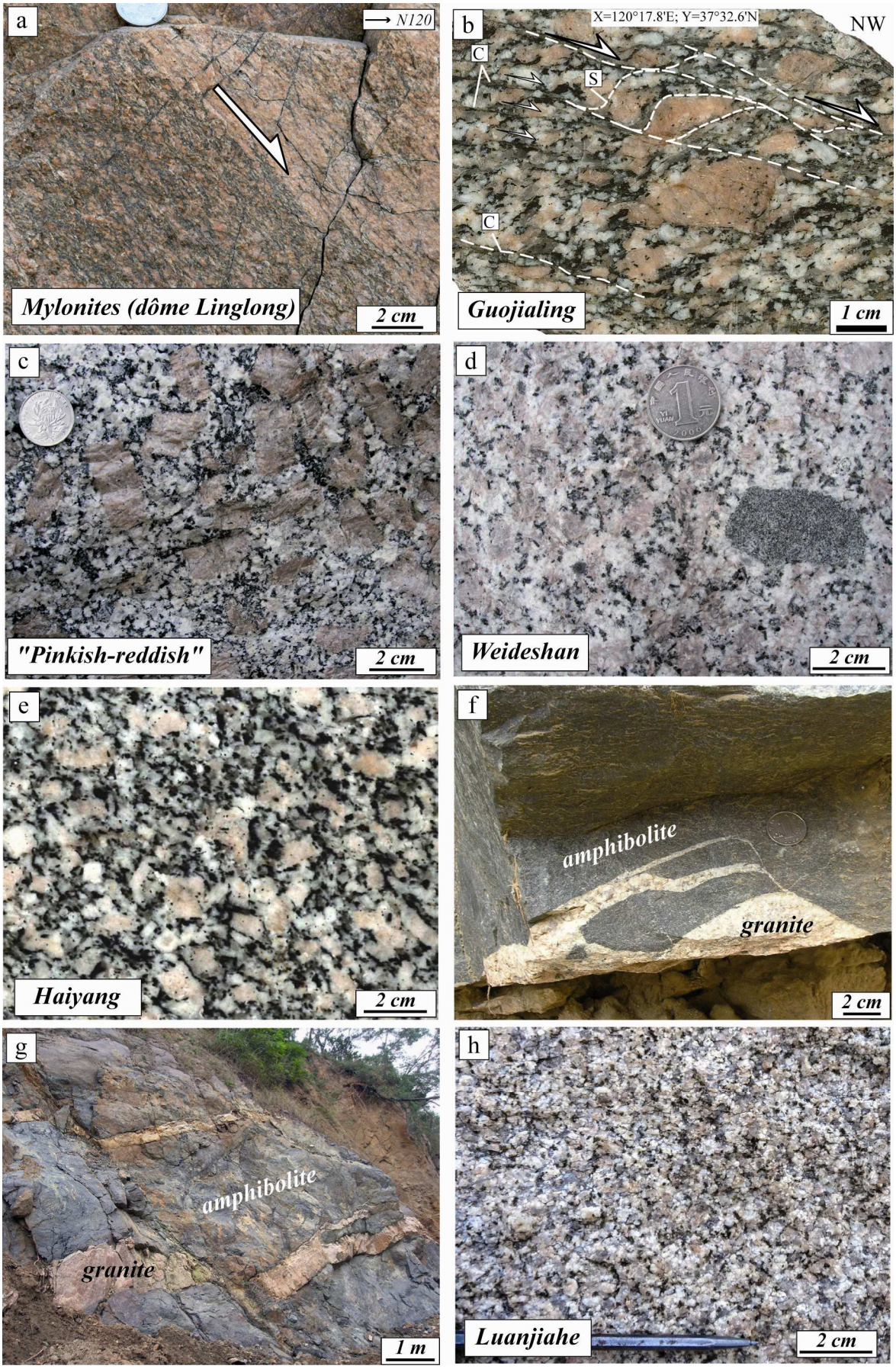


Figure 5.6 (La légende détaillée est sur la page suivante).

Figure 5.6 : Photographies d'affleurements représentatifs dans les massifs granitiques étudiés. (a) Mylonites du détachement majeur du dôme extensif du Linglong ; (b) roches déformées proche de la zone de cisaillement intracrustale du pluton syncinématique de Guojialing ; (c) caractère isotrope des roches des plutons dits « pinkish-reddish » ; (d) et (e) caractère isotrope des roches des plutons de Weideshan et de Haiyang ; (f) et (g) relations intrusives entre les roches granitiques des plutons de Weideshan et de Haiyang avec les roches encaissantes, (h) caractère isotrope des roches granitiques du pluton de Luanjiahe.

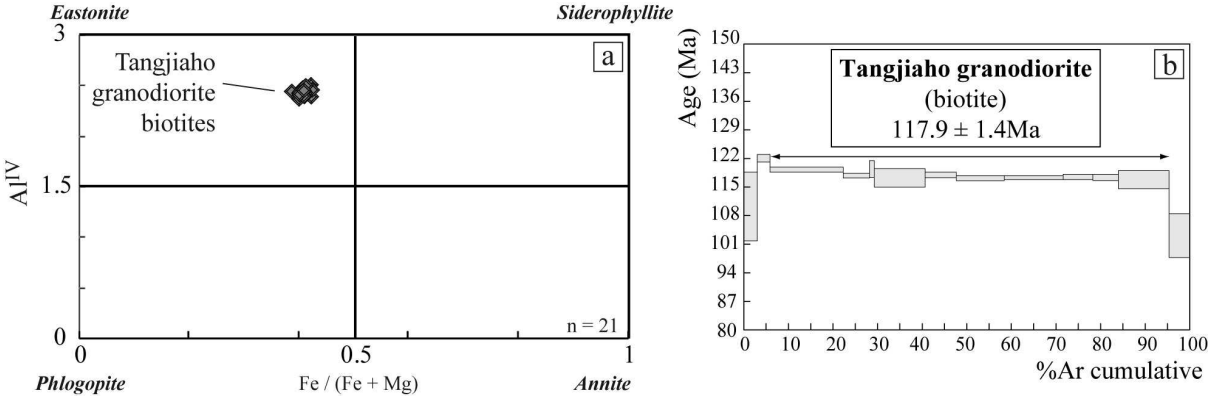


Figure 5.7 : Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ du pluton de Tangjiaho. (a) Analyses chimiques des biotites de la granodiorite du pluton de Tangjiaho ; (b) spectre d'âge pour le pluton de Tangjiaho. Les erreurs sont données avec 1σ.

4. Etude pétrostructurale

La reconnaissance et la synthèse des preuves microstructurales permettant de discriminer les fabriques magmatiques de celles développées à l'état solide, des roches granitiques ont fait l'objet de plusieurs études (ex. Gapais et Barbarin, 1986; Hibbard, 1987; Paterson et al., 1989; Vernon, 2000; Passchier et Trouw, 2005). Afin de déterminer l'état rhéologique du magma pendant l'acquisition de sa fabrique, une étude microstructurale a été menée grâce à l'observation au microscope optique de 122 lames minces (30 et 32 lames respectivement pour les plutons de Weideshan et Haiyang, et 60 pour l'ensemble du MCC du Linglong, du pluton de Luanjiahe, du pluton syncinématique de Guojialing ainsi que les plutons granodioritiques de couleur « pinkish-reddish »). Au total, quatre types de microstructures ont été identifiés (**Fig. 5.8**).

4.1. Microstructures « magmatiques »

Les microstructures magmatiques sont caractérisées par des cristaux automorphes bien développés comme pour les feldspaths et les biotites qui ne montrent pas de déformation interne (**Figs. 5.8a et 5.8b**). Les grains de quartz présentent une extinction faiblement onduleuse indiquant l'absence de déformation à l'état solide. Les cristaux de plagioclase sont

zonés et la plupart sont automorphes (**Fig. 5.8b**). Les biotites sont présentes sous la forme de cristaux automorphes avec une extinction droite et franche, ils ne sont ni déformés ni plissés. Les feldspaths potassiques ne montrent pas de preuves de déformation à l'état solide et ne sont ni fracturés, ni entourés par des agrégats recristallisés de quartz (**Fig. 5.8a**). Les cristaux d'amphibole sont automorphes avec des sections basales en forme de losange, et ne sont pas déformés de façon interne. Les observations décrites ci-dessus indiquent que la roche n'a pas subi de déformation à l'état solide à haute température, ni de recristallisation.

4.2. Microstructures liées à une déformation faible à l'état solide

L'apparition de déformation faible à l'état solide dans les roches granitiques dépend du pourcentage de fraction liquide et de la capacité des minéraux à accommoder la déformation (Paterson et al., 1998). De ce fait, la fabrique faible à l'état solide est caractérisée par des minéraux qui sont plus déformés que ceux des roches présentant une fabrique magmatique. Les grains de quartz sont partiellement remplacés par des sous-grains avec des textures « en damier » et une extinction onduleuse (**Fig. 5.8c**). Les joints des grains de quartz sont lobés ou même légèrement crénelés (**Fig. 5.8d**). Le phénomène naissant de recristallisation dynamique est marqué par l'existence de petits grains de quartz recristallisés. Les cristaux de biotite sont allongés et légèrement plissés avec une extinction onduleuse. Les grains de feldspaths présentent une extinction onduleuse et sont parfois associés à des myrmékites. Ces microstructures se développent dans un état rhéologique transitionnel entre un fluage magmatique et un fluage à l'état solide.

4.3. Microstructures liées à une déformation modérée à l'état solide

La déformation modérée à l'état solide est clairement mise en évidence par certaines microstructures décrites ci-dessous. Le quartz se présente sous la forme d'une mosaïque de petits grains recristallisés aux bordures crénelés typique du phénomène de recristallisation dynamique (**Figs. 5.8e et 5.8f**). Cependant, ces agrégats de grains de quartz ne montrent pas de texture mylonitique pour autant. Les feldspaths potassiques sont partiellement remplacés sur leurs bordures par des myrmékites illustrant que la roche a été déformée à l'état solide (Simpson et Wintsch, 1989).

4.4. Microstructures liées à une déformation intense à l'état solide

Les dernières microstructures reconnues correspondent aux fabriques mylonitiques développées le long de zones de cisaillement majeures comme celles du détachement majeur du MCC du Linglong et de la zone de cisaillement du pluton syncinématique de Guojialing (**Figs. 5.5b, 5.8g and 5.8h**). La fabrique intense à l'état solide est caractérisée par des grains de quartz fortement recristallisés organisés en rubans (**Fig. 5.8g**). Des porphyroclastes de feldspath potassique sont entourés par des queues de recristallisation constituées de quartz et de feldspath (**Fig. 5.8h**). Les lits de biotite sont anastomosés autour des porphyroclastes de plagioclase ou de feldspath potassique. Des biotites « en poisson » sont souvent observées permettant de déterminer la cinématique dans les roches mylonitiques. La déformation intense à l'état solide ainsi que le sens de cisaillement sont également caractérisés par des porphyroclastes de feldspath potassiques de type δ et σ.

Figure 5.8 : Photographies au microscope optique représentatives des microstructures principales rencontrées dans les massifs étudiés. (a) et (b) Microstructure magmatique avec des cristaux automorphes sans trace de formation de déformation interne dans le granite de Weideshan ; (c) Quartz en « damier » caractéristique d'une faible déformation à l'état solide dans les roche granitiques du dôme extensif du Linglong ; (d) Joints de grains de quartz lobés et engrenés ; (e) Quartz avec une recristallisation dynamique naissante ; (f) Grains de quartz présentant une recristallisation dynamique ; (g) Grains de quartz fortement recristallisés proche du détachement majeur du dôme extensif du Linglong ; (h) Microstructures mylonitiques à quartz et feldspath du détachement majeur du dôme extensif du Linglong avec un porphyroclaste de feldspath potassique indiquant un sens de cisaillement du haut vers N80E. Kfs: feldspath potassique, pl: plagioclase, qz: quartz, bi: biotite, am: amphibole.

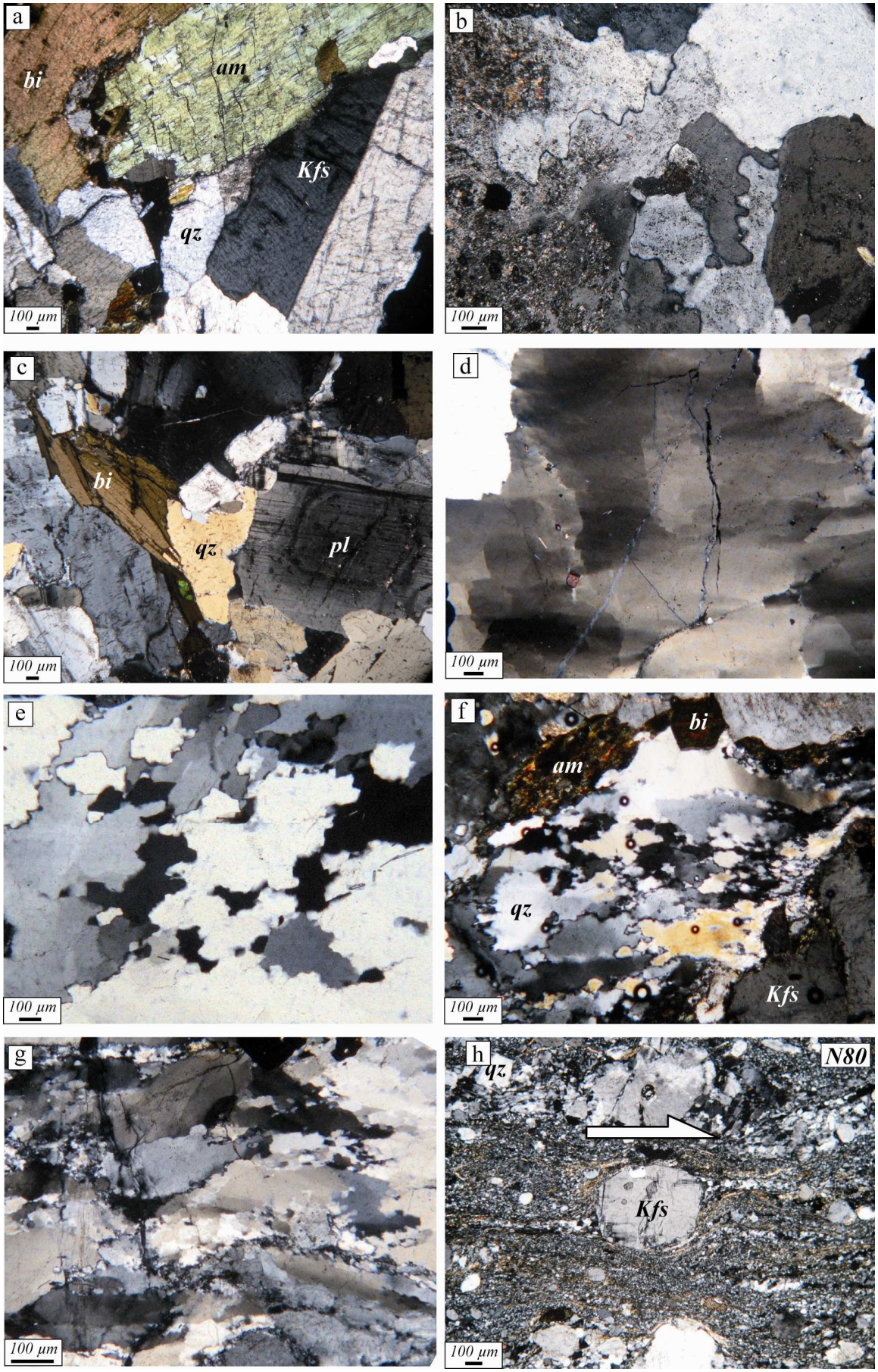


Figure 5.8 (La légende est sur la page précédente).

4.5. Répartition spatiale des microstructures

Les répartitions spatiales des microstructures dans les plutons de Weideshan, Haiyang, Guojialing, Luanjiahe et « pinkish-reddish » ainsi que dans les roches granitiques du MCC du Linglong sont exposées dans la **Figure 5.9**.

4.5.1. Les plutons de Weideshan et Haiyang

Les plutons de Weideshan et de Haiyang montrent principalement des microstructures magmatiques et ne présentent que très rarement des preuves d'une déformation faible à l'état solide (**Figs. 5.9a et 5.9b**). Pour le pluton de Weideshan, aucune lame mince n'a pu être faite à partir des roches de la partie sud-ouest du pluton eu égard aux affleurements inexistants. Les microstructures magmatiques sont réparties de façon homogène sur l'ensemble des deux plutons. Cependant, la déformation faible à l'état solide se localise préférentiellement sur les bordures des plutons illustrant l'interaction entre ceux-ci et les roches encaissantes (**Figs. 5.9a et 5.9b**). Les roches granitiques des deux plutons ne semblent donc pas avoir subi de déformation significative pendant leur mise en place et postérieurement. Par conséquent, les fabriques planaires et linéaires pouvant être mesurées directement sur le terrain ou par le biais de l'ASM reflèteront la structure magmatique des plutons (= fabriques primaires) liée à la mise en place atectonique.

4.5.2. Le MCC du Linglong, les plutons « pinkish-reddish » et de Luanjiahe, et le pluton syncinématique de Guojialing

Une récente étude structurale a montré que le massif du Linglong doit être considéré comme un dôme extensif exhumé sous un détachement majeur (« Linglong detachment fault » = LDF) localisé le long de la bordure est du massif (***article 1***). Le dôme est composé de roches granitiques et migmatitiques se révélant être isotropes d'un point de vue macroscopique loin du LDF, principalement au centre du dôme. Les roches sont particulièrement déformées sur une largeur d'environ 4 km le long du LDF depuis un stade de protomylonite jusqu'à celui des ultramylonites (**Figs. 5.5b et 5.6e**). L'étude microstructurale révèle que les microstructures magmatiques et celles qui sont liées à une déformation faible à l'état solide couvrent une bonne partie du dôme extensif, localisées essentiellement au centre et tout le long de la bordure ouest du massif (**Fig. 5.9c**). Les microstructures liées à une déformation modérée à l'état solide se répartissent le long de la bordure est du dôme (autrement dit le long du LDF) mais aussi sur ses terminaisons sud et nord (**Fig. 5.9c**). Enfin,

les microstructures liées à une déformation intense à l'état solide se situent uniquement le long du détachement majeur situé sur la bordure est du dôme (**Fig. 5.9c**). Il est possible de mettre en évidence un gradient montrant une augmentation de la déformation à l'état solide du cœur vers l'est.

Le dôme extensif du Linglong est recoupé par des plutons datés du Crétacé inférieur de couleur rose à violacé dits « pinkish-reddish » (**Fig. 5.5b** ; ***articles 1 et 3***). Ces plutons sont composés de roches granodioritiques totalement isotropes à l'œil nu. Les microstructures dans ces plutons sont uniquement magmatiques ou liées et à une déformation faible à l'état solide (**Fig. 5.9c**).

A l'est du dôme extensif du Linglong, le pluton de Luanjiahe est constitué uniquement de roches monzogranitiques isotropes d'un point de vue macroscopique, et présentent essentiellement des microstructures magmatiques ou liées à une faible déformation à l'état solide (**Fig. 5.9c**). Une seule lame mince a révélé l'existence de microstructures issues d'une déformation modérée à l'état solide.

Au nord du dôme extensif du Linglong, le pluton de Guojialing est un pluton syncinématique mis en place vers 124 Ma sous une zone de cisaillement (« Guojialing shear zone » = GSZ) localisée le long de sa bordure nord (**Fig. 5.5b** ; ***articles 1 et 3***). Le pluton syncinématique de Guojialing recoupe le dôme extensif du Linglong. Les microstructures magmatiques sont rares. En effet, la majorité des microstructures sont liées à une déformation à l'état solide dont l'intensité croît en se rapprochant de la GSZ (**Fig. 5.9c**). En d'autres termes, les microstructures liées à une déformation intense à l'état solide (fabrique mylonitique) se localisent le long de la zone de cisaillement (GSZ) située au nord du pluton. Un gradient N-S est donc observable dans la distribution spatiale des microstructures dans le pluton comme c'est le cas pour l'interpolation de l'échelle de déformation dans l'***article 1***.

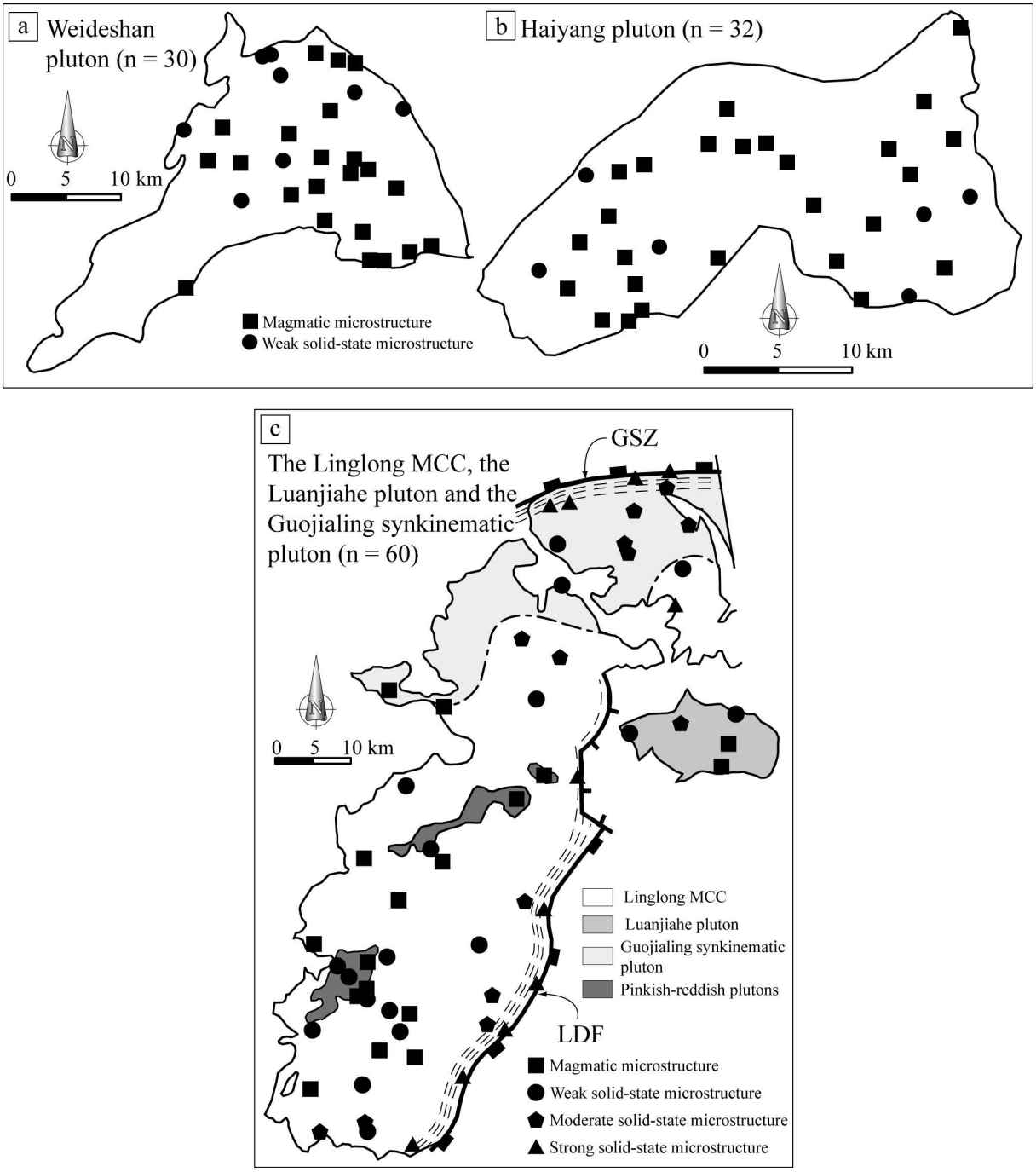


Figure 5.9 : Carte de répartition des microstructures pour les plutons de (a) Weideshan et de (b) Haiyang ; (c) pour le dôme extensif du Linglong, le pluton syncinématique de Guojialing, les plutons dits « pinkish-reddish » et celui de Luanjiahe.

5. Etude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)

Les études structurale et microstructurale ont montré que les roches granitiques des plutons de Weideshan, Haiyang et Luanjiahe ne présentaient pas de déformation visible d'un point de vue macroscopique et microscopique. Sur les bordures de ces deux plutons, seulement des relations intrusives avec les roches encaissantes ont été observées. Néanmoins, il faut noter l'existence d'un dense réseau de failles fragiles normales sur la bordure nord-est du pluton de Weideshan contrôlant le remplissage volcano-sédimentaire du bassin du Crétacé inférieur (**Fig. 5.5b**). Bien que ne présentant aucune fabrique directement mesurable à la boussole sur le terrain, les roches granitiques ne sont jamais totalement isotropes (Bouchez, 1997, 2000). L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) est un outil pétrostructural permettant d'accéder aux fabriques planaires et linéaires des roches faiblement déformées des deux plutons. En ce qui concerne les roches granitiques du dôme extensif du Linglong, elles sont extrêmement déformées le long du détachement majeur localisé sur la bordure est (**Figs. 5.5b et 5.9c**). Cependant, les roches présentes au centre du dôme et le long de sa bordure ouest sont isotropes ou faiblement déformées. Pour accéder à leurs fabriques planaires et linéaires, une étude ASM a également été menée pour les roches granitiques du dôme extensif du Linglong. Enfin, le pluton syncinématique de Guojialing et les plutons dits « pinkish-reddish » intrusifs dans le dôme du Linglong ont également fait l'objet d'une étude ASM afin d'accéder à leur fabrique.

5.1. Echantillonnage ASM

L'étude ASM menée pour les roches granitiques de la Péninsule du Jiaodong s'est effectuée grâce à l'échantillonnage de 164 sites pour un total de 1166 spécimens. Dans le détail, l'échantillonnage se répartit ainsi : (1) 328 spécimens issus de 45 sites pour le pluton de Weideshan; (2) 375 spécimens issus de 57 sites pour le pluton de Haiyang; (3) 238 spécimens issus de 29 sites pour les roches granitiques du dôme du Linglong ; (4) 133 spécimens issus de 18 sites pour le pluton syncinématique de Guojialing ; (5) 43 spécimens issus de 7 sites pour les plutons dits « pinkish-reddish » et (6) 49 spécimens issus de 8 sites pour le pluton de Luanjiahe. L'échantillonnage a été réalisé grâce à une foreuse portable à moteur et les carottes ont été orientées avec une boussole magnétique et solaire. La différence moyenne entre les déclinaisons magnétique et solaire a été prise en compte pour chacun des massifs échantillonnés (-6,5° pour le pluton de Weideshan, -6,8° pour le pluton de Haiyang ; -6,0° pour le dôme du Linglong ; -6,9° pour le pluton syncinématique de Guojialing ; -6,9°

pour les plutons dits « pinkish-reddish » et -7,1° pour le pluton de Luanjiahe). Ainsi, les carottes orientées uniquement avec la boussole magnétique ont subi une correction de la déclinaison. Les carottes ont été coupées selon une taille standard pour obtenir des spécimens d'une longueur de 22 mm pour un diamètre de 25 mm.

5.2. Mesures au laboratoire et analyse des directions

La susceptibilité magnétique volumique, l'ASM et les mesures thermomagnétiques ont été mesurées avec un susceptomètre de type AGICO KLY-3S©, couplé au four CS3 à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Les mesures d'aimantation rémanente isotherme (IRM) ont été effectuées à l'aide d'un magnétomètre de type ©AGICO spinner JR-5A à l'ISTO. Les cycles d'hystérésis ont été obtenus grâce à un inductomètre magnétique à l'Institut de Physique du Globe de Paris (site de Saint-Maur). Les orientations moyennes pour les trois axes de l'ellipsoïde de l'ASM ($K_1>K_2>K_3$) pour chacun des sites ont été calculées grâce au logiciel ©ANISOFT utilisant l'analyse statistique développée par Jelinek (1981).

5.3. Minéralogie magnétique

La caractérisation de la nature des minéraux magnétiques porteurs de la susceptibilité magnétique est essentielle pour mieux comprendre les relations complexes entre la forme des grains des minéraux et leurs orientations dans la roche (ex. Rochette et al., 1992 ; Tarling et Hrouda, 1993). L'étude de la minéralogie magnétique pour les différents massifs est présentée dans les **Figures 5.10, 5.11 et 5.12**.

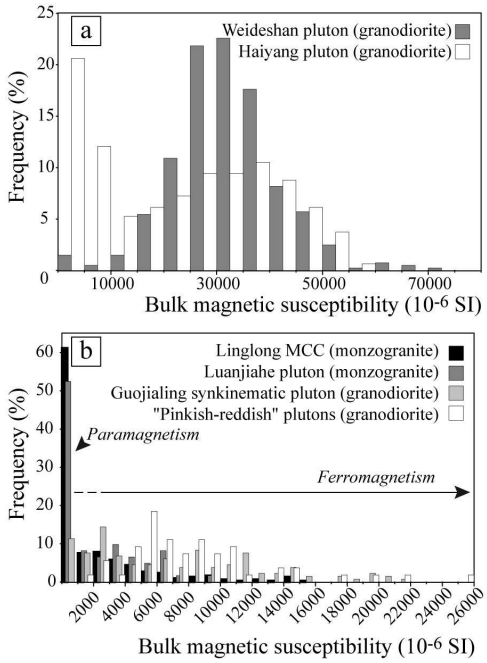


Figure 5.10 : Histogramme de répartition de la susceptibilité magnétique volumique pour les roches granitiques des massifs étudiés.

5.3.1. Les plutons de Weideshan et de Haiyang

La **Figure 5.10a** montre la distribution selon un histogramme des valeurs de la susceptibilité magnétique volumique pour les roches granitiques des plutons de Weideshan (en gris) et de Haiyang (en blanc). La valeur moyenne de susceptibilité magnétique volumique pour le pluton de Weideshan est de 33200 x 10^{-6} SI, valeur largement supérieure à la limite du domaine des roches granitiques avec une minéralogie paramagnétique (500 x 10^{-6} SI ; Bouchez, 1997, 2000). Pour le pluton de Haiyang, la valeur moyenne de la susceptibilité est de 23200 x 10^{-6} SI, ce qui est du même ordre de grandeur que le pluton de Weideshan. De telles valeurs de susceptibilité magnétique (>500 x 10^{-6} SI) sont typiques des granites dits ferromagnétiques (Bouchez, 1997, 2000). En outre, pour les deux plutons, la distribution spatiale n'est pas contrôlée par la répartition des sites d'échantillonnage. Ainsi, les fabriques magnétiques pourront être interprétées de façon homogène à l'échelle de chaque pluton.

Les **Figures 5.11a et 5.11b** présentent les cycles d'hystérésis pour les roches granitiques des plutons de Weideshan et de Haiyang. L'allure des courbes pour les deux plutons est semblable et révèle une forme typique pour des minéraux ferromagnétiques avec des grains multi-domaines (MD ; Dunlop et Özdemir, 1997), et avec des valeurs très fortes du moment magnétique induit atteint à saturation et comprises entre 1400 et un peu plus de 2000 x 10^{-3} Am^2/kg.

Les **Figures 5.12a et 5.12b** présentent respectivement les résultats des mesures d'IRM et de thermomagnétisme pour les roches granitiques du pluton de Weideshan. On observe que les valeurs maximales du moment magnétique relatif marquent une saturation (~36 A/m) pour une valeur de champ magnétique appliqué aux alentours de 150 mT, typique de la présence de minéraux faiblement coercitifs (**Fig. 5.12a**). Les mesures thermomagnétiques indiquent une chute brutale de la valeur de susceptibilité magnétique aux alentours de 580-590°C, correspondant au point de Curie de la magnétite (**Fig. 5.12b**). Une légère baisse de la susceptibilité pour une température aux alentours de 350°C laisse penser à la présence probable de maghémite. Les mêmes observations sont faites pour les roches granitiques du pluton de Haiyang (**Figs. 5.12c et 5.12d**).

Pour résumer, la susceptibilité magnétique est essentiellement portée par des grains multi-domaines de magnétite dans les roches granodioritiques des deux plutons.

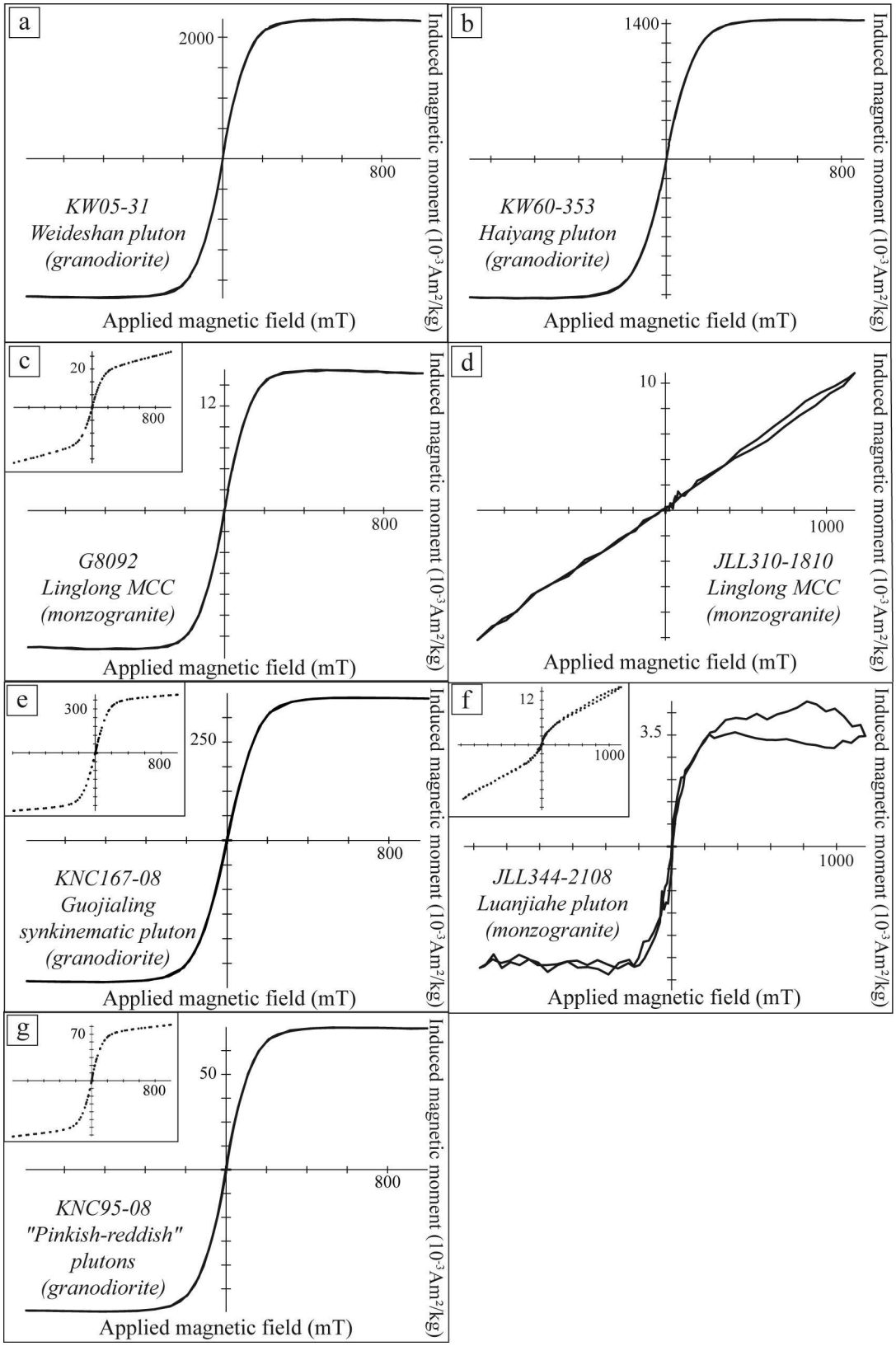


Figure 5.11 : Cycles d'hystérésis pour l'étude de la minéralogie magnétique de roches granitiques des massifs étudiés. Les encarts indiquent les cycles d'hystérésis avant la correction de la composante paramagnétique.

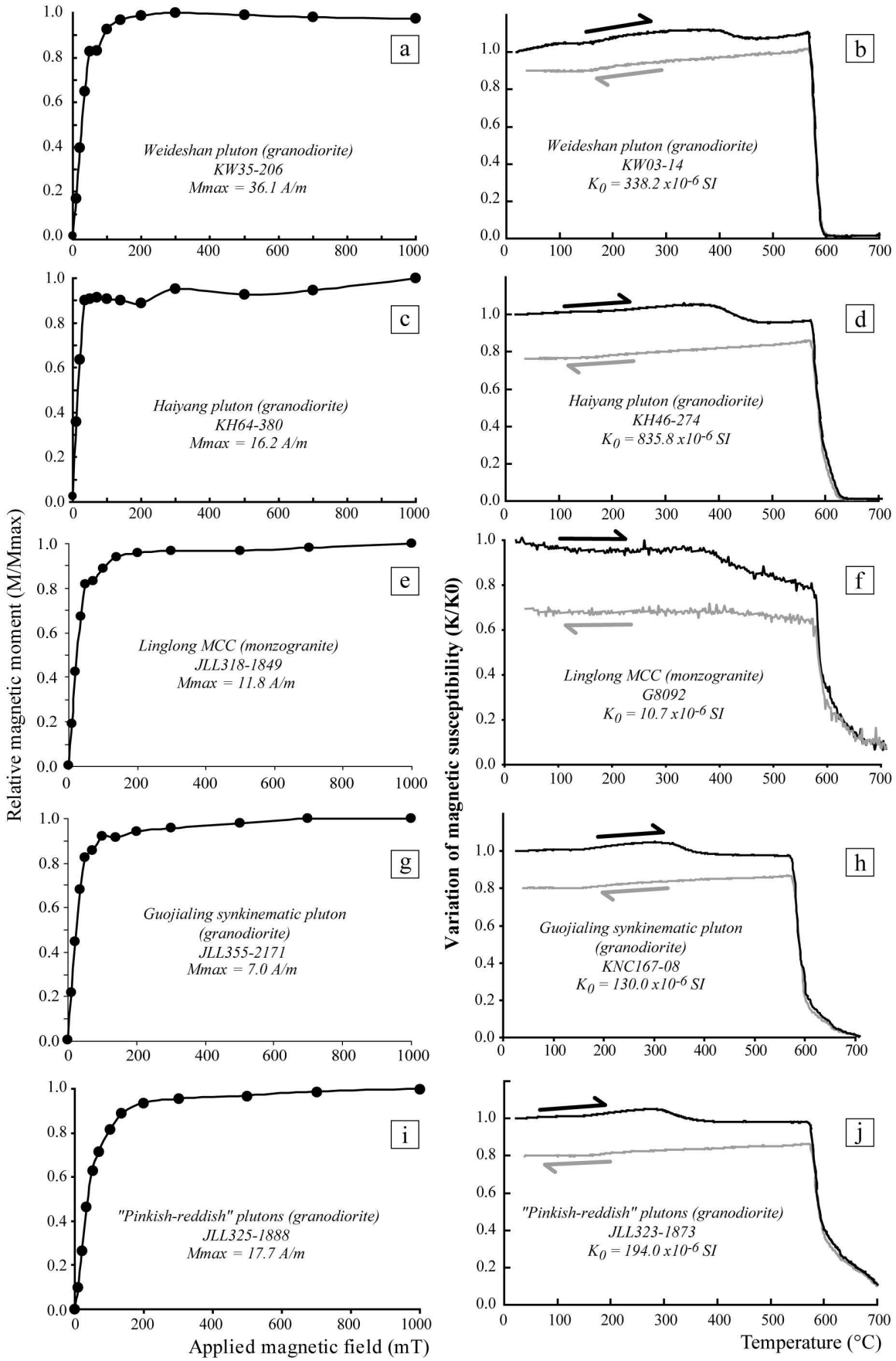


Figure 5.12 : Etude de la minéralogie magnétique par les mesures de (a, c, e, g, i) l'aimantation rémanente isotherme (IRM) et de (b, d, f, h, j) thermomagnétisme.

5.3.2. Le dôme extensif du Linglong

La valeur moyenne de susceptibilité magnétique pour les roches granitiques du dôme extensif du Linglong est égale à 2097 x 10^{-6} SI. Cependant, il est possible de discriminer deux comportements magnétiques. En effet, la lecture de l'histogramme montre qu'au moins 60% des échantillons ont une susceptibilité inférieure à 2000 x 10^{-6} SI, se rapprochant ainsi d'un comportement paramagnétique. Le reste des échantillons ont une susceptibilité plus forte typiques des granites ferromagnétiques (**Fig. 5.10b**). Cette minéralogie magnétique composite est confirmée par les cycles d'hystérésis montrant un comportement ferromagnétique (**Fig. 5.11c**) et paramagnétique (**Fig. 5.11d**). Les mesures d'IRM montrent la présence de minéraux faiblement coercitifs et l'étude de thermomagnétisme indique la présence de magnétite pour les échantillons à forte susceptibilité magnétique (**Figs. 5.12e et 5.12f**).

Par conséquent, les minéraux porteurs de la susceptibilité magnétique dans les roches granitiques du dôme du Linglong sont la magnétite et la biotite pour les comportements respectifs ferromagnétique et paramagnétique. Les orientations des sous-fabriques de la biotite et de la magnétite changent peu et peuvent être comparées (Archanjo et al., 1995).

5.3.3. Le pluton syncinématique de Guojialing

La valeur moyenne de susceptibilité magnétique volumique pour les roches du pluton syncinématique de Guojialing est égale à 6763 x 10^{-6} SI, ce qui est typique des granites ferromagnétiques (**Fig. 5.10b**). Le comportement ferromagnétique de certains minéraux est confirmé par la forme du cycle d'hystérésis et la forte valeur du moment magnétique induit à saturation (>300 x 10^{-3} Am^2/kg ; **Fig. 5.11e**). Les mesures d'IRM montrent la présence de minéraux faiblement coercitifs (**Fig. 5.12g**). Enfin, les mesures de thermomagnétisme indiquent que la magnétite est présente dans les roches granodioritiques du pluton de Guojialing (**Fig. 5.12h**). La magnétite est donc le minéral porteur principal de la susceptibilité magnétique pour ce massif.

5.3.4. Les plutons de Luanjiahe et « pinkish-reddish »

La valeur moyenne de susceptibilité magnétique pour les roches du pluton de Luanjiahe est égale à 2177 x 10^{-6} SI, ce qui laisse à penser à une minéralogie mixte entre des minéraux ferromagnétiques et paramagnétiques (**Fig. 5.10b**). Le cycle d'hystérésis confirme cette hypothèse étant donné la forte composante paramagnétique (partie linéaire du cycle) visible avant la correction de cette fraction (**Fig. 5.11f**). Les minéraux ferromagnétiques et

paramagnétiques porteurs de la susceptibilité magnétique dans les roches de ce pluton sont la magnétite et la biotite.

Pour les plutons dits « pinkish-reddish », la valeur moyenne de susceptibilité magnétique est de 8849 x 10^{-6} SI, ce qui est typique des granites ferromagnétiques (**Fig. 5.10b**). Le cycle d'hystérésis confirme un comportement ferromagnétique (**Fig. 5.11g**). Les mesures d'IRM et de thermomagnétisme caractérisent des minéraux faiblement coercitifs pouvant s'expliquer par la présence de magnétite (**Figs. 5.12i et 5.12j**).

5.4. Fabriques magnétiques

Tous les résultats statistiques de l'étude ASM pour chacun des massifs sont présentés dans la **Table 5.3** (Weideshan), la **Table 5.4** (Haiyang) et la **Table 5.5** (Linglong, Guojialing, Luanjiahe et « pinkish-reddish »).

5.4.1. Les plutons de Weideshan et Haiyang

Les valeurs du degré d'anisotropie corrigé P_J (Jelinek, 1981) pour le pluton de Weideshan sont essentiellement inférieures à 1,20 (la moyenne est de 1,123 ; **Fig. 5.13a et Table 5.3**). Certains échantillons ont des valeurs de P_J plus fortes, ce qui est probablement lié l'anisotropie de forme de la magnétite. Le fait que la majorité des échantillons aient une valeur faible de P_J indique que les roches du pluton n'ont probablement pas subi de déformation forte postérieurement à l'acquisition de leur fabrique magnétique. La valeur moyenne du paramètre de forme T est égale à 0,420 indiquant que la foliation magnétique est mieux définie d'un point de vue statistique que la linéation magnétique (**Fig. 5.13b et Table 5.4**). Ces constatations sont aussi valables pour le pluton de Haiyang où les valeurs moyennes de P_J et de T sont respectivement de 1,080 et 0,261, montrant que les roches de ce pluton n'ont pas subi de déformation importante.

Les axes principaux de l'ellipsoïde de l'ASM (K_1 et K_3) sont représentés sous la forme de stéréogrammes pour chacun des sites du pluton de Weideshan (**Fig. 5.14a**) et de Haiyang (**Fig. 5.14b**). Les directions moyennes des axes ASM (la linéation issue de K_1 et K_3 pour le pôle de foliation) par site d'échantillonnage sont présentées sur une carte des fabriques magnétiques dans la **Figure 5.15** pour chacun des deux plutons.

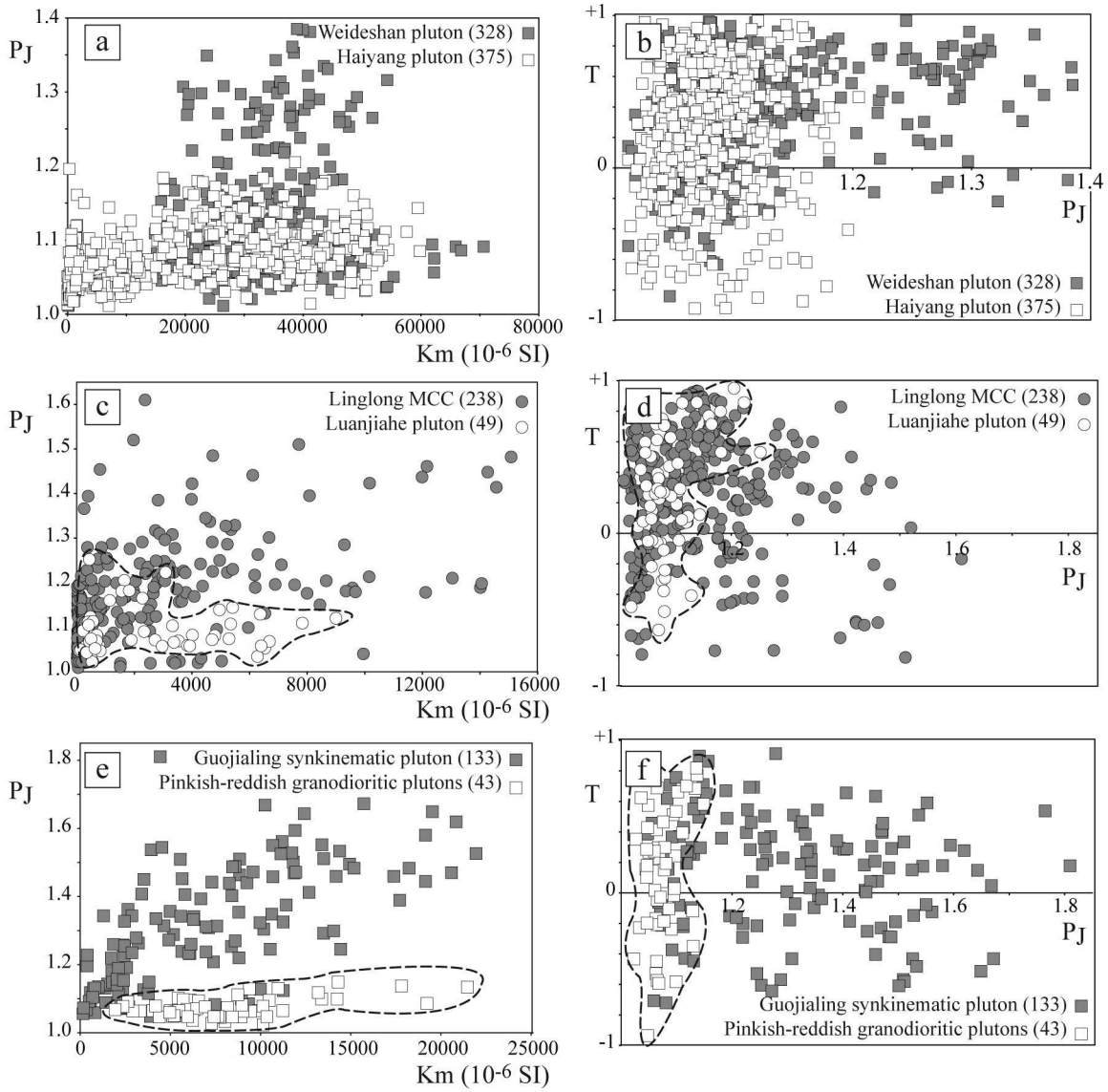


Figure 5.13 : Paramètres de l'ASM. (a, c, e) Degré d'anisotropie corrigé P_J en fonction de la susceptibilité magnétique volumique K_m. (b, d, f) Paramètre de forme T en fonction du degré d'anisotropie corrigé P_J. Pour les plutons de Weideshan et Haiyang, le dôme extensif du Linglong, le pluton syncinématique de Guojialing, les plutons dits « pinkish-reddish » et celui de Luanjiahe.

Site	Coordinates		n	Km	P_J	T	K_1				K_3			
	Latitude (°N)	Longitude (°E)		(10^{-6} SI)			D (°)	I (°)	α_{95max}	α_{95min}	D (°)	I (°)	α_{95max}	α_{95min}
KW01	122.415	37.343	9	59700	1.080	0.241	91.5	47.0	18.1	8.2	226.4	33.4	8.6	6.9
KW02	122.414	37.206	6	33000	1.088	0.156	236.3	25.9	17.0	7.3	10.2	55.0	10.0	7.7
KW03	122.404	37.225	6	26400	1.074	0.201	179.9	12.7	25.4	8.3	7.9	77.2	10.4	7.0
KW04	122.389	37.222	7	33800	1.096	0.477	209.5	11.5	30.6	7.3	61.3	76.6	7.4	5.9
KW05	122.371	37.218	7	37200	1.110	0.439	141.0	3.8	38.8	2.6	38.9	72.6	6.9	3.1
KW06	122.381	37.229	8	37000	1.083	0.331	161.3	11.0	13.5	6.8	34.7	71.9	13.1	6.8
KW07	122.414	37.258	8	25900	1.072	0.869	326.2	7.4	71.1	10.8	111.3	81.0	23.1	7.3
KW08	122.418	37.263	6	30000	1.106	0.702	335.6	1.4	43.6	6.6	74.0	80.3	9.2	6.0
KW09	122.406	37.241	5	38000	1.091	0.000	249.7	32.2	19.6	5.1	79.1	57.4	24.7	10.0
KW10	122.408	37.234	5	30900	1.081	0.443	175.9	8.2	5.6	5.0	11.3	81.5	26.6	5.3
KW11	122.375	37.257	6	15500	1.064	0.429	87.6	2.2	27.9	13.2	178.9	30.2	14.8	5.1
KW12	122.384	37.273	6	19800	1.072	0.306	207.1	20.5	37.8	6.2	34.5	69.3	13.0	6.0
KW13G	122.383	37.279	7	26900	1.071	0.338	259.6	7.0	19.9	9.9	35.7	80.4	12.3	8.5
KW13A	122.383	37.279	5	172	1.018	0.193	153.1	44.0	19.1	1.4	50.0	13.2	11.7	6.6
KW14	122.426	37.296	5	26700	1.069	0.605	31.2	12.8	24.2	7.5	181.2	75.3	15.2	3.1
KW15G	122.424	37.317	10	28800	1.130	0.674	42.9	1.2	18.4	8.4	137.6	75.5	10.2	7.7
KW15A	122.424	37.317	5	21400	1.296	0.681	50.8	7.0	14.5	4.9	160.1	69.6	5.9	3.9
KW16	122.446	37.321	7	26300	1.084	0.293	34.0	19.0	11.2	3.6	194.6	69.9	21.5	9.4
KW17	122.437	37.336	7	35800	1.304	0.021	120.9	75.7	6.6	1.7	15.9	3.8	13.2	2.2
KW18	122.348	37.226	5	33800	1.110	0.380	149.5	6.0	11.1	1.9	36.9	74.8	8.7	1.9
KW19	122.342	37.239	6	31300	1.070	0.293	248.4	7.7	19.1	10.5	85.7	81.9	14.6	9.5
KW20	122.339	37.247	7	28000	1.063	0.419	295.2	13.6	47.1	6.1	96.2	75.7	9.9	7.7
KW21	122.331	37.257	9	32600	1.058	0.301	347.1	20.9	16.1	3.7	107.2	52.6	7.6	3.6
KW22	122.315	37.287	7	41100	1.072	0.331	229.8	10.4	16.1	8.3	129.1	45.4	22.8	11.3
KW23	122.275	37.287	6	43200	1.090	0.275	187.0	11.9	10.4	5.7	339.4	76.7	9.7	4.5
KW24	122.360	37.343	7	60000	1.247	0.556	253.9	77.8	9.0	6.4	159.1	1.0	8.0	2.0
KW25	122.369	37.344	9	31100	1.261	0.608	128.1	86.2	50.9	3.7	351.6	2.8	6.1	3.1
KW26	122.463	37.332	9	35100	1.258	0.647	137.2	52.0	21.1	5.1	38.4	6.8	10.4	5.4
KW27	122.455	37.333	10	40400	1.277	0.645	165.1	66.2	12.3	2.3	29.6	17.5	3.3	2.4
KW28	122.448	37.335	10	40400	1.281	0.537	167.7	64.6	6.6	5.1	46.4	13.9	5.6	5.0
KW29	122.378	37.327	8	28400	1.116	0.471	53.3	10.7	20.6	4.2	162.6	60.3	8.4	5.6
KW30	122.330	37.226	5	25300	1.079	0.289	232.2	23.6	6.1	43.9	60.8	66.1	2.2	11.4
KW31	122.298	37.261	5	43300	1.060	0.299	178.8	7.7	7.7	5.8	87.5	9.9	12.0	5.1
KW32	122.462	37.246	5	24000	1.202	0.611	152.4	13.3	22.8	9.9	4.1	74.5	10.6	3.9
KW33	122.448	37.255	7	21000	1.077	0.448	328.6	20.2	79.9	12.3	129.6	68.7	12.7	3.4
KW34	122.444	37.244	7	28900	1.077	0.664	355.3	5.7	38.3	5.3	100.8	69.7	7.2	2.4
KW35	122.490	37.229	5	24200	1.083	0.781	169.8	8.8	10.3	2.8	58.7	66.7	4.8	3.8
KW36	122.501	37.294	6	29600	1.120	-0.003	15.7	27.5	16.5	11.3	164.9	58.7	62.1	7.2
KW37	122.483	37.300	7	16300	1.135	0.357	14.7	5.9	9.5	7.0	119.9	68.5	8.3	5.1
KW38	122.453	37.310	6	24000	1.089	0.104	22.7	11.8	16.1	7.1	152.9	72.1	12.3	7.2
KW39	122.452	37.195	6	38300	1.090	0.385	174.9	23.3	12.8	4.7	52.0	51.6	8.9	4.7
KW40	122.522	37.180	7	29800	1.072	0.615	135.7	20.1	30.4	5.9	27.7	40.2	11.1	7.3
KW41	122.500	37.177	9	31200	1.049	0.160	137.0	18.2	16.9	10.6	23.8	50.2	31.2	12.3
KW42	122.472	37.171	9	43600	1.080	0.562	20.1	63.3	75.4	7.9	199.3	26.7	18.8	6.8
KW43	122.458	37.172	10	33100	1.133	0.532	96.2	40.0	16.0	3.1	212.9	28.1	9.2	4.4
KW44	122.453	37.188	7	33400	1.099	0.404	176.5	28.2	16.8	6.1	31.3	56.8	10.1	4.3
KW45	122.268	37.157	9	41300	1.169	0.650	284.1	47.1	14.5	3.5	160.9	26.9	5.4	2.7

Table 5.3 : Données ASM pour le pluton de Weideshan.

Site	Coordinates		n	Km	P_J	T	K_1				K_3			
	Latitude (°N)	Longitude (°E)		(10^{-6} SI)			D (°)	I (°)	α_{95max}	α_{95min}	D (°)	I (°)	α_{95max}	α_{95min}
KH46	36.807	121.152	5	44800	1.084	0.537	39.7	4.8	43.9	8.2	210.1	85.2	13.3	5.6
KH47	36.823	121.148	7	25300	1.063	0.276	6.5	14.5	17.7	6.8	151.1	72.4	12.7	9.0
KH48	36.831	121.155	7	29300	1.083	0.539	229.6	32.2	83.5	5.2	114.0	34.5	11.2	5.1
KH49	36.836	121.164	8	14600	1.069	0.047	317.4	12.9	6.4	4.8	92.3	72.0	6.7	4.8
KH50	36.845	121.168	7	23600	0.150	-0.507	333.9	11.2	10.0	8.2	124.0	77.1	16.0	8.1
KH51	36.849	121.162	7	15700	1.081	0.064	332.7	7.0	13.8	6.3	79.6	67.2	8.1	4.9
KH52	36.840	121.141	5	36400	1.079	0.310	211.5	3.3	36.9	18.8	113.3	68.0	26.7	8.2
KH53	36.847	121.136	7	36200	1.080	0.486	267.6	9.1	49.6	4.6	157.1	65.5	26.6	5.3
KH54	36.865	121.130	6	44700	1.092	0.102	9.0	13.2	20.9	3.6	199.0	76.6	8.5	3.4
KH55	36.878	121.124	6	40300	1.062	-0.130	161.7	9.8	28.5	6.8	327.3	79.9	21.9	10.6
KH56	36.891	121.115	8	29200	1.118	0.377	147.3	0.6	20.4	5.9	56.1	66.4	7.5	5.6
KH57	36.896	121.159	7	36900	1.097	0.340	147.7	7.1	19.8	8.8	27.2	76.2	15.9	4.4
KH58	36.892	121.140	6	40200	1.103	0.216	342.8	7.4	12.2	5.8	183.0	82.1	8.2	5.6
KH59	36.891	121.137	6	41600	1.130	0.467	4.3	0.9	16.2	5.2	224.0	88.8	6.5	5.5
KH60	36.801	121.142	9	50300	1.110	0.287	174.9	13.5	14.6	6.2	7.0	76.2	9.3	6.0
KH61	36.802	121.122	7	42000	1.097	0.300	113.7	7.3	23.9	18.4	286.7	82.7	20.8	15.2
KH62	36.816	121.109	7	38500	1.120	0.637	257.0	2.1	31.5	5.1	151.2	82.3	9.9	4.2
KH63	36.822	121.097	9	43000	1.083	0.327	173.6	12.3	62.1	6.3	328.6	76.5	9.1	5.6
KH64	36.843	121.103	6	38900	1.064	0.266	9.5	1.9	40.2	8.2	104.5	69.3	18.1	9.8
KH65	36.850	121.107	8	36000	1.079	0.537	25.8	3.2	18.6	3.3	141.1	82.6	8.3	7.4
KH66	36.826	121.089	6	18900	1.107	0.331	324.9	3.5	14.8	6.1	193.2	84.7	8.0	6.4
KH67	36.834	121.076	5	46000	1.052	0.279	196.4	16.5	60.8	12.8	18.8	73.5	12.9	6.9
KH68	36.837	121.212	5	2660	1.052	0.368	138.7	15.5	26.8	10.5	328.8	74.3	26.7	15.0
KH69	36.866	121.286	7	1120	1.031	0.554	172.9	12.5	22.6	4.8	24.5	75.4	15.7	3.3
KH70	36.893	121.267	6	5970	1.079	0.307	313.4	3.8	10.5	4.8	210.8	73.1	5.8	5.5
KH71	36.906	121.252	6	7560	1.066	0.279	324.2	11.8	8.5	4.7	214.0	58.8	9.0	3.6
KH72	36.904	121.234	6	29600	1.046	-0.021	273.3	4.0	28.2	13.6	137.1	84.4	20.0	2.3
KH73	36.924	121.216	10	29100	1.108	0.454	8.5	6.6	27.7	7.4	216.3	82.5	15.9	9.4
KH74	36.927	121.223	8	30200	1.146	0.720	262.6	11.2	16.0	4.3	121.0	75.8	4.7	3.7
KH75	36.906	121.208	6	34600	1.112	0.530	180.9	2.6	27.9	7.0	25.4	87.1	10.3	6.3
KH76	36.906	121.197	6	25200	1.099	0.496	217.7	12.9	34.6	4.1	55.9	76.4	8.4	3.9
KH279	36.970	121.403	6	37700	1.091	-0.329	336.7	4.0	9.6	4.5	104.0	83.5	31.4	6.6
KH280	36.903	121.394	5	34	1.027	0.312	325.5	23.4	26.1	18.5	205.3	49.2	24.4	14.7
KH281	36.911	121.379	6	19000	1.171	0.362	88.7	22.4	8.3	0.8	228.1	61.4	4.1	0.7
KH282	36.926	121.373	5	75600	1.101	0.268	312.9	23.5	13.7	10.4	48.7	13.1	11.4	9.9
KH283	36.919	121.390	5	17800	1.038	0.621	224.4	6.7	28.2	2.3	315.6	10.2	5.3	3.0
KH284	36.867	121.404	8	5600	1.045	0.115	139.0	15.8	9.6	3.2	329.4	73.9	10.0	3.2
KH285	36.869	121.381	6	3640	1.020	0.416	236.0	56.6	31.3	29.5	128.9	11.0	41.4	26.8
KH286	36.858	121.369	6	2860	1.043	0.293	142.7	33.9	19.1	4.6	322.4	56.1	23.9	5.4
KH288	36.835	121.398	6	5980	1.042	0.342	103.1	7.2	17.6	4.1	311.9	81.8	8.6	3.4
KH289	36.825	121.382	6	911	1.061	-0.206	268.1	6.7	16.8	7.8	35.1	78.9	38.2	14.7
KH290	36.809	121.360	6	35500	1.088	0.689	136.8	11.2	27.0	6.9	6.8	72.9	7.3	3.3
KH291	36.798	121.353	9	1600	1.116	-0.716	93.1	31.2	6.0	3.2	316.9	50.0	19.7	5.1
KH292	36.801	121.315	8	37800	1.073	0.259	110.9	2.2	3.9	2.8	19.7	28.6	5.5	2.5
KH293	36.826	121.307	8	26900	1.051	0.370	254.5	6.2	19.8	4.9	7.7	74.4	11.8	4.9
KH294	36.832	121.301	5	16900	1.065	0.412	204.4	20.2	10.7	2.6	22.9	69.8	9.0	2.6
KH295	36.854	121.317	7	8610	1.041	0.056	94.9	0.2	23.5	15.6	3.6	82.7	35.7	15.7
KH296	36.853	121.330	5	6270	1.057	0.143	219.8	18.9	35.8	19.3	49.8	70.9	20.1	7.1
KH297	36.854	121.341	6	11100	1.044	0.113	319.8	1.8	20.5	4.0	198.0	86.5	6.9	4.1
KH298	36.878	121.364	6	2880	1.064	0.015	21.1	19.9	28.7	14.9	200.7	70.1	19.2	9.3
KH299	36.882	121.360	5	26200	1.037	0.150	336.9	0.8	20.9	17.4	67.3	27.3	28.8	19.1
KH300	36.898	121.323	6	9050	1.062	0.109	184.8	66.7	82.0	24.8	338.0	21.0	26.8	20.6
KH301	36.901	121.352	7	1040	1.046	-0.119	38.2	49.3	17.4	12.6	141.8	11.4	34.3	11.0
KH302	36.898	121.345	6	9260	1.076	0.468	96.8	1.4	32.3	26.0	198.3	82.9	26.9	9.2
KH303	36.930	121.311	7	866	1.087	0.305	41.4	15.8	13.4	11.0	140.9	30.5	13.1	9.4
KH304	36.931	121.302	6	44400	1.086	0.269	346.6	11.5	22.2	9.8	238.1	57.2	10.9	7.2
KH305	36.935	121.269	10	40900	1.129	0.397	342.9	42.8	20.6	7.5	155.4	46.9	8.0	7.2

Table 5.4 : Données ASM pour le pluton de Haiyang.

Site	Coordinates		Lithology	n	Km	P_J	T	K_1				K_3			
	Latitude (°N)	Longitude (°E)			(10^{-6} SI)			D(°)	I(°)	α_{95max}	α_{95min}	D(°)	I(°)	α_{95max}	α_{95min}
JLL306	36.827	120.009	LL	9	49	1.056	-0.045	59.0	32.0	9.7	6.6	327.2	3.0	14.2	3.7
JLL307	36.815	120.012	LL	10	51	1.039	-0.386	107.2	8.2	7.6	2.9	1.8	61.5	10.7	2.9
JLL308	36.872	120.007	LL	11	7510	1.156	-0.016	216.3	81.2	3.6	1.7	354.1	6.6	12.9	2.0
JLL309			LL	7	4330	1.021	-0.351	299.1	71.7	10.5	1.5	95.8	16.9	5.0	2.3
JLL310	36.864	120.025	LL	5	48	1.072	0.444	265.4	36.5	8.9	1.5	12.7	21.8	4.8	1.8
JLL311	36.912	120.033	LL	7	47	1.049	0.291	77.9	32.2	6.4	3.1	336.6	17.3	5.5	3.5
JLL312	36.926	120.072	LL	7	61	1.040	0.672	87.1	65.7	5.3	4.4	237.5	21.5	4.4	1.9
JLL313	36.933	120.065	LL	7	49	1.184	0.071	351.0	61.7	15.4	7.4	248.5	6.6	12.7	5.4
JLL314	36.902	120.085	LL	8	2030	1.200	0.446	103.8	57.8	7.1	2.3	205.5	7.3	5.9	1.5
JLL315	36.955	120.080	LL	8	3760	1.163	0.462	133.6	5.4	17.7	4.3	226.5	28.6	8.3	2.9
JLL316	36.958	120.065	LL	7	2040	1.141	0.799	142.2	16.2	27.3	4.5	235.3	10.7	30.9	15.6
JLL317	36.959	120.051	LL	11	840	1.468	-0.545	97.8	36.8	22.0	2.1	199.4	15.0	5.1	1.6
JLL318	36.969	120.038	LL	8	7990	1.231	-0.280	115.1	6.0	6.3	2.1	211.3	45.6	16.6	2.5
JLL319	36.973	120.017	LL	5	3000	1.070	-0.072	287.2	4.0	9.1	6.2	196.6	7.3	25.0	4.3
JLL320	36.977	120.003	KPRG	6	11600	1.024	0.285	105.5	35.7	33.4	17.2	12.8	3.6	57.3	24.4
JLL321	36.986	120.017	KPRG	6	7580	1.070	0.096	197.7	14.2	58.0	45.3	290.0	9.0	54.4	17.4
JLL322	37.000	119.992	KPRG	7	5950	1.060	0.245	310.0	4.7	10.7	3.9	47.7	58.7	7.8	2.5
JLL323	37.014	119.975	KPRG	6	7850	1.162	0.829	341.4	10.3	25.1	9.2	79.5	37.9	13.8	7.1
JLL324	37.023	120.049	LL	8	3910	1.057	0.347	258.7	40.4	10.8	7.1	10.2	23.4	8.2	2.1
JLL325	37.018	120.020	KPRG	6	5620	1.053	0.262	348.9	9.2	39.3	14.0	234.8	68.4	15.7	7.2
JLL326	37.157	120.015	LL	8	55	1.090	-0.082	161.2	11.4	25.6	11.3	70.0	5.9	43.1	14.7
JLL327	37.141	120.020	LL	11	282	1.119	0.216	261.1	71.3	35.1	8.8	111.8	16.2	44.4	10.4
JLL328	37.107	120.057	LL	6	1760	1.092	0.203	298.2	59.5	78.4	5.2	184.7	13.2	12.2	7.3
JLL329	37.096	120.054	LL	8	397	1.106	0.361	30.2	73.1	42.9	8.4	177.5	14.4	11.9	8.0
JLL330	37.116	120.088	LL	8	420	1.245	0.208	358.0	71.0	13.4	3.2	215.9	15.2	8.7	3.6
JLL331	37.034	120.187	LL	8	6120	1.117	0.451	282.2	13.3	21.5	9.7	18.9	26.5	13.7	10.0
JLL332	37.134	120.136	LL	10	332	1.127	0.664	82.4	68.4	9.2	3.0	209.9	13.6	11.4	3.3
JLL333	37.150	120.119	KPRG	5	17700	1.066	-0.241	181.3	10.0	22.1	5.2	277.3	30.8	7.8	5.4
JLL334	37.194	120.167	KPRG	7	5640	1.121	0.139	263.9	37.9	11.5	5.2	3.1	11.6	51.8	5.1
JLL335	37.196	120.169	LL	8	2260	1.111	0.473	275.8	50.1	15.2	7.9	13.1	6.0	22.4	5.4
JLL336	37.226	120.086	LL	9	187	1.105	0.497	12.3	34.4	39.0	5.0	127.9	32.3	11.5	4.9
JLL337	37.281	120.422	LJH	6	3050	1.074	0.346	207.4	10.4	17.9	11.6	111.6	28.9	20.5	6.6
JLL338	37.280	120.422	LJH	5	4260	1.103	0.024	212.5	20.1	37.2	7.1	119.4	8.5	15.1	5.5
JLL339	37.280	120.422	LJH	5	6180	1.081	-0.034	8.3	7.2	42.3	10.2	101.6	24.8	12.2	10.8
JLL340	37.289	120.498	LJH	6	462	1.157	0.694	63.9	21.6	25.3	7.3	329.7	10.5	51.8	8.5
JLL341	37.296	120.583	LJH	8	1490	1.045	0.314	183.1	32.6	35.0	8.5	65.1	36.2	9.7	5.3
JLL342	37.263	120.569	LJH	5	480	1.077	0.268	8.5	25.7	24.1	8.4	275.2	6.9	28.9	12.9
JLL343	37.237	120.559	LJH	8	923	1.082	0.422	10.8	20.3	10.2	6.6	257.6	46.8	13.4	5.4
JLL344	37.229	120.545	LJH	6	567	1.043	0.193	236.5	27.2	19.0	4.0	74.9	61.6	8.4	3.4
JLL345	37.430	120.497	LL	7	32	1.286	0.262	229.2	42.7	65.3	12.9	333.5	15.0	20.7	13.4
JLL346	37.456	120.503	LL	9	2630	1.262	0.375	110.5	17.5	39.6	9.8	272.7	71.7	16.7	11.3
JLL347	37.473	120.510	LL	15	3660	1.328	0.125	157.6	15.6	15.9	8.5	296.4	69.6	16.3	8.2
JLL348	37.506	120.532	GJL	6	7070	1.443	-0.091	137.1	5.3	7.6	7.0	246.7	74.4	12.5	7.4
JLL349	37.525	120.521	GJL	9	10300	1.111	0.342	139.1	9.2	11.2	6.1	241.7	53.2	12.7	3.0
JLL350	37.560	120.496	GJL	7	4220	1.102	-0.134	326.9	63.3	14.1	7.9	212.9	11.6	21.5	4.2
JLL351	37.571	120.491	GJL	10	2790	1.231	-0.039	308.2	4.3	23.7	4.3	213.2	49.3	17.4	3.8
JLL352	37.576	120.447	GJL	5	1580	1.324	-0.619	320.8	8.2	6.4	0.9	210.6	67.4	5.3	3.4
JLL353	37.566	120.447	GJL	6	6460	1.550	-0.493	309.3	21.8	4.9	1.5	108.3	66.8	16.9	1.3
JLL354	37.544	120.440	GJL	7	16300	1.389	0.369	330.3	2.2	3.4	1.4	62.7	48.4	11.2	1.4
JLL355	37.506	120.424	GJL	8	8420	1.547	0.311	146.1	11.7	22.6	5.7	262.1	64.7	18.1	7.5
JLL356	37.495	120.429	GJL	12	8580	1.377	0.221	130.4	23.5	14.6	5.5	282.5	63.8	8.1	5.6
JLL357	37.477	120.399	GJL	8	10600	1.242	0.367	131.6	26.0	12.5	6.1	328.8	63.0	19.4	6.1
JLL358	37.432	120.408	GJL	7	3060	1.405	0.286	153.0	21.1	8.5	7.5	306.8	66.7	8.6	3.7
JLL359	37.495	120.382	GJL	7	9750	1.333	0.074	160.4	9.5	15.9	8.0	329.2	80.3	16.0	12.2
JLL360	37.507	120.374	GJL	6	10500	1.441	0.267	343.0	0.5	13.6	5.4	250.7	79.0	11.3	4.7
JLL361	37.524	120.337	GJL	7	10800	1.292	0.389	320.9	0.6	8.6	4.5	229.7	62.9	9.0	5.2
JLL362	37.558	120.344	GJL	8	3160	1.158	0.757	320.5	19.6	18.3	6.5	190.9	60.8	11.7	3.0
JLL363	37.508	120.324	GJL	5	2080	1.093	0.106	314.2	16.7	13.0	6.8	197.3	56.4	7.6	4.2
JLL364	37.459	120.329	GJL	7	4910	1.165	0.367	172.8	18.9	32.6	13.0	304.6	62.7	29.5	7.4
JLL365	37.459	120.295	GJL	8	1160	1.205	0.081	145.4	24.4	13.3	6.8	271.5	52.5	11.7	8.6
JLL366	37.373	120.322	LL	6	1330	1.277	0.553	132.4	26.4	31.3	10.5	256.9	48.7	11.8	6.5
JLL367	37.397	120.266	LL	7	5620	1.277	0.553	191.9	20.5	61.7	6.2	8.1	69.5	7.1	5.9

Table 5.5: Données ASM pour: LL=roches granitiques du dôme extensif du Linglong, GJL=pluton syncinématique du Guojialing, KPRG=plutons dits « pinkish-reddish », LJH= pluton de Luanjiahe.

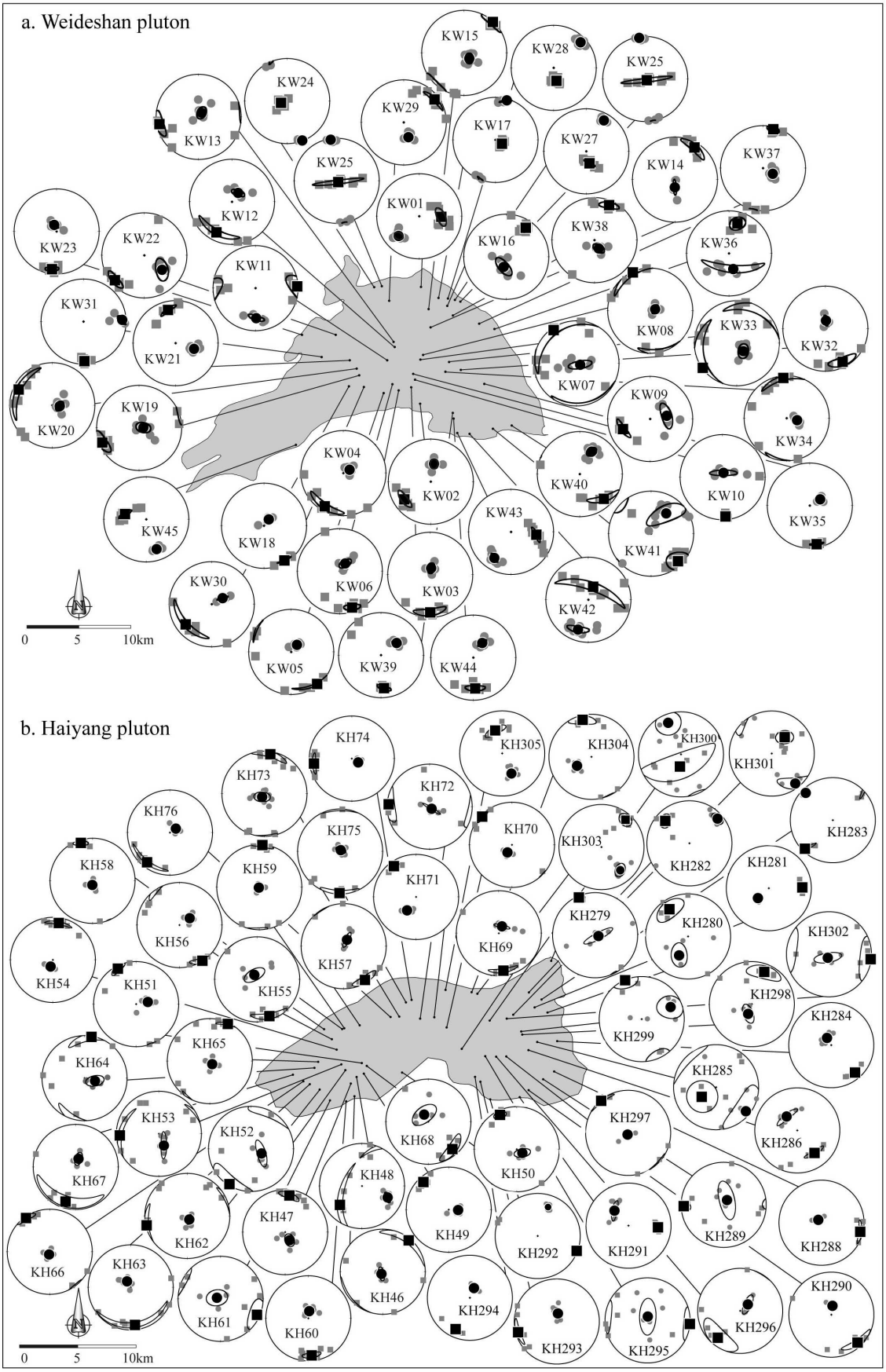


Figure 5.14 : Représentation stéréographiques des directions des axes K_1 et K_3 de l'ellipsoïde de l'ASM pour les plutons de (a) Weideshan et (b) Haiyang ; (c) le dôme extensif du Linglong, le pluton syncinématique de Guojialing, les plutons dits « pinkish-reddish » et (d) le pluton de Luanjiahe.

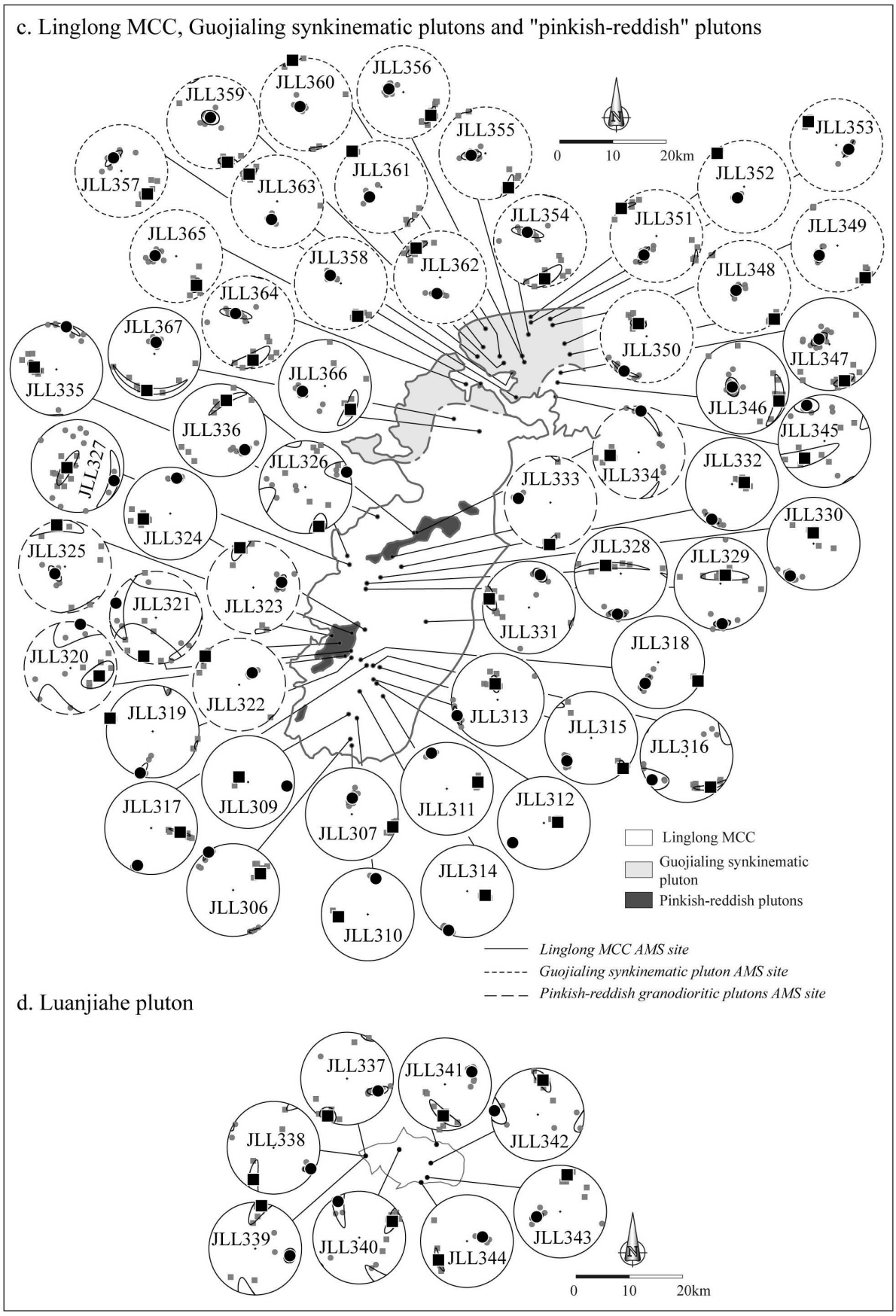


Figure 5.14 (suite)

Pour le pluton de Weideshan, les trajectoires de foliations magnétiques sont organisées de façon concentrique et sont pour la plupart parallèles aux bordures, et ont un pendage moyen à faible excepté sur la bordure nord (**Figs. 5.15a et 5.15e**). Les linéations magnétiques n'ont pas d'orientation préférentielle et ont un plongement en général faible (**Figs. 5.15b et 5.15e**). Dans le pluton de Haiyang, les foliations sont subhorizontales, excepté quelques-unes le long des bordures (**Figs. 5.15c et 5.15e**). Les orientations des foliations magnétiques présentent une bonne corrélation avec les orientations des bordures du pluton. Les linéations magnétiques ne montrent pas d'orientation particulière et ont généralement un faible plongement (**Figs. 5.15d et 5.15e**).

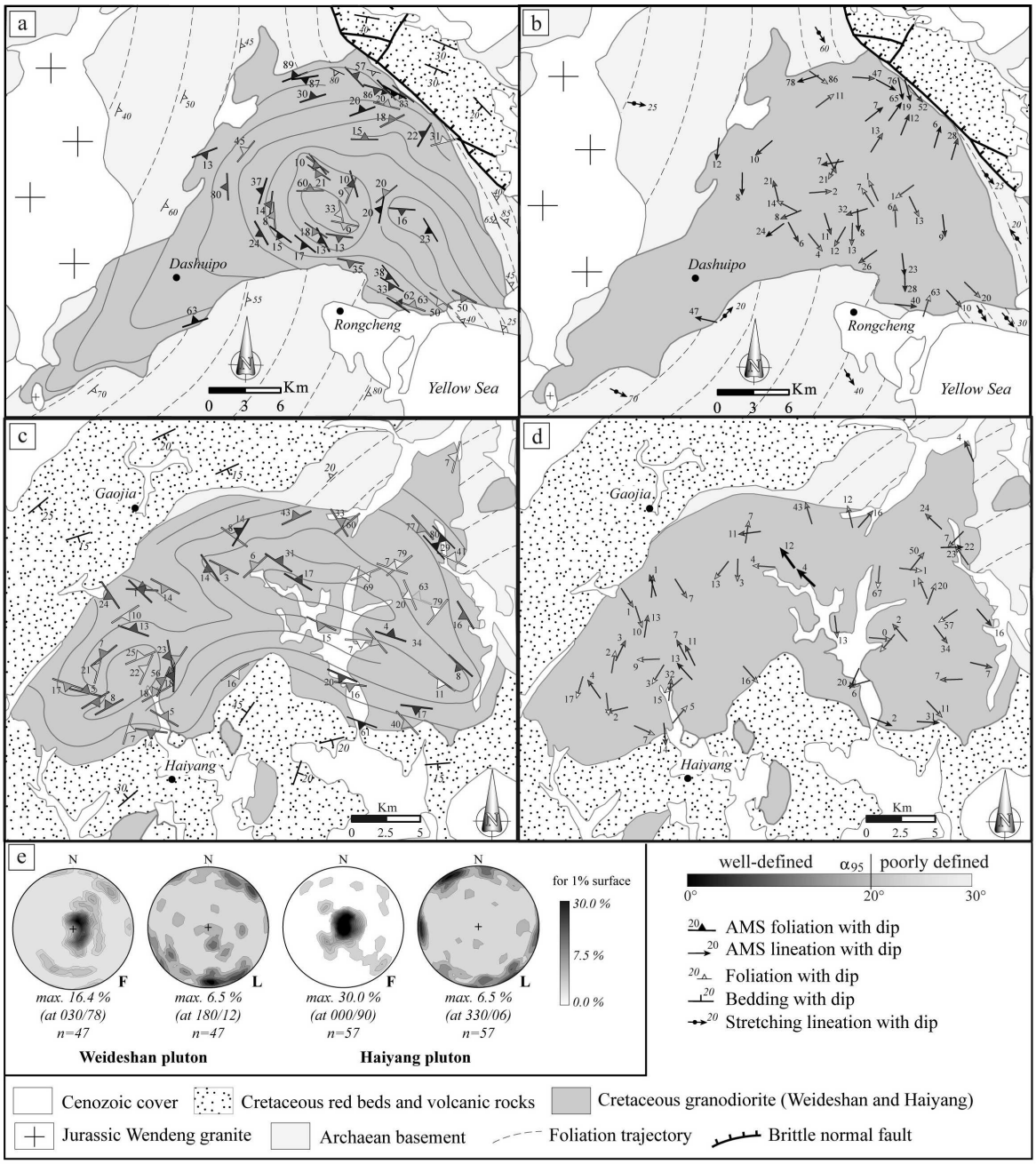


Figure 5.15 : Carte des fabriques magnétiques pour les plutons de Weideshan et Haiyang.

5.4.2. Le dôme extensif du Linglong

La valeur moyenne du degré d'anisotropie corrigé P_J pour les roches granitiques du dôme du Linglong est égale à 1,155. Certains échantillons présentent des valeurs de P_J supérieur à 1,20 et cela n'est pas forcément corrélé avec la présence de magnétite (forte susceptibilité) indiquant que certaines roches granitiques dans le dôme auraient pu subir une déformation (**Fig. 5.13c ; Table 5.5**). La foliation magnétique est mieux définie d'un point de vue statistique eu égard aux valeurs majoritairement positives du paramètre de forme T et à sa valeur moyenne égale à 0,231 (**Fig. 5.13d ; Table 5.5**).

La **Figure 5.14c** présente les projections stéréographiques des orientations des axes principaux de l'ellipsoïde de l'ASM calculées pour chaque site d'échantillonnage des roches granitiques du dôme extensif du Linglong. Les fabriques magnétiques sont représentées en carte dans la **Figure 5.16a**. Les données ASM de cette étude couplée à celle de Wan et al. (2001) permettent de caractériser les fabriques des roches granitiques qui coiffent le toit du dôme (***article 1***). Les trajectoires des foliations magnétiques dessinent des zones concentriques au centre desquelles les foliations sont fortement pentées. Les linéations sont globalement orientées NW-SE, c'est-à-dire parallèlement à la direction des linéations d'étirement mesurées le long du détachement majeur (**Figs. 5.16a et 5.16b**).

5.4.3. Le pluton syncinématique de Guojialing

Les valeurs du degré d'anisotropie corrigé P_J pour les roches granitiques du pluton syncinématique de Guojialing sont élevées et la valeur moyenne est égale à 1,300 (**Fig. 5.13e ; Table 5.4**). Ces valeurs élevées de P_J sont cohérentes avec la quasi absence de microstructures magmatiques montrant que les roches du pluton ont été déformées à l'état solide. Cette déformation est aussi visible sur le terrain avec un gradient du sud vers le nord. En outre, les valeurs de P_J semblent corréler avec la susceptibilité magnétique (**Fig. 5.13e**). La foliation est mieux définie que la linéation d'un point de vue statistique étant donné la valeur moyenne positive du paramètre de forme T égale à 0,142 (**Fig. 5.13f ; Table 5.5**).

Les fabriques magnétiques sont représentées sous la forme de stéréogrammes et en carte dans les **Figures 5.14c et 5.16a**. Elles se disposent de façon semi-concentrique dans la partie est du pluton. A cause du manque de données à l'ouest, il n'est pas possible d'extrapoler davantage les trajectoires de foliation. Les foliations soulignent la forme du pluton globalement orienté E-W. Les linéations ont un faible plongement et sont globalement

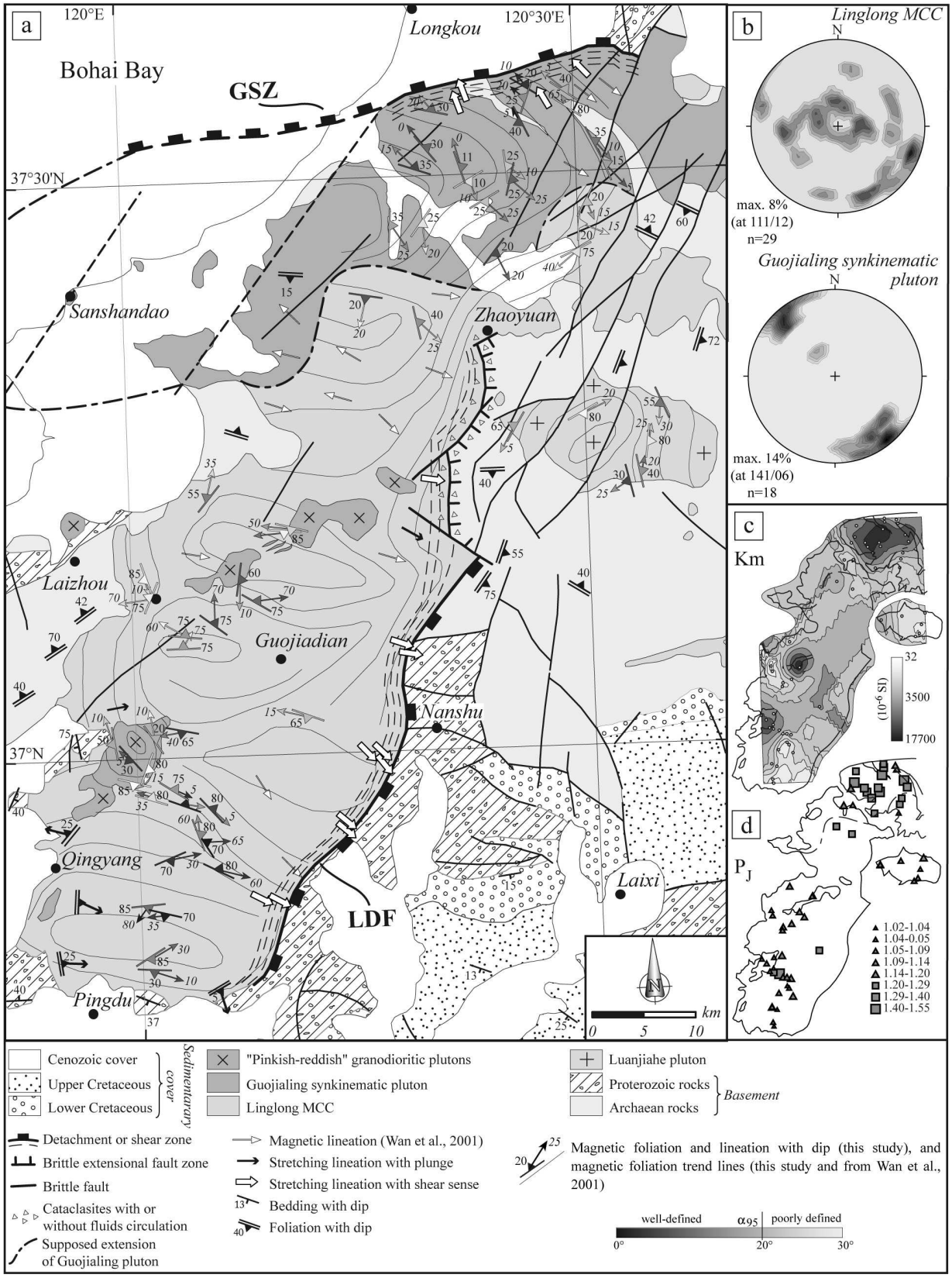


Figure 5.16 : Carte des fabriques magnétiques pour le dôme extensif di Linglong, les plutons syncinématique du Guojialing, les plutons dits « pinkish-reddish » et celui de Luanjiahe. LDF = Linglong detachment fault ; GSZ = Guojialing shear zone.

orientées NW-SE, c'est-à-dire parallèle aux linéations d'étirement relevées le long de la zone de cisaillement (**Fig. 5.16a et 5.16b**). L'interpolation spatiale des valeurs de susceptibilité magnétique K_m permet de souligner les différences de minéralogie magnétique entre les roches granitiques du dôme du Linglong de celles du pluton de Guojialing (**Fig. 5.16c**). De plus, la répartition spatiale des valeurs du degré d'anisotropie corrigé P_J montre des valeurs plus fortes pour les roches du pluton de Guojialing montrant qu'elles ont subi une déformation, probablement liée au caractère syncinématique du pluton (**Fig. 5.16d**).

5.4.4. Les plutons de Luanjiahe et « pinkish-reddish »

Pour les roches granitiques du pluton de Luanjiahe et celles des plutons « pinkish-reddish », les valeurs de P_J sont faibles (**Figs. 5.13c et 5.13e ; Table 4**). Les valeurs moyennes respectives pour les plutons de Luanjiahe et les « pinkish-reddish » sont égales à 1,083 et 1,079. Cela montre que les roches de ces plutons n'ont probablement pas subi de déformation, ce qui corrobore les observations de terrain et de l'étude microstructurale. Pour les plutons de Luanjiahe et les « pinkish-reddish », les foliations magnétiques sont statistiquement mieux définies étant donné la majorité de valeurs positives du paramètre de forme T (**Figs. 5.13d et 5.13f ; Table 4**) et dont les valeurs moyennes respectives sont égales à 0,278 et 0,231.

Les fabriques magnétiques sont représentées sous la forme de stéréogrammes et en carte dans les **Figures 5.14c, 5.14d et 5.16a**. Les foliations magnétiques du pluton de Luanjiahe sont tangentes aux bordures et fortement pentées au centre du massif (**Fig. 5.16a**). Les données gravimétriques de Ma (1997) révèlent la présence possible d'une zone d'alimentation centrée sous le pluton. Les linéations ne présentent pas d'orientation préférentielle à l'échelle du massif.

Les foliations magnétiques pour le pluton « pinkish-reddish » situé au sud-ouest du dôme du Linglong sont parallèles aux bordures et se disposent de façon concentrique. Les linéations sont peu pentées et globalement orientées NW-SE (**Fig. 5.16a**). Le trop faible nombre de sites pour les autres plutons « pinkish-reddish » ne permettent pas de caractériser une géométrie d'ensemble des fabriques magnétiques.

7. Discussion

7.1. Modalités de l'extension de la croûte

7.1.1. Une croûte étirée de manière hétérogène dans le temps et dans l'espace

L'extension en Asie de l'Est est caractérisée par des objets marqueurs d'un étirement de la croûte comme les dômes extensifs, les bassins sédimentaires ou encore les plutons cisaillés (voir les références déjà citées). La quantité de déformation subie par la croûte est inhérente à la nature de l'objet géologique étudié. Ainsi, la caractérisation d'un dôme extensif signifiera que la croûte aura subi un étirement plus important comparé à un pluton cisaillé (***article 1***).

Dans la Péninsule du Jiaodong, la caractérisation de l'exhumation du dôme extensif du Linglong (avant 134 Ma) et de la mise en place du pluton syncinématique de Guojialing (130-124 Ma) induit que la croûte n'a pas subi la même quantité d'extension dans le temps (***articles 1 et 3***). Ainsi, le maximum d'extension crustale dans la Péninsule du Jiaodong correspond à l'exhumation du dôme extensif du Linglong. L'emplacement du pluton syncinématique de Guojialing marque une quantité d'extension de la croûte moindre. Afin de savoir si la déformation variait aussi dans l'espace, plusieurs autres massifs granitiques ont été étudiés. Les études structurales, microstructurales et ASM ont permis de montrer que la croûte dans la Péninsule du Jiaodong n'a pas toujours été soumise à une forte déformation. En effet, les plutons du Crétacé inférieur de Weideshan, Haiyang ou encore de Tangjiaho tous datés à 118 Ma (U/Pb sur zircon), sont totalement isotropes et marquent ainsi l'absence de déformation au sein de la croûte pendant leur mise en place. Une telle absence de déformation crustale est aussi mise en évidence pour le Jurassique supérieur avec le pluton isotrope de Luanjiahe.

Dans la Péninsule du Liaodong, l'exhumation synchrone des dômes du Sud Liaodong (120-110 Ma), du Yiwulüshan (116 Ma) et du Gudaoling (113-114 Ma) marque une période de forte extension de la croûte dans la région au Crétacé inférieur (Darby et al., 2004 ; Liu et al., 2005 ; Yang et al., 2007c ; Lin et al., 2008 ; ***article 2***). Dans le même temps, la mise en place des plutons syncinématiques de Laohushan (122 Ma) et de Yinmawanshan (120-129 Ma) marque une extension crustale moindre (Lin et al., 2007 ; ***article 2***). Enfin, la caractérisation de plutons totalement isotropes mis en place en même temps que les dômes extensifs et les plutons syncinématiques indiquent que la déformation est localisée dans l'espace. De plus, l'ouverture du bassin de Songliao induit une extension au sein de la croûte supérieure (Lin et al., 2003), qui est compensé en profondeur par un étirement de la croûte inférieure.

A partir des observations faites dans les Péninsules du Jiaodong et du Liaodong, il est possible de dire que la croûte se déforme de façon hétérogène dans le temps et dans l'espace, avec des zones fortement étirées (dômes extensif) et des zones modérément à très faiblement étirées (pluton cisaillé, bassin sédimentaire, pluton isotrope).

7.1.2. Une croûte étirée et boudinée « en radeaux »

Les structures extensives les plus remarquables en Asie de l'Est sont les dômes extensifs (ou MCC), puisqu'ils indiquent la quantité la plus importante d'extension subie par la croûte. De nombreuses modélisations ont été menées sur le développement de ces structures, grâce à des modèles analogiques ou numériques (ex. Brun et al., 1994 ; Brun, 1999 ; Corti et al., 2003 ; Tirel et al., 2006 ; Tirel et al., 2008 ; Rey et al., 2009). En comparant l'observation sur le terrain de structures en boudins (Passchier et al., 1990) avec les résultats de leurs modèles numériques thermo-mécaniques, Tirel et al. (2008) ont proposé que la croûte lorsqu'elle est étirée se boudine en formant des « radeaux », limités par des dômes extensifs accommodant une part importante de la déformation. En effet, lorsque la croûte va être soumise à une extension, la déformation va évoluer selon deux stades au cours du temps : (1) un stade de striction de la croûte amenant à la formation d'un bassin dans la croûte supérieure fragile, puis (2) le développement d'un dôme extensif en profondeur grâce aux propriétés rhéologiques particulières de la croûte moyenne et inférieure rendue entièrement ductile (Tirel et al., 2008). Ainsi, un dôme extensif peut être considéré à l'échelle de la croûte comme un « pli cicatrice » venant combler l'espace séparant des boudins de croûte (ou « radeaux »). L'extension que subit la croûte serait alors largement accommodée par les dômes extensifs, laissant les boudins crustaux soumis à une faible déformation (plaques rigides).

Une telle configuration pourrait expliquer dans les Péninsules du Liaodong et du Jiaodong, la répartition très hétérogène de la déformation au sein de la croûte (**Fig. 5.17**). En effet, les dômes extensifs du Linglong, du Gudaoling, du Sud Liaodong ou encore du Yiwulüshan pourraient constituer l'espace entre des boudins de croûte modérément à faiblement étirés dans lesquels on retrouverait des plutons cisaillés (ex. Laohushan, Yinmawanshan, Guojialing), des bassins (ex. Songliao) ou encore des plutons isotropes (ex. Weideshan, Haiyang, Tangjiaho, Luanjiahe ; **Fig. 5.17**). De plus, les bassins dans la croûte supérieure (ex. Songliao) pourraient illustrer le stade de friction évoqué par Tirel et al. (2008), marquant la phase précoce du développement d'un dôme extensif en profondeur. Cette idée

est avancée par Chéry (2001) et Jolivet (2001) pour le Golfe de Corinthe (Grèce) qui considèrent que ce graben soit l'expression en surface de l'initiation du développement d'un dôme extensif en profondeur. Pour le bassin de Songliao, des données de forages dans le « socle » du bassin ont révélées la présence de granites datés du Jurassique mylonitisés (Wu et al., 2001), comme pour les roches granitiques du dôme extensif du Linglong. Toujours sous le bassin de Songliao, Liu et al. (2005) indiquent qu'il existe des preuves montrant l'existence en profondeur d'un dôme extensif, celui de Xujiaweizi, dont l'exhumation serait datée du Crétacé inférieur (voir Figure 5 dans Liu et al., 2005). Le bassin de Songliao pourrait donc être considéré comme l'expression en surface du développement d'un ou plusieurs dômes extensifs en profondeur, initiant la scission de la croûte en cet endroit en deux boudins ou « radeaux ».

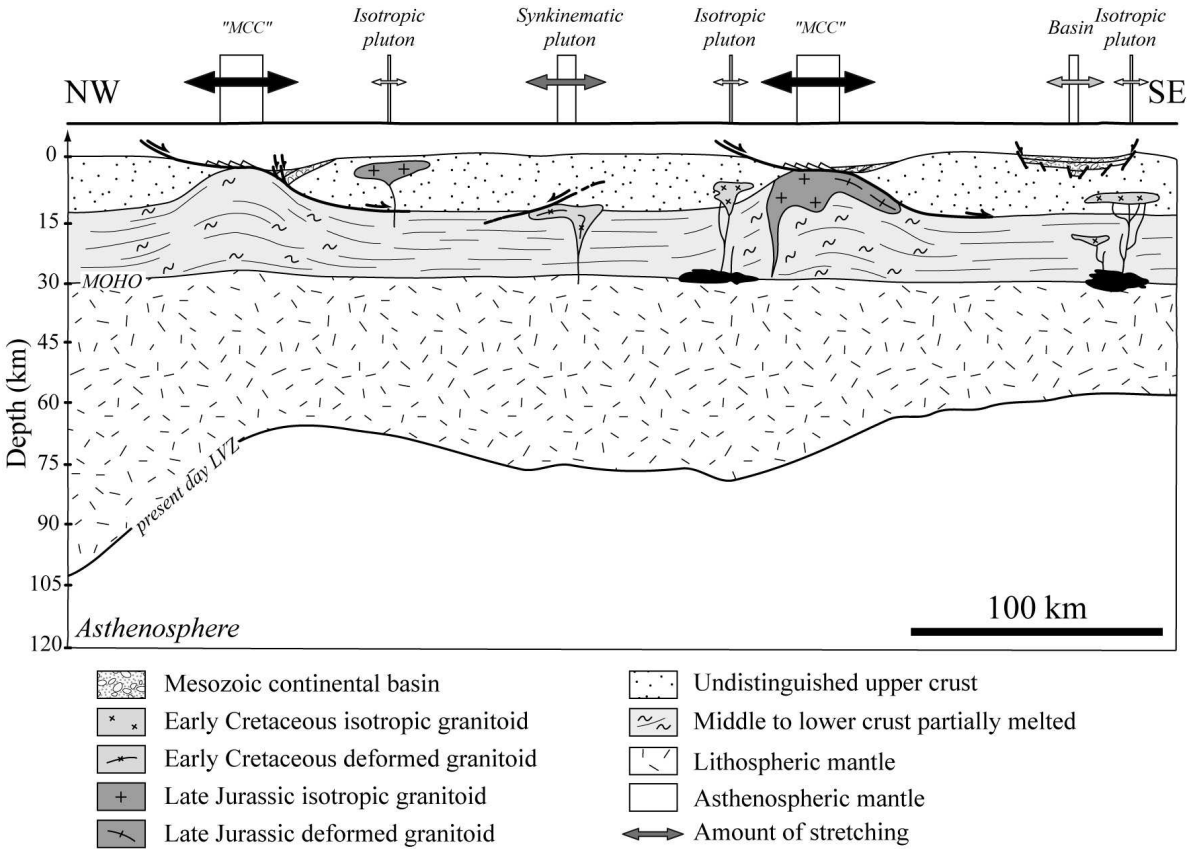


Figure 5.17 : Coupe conceptuelle à l'échelle crustale montrant le boudinage en « radeaux » de la croûte en Asie de l'Est. La quantité de déformation la plus forte se localise entre les « boudins » au niveau des dômes extensifs (MCC). Les « boudins » de croûte sont soumis à une quantité d'extension modérée à faible (pluton cisaillé, bassin sédimentaire, pluton isotrope).

7.2. Des dômes extensifs sans croûte épaissie ?

Les conditions requises pour permettre le développement de dômes extensifs (ou MCC) sont une croûte initialement épaissie (>45-60 km), un fort flux de chaleur (>90 $mW.m^{-2}$) et une température au Moho d'au moins 800°C (Buck, 1991 ; Tirel et al., 2008). Rhéologiquement, ces conditions permettent d'avoir une croûte moyenne à inférieure totalement ductile. Ainsi, la partie amincie de la croûte supérieure fragile (entre les « radeaux ») est « compensée » par une remontée de la croûte moyenne et inférieure ductile sans remontée localisée du Moho.

En Asie de l'Est, aucune preuve d'épaississement crustal pour la fin du Mésozoïque n'a été décrite. Le dernier évènement tectonique responsable d'un épaississement crustal précède d'environ 100 Ma la période d'extension. Il est par conséquent raisonnable de considérer que la croûte était stable (30-35 km) à la fin du Mésozoïque. Le magmatisme est souvent invoqué comme favorisant l'amollissement de la lithosphère et donc de la croûte, permettant la localisation de la déformation pendant l'extension (Reynolds et Rehrig, 1980 ; Coney et Harms, 1984 ; Lynch et Morgan, 1987 ; Tirel et al., 2008). En Asie de l'Est, le magmatisme à la fin du Mésozoïque est très important et semble lié à l'amincissement de la lithosphère (Wu et al., 2005a, b). Cet amincissement lithosphérique (Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998) s'accompagne par une remontée des isogrades. L'épaisseur actuelle de la lithosphère sous la « bande » extensive est d'environ 60-80 km (Chen, 2010). A la fin du Mésozoïque, les valeurs estimées de l'épaisseur de la lithosphère sont plus faibles (50-55 km d'épaisseur) induisant un important flux de chaleur souvent supérieur à 100 $mW.m^{-2}$ (Fu et al., 2005). En considérant que l'isotherme 1200-1300°C corresponde à la base de la lithosphère (LVZ), et que l'épaisseur de la croûte pour la fin du mésozoïque soit comprise entre 30 et 40 km, il est envisageable de considérer une température au Moho largement supérieure à 800°C, condition requise pour le développement de dômes extensifs (Tirel et al., 2008). Par conséquent, le développement de dômes extensifs est possible sans pour autant avoir de croûte préalablement épaissie. L'activité thermique, qui s'avère être exceptionnellement forte, est déterminante pour le cas de l'Asie de l'Est.

7.3. Estimation d'une vitesse de déformation selon une coupe à l'échelle de la croûte

L'épaisseur actuelle de la croûte sous les Péninsules du Jiaodong et du Liaodong est normale et comprise entre 28 et 32 km (Hao et al., 2007). Il serait intéressant de pouvoir estimer la profondeur du Moho avant l'extension de la croûte, ce qui permettrait de voir si la considération d'une épaisseur de croûte comprise entre 30-40 km pour la fin du Mésozoïque est raisonnable. De plus, l'estimation de la quantité d'extension subie par la croûte pendant une période donnée permettrait de pouvoir calculer une vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon}$). Pour ce faire, le choix d'une coupe à l'échelle crustale intégrant des objets géologiques marqueurs de l'extension et bien étudiés (âge et structure) doit être fait.

7.3.1. Description de la coupe à l'échelle de la croûte

La coupe à l'échelle crustale choisie pour permettre une estimation de l'épaisseur de la croûte avant l'extension et la valeur de la vitesse de déformation est présentée dans la **Figure 5.18a**. Cette coupe est composée de trois segments, le premier recoupant le dôme extensif du Sud Liaodong (Liu et al., 2005 ; Yang et al., 2007c ; Lin et al., 2008), le second recoupant le dôme extensif du Yiwulüshan (Darby et al., 2004) et le bassin du Cénozoïque de Xialiaohe, et le troisième traversant le bassin du Mésozoïque de Songliao. Les données projetées sur la coupe finale sont considérées dans un rayon inférieur à la longueur totale de la coupe, soit inférieur à 500 km. La connaissance des âges et des structures des objets considérés provient d'une synthèse de la bibliographie comme illustré dans la **Figure 5.19** pour le bassin de Songliao (**Fig. 5.19a**) et le dôme extensif du Sud Liaodong (**Fig. 5.19b**).

Le dôme extensif du Sud Liaodong est composé de roches migmatitiques et granitiques, qui pour certaines sont datées entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Le dôme est exhumé sous un détachement majeur sur le lequel se développe un bassin syntectonique avec un remplissage volcano-sédimentaire accommodé par des failles normales fragiles (Liu et al., 2005 ; Lin et al., 2008). Les mylonites ont été datées par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ entre 120 et 110 Ma (Yang et al., 2007c ; Lin et al., 2008).

Le dôme extensif du Yiwulüshan est constitué d'un socle métamorphique ancien intrudé par plusieurs plutons granitiques datés du Jurassique supérieur (164-158 Ma par U/Pb sur zircon ; Darby et al., 2004). Les mylonites du détachement majeur ont-elles été datées par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite à 116 Ma. Un bassin volcano-sédimentaire syntectonique se développe sur le toit du détachement du dôme extensif.

Le bassin de Songliao couvre une superficie d'environ 260 000 km² et s'avère être une réserve importante de matières premières (pétrole, gaz, charbon). Cet attrait économique a suscité de nombreuses études permettant une bonne connaissance de la structure et de l'histoire du remplissage de ce bassin. Ainsi, les premières roches éruptives sont datées entre 157 et 147 Ma (Jurassique supérieur ; Wang et al., 2002 ; Zhang et al., 2010a), intercalées dans les couches sédimentaires terrigènes, marquant le début de l'ouverture du bassin. Le début d'ouverture des bassins sédimentaires semble d'ailleurs être âgé aux alentours de 155 Ma pour toute l'Asie de l'Est (Meng, 2003).

Le bassin de Xialiaohe est situé au sud du bassin de Songliao, et constitue l'extrémité nord-est du bassin de Bohai. Les sédiments syn-rift du bassin sont essentiellement composées de roches terrigènes d'âge Oligocène à Paléocène (Chen et al., 1999 ; Lin et al., 2003).

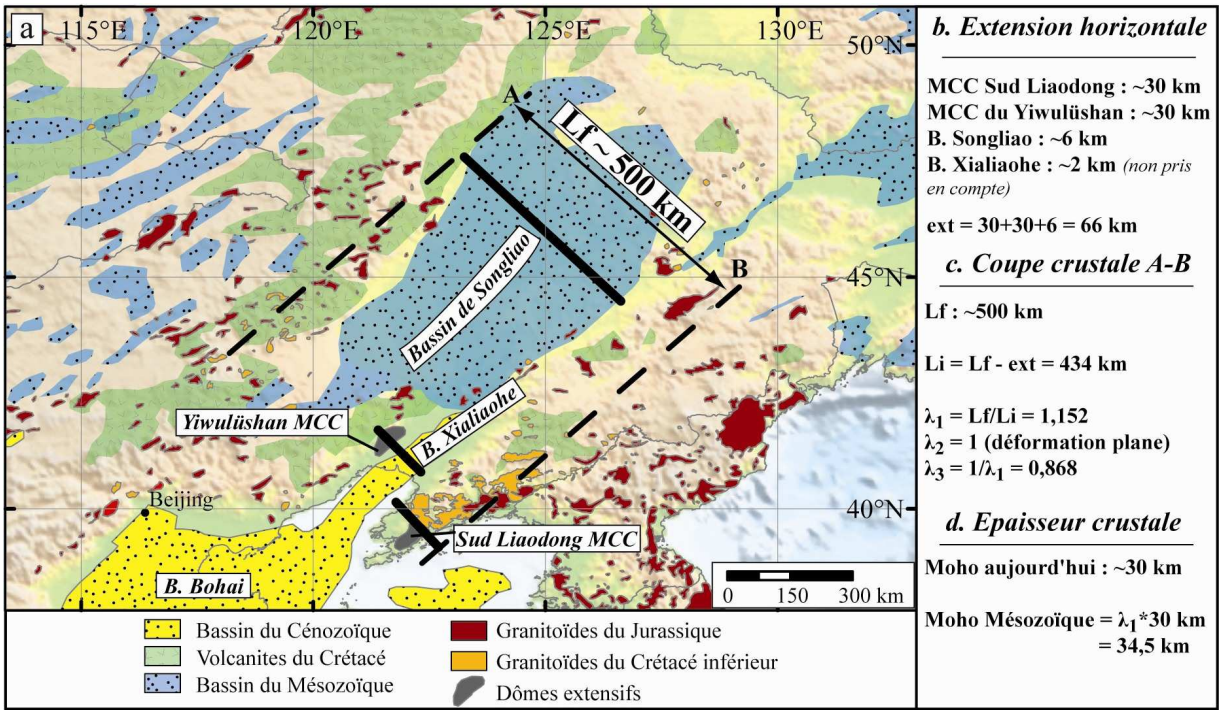


Figure 5.18 : Coupe à l'échelle crustale intégrant les objets géologiques marqueurs de l'extension subie par la croûte. La valeur estimée pour l'étirement horizontal est d'environ 68 km, ce qui signifie que le Moho avant l'extension était à une profondeur estimée de 34,7 km.

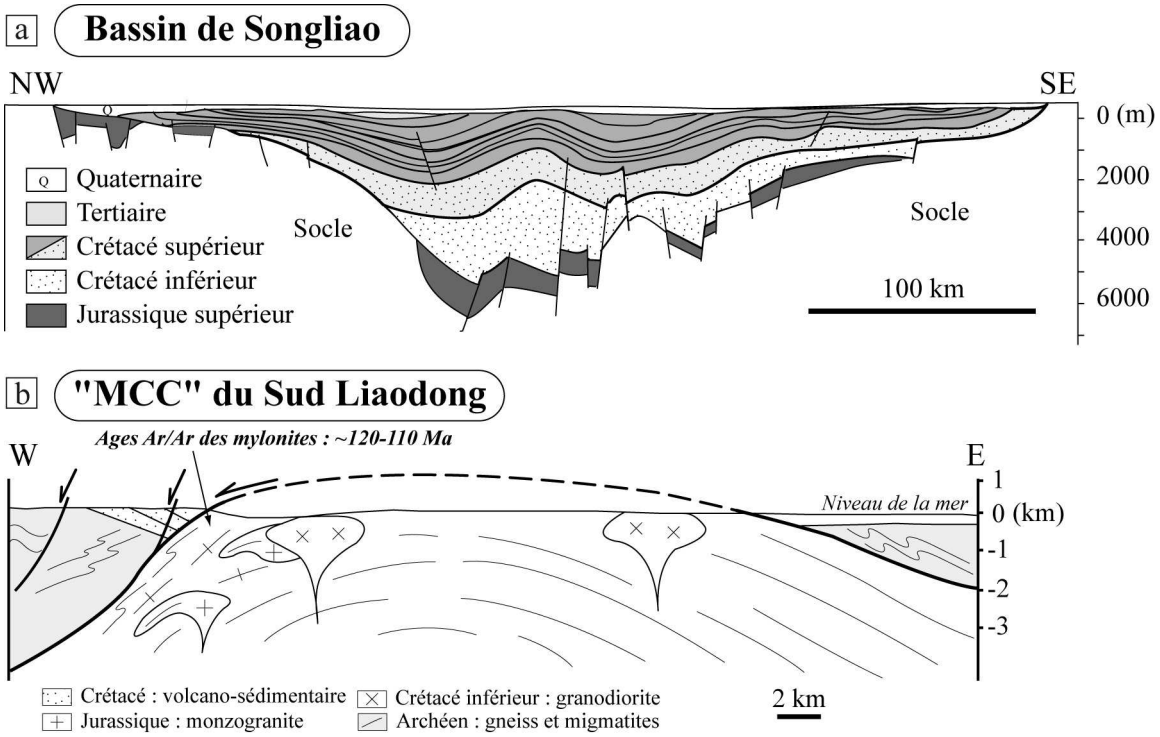


Figure 5.19 : Structure des objets marqueurs de la déformation crustale le long de la coupe de la Figure 5.18. Le profil du (a) bassin de Songliao est issu de Lin et al. (2003), et celui du (b) dôme extensif du Sud Liaodong de Lin et Wang (2006).Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ des mylonites sont issues d'une compilation de Yang et al. (2007c) et Lin et al. (2008).

7.3.2. Estimation de l'amincissement crustal le long de la coupe

Pour pouvoir évaluer l'ordre de grandeur de l'amincissement crustal le long de la coupe choisie, il faut tout d'abord estimer l'extension horizontale accommodée par les objets marqueurs de l'étirement dans la croûte, à savoir les dômes extensifs du Sud Liaodong et de Yiwulüshan, ainsi que les bassins sédimentaires de Songliao et de Xialiaohe.

Le développement d'un dôme extensif implique une quantité d'extension subie par la croûte très importante. La croûte supérieure fragile va alors se scinder en deux « radeaux », dont l'espace entre ces deux parties rigides sera comblé par le fluage des matériaux de la croûte moyenne à inférieure qui sont totalement ductiles (ex. Tirel et al., 2008). En considérant les modèles analogiques et numériques portant sur le développement des dômes extensifs (ex. Brun et al., 1994 ; Brun, 1999 ; Tirel et al., 2008 ; Rey et al., 2009a, b), la quantité minimale d'extension peut correspondre à la largeur du dôme extensif (***article 1***). Ainsi, pour les dômes extensifs du Sud Liaodong et du Yiwulüshan, les largeurs sont égales en moyenne à 30 km, ce qui correspondrait à environ 60 km d'étirement horizontal de la croûte le long de la coupe considérée (**Fig. 5.18b**).

Pour le bassin de Songliao, une structure simplifiée en graben bordé de part et d'autre par des failles normales (pendage de 60°) a été considérée pour une épaisseur moyenne de 5000 m de sédiments syn-rift. L'étirement horizontal de la croûte estimé pour le bassin du Mésozoïque de Songliao est d'environ 6 km (**Fig. 5.18b**). Pour le bassin du Cénozoïque de Xialiaohe, l'épaisseur moyenne de sédiments considérée est d'environ 1700 m. L'étirement horizontal subi par la croûte pour le bassin du Cénozoïque est estimé à environ 2 km (**Fig. 5.18b**). Etant donné que l'on considère uniquement l'extension ayant pris place à la fin du Mésozoïque, l'extension horizontale accommodée par le bassin du Cénozoïque de Xialiaohe ne sera pas prise en compte.

La longueur finale (*Lf*) de la coupe est d'environ 500 km, auquel il faut retrancher 66 km d'extension horizontale estimée à partir des dômes extensifs et du bassin de Songliao, soit une longueur initiale (*Li*) le long de la coupe de 434 km (**Fig. 5.18c**). Afin de connaître la valeur de l'amincissement vertical de la croûte, on considère une déformation plane, induisant un étirement horizontal matérialisé par l'axe λ_1 de l'ellipsoïde de déformation finie, et un aplatissement vertical le long de l'axe λ_3. La valeur de λ_1 sera égale au rapport entre les valeurs de la longueur finale et initiale de la coupe ($\lambda_1 = Lf/Li$), ce qui donne une valeur de λ_1 égale à 1,152 (**Fig. 5.18c**). Pour λ_3, la valeur calculée est donc égale à 0,868. (**Fig. 5.18c**). En considérant pour la région où est localisée la coupe, une profondeur moyenne actuelle du Moho de 30 km (Hao et al., 2007), la valeur estimée de l'épaisseur de la croûte avant l'extension est alors de 34,5 km (**Fig. 5.18d**).

La croûte continentale n'était donc pas considérablement épaissie (~35 km) avant l'extension localisée dans les dômes extensifs et le bassin le long de cette coupe. Le développement de dômes extensifs dans un contexte de croûte non épaissie est probablement lié au caractère exceptionnel des valeurs du flux thermique (>100 $mW.m^{-2}$; Fu et al., 2005) et de l'amincissement lithosphérique (supérieur à 100 km d'épaisseur ; ex. Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998 ; Chen, 2010) ayant pris place pendant la fin du Mésozoïque, permettant de réunir les conditions nécessaires à leur développement.

7.3.3. Estimation de la vitesse d'extension le long de la coupe

Connaissant la valeur approximative de l'étirement horizontal subi par la croûte le long de la coupe considérée dans cette étude, et des données géochronologiques permettant de contraindre l'âge de l'extension dans les dômes extensifs et dans les bassins sédimentaires, il est alors possible d'estimer une vitesse de déformation. L'ouverture du bassin de Songliao est

contrainte par la datation de roches volcaniques à la base du bassin et intercalées dans les couches sédimentaires et sont datées entre 147 et 157 Ma (ex. Wang et al., 2002 ; Zhang et al., 2010a), ce qui est cohérent avec l'âge moyen d'ouverture des bassins en Asie de l'Est (~155 Ma ; Meng, 2003). Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les minéraux syncinématiques des roches mylonitiques situées le long des détachements majeurs des dômes extensifs du Sud Liaodong et du Yiwulüshan, permettent de contraindre l'âge de l'extension entre 120 et 110 Ma (Darby et al., 2004 ; Yang et al., 2007c ; Lin et al., 2008). Ainsi, on peut considérer une période d'environ 50 Ma où la croûte est soumise à une extension. Cette hypothèse induit le fait de considérer une extension continue de la croûte pendant cette période. Etant donné que la valeur estimée de l'extension crustale est de 66 km (i.e. 30+30+6 km) pour une largeur initiale de 434 km et une période de 50 Ma, la vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon}$) le long de la coupe considérée dans cette étude est proche de 1.10^{-16} s^{-1}.

La connaissance de l'épaisseur crustale avant et après l'extension (respectivement ~35 km et ~30 km) et de la vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon}$ = 1.10^{-16} s^{-1}) le long de la coupe considérée dans cette étude, couplée aux valeurs du paléogéotherme pour les périodes ante et syn- à post-extension permet de pouvoir définir un profil rhéologique pour toute la lithosphère (voir **Chapitre 7**). Le travail préliminaire et demandant d'être affiné est présenté **Chapitre 7**.

8. Conclusions

- L'extension affecte la croûte de manière localisée, permettant la formation de « boudins » de croûte dans lesquels la quantité de déformation est très faible à modérée (pluton isotrope, bassin sédimentaire, pluton cisaillé). Les espaces entre les « boudins » sont les zones de la croûte les plus déformées où se localisent les dômes extensifs.

- Les dômes extensifs en Asie de l'Est se développeraient dans un contexte de croûte non épaissie. Leur formation serait alors contrôlée par un fort flux de chaleur (>100 $mW.m^{-2}$) et à une température élevée au Moho (>800°C). Ces conditions, qui sont exceptionnelles, sont sans doute liées à la remontée des isogrades induite par l'amincissement de la lithosphère de plus de 100 km d'épaisseur. C'est une conclusion majeure de la thèse dont le détail est discuté dans le **Chapitre 7**.

- Selon une coupe d'une longueur d'environ 500 km localisée dans la « bande » extensive développée à la fin du Mésozoïque, l'amincissement crustal a été estimé entre 4 et 5 km.

- L'intégration des données géochronologiques et structurales a permis d'estimer le long d'une coupe de 500 km située dans la « bande » extensive une vitesse d'extension d'environ 1.10^{-16} s^{-1}.

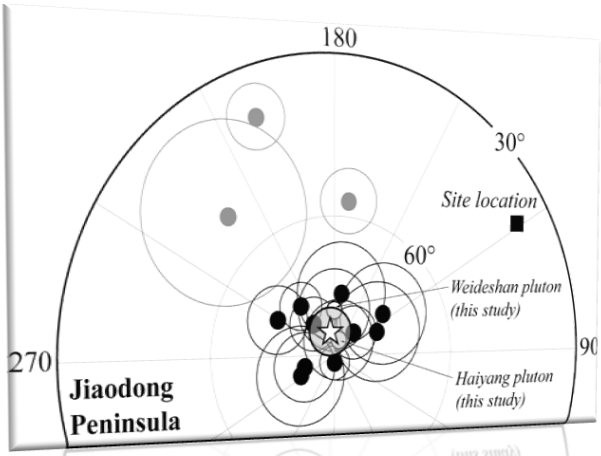
Le profil rhéologique de la lithosphère pour l'Asie de l'Est permet de mieux comprendre les modalités de l'extension continentale à l'échelle de la lithosphère, il est présenté dans le **Chapitre 7**).

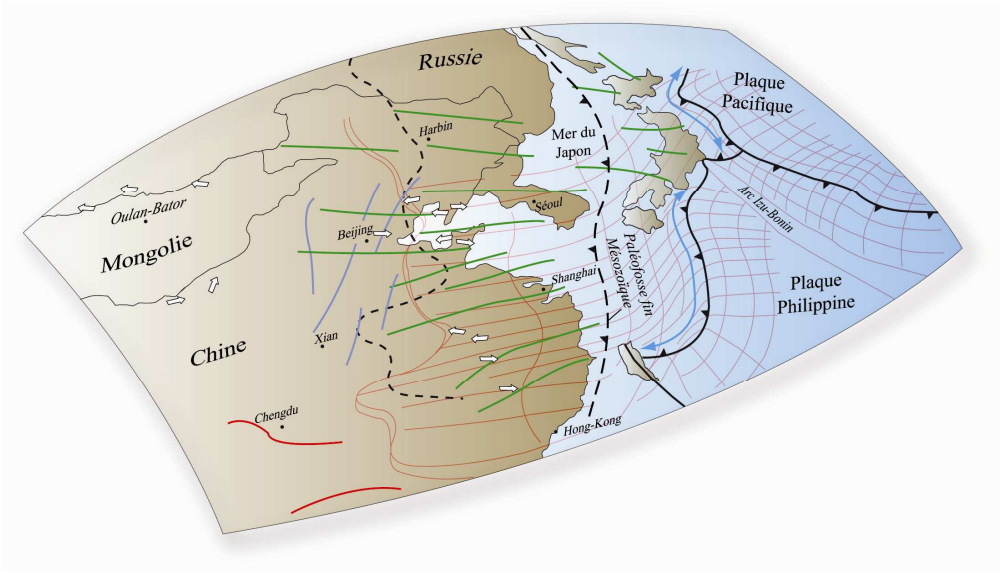
Références

Voir Références

Chapitre 6

Etude de l'extension à l'échelle lithosphérique





Stéréogramme montrant les paléopôles du Crétacé pour la Péninsule du Jiaodong.
Relations entre structures extensives dans la croûte et anisotropie sismique dans le manteau.

Chapitre 6

Etude de l'extension à l'échelle lithosphérique

1. LA CINEMATIQUE DES BLOCS PENDANT L'EXTENSION : APPORTS DU PALEOMAGNETISME.....281

ARTICLE 5.....281

1. Introduction 284

2. Geological background 288

2.1. Jiaodong Peninsula 288

2.2. Weideshan and Haiyang granitic plutons..... 289

3. Geochronological study of the Haiyang pluton 292

3.1.1. Sampling 292

3.1.2. Zircon U/Pb age of the Haiyang pluton..... 292

3.2. Biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Haiyang pluton 293

3.2.1. Sampling 293

3.2.2. Biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of the Haiyang pluton..... 294

4. Palaeomagnetic study on granodioritic rocks of Jiaodong Peninsula 295

4.1. Palaeomagnetic sampling..... 295

4.2. Laboratory measurements..... 295

4.3. Magnetic mineralogy 296

4.4. Palaeomagnetic directional analysis 297

4.4.1. Weideshan pluton..... 297

4.4.2. Haiyang pluton..... 298

5. Discussion..... 299

5.1. Reliability and age of the magnetic remanence 300

5.2. Is there Cretaceous rotation(s) within Jiaodong Peninsula?..... 304

5.3. Relative motions between blocks and tectonic implications for eastern Asia..... 307

6. Conclusions 309

Acknowledgements 311

Appendix A. U/Pb on zircon method..... 311

Appendix B. $^{40}Ar/^{39}Ar$ method..... 312

References 312

2. RELATIONS ENTRE LES STRUCTURES (OU DEFORMATIONS) DE LA CROUTE ET DU MANTEAU A TRAVERS LA LITHOSPHERE 313

2.1. L'anisotropie sismique dans le manteau en Asie de l'Est..... 313

2.2. L'étirement dans la croûte en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque..... 316

2.3. Comparaison entre les directions d'étirement dans le manteau et dans la croûte en Asie de l'Est ... 317

1. La cinématique des blocs pendant l'extension : apports du paléomagnétisme

Article 5 : Soumis à / Submitted to « Physics of the Earth and Planetary Interiors » Special Issue

Tectonic implications of Early Cretaceous palaeomagnetic constraints from granodioritic plutons of the Jiaodong Peninsula (Shandong Province, NE China)

Nicolas CHARLES[1], Yan CHEN[1], Romain AUGIER[1], Charles GUMIAUX[1], Wei LIN[2], Michel FAURE[1], Patrick MONIE[3], Flavien CHOULET[1], Fuyuan WU[2], Rixiang ZHU[2], Qingchen WANG[2].

1. Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR6113, 1A rue de la Férolerie, 45071 Orléans.
2. Institute of Geology and Geophysics, Chineses Academy of Sciences, 100021 Beijing.
3. Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2-CNRS (UMR5243), Pl. Bataillon, 34095 Montpellier.

Abstract

In order to better understand the Cretaceous kinematic history of the Jiaodong Peninsula closely related to the Late Mesozoic extension of eastern Asia, two isotropic granodioritic plutons (i.e. Weideshan and Haiyang) in eastern part of the Jiaodong Peninsula have been palaeomagnetically studied and dated by U/Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ methods. The multidomain (MD) magnetite has been identified as the principal magnetic remanent carrier. The interpolation of the U/Pb age on zircons and $^{40}Ar/^{39}Ar$ age on biotite reveals a magnetic remanent age of 116 ± 2 Ma. Twenty out of 27 sites present stable magnetic directions calculated from high temperature or high coercive components. The observations of the solo positive magnetic polarity for this palaeomagnetic collection and of the consistent magnetic remanent age with the Super Long Normal Chron (SLNC; Gradstein et al., 2004) argue that the characteristic magnetic remanence may be considered as primary. Detailed field observations on the contact between the pluton and country rocks and AMS study do not reveal any posterior deformation of plutons, nor the rotation along a horizontal axis of plutons. Two palaeomagnetic poles have been therefore calculated from these plutons. Among 12 out 15 Cretaceous palaeomagnetic poles, including two of this study, from the Jiaodong Peninsula and on both sides of Tan-Lu and Muping-Jimo faults are statistically coherent. As a result, the deformation within the peninsula may be negligible. The remained three derived poles are probably due to the secular variation or/and the vicinity of the faulting zone near of the palaeomagnetic sampling, so they cannot be applied to the peninsula-scaled tectonics. Comparing the Cretaceous palaeomagnetic results of the Jiaodong Peninsula with those of NCB, the difference is clearly insignificant, indicating the Jiaodong Peninsula is rigidly attached to NCB since, at least, the Cretaceous. The new palaeomagnetic results confirm that the relative CW rotation of Eastern Liaoning-Korea Block (ELKB) with respect to NCB does not affect the Jiaodong Peninsula. Although it is still too early to give certain answers and present a geodynamic model for mechanisms of the Late Mesozoic extension in Eastern Asia,

this palaeomagnetic study has revealed that this huge extension has heterogeneously expressed in time and space. Therefore, before to attain the final objective (i.e. understanding of the mechanism(s) of the Late Mesozoic extension in Eastern Asia), more multidisciplinary investigations are needed to stimulate this live and exciting debate.

Key-words: Eastern China, Late Mesozoic extension, palaeomagnetism, Cretaceous, granitic pluton, Shandong Peninsula.

1. Introduction

After a succession of Palaeozoic orogeny and tectonic quietude up to Late Mesozoic times (e.g. Kusky et al., 2007), Eastern Asia has experienced a major continental extension and lithospheric thinning during Late Mesozoic and Cenozoic times that concerns a huge area, extending from South China to Baikal Lake south-northwardly and from Japan Islands to Gobi desert east-westwardly (e.g. Menzies et al., 1993; Davis et al., 1996; Ren et al., 2002; Lin et al., 2003; Meng, 2003; Lin and Wang, 2006; Zhai et al., 2007; Daoudene et al., 2009; Chen, 2010). Numerous geological evidences have been taken into account by authors in the frame of this major extensional setting: (1) intracontinental basins (e.g. Ren et al., 2002), (2) widespread volcanism and plutonism (Wu et al., 2005a, b, 2007) and (3) exhumation of Metamorphic Core Complexes (MCC; Davis et al., 1996; Darby et al., 2004; Liu et al., 2005; Lin et al., 2008; Charles et al., 2010). It is noteworthy that the most of these field evidences were mostly developed during the Late Jurassic-Early Cretaceous period (e.g. Ren et al., 2002; Liu et al., 2005; Wu et al., 2005a; Wang et al., 2006; Lin et al., 2008). It appears that models proposed to explain geodynamical causes for this major continental lithospheric extensional event is still highly debated (e.g. Meng, 2003; Lin and Wang, 2006; Zhai et al., 2007). Indeed, various geodynamic models are proposed by authors: (1) back-arc extension induced from Palaeo-Pacific plate subduction (e.g. Watson et al., 1987; Li, 2000; Zhou and Li, 2000; Ren et al., 2002), (2) post-orogenic collapse (Meng, 2003), lithospheric delamination (Lin and Wang, 2006), (4) mantle plume (Okada, 1999), and (5) collision between India and Asia (Menzies et al., 1993; Liu et al., 2004).

The Late Mesozoic to Cenozoic extensional event affected eastern Asia composed of a set of continental blocks amalgamated during previous orogenies (e.g. Mattauer et al., 1985; Kusky et al., 2007). The knowledge of kinematic histories of these blocks during Late Mesozoic times can provide essential information to better understand relations between crustal movement of blocks and development of extensional crustal structures. In fact,

according to their palaeomagnetic and structural studies, Lin et al. (2003) and Liu et al. (2005) have proposed that clockwise (CW) rotation of the Eastern Liaoning-Korean block (ELKB) with respect to the North China Block (NCB) was accommodated by the opening of Songliao-Xiaoliaohe basin (see Fig. 1 in Lin et al., 2003) and the exhumation of South Liaodong and Yiwulüshan MCCs. Moreover, the Euler pole of this CW rotation is located in the southern end of Bohai bay (Lin et al., 2003). Later, such a CW rotation is also evoked by Huang et al. (2007) for the easternmost and southeastern parts of the Jiaodong Peninsula (Shandong Province, NE China), to the south of the ELKB and the Bohai bay, since Early Cretaceous. As a result, Huang et al. (2007) assume that Jiaodong Peninsula cannot be considered as a rigid part of the NCB. However, an other palaeomagnetic study carried out in the peninsula showed that the northern part of the Jiaodong did not suffer any rotation nor latitudinal displacement since Cretaceous times with respect to NCB (Gilder et al., 1999). These above contradictory conclusions may produce direct consequence on the understanding the mechanism of the Mesozoic extension in the eastern Asia. In order to clarify these confusions a palaeomagnetic study coupled with thermochronology (U/Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings) has been carried out in the Jiaodong Peninsula (NE China; **Fig. 6.1a and Table 6.1**) on no deformed ferromagnetic plutons (i.e. Weideshan and Haiyang massifs; **Fig. 6.1b**). Thus we obtained more palaeomagnetic and chronological constraints to better understand the kinematic history in the Jiaodong Peninsula since Cretaceous times.

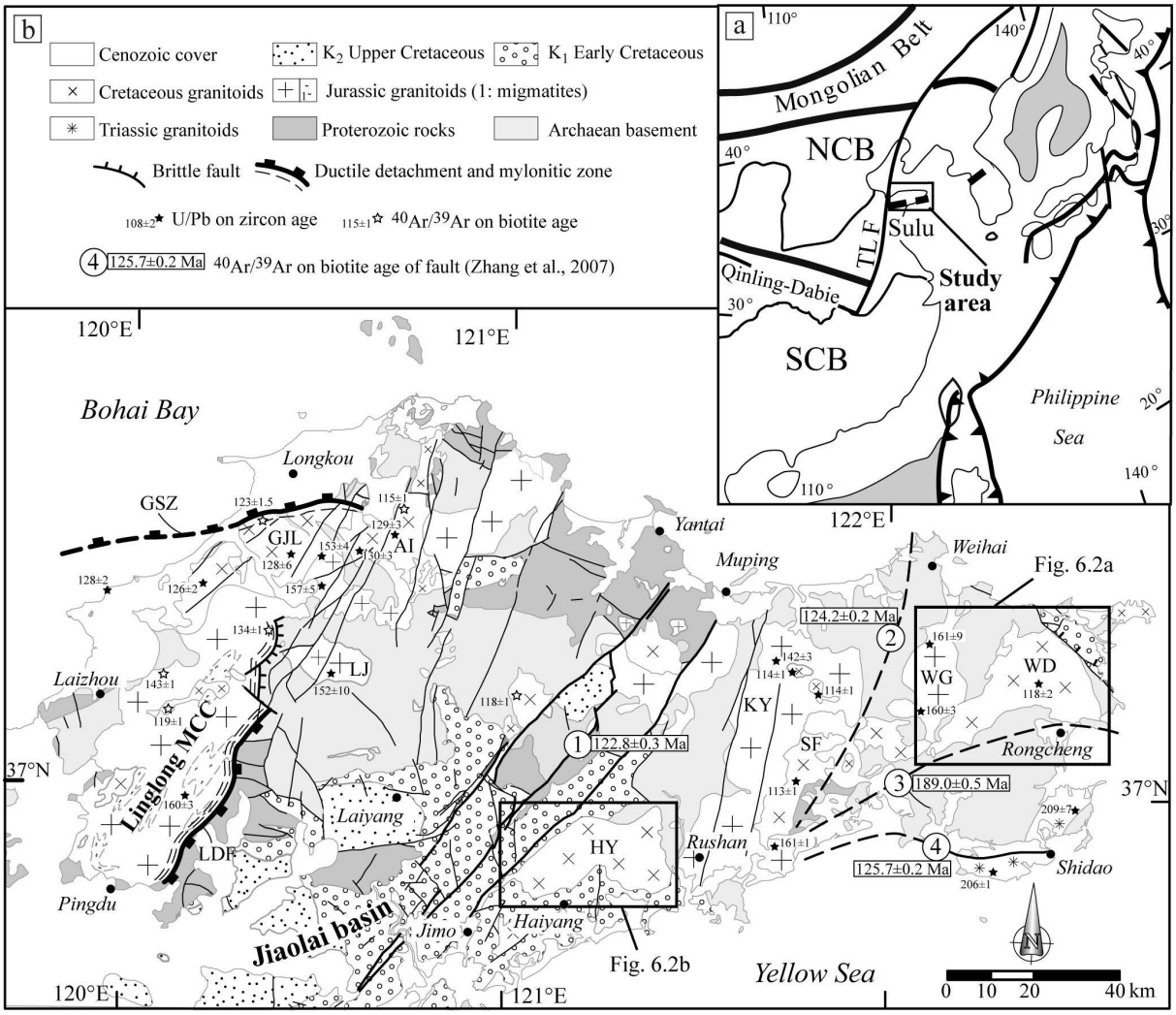


Figure 6.1: (a) Tectonic sketch of eastern Asia. Sulu UHP B.: Sulu ultrahigh-pressure Belt; TNCB: Trans-North China Belt; TLF: Tan-Lu Fault. (b) Simplified geological map of Jiaodong Peninsula (Shandong Province). LJ = Luanjiahe pluton; GJL = Guojialing synkinematic pluton; SF = Sanfoshan pluton; HY = Haiyang pluton; WD = Weideshan pluton; KY = Kunyushan pluton; WG = Wendeng pluton; AI = Aishan pluton. U/Pb on zircon ages come from Wang et al. (1998); Zhang et al. (2007). Ar/Ar ages after Charles (2010). LDF = Linglong detachment fault; GSZ = Guojialing shear zone. (1) is the Muping-Jimo fault, (2) Rushan-Weihai fault, (3) Haiyang-Rongcheng fault and (4) Haiyangsu-Shidao fault (Huang et al., 2007).

Site	Geographic coordinates Longitude (°E)	Latitude (°N)	n/N	D	I	k	α_{95}
Weideshan pluton							
KW01	*122.420*	*37.200*	*0/6*			*scattered*	
KW10	122.410	37.230	4/4	11.3	60.5	33.6	16.1
KW13	122.384	37.273	5/5	31.0	65.1	435.1	3.7
KW14	*122.426*	*37.296*	*0/3*			*scattered*	
KW17	*122.440*	*37.340*	*0/4*			*scattered*	
KW20	122.340	37.250	5/6	359.9	57.7	40.1	12.2
KW23	122.275	37.287	5/5	2.2	56.8	79.3	8.6
KW30	122.330	37.230	3/3	12.6	53.2	35.8	20.9
KW32	122.462	37.246	4/6	1.8	47.6	17.1	22.8
KW36	122.501	37.294	3/5	26.1	55.9	44.3	18.7
KW39	*122.452*	*37.195*	*0/6*			*scattered*	
KW40	122.520	37.180	4/6	11.5	73.5	70.8	11.0
KW45	122.268	37.157	4/4	12.9	74.9	40.7	14.6
Mean			**9**	**11.3**	**61.0**	**59.5**	**6.7**
Haiyang pluton							
KH50	*121.170*	*36.850*	*0/5*			*scattered*	
KH54	121.130	36.870	6/6	337.9	59.3	56.5	9.0
KH57	*121.159*	*36.896*	*0/5*			*scattered*	
KH58	*121.140*	*36.890*	*0/5*			*scattered*	
KH60	121.140	36.890	4/6	16.1	49.1	90.3	9.7
KH67	121.076	36.834	5/6	19.7	64.3	188.8	5.6
KH68	121.212	36.837	4/5	3.1	59.6	41.2	14.5
KH69	121.290	36.870	5/5	11.0	49.8	344.2	4.1
KH70	121.267	36.893	5/5	359.8	53.7	26.7	15.1
KH74	121.220	36.930	4/6	10.3	47.3	110.0	8.8
KH281	121.379	36.911	6/6	40.7	73.8	61.7	8.6
KH286	121.369	36.858	3/5	346.9	56.4	804.1	4.4
KH290	121.360	36.809	5/6	347.7	70.1	34.3	13.2
KH294	121.301	36.832	6/6	349.7	53.2	196.2	4.8
Mean			**11**	**1.5**	**57.0**	**60.2**	**6.3**
Mean of both plutons			**20**	**6.6**	**59.8**	**51.1**	**4.6**

Table 6.1: Palaeomagnetic sampling and results for Weideshan and Haiyang plutons. Abbreviations: n, number of samples taken into statistic calculation; N, number of measured samples; D, I, declination and inclination, respectively; k: the precision parameter; α_{95}: the radius that the mean direction lies within 95% confidence. The sites in italic are excluded from mean calculations.

2. Geological background

2.1. Jiaodong Peninsula

The Jiaodong Peninsula pertains to Shandong Province (NE China) and is located along the southeastern margin of the North China craton (NCC) and at the western margin of Pacific Plate (**Fig. 6.1a**). This area is delimited westwardly by the NNE-trending crustal-scale Tancheng-Lujiang (or Tan-Lu) fault (**Fig. 6.1a**). The southern part of the peninsula is the Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt which was tectonically active during Triassic times (e.g. Faure et al., 2001, 2003). To the northwest of Jiaodong Peninsula, supracrustal rocks crop out comprising both metamorphosed Precambrian sequences and Cretaceous-Cenozoic sedimentary and volcanic successions (**Fig. 6.1b**; e.g. SBGMR, 1991). Precambrian sequences consist of (1) Late Archaean gneisses, granulites, amphibolites and micaschists (Jiaodong Group), unconformably overlain by (2) Palaeoproterozoic mafic to felsic volcanic and sedimentary rocks metamorphosed to amphibolite-granulite facies (Jinshan and Fengzishan Groups) and (3) Neoproterozoic (Sinian) metasedimentary rocks (Penglai Group).

Mesozoic rocks are mainly represented by Cretaceous volcano-sedimentary rocks present in extensional intracontinental basins (e.g. the Jiaolai basin) and by Late Jurassic to Early Cretaceous plutonic rocks which have intruded into the Precambrian sequences described above (**Fig. 6.1b**). Cretaceous stratigraphic sequences are traditionally divided into: (1) the Laiyang Group composed of fluvial-lacustrine sandstones, shales, conglomerates and intercalated volcanic deposits which are dated from ~138 to 126 Ma (i.e. K_1; Yu, 1990; Liu et al., 1994); (2) the Qingshan Group constituted by a series of intercalated volcanic and clastic rocks dated between ~126 and 100 Ma (K_1; Qiu et al., 2001; Song and Wang, 2003; Zhang et al., 2003); and (3) the Wangshi Group comprising a succession of red-beds with mafic to ultramafic lavas dated to the Late Cretaceous (K_2; Song and Wang, 2003; Yan et al., 2003). These volcano-sedimentary series are mainly exposed in the Jiaolai extensional basin (Zhang et al., 2003) and were sampled for palaeomagnetic studies (Gilder et al., 1999; Huang et al., 2007). Plutonic rocks are widespread in the Jiaodong Peninsula (**Fig. 6.1b**) and are divided into two well-defined temporal suites (Sang, 1984; SBGMR, 1991; Wang et al., 1998): (1) Late Jurassic granitoids derived from partial melting of upper crustal rocks (e.g. Luanjiahe, Kunyushan, Wendeng massifs) and (2) Early Cretaceous granitoids derived from partial-melting of lower crustal and upper mantle rocks (e.g. Aishan, Haiyang, Weideshan, Sanfoshan massifs). These granitic rocks are involved in variable geological structures linked to a Late Mesozoic NW-SE extensional setting (Charles et al., 2010; Charles, 2010). Indeed, the Late

Jurassic Linglong monzogranite is associated with migmatites, and both of them constitute the Linglong Metamorphic Core Complex (MCC) exhumed below the Linglong detachment fault (LDF) before 134 Ma (**Fig. 6.1b;** Charles et al., 2010; Charles, 2010). Besides, the Early Cretaceous Guojialing granodiorite is a synkinematic pluton emplaced below the Guojialing shear zone (GSZ) at around 124 Ma (**Fig. 6.1b;** Charles et al., 2010; Charles, 2010). In other cases, granitic rocks constitute simple pluton intruded into the upper crust (e.g. Late Jurassic Luanjiahe pluton, Early Cretaceous Haiyang and Weideshan plutons). Geochronological studies permitted to precisely constrain crystallisation ages of granitic rocks in this area (e.g. Wang et al., 1998), contrary to sediments in the Jiaolai basin and other ones.

2.2. Weideshan and Haiyang granitic plutons

The Weideshan and Haiyang plutons are very similar in the point of view of petrography and geochemistry (SBGMR, 1991; Yang and Lü, 1996). Both plutons are composed of pinkish-reddish granodiorite with relatively high proportion of K-feldspar and show porphyry-like textures with large microcline phenocrysts and medium to coarse-grained groundmass. Graphic and miarolitic textures with quartz crystals aggregates in the miarolitic cavities are commonly observed (e.g. SBGMR, 1991; Wu and Lin, 1991; Zhou and Lü, 2000). The main accessory minerals include magnetite, apatite and zircon with titanite. Geochemical compositions of these granitic plutons give $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios ranging from 07050 to 0.7076 (Li and Yang, 1993). Magma source for these granitoids seem to be linked to a coeval partial melting of lower crustal and upper mantle rocks (Song and Yan, 2000).

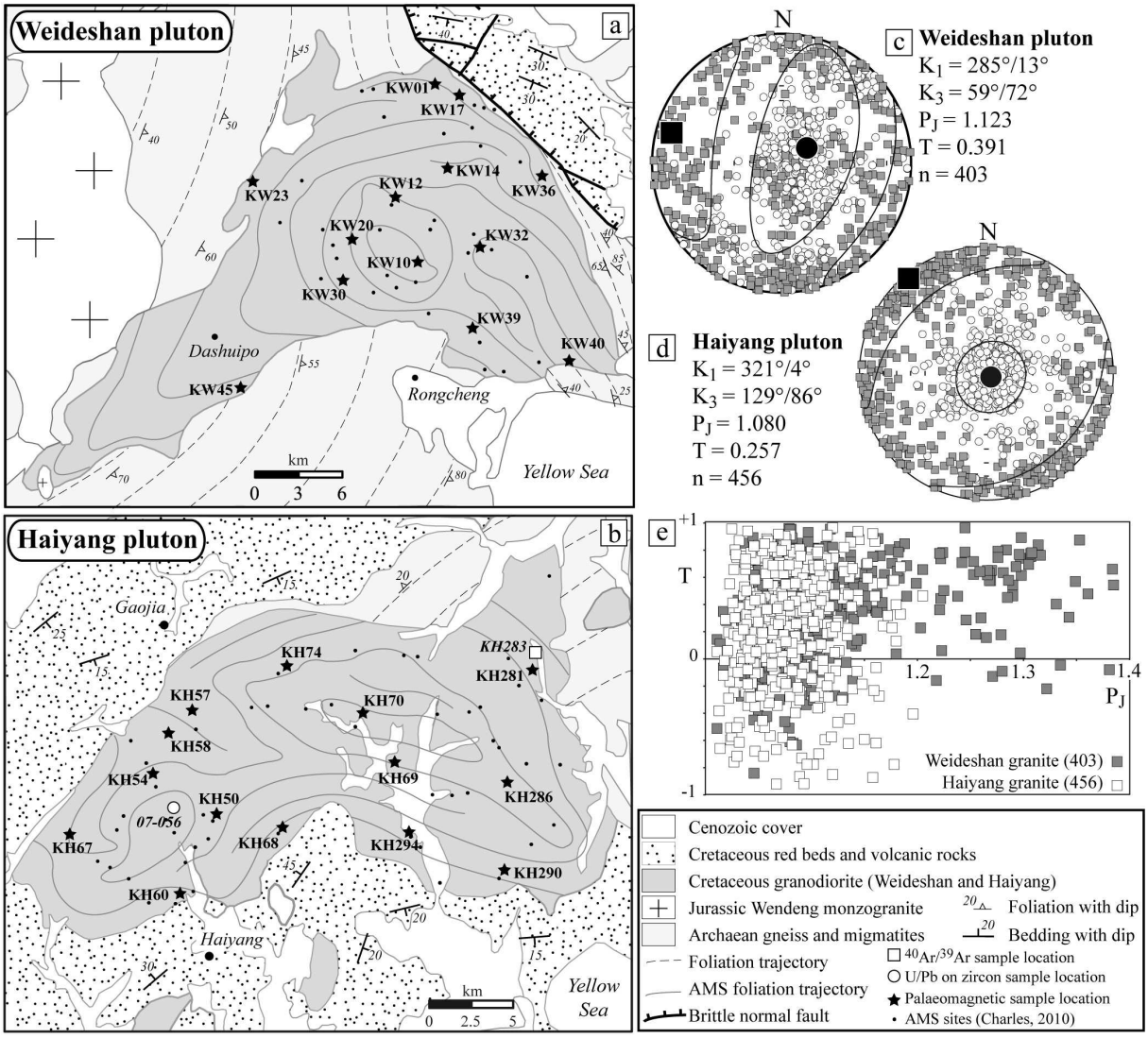


Figure 6.2: (a) and (b) Structural maps of Weideshan and Haiyang plutons with palaeomagnetic, U/Pb on zircon and $^{40}Ar/^{39}Ar$ on biotite datation sample locations. AMS foliation trajectories are issued from Charles (2010). (c) and (d) Equal-area projection of AMS data for both plutons with K_1 (AMS lineation in grey squares) and K_3 (AMS pole to foliation in white circles) mean direction. (e) T (shape parameter) vs. P_J (corrected anisotropy degree) for both plutons (Charles, 2010).

The Weideshan pluton (~520 km²) is situated in the north of Rongcheng city at the easternmost of Jiaodong Peninsula (**Figs. 6.1b and 6.2a**). The massif crops out eastward of the Muping-Jimo fault and exhibits an elliptic shape (**Fig. 6.1b**). Pluton is dated at 118 ± 2 Ma by U/Pb on zircon method (Zhang et al., 2007). In the field, granitic rocks do not present any deformation and are macroscopically totally isotropic. Structural investigations along the pluton borders show clear intrusion relationships between granite and surrounding rocks, without any posterior deformation or faulting on the border. An anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study was carried out by Charles (2010) to access to planar and linear structural fabrics, and show that foliation trajectories design concentric patterns with strikes

roughly parallel to the pluton borders (Charles, 2010; **Fig. 6.2a**). Magnetic lineations are scattered and present sub-horizontal plunges (**Fig. 6.2c**). Magnetic foliations are mainly low-dipping with a subhorizontal behaviour at the pluton-scale (**Fig. 6.2c**). Corrected anisotropy degree P_J (Jelinek, 1981) shows low values (mean value of P_J for the pluton = 1.123) which denotes that granitic rocks of the Weideshan pluton have not suffered significant deformations since the AMS acquisition (**Fig. 6.2e**; Charles, 2010). Gravity data involve a feeder zone located under the geographic centre of the pluton where Bouguer anomaly values are lowest (i.e. -16 mGal; Ma, 1997). Structural and geophysical data imply that pluton has not suffered any rotation along a horizontal axis with respect to the country rocks.

The Haiyang pluton (~480 km²) is located in the southwest part of Jiaodong Peninsula, close to Rushan and Haiyang cities, and to the east of the Muping-Jimo fault (**Figs. 6.1b and 6.2b**). Available Jurassic ages by Rb-Sr method for this pluton (156-147 Ma; SBGMR, 1991) do not make geological sense because these granitic rocks have intruded into Early Cretaceous sediments (i.e. Laiyang Group) leading to consider an intrusion age younger than ~126 Ma (volcanic deposit age for Laiyang Group; Yu, 1990; Liu et al., 1994). That is why U/Pb on zircon and $^{40}Ar/^{39}Ar$ on biotite dating were carried out in this study to recognize the intrusion age of the Haiyang pluton. Structural study of the pluton denotes that the pluton intruded into Early Cretaceous strata of the Jiaolai basin (**Figs. 6.1b and 6.2b**). Besides, sedimentary strata exhibit subhorizontal bedding indicating that sedimentary cover has not been significantly tilted during the intrusion of the pluton. The intrusion of granitic rocks induced a metamorphic aureole with development of hornfels in country rocks of the pluton. No any trace of ductile deformation has been observed along the contact between pluton and country rocks. AMS investigations show concentric pattern for foliation trajectories with subhorizontal magnetic lineations and foliations (Charles, 2010; **Figs. 6.2b and 6.2d**). Low values of the corrected anisotropy degree P_J (mean value of P_J for the pluton = 1.080) imply that granitic rocks of the Haiyang pluton have probably not suffered important deformations since the AMS acquisition (**Fig. 6.2e**; Charles, 2010). Bouguer anomaly values involve a feeder zone centered on the pluton cartographic contour (i.e. -14 mGal; Ma, 1997). Similar to the Weideshan pluton, structural and geophysical evidences notify that Haiyang pluton has not undergone any rotation along a horizontal axis.

3. Geochronological study of the Haiyang pluton

3.1. Zircon U/Pb dating

3.1.1. Sampling

As mentioned above, up to now, not any reliable age is available for the intrusion of the Haiyang pluton. Disposable ages were obtained by Rb-Sr method and range from 147 to 156 Ma which imply a Late Jurassic intrusion for the Haiyang pluton (SBGMR, 1991). However, field evidences show that pluton intruded into Early Cretaceous sedimentary layers of the Jiaolai basin and developed a metamorphic aureole. Thus, these Rb-Sr ages do not have any geological meaning and cannot be used to temporally constrain the intrusion of the Haiyang pluton. That is why a representative granodiorite sample (07-056, located in **Fig. 6.2b**) has been collected so as to perform a U/Pb on zircon datation. The sample comes from an operating quarry to avoid any alteration and to ensure further isotopic measurements. More details on U/Pb analytic method are given in Appendix A.

Spots	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}Th/^{238}U$	^{206}Pb (ppm)	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$ Age (Ma) ±1σ
07-056/1	498.2	957.9	1.92278	41.4	0.12624	0.0021	0.01880	0.0004	0.04867	0.0005	120 ± 3
07-056/2	102.7	301.3	2.93445	8.8	0.12176	0.0036	0.01827	0.0004	0.04830	0.0006	117 ± 3
07-056/3	93.9	223.1	2.37640	8.8	0.13592	0.0044	0.01897	0.0005	0.05195	0.0008	121 ± 3
07-056/4	508.4	825.7	1.62414	51.3	0.15009	0.0027	0.01856	0.0004	0.05862	0.0006	119 ± 3
07-056/5	481.1	1457.8	3.03045	57.2	0.14080	0.0026	0.01852	0.0004	0.05513	0.0005	118 ± 3
07-056/6	370.2	1302.5	3.51842	44.5	0.14004	0.0028	0.01805	0.0004	0.05626	0.0005	115 ± 3
07-056/7	307.9	1676.5	5.44479	43.8	0.18468	0.0057	0.01908	0.0005	0.07020	0.0010	122 ± 3
07-056/8	315.5	1938.1	6.14211	44.0	0.12892	0.0076	0.01796	0.0006	0.05204	0.0017	115 ± 4

Table 6.2: U/Pb analyses on zircons of the Haiyang granodioritic pluton. Uncertainties are at 1σ, including the error related to calibration of the 91500 standard. Correction for common Pb was made using the measured $^{238}U/^{206}Pb$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios according to Andersen (2002).

3.1.2. Zircon U/Pb age of the Haiyang pluton

Sample 07-056 is a porphyric granodiorite essentially composed of quartz, K-feldspar, biotite and amphibole. The rock is macroscopically isotropic and does not show any visible deformation. The analysed zircons constitute a homogeneous population of grains >100µm in length (**Fig. 6.3a**). According to the typology proposed by Pupin (1980), zircons are characteristic of high temperatures with a rather prismatic habit (between 750-900°C). Eight analyses (**Table 6.2**) show homogeneous ages after $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{238}U$ ratios and common Pb corrections with GLITTER and the method according to Andersen (2002). These

spot analyses yield a mean $^{206}U/^{238}Pb$ age of 117.8 ± 2.7 Ma (**Fig. 6.3b**) that we interpret as the age of granodiorite crystallisation (>800°C). More details on isotopic measurements are given in **Table 6.2**.

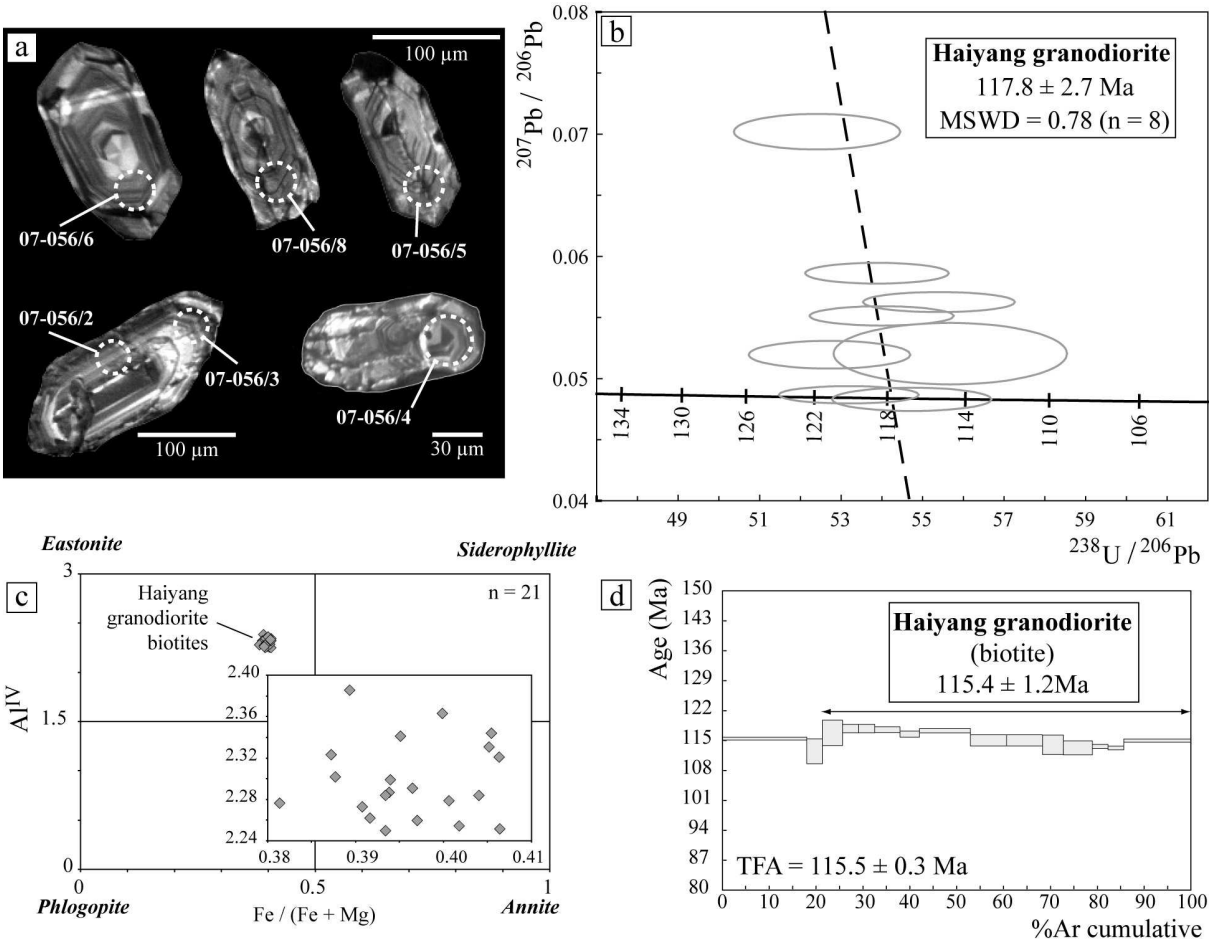


Figure 6.3: (a) Examples of CL images of representative zircons are shown with location of analytical points. The diameter of ablation pit is ca. 30 µm. (b) Tera and Wasserburg (1972) Concordia diagram for Haiyang granodiorite (07-056). Data-point error ellipses are plotted as 1σ. (c) Al^{IV} vs. Fe/(Fe+Mg) classification for analysed biotites for $^{40}Ar/^{39}Ar$ datation. See Table 2 for details (d) Age spectrum for the $^{40}Ar/^{39}Ar$ on biotite datation of the Haiyang granodiorite (KH283). Errors are given with 1σ. See Table 3 for details. TFA = Total Fusion Age.

3.2. Biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Haiyang pluton

3.2.1. Sampling

Palaeomagnetism relies on the study of magnetic remanence involved by ferromagnetic minerals present in rocks. Such minerals record Earth field directions when rocks attempt a specific temperature below which magnetic field is "fossilised". The knowledge of the pluton cooling history is thus essential to determine the precise age of remanence. That is why a representative granodiorite sample (KH283, located in **Fig. 6.2b**)

has been collected so as to perform a $^{40}Ar/^{39}Ar$ datation. The sample comes from an operating quarry to avoid any alteration and to ensure further isotopic measurements. More details on $^{40}Ar/^{39}Ar$ analytic method are given in Appendix B.

Step	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	^{39}Ar	$\%^{39}Ar$	$\%^{40}Ar^*$	$^{40}Ar^*/^{39}K$	Age	Error
KH283				(e-3)	(e-14)				(Ma)	(1σ)
J= 0.00717										
1	9.233	0.054	0.00000	0.000	0.482	18.01	99.83	9.22	115.455	0.348
2	10.761	0.054	0.00000	6.003	0.089	21.35	83.37	8.97	112.474	2.930
3	9.589	0.054	0.00955	0.833	0.115	25.63	97.28	9.33	116.803	2.949
4	9.425	0.051	0.00612	0.000	0.092	29.09	99.83	9.41	117.787	1.001
5	9.425	0.051	0.00612	0.000	0.092	32.55	99.83	9.41	117.787	1.001
6	9.406	0.053	0.00000	0.000	0.144	37.91	99.83	9.39	117.551	0.670
7	9.321	0.054	0.00000	0.000	0.111	42.08	99.83	9.31	116.525	0.717
8	9.383	0.053	0.00063	0.000	0.290	52.92	99.83	9.37	117.272	0.500
9	9.281	0.052	0.00000	0.280	0.206	60.62	98.94	9.18	115.038	1.317
10	9.281	0.052	0.00000	0.280	0.206	68.32	98.94	9.18	115.038	1.317
11	9.462	0.054	0.00000	1.179	0.119	72.76	96.15	9.10	114.001	2.275
12	9.334	0.054	0.00056	0.945	0.165	78.93	96.84	9.04	113.291	1.641
13	9.080	0.051	0.00000	0.000	0.090	82.30	99.83	9.06	113.596	0.456
14	9.051	0.051	0.00000	0.000	0.090	85.68	99.83	9.04	113.245	0.454
15	9.193	0.052	0.00000	0.000	0.383	100.00	99.83	9.18	114.970	0.353

Table 6.3: $^{40}Ar/^{39}Ar$ of analyses on biotites of the Haiyang granodioritic pluton.

3.2.2. Biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of the Haiyang pluton

Microprobe analyses for dated biotite were obtained by using the CAMECA SX50 electron microprobe at the French Geological Survey (BRGM) and the results are presented in **Figure 6.3c**. Analysed biotites issued from the Haiyang granodiorite show very slight compositional variability with K_2O wt% = 9.14-9.90 and Fe/(Fe+Mg) ratios ranging from 0.38 to 0.41. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating was made on biotite with 15 step-heating (**Fig. 6.3d and Table 6.3**). Biotites from the Haiyang granodiorite yield a plateau age of 115.44 ± 1.23 Ma, incorporating 78% of the gas released (**Fig. 6.3d**). This plateau age is coherent with total fusion age (115.52 ± 0.28 Ma) and isochron age (115.68 ± 1.23 Ma) defining the error bars for this dating.

4. Palaeomagnetic study on granodioritic rocks of Jiaodong Peninsula

As the granodiorites of the Weideshan and Haiyang plutons are well dated and rich in ferromagnetic minerals, such as magnetite, these two plutons are chosen as target for palaeomagnetic study to obtain new kinematic constraints of Jiaodong Peninsula since Cretaceous times.

4.1. Palaeomagnetic sampling

Palaeomagnetic samples were collected in 13 and 14 sites from Weideshan and Haiyang plutons, respectively (**Table 6.1 and Figs. 6.2a and 6.2b**). These sites have been taken based on their geographic location so as to obtain a representative spatial distribution for each pluton (**Figs. 6.2a and 6.2b**). Sampling was carried out with a portable gasoline driller and the cores were oriented with magnetic and solar compasses, when it was possible. The average difference between magnetic and solar declinations is about -6.5° ± 2.7° and -6.8° ± 2.5° for the Weideshan and Haiyang plutons, respectively. As a result, an azimuth measurement has been corrected to cores that have been only magnetically oriented. Cores were cut into standard specimens of 2.5 cm in diameter and 2.2 cm in length in the laboratory.

4.2. Laboratory measurements

Prior to demagnetise the palaeomagnetic collection, the recognition of magnetic remanent carrier(s) is essential. According to magnetic mineralogy investigations undertaken by Charles (2010) for an AMS study in the both plutons, a recall of magnetic remanence carrier(s) is done thereafter. Magnetic mineralogy was investigated by two methods: (1) thermomagnetic measurements carried out at the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) and (2) hysteresis loops obtained at the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Thermal magnetic (Curie point) experiments were performed with an ©AGICO KLY-3S kappabridge susceptometer coupled with a CS3 furnace. Magnetic hysteresis curves were measured with a magnetic inductometer.

Both thermal and alternating magnetic field (AF) demagnetisations were applied to clean the magnetic remanence at ISTO and IPGP. AF demagnetisation was done using a 2G in-line three-axis AF demagnetiser and the magnetic remanence was measured using a 2G three-axis DC SQUID magnetometer at IPGP. Other samples were demagnetised with a laboratory built furnace and magnetic remanence was measured with an ©AGICO JR-5A automatic spinner magnetometer at ISTO. Progressive demagnetisations were plotted on

orthogonal vector diagrams (Zijderveld, 1967) and magnetic remanence directions were determined by principal component analysis (Kirschvink, 1980). Site-mean directions were computed with Fisher statistics (Fisher, 1953). Palaeomagnetic software packages of Cogné (2003) and R. Enkin (unpublished) were used for the data analysis.

4.3. Magnetic mineralogy

Figure 6.4 presents representative results of the magnetic mineralogical experiments. Curie temperature measurements for all five measured samples show sharp drop of magnetic susceptibility at around 585°C, characteristic of magnetite (**Figs. 6.4a and 6.4b**; e.g. Dunlop and Özdemir, 1997). A moderate inflection is observed at ~400°C indicating the possible presence of some maghemite (**Figs. 6.4a and 6.4b**). Moreover, in **Figure 6.4b**, a drop of magnetic susceptibility occurring between 585°C and 630°C seems indicating the presence of hematite. Hysteresis loops are particularly narrow-waisted (**Figs. 6.4c and 6.4d**) and present typical low magnetic coercitive multidomain (MD) magnetite grains. The thermomagnetic results, together with magnetic hysteresis curves, indicate that MD magnetite is the dominant magnetic mineral and the main carrier of remanence in all samples for both Weideshan and Haiyang plutons, with possibly a small amount of maghemite and hematite. MD magnetite presence is also confirmed by direct observation of grains on backscattered electron images with grains of >50 µm in length (**Figs. 6.4e and 6.4f**).

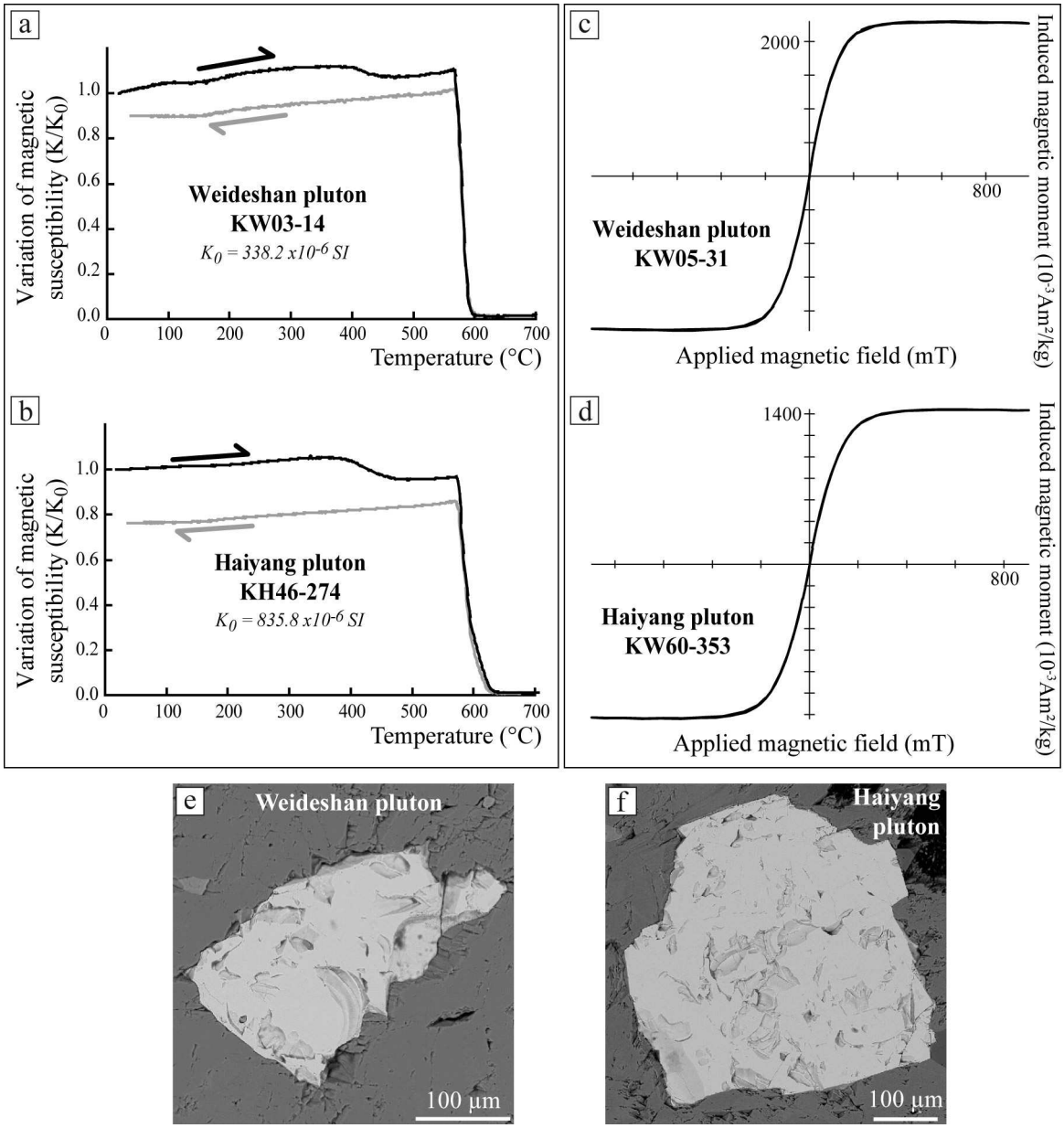


Figure 6.4: Magnetic mineralogical investigation results for Weideshan and Haiyang granodioritic plutons. (a) and (b) Thermomagnetic measurements where black and grey curves indicate heating and cooling stages, respectively. (c) and (d) Hysteresis cycles showing typical shape for ferromagnetic minerals. Modified from Charles (2010).

4.4. Palaeomagnetic directional analysis

4.4.1. Weideshan pluton

Granodioritic rocks of the Weideshan pluton present unimodal NRM intensities and magnetic susceptibilities ranging from 100 to 1100 mA.m^{-1} and 10 to 70 x 10^{-3} SI with averages of 343.9 mA.m^{-1} and 33.2 x 10^{-3} SI, respectively. Such high NRM values ensure to perform demagnetisation and to analyse magnetic remanence of these granodioritic rocks.

Typical thermal and AF demagnetisation responses of granodioritic rocks from the Weideshan pluton are presented in **Figures 6.5a and 6.5b**. Overall, the magnetic remanence decays linearly from 150°C to 630°C for thermal demagnetisation and from 4 mT to 100 mT for AF one, with well-defined magnetic component of northward to north-northeastward declinations and downward inclinations. Site-mean directions and the corresponding statistical parameters are listed in **Table 6.1 and Figure 6.5e**. It is noteworthy that four sites (i.e. KW01, KW14, KW17 and KW39) have rather random direction and no characteristic component could be isolated from higher fields or temperatures. Consequently, those four sites are excluded from site-mean direction calculation for the Weideshan pluton (**Table 6.1**). Discussion for possible cause(s) of such scattered directions is presented in **Section 5.1**. Thus a mean direction was calculated for the Weideshan pluton from nine out thirteen sites: D = 11.3°, I = 61.0°, k = 59.5 and α_{95} = 6.7 (**Table 6.1 and Fig. 6.5e**).

4.4.2. Haiyang pluton

Natural remanent magnetisation (NRM) intensities for granitic rocks of the Haiyang pluton range from 30 to 1200 mA.m^{-1} with average of 375.5 mA.m^{-1}. Magnetic susceptibility values are comprised between 25 and 60000 x 10^{-6} SI with average of 23.2 x 10^{-3} SI, which is typical of ferromagnetic granitoids (Bouchez, 1997, 2000). The rather high NRM values allow performing magnetic remanence measurements and, then, to isolate the palaeomagnetic directions acquired during pluton cooling.

Figures 6.5c and 6.5d present representative behaviours of measured specimens for thermal and AF demagnetisations. For most of the sites, after the removal of random components up to ~150°C and 2 mT, the magnetic remanent directions become stable. The magnetic remanence decays rather linearly to the origin until 630°C and 100 mT. The magnetic remanent directions are characterised by downward inclinations with northward declinations. The magnetic directions within each site are well grouped except for three sites exhibiting scattered directions (i.e. KH50, KH57 and KH58; **Table 6.1**). The possible origin of scattered directions will be discussed in **Section 5.1**. As a result, mean directions were computed by Fisher statistics from eleven out fourteen sites. Mean direction calculated for the Haiyang pluton is: D = 1.5°, I = 57.0°, k = 60.2 and α_{95} = 6.3° (**Fig. 6.5f and Table 6.1**). Reliability and precise age of magnetic remanences for both plutons are discussed further in **Section 5.1**.

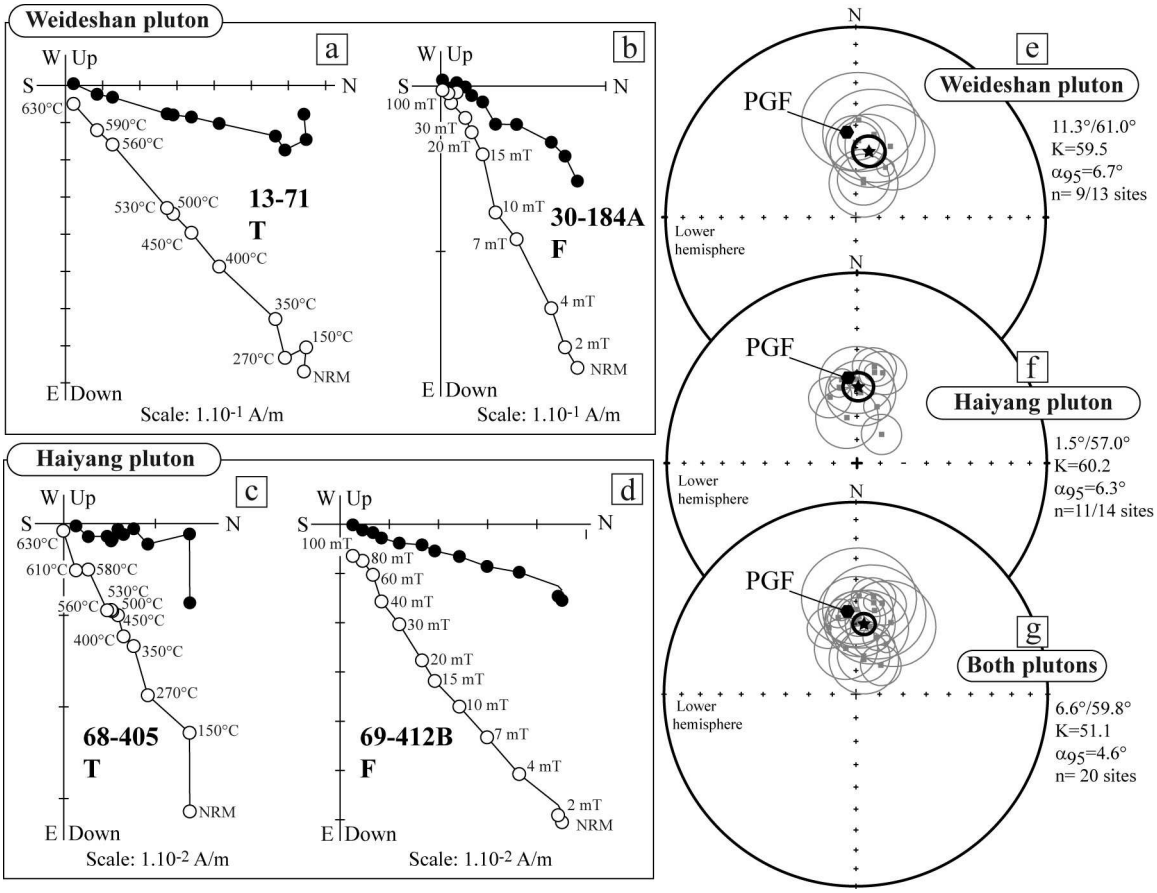


Figure 6.5: Magnetic remanent measurements and palaeomagnetic results from the Weideshan and Haiyang plutons. (a) to (d) Orthogonal projection of sample demagnetisation (T and F for thermal and AF demagnetisations, respectively; Zijderveld, 1967). White and black circles represent vertical and horizontal plans, respectively. (e) to (f) Equal-area projection for site-mean directions isolated from high temperature and high coercitive AF components in geographic coordinates. Stars represent the pluton-mean directions.

5. Discussion

Thermal and AF demagnetisations have successfully isolated magnetic characteristic components of high temperature and high AF field, mainly carried by MD magnetite with probably small amount of maghemite and hematite. Cluster pluton-mean directions have been obtained from well consistent sites with k > 30 (i.e. 59.5 and 60.2 for Weideshan and Haiyang plutons, respectively), α_{95} < 10° (i.e. 6.7° and 6.3° for Weideshan and Haiyang plutons, respectively). Haiyang and Weideshan plutons show equivalent mean directions with an insignificant angular difference of 6.8° ± 8.9° leading to calculate a mean direction for both plutons on the basis of twenty sites: D = 6.6°, I = 59.8°, k = 51.1 and α_{95} = 4.6° (**Fig. 6.5g and Table 6.1**). Prior to discuss tectonic significations of these new palaeomagnetic data from granitic rocks of Jiaodong Peninsula, discussions on their reliability and age of magnetisation are deserved.

5.1. Reliability and age of the magnetic remanence

For the Haiyang pluton, the weak but significant difference of ~2.5 Ma between U/Pb on zircon and $^{40}Ar/^{39}Ar$ on biotite ages shows the cooling duration of granodioritic rocks from about 800 ± 50°C to about 300 ± 50°C, according to the mineral blocking temperatures proposed by Harrison et al. (1985) and Villa (1998). The magnetic remanence was acquired by the MD magnetite grains during the relatively fast cooling of the Haiyang intrusion. The age of magnetisation must, therefore, lie between the U/Pb on zircon age (i.e. 117.8 ± 2.7 Ma) and $^{40}Ar/^{39}Ar$ on biotite age (i.e. 115.44 ± 1.23 Ma). U/Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ data are plotted on a temperature/time diagram (**Fig. 6.6**) in order to estimate tentatively the magnetic remanence age of the Haiyang pluton. Assuming a linear decrease of cooling temperature, a relatively fast cooling rate of 208°C.Ma^{-1} is deduced from these ages, which corresponds to a high-level crustal emplacement of a pluton (**Fig. 6.6**). By using magnetic blocking temperatures for MD magnetite between 560 and 585°C, we obtain a magnetic remanence age of about 116.0 ± 1.8 Ma for the Haiyang pluton. As far as the Weideshan pluton is concerned, the U/Pb on zircon age at 118 ± 2 Ma (Zhang et al., 2007) is coeval with that of the Haiyang pluton (117.8 ± 2.7 Ma). Moreover granitic rocks of the Weideshan pluton is petrographically and geochemically the same comparing to the Haiyang pluton. Even if $^{40}Ar/^{39}Ar$ on biotite age is not available for the Weideshan pluton, it is reasonable to assume a similar cooling rate of 208°C.Ma^{-1}. As a result, the involved magnetic remanence age for the Weideshan pluton is also 116.0 ± 1.8 Ma (**Fig. 6.6**).

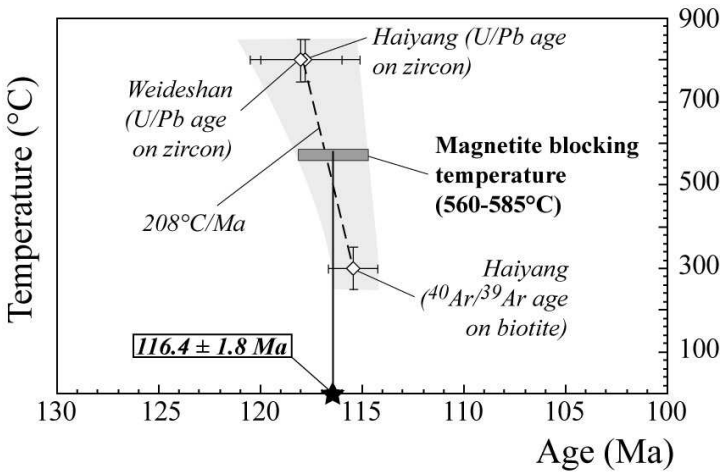


Figure 6.6: Temperature/time diagram showing the inferred cooling path for both plutons and estimated age of magnetic remanence of magnetite. U/Pb age for Weideshan comes from Zhang et al. (2007).

Precise age of magnetisation for both plutons (116.0 ± 1.8 Ma) is coherent with the Cretaceous Long Normal Superchron (CLNS) period between ~118 and 83 Ma (Gradstein et

al., 2004) and the absence of reverse polarities in our palaeomagnetic collection. Moreover, the magnetic blocking temperature interval considered for magnetite (560-585°C) and the cooling rate of 208°C.Ma^{-1}, involve a duration of the remanent acquisition of about 120 000 years. Consequently, we assume that secular variation is broadly averaged for sites of the both plutons. However, seven palaeomagnetic sites (i.e. KW01, KW14, KW17, KW39, KH50, KH57 and KH58) reveal scattered directions and have been excluded for mean calculation (**Table 6.1**). In fact, palaeomagnetic sampling that covers a large geographic area within plutons allows to access to different structural levels since the elevation variation is rather important (several hundred meters). The seven excluded sites may be located in high structural level (top or uppermost of the pluton), in close vicinity to the pluton envelope with respect to country rocks associated with a faster cooling (<10000 yr), impeding to average the secular variation. Besides, structural and AMS studies have shown that both plutons have not experienced any significant deformation posterior to their emplacement (Charles, 2010), nor any rotation along a horizontal axis.

As a result, the characteristic magnetic remanence isolated from granodiorites of both plutons can be confidently considered as primary thermal magnetisations and, therefore, used to tectonic applications. Two palaeomagnetic poles have been thus calculated for the Weideshan pluton (λ = 80.1°N, Φ = 180.1°E, A_{95} = 9.0° with N = 9) and Haiyang pluton (λ = 86.5°N, Φ = 161.1°E, A_{95} = 8.9° with N = 11), respectively (**Table 6.4 and Fig. 6.7a**).

Age		Slat (°N)	Slong(°E)	N	Plong (°E)	Plat(°N)	A_{95}	Reference
				Jiaodong Peninsula (JP)				
K_1		35.97	119.15	4	172.3	76.4	11.1	Huang et al. (2007)
K_1		36.40	119.28	4	217.9	76.3	5.2	Huang et al. (2007)
K_1*		36.65	120.71	5	173.8	56.9	6.6	Huang et al. (2007)
K_1*		37.35	122.50	5	221.0	51.4	17.6	Huang et al. (2007)
K_1*		37.60	120.61	6	200.8	38.7	5.8	Huang et al. (2007)
K_1 (116 Ma)		37.27	122.41	9	180.1	80.1	9.0	This study (Weideshan)
K_1 (116 Ma)		36.89	121.29	11	161.1	86.5	8.9	This study (Haiyang)
K_1		35.90	119.45	6	114.1	78.0	11.0	Huang et al. (2007)
K_1		36.82	120.94	6	125.3	74.7	11.1	Huang et al. (2007)
K_1		36.97	120.86	3	240.9	73.8	7.3	Huang et al. (2007)
K_1		36.98	120.84	5	2.4	88.3	3.8	Huang et al. (2007)
K_1		36.00	120.00	20	135.0	83.1	5.9	Huang et al. (2007)
K_1		37.00	120.70	11	217.3	81.3	5.9	Gilder et al. (1999)
Mean K_1	JP			10	177.1	83.0	5.5	
K_2		37.00	121.00	4	297.5	80.5	10.9	Huang et al. (2007)
K_2		36.30	120.00	4	288.5	82.1	7.6	Huang et al. (2007)
Mean K_2		36.50	120.50	8	293.4	81.3	5.3	Huang et al. (2007)
Mean K_{1-2}	JP			12	191.3	84.7	5.3	
				Eastern Liaoning-Korean Block (ELKB)				
K_1		35.90	128.50	19	205.1	67.6	5.8	Lee et al. (1987)
K_1		35.90	128.60	15	199.0	68.7	8.9	Zhao et al. (1999)
K_1		37.10	129.00	14	200.4	46.7	9.6	Doh and Piper (1994)
K_2		41.30	123.80	5	202.6	59.3	6.0	Uchimara et al. (1996)
K_2		41.30	123.80	7	205.5	59.4	7.3	Lin et al. (2003)
Mean K_{1-2}	ELKB			5	202.4	60.4	8.5	
				North China Block (NCB)				
K_1		42.00	119.20	6	249.5	82.9	5.7	Zhao et al. (1990)
K_1		35.00	108.00	10	208.7	75.8	7.5	Ma et al. (1993)
K_1		45.40	107.60	3	247.6	87.3	21.6	Pruner (1992)
K_1		39.90	97.70	9	169.9	75.5	7.7	Chen et al. (2002)
Mean K_1	NCB			4	204.0	81.7	9.2	
K_{1-2}		37.20	105.00	10	203.4	74.5	8.2	Wu et al. (1993)
K_{1-2}		31.60	116.00	10	201.0	74.5	4.7	Gilder and Courtillot (1997)
K_2		40.10	112.90	4	170.1	79.6	5.8	Zheng et al. (1991)
Mean K_{1-2}	NCB			7	198.7	79.5	5.2	

*Table 6.4: Compilation of Cretaceous palaeomagnetic data of North and eastern China. Abbreviations: N, the number of sites; Slat (Plat), the latitude of sampling site (pole); Slong (Plong), the longitude of sampling site (pole); A_{95}, the radius that mean pole lies within 95% confidence, in degree. The palaeomagnetic poles denoted by * are eliminated from the average.*

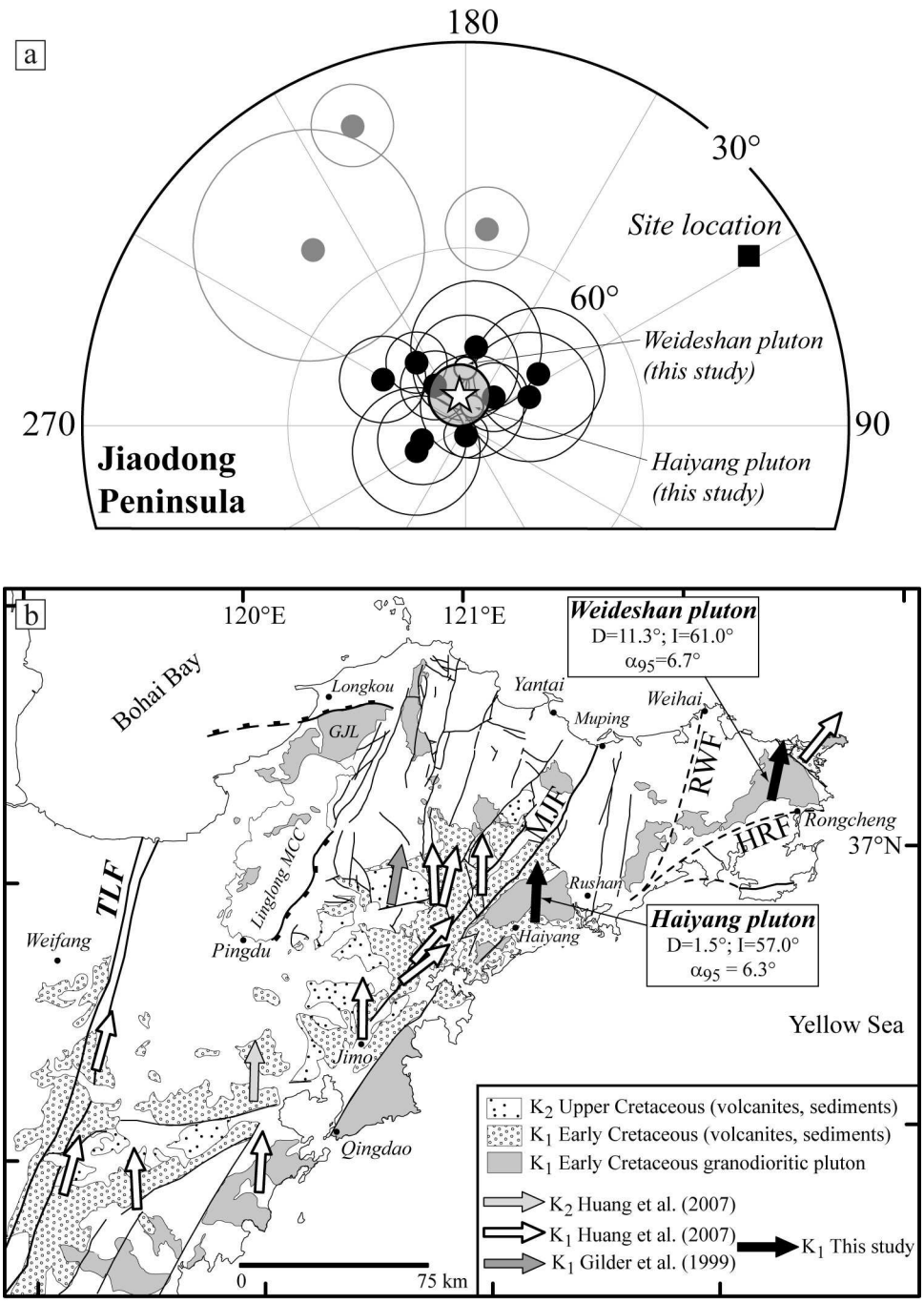


Figure 6.7: (a) Equal-area projection of available Cretaceous palaeomagnetic poles for the Jiaodong Peninsula and (b) the corresponding palaeodeclination map. Star presents the Cretaceous average without three poles in grey colour (see the text for the details). Fault abbreviations: TLF = Tan-Lu fault, MJF = Muping-Jimo fault, RWF = Rushan-Weihai fault and HRF = Haiyang-Rongcheng fault.

5.2. Is there Cretaceous rotation(s) within Jiaodong Peninsula?

A compilation of fifteen palaeomagnetic poles, including two from this study, is available for Jiaodong Peninsula in **Table 6.4 and Figures 6.7a** with corresponding declinations presented in **Figure 6.7b**. Among them, three scattered poles from Huang et al. (2007) are distinguishable by abnormal northeastward declination with respect to others (specified in **Table 6.4** by *; see also **Fig. 6.7**). These three poles are located in the southern and easternmost parts of Jiaodong Peninsula, close to the western and eastern borders of the Muping-Jimo fault (MJF), and issued from eruptive andesitic rocks of the Qingshan Group (see Fig. 2 in Huang et al., 2007). The age of remanence for these three poles is proposed between ~125-118 Ma according to the authors. Thus such northeastward declinations have led the authors to suggest a relative clockwise (CW) rotation of the southern and easternmost parts of Jiaodong Peninsula with respect to the other sites from the same peninsula and NCB as well, since mid-Early Cretaceous (Huang et al., 2007). However, our new palaeomagnetic results from two granodioritic plutons located to the east of MJF present rather consistent directions, in both inclination and declination, with those from the west of MJF, but significant different from these three previous discussed poles (**Table 6.4 and Fig. 6.7**). This difference can be probably explained by following two principal reasons: (1) the short magnetisation time and (2) the vicinity of faulting zone of the palaeomagnetic sampling. In fact, all of these three derived poles are from the eruptive volcanics of the Qingshan Group with Ar/Ar dating age of 125-118 (Qiu et al., 2001; Song and Wang, 2003; Zhang et al., 2003). Since sampled rocks of these poles are andesites, it is highly questionable if the secular variation has been averaged from these palaeomagnetic measurements to ensure an axial-centred-dipolar field as the hypothesis for the application of the palaeomagnetism to the plate tectonics. Furthermore, two of these three results are obtained from the zones close to the Muping-Jimo Fault (MJF; **Fig. 6.7b**). $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings were recently performed on synkinematic biotites sampled from deformed rocks in close vicinity to the MJF, giving an Early Cetaceous age of 122.8 ± 0.3 Ma (Zhang et al., 2007; **Fig. 6.1b**), so, this faulting age is coeval with the andesite (~125-118 Ma; Qiu et al., 2001; Song and Wang, 2003; Zhang et al., 2003) from that two palaeomagnetic poles are obtained. Consequently, these corresponding zones may be considered to have experienced some local rotations due to faulting along the MJF. Moreover, the remain rotated palaeomagnetic pole (also of andesite) is from a small basin situated to the north of the Weideshan pluton and the easternmost part of the peninsula (Huang et al., 2007; **Figs. 6.1b and 6.7b**). The field observations show that the exposed rocks

are highly weathered and outcrops are scarce with often visible brittle faulting. This latter may produce a local rotation. Furthermore, the initial geometry of the bedding may be also questionable as these sediments are syntectonic deposits. According to (1) a good coherence between the most palaeomagnetic results from both sides of the MJF, (2) questions on secular variation and local rotation, these three poles may not be applied to Jiaodong Peninsula-scaled tectonics. Consequently, the good consistence among all poles from the Jiaodong Peninsula (except for three discussed above) illustrate that there is no significant palaeomagnetic evidences to show the relative rotation or movement within the Jiaodong Peninsula and therefore, a Cretaceous age-mean palaeomagnetic pole has been calculated at λ (K_{1-2}) = 84.7°N, Φ (K_{1-2}) = 191.3°E, A_{95} = 5.3° with n = 12 (**Table 6.4 and Fig. 6.7a**). This observation confirms also the Cretaceous stationary kinematic nature of China blocks (NCB and SCB; Enkin et al., 1991) and Eurasia (Besse and Courtillot, 2002).

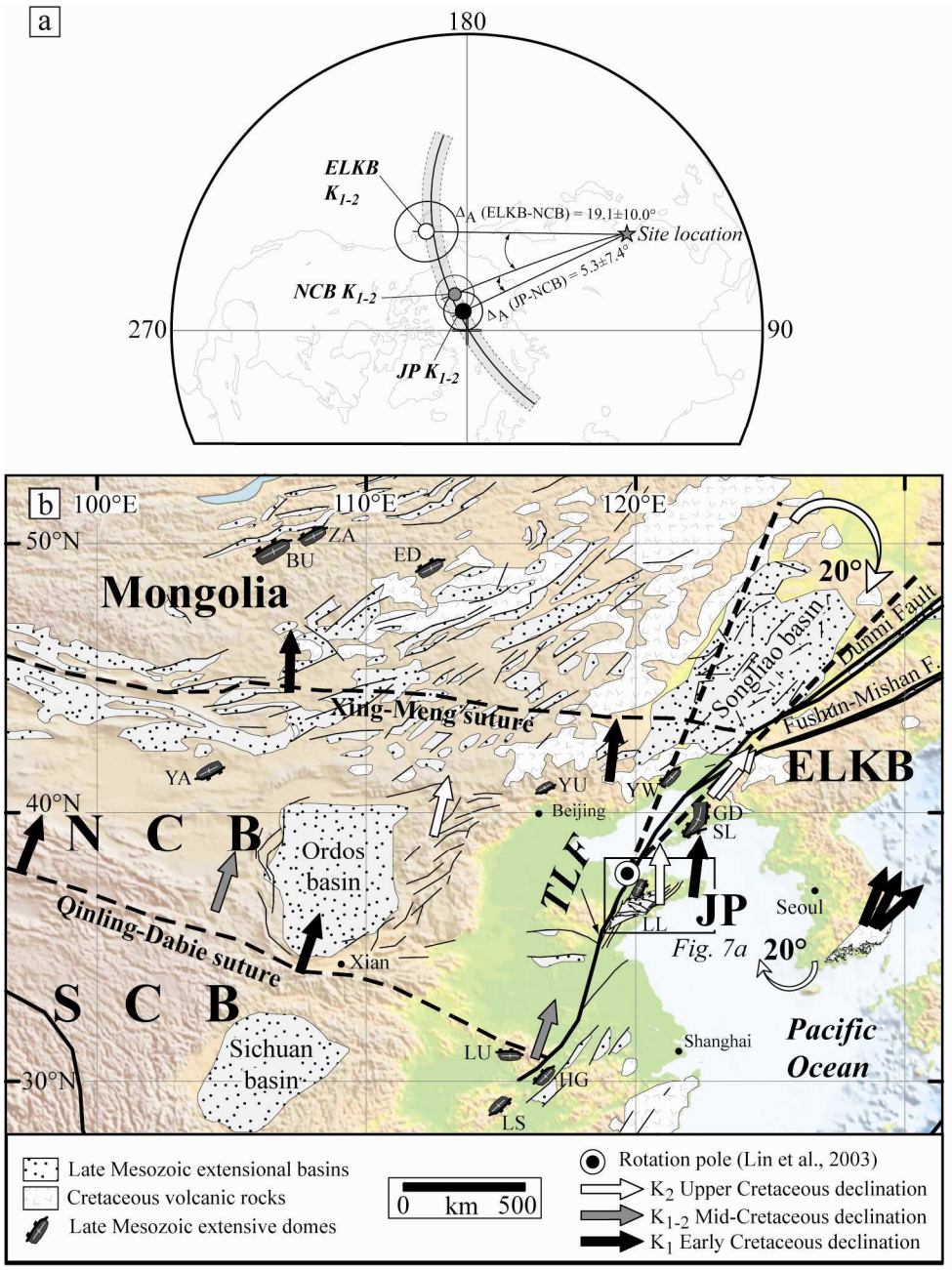


Figure 6.8: (a) Equal-area projection of mean Cretaceous poles for Jiaodong Peninsula (JP), North China Block (NCB) and Eastern Liaoning-Korean Block (ELKB), with angular differences of JP and ELKB with respect to NCB. Grey star represents sampling location of this study. Small circle centered on this location and passing through poles reveals a negligible relative palaeolatitudinal movement among these blocks since the Cretaceous. (b) Palaeodeclination map of North China with principal tectonic structures. Block abbreviations: NCB = North China block, SCB = South China block, ELKB = Eastern Liaoning-Korean block, JP = Jiaodong Peninsula. Fault abbreviation: TLF = Tan-Lu fault. Extensive domes abbreviations: BU = Buteel-Burgutoy (Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008), ED = Ereendavaa (Daoudene et al., 2009), GD = Gudaoling (Charles, 2010), HG = Hongzhen (Luo et al., 1992), LL = Linglong (Charles et al., 2010), LS = Lushan (Lin et al., 2000), LU = Luotian (Eide et al., 1994; Hacker et al., 1998; Faure et al., 1999), SL = South Liaodong (Liu et al., 2005), YA = Yagan-Onch Hayrhan (Zheng et al., 1991; Webb et

al., 1999), YU = Yunmengshan (Davis et al., 1996), YW = Yiwulüshan (Darby et al., 2004), ZA = Zagan (Donskaya et al., 2008).

5.3. Relative motions between blocks and tectonic implications for eastern Asia

Eastern Asia is a landmass composed by the welding of several blocks (e.g. North China block (NCB) and the South China block (SCB)) and experienced a multiphase tectonic evolution as argued by geological evidences and palaeomagnetic studies (e.g. Mattauer et al., 1985; Zhao and Coe, 1987; Sun et al., 1991; Enkin et al., 1992; Okay et al., 1993; Gilder and Courtillot, 1997; Lin et al., 2003; Zhai et al., 2007). During Late Mesozoic times, this region was marked by an extensional setting and lithospheric thinning (e.g. Menzies et al., 1993; Davis et al., 1996; Ren et al., 2002; Liu et al., 2005; Lin and Wang, 2006; Zhai et al., 2007; Charles et al., 2010). Knowledge of block kinematics coupled with geological evidences during this period is essential to better understand their relationship with continental extension. Indeed, relative motions between blocks seem to play an important role in the development of extensional crustal structures like basins or MCCs (e.g. Lin et al., 2003; Liu et al., 2005). For instance, relative Cretaceous CW rotation (22.5 ± 10.2°) of the Eastern Liaoning-Korean block (ELKB) with respect to the NCB may be related to the northeast China and southeast Russia basins development (e.g. Songliao, Xialiaohe) and to the South Liaodong and Yiwulüshan MCCs exhumation, as suggested by Lin et al. (2003) and Liu et al. (2005), and show an important extensive evidence in this region. The comparison of palaeomagnetic results from the Jiaodong Peninsula with surrounding blocks may help to recognise the relative movement and tectonic history of this region. **Table 6.4 and Figure 6.8a** present the poles used to discuss the relative motions between Jiaodong Peninsula (JP), Eastern Liaoning-Korean block (ELKB) and North China block (NCB).

Palaeomagnetic studies in the ELKB yield five poles for the Early Cretaceous (K_1) and Upper Cretaceous (K_2) which exhibit consistent palaeomagnetic directions (**Figs. 6.8a and 6.8b**). Thus a Cretaceous (K_{1-2}) pole for ELKB was computed at λ (K_{1-2}) = 60.4°N, Φ (K_{1-2}) = 202.4°E, A_{95} = 8.5° with n = 5 (see Lin et al. (2003) for details). Palaeomagnetic data available for the NCB, particularly for Cretaceous age, are compiled in several syntheses (e.g. Enkin et al., 1992; Gilder and Courtillot, 1997; Yang and Besse, 2001). One of their main conclusions is that NCB experienced a stationary period during the Cretaceous and did not suffer a palaeomagnetically observable internal relative displacement since the Early Cretaceous (see **Table 6.4 and Fig. 6.8b** for their small confidence error and coherent

declination, respectively). The NCB Cretaceous (K_{1-2}) pole used for the following comparison is at λ (K_{1-2}) = 79.5°N, Φ (K_{1-2}) = 198.7°E, A_{95} = 5.2° with n = 7 (**Table 6.4**).

Figure 6.8a presents three Cretaceous palaeomagnetic poles from NCB, the Jiaodong Peninsula and Eastern Liaoning-Korea block. In the first order, they are all aligned on the small circle centred on the sampling site (JP), indicating the negligible latitudinal motion among them since the Cretaceous. The detailed comparison of the JP pole with that of the NCB reveals a statistically insignificant angular difference of 5.3° ± 7.4°. This angular difference presents a relative latitudinal motion of -0.1° ± 5.9° and a relative rotation of -6.8° ± 9.5° between these two tectonic units at the geographic reference of 37°N and 121°E (**Fig. 6.8a**). It means that JP has not experienced any significant movement with respect to the NCB since Cretaceous, implying that the JP can be considered as a rigid part of this latter at least since Cretaceous. Moreover, locating to the east of the Tan-Lu fault, JP shows the consistent palaeomagnetic results with those from the western part, indicating that no any significant latitudinal displacement has taken place along the Tan-Lu fault since Cretaceous. In other words, our results indicate that the left-slip motion along the Tan-Lu fault involved by some authors (e.g. Xu et al., 1987) should have occurred before Early Cretaceous, if there was. On the other hand, the comparison of the ELKB pole with that of the NCB exhibits a significant angular difference of 19.1° ± 10.0°, corresponding a significant relative rotation 25.9° ± 13.5°, but an insignificant relative latitudinal movement of 2.7° ± 8.0° at the geographic reference of 42°N and 125°E. Lin et al. (2003) proposed that this CW rotation of the ELKB with respect to the NCB induced the development of northeast China and southeast Russia basins (**Fig. 6.8b**). Liu et al. (2005) put forward the role played by the South Liaodong and the Yiwulüshan MCCs to accommodate the CW rotation of the ELKB (**Fig. 6.8b**). Based on available absolute datations of footwall mylonitic rocks within South Liaodong and Yiwulüshan MCCs at 130-110 Ma, Liu et al. (2005) proposed that most of the CW rotation took place in Early Cretaceous. Such an accommodation by MCCs exhumation of crustal blocks rotation has been also recognised in the Aegean region (Brun and Sokoutis, 2007). Lin et al. (2003) proposed that rotation (Euler) pole for ELKB with respect to NCB lies on the southern border of Bohai Bay and immediately to the northwest of the Jiaodong Peninsula (**Fig. 6.8b**). In other words, crustal extension increases progressively in width from the Bohai Bay toward the northeast. In the Jiaodong Peninsula, the Guojialing synkinematic pluton was emplaced coevally with ELKB CW rotation (i.e. 124 Ma, Charles et al., 2010; Charles, 2010) and is located very close to the rotation pole (**Figs. 6.7b and 6.8b**). It is noteworthy that this synkinematic pluton

reveals a weaker crustal extension comparing to MCC exhumation, which can explain the insignificant rotation within the Jiaodong Peninsula during Late Early Cretaceous.

Although this palaeomagnetic study still cannot give certain answers on the mechanism(s) of the Cretaceous extension in the vast region of Eastern Asia, nor present a geodynamic model such as previously proposed by different authors (see Section Introduction for the details), it reveals that this huge extension of eastern Asia is heterogeneously expressed in time and in space. For instance, geological structures observed and described in the Liaodong and Jiaodong Peninsulas do not reveal the same strain amount undergone by the crust through time (e.g. MCC, synkinematic plutons or basins). The ELKB (including Liaodong Peninsula), which has suffered a significant CW rotation with respect to NCB, exhibits a Late Early Cretaceous MCCs exhumation (South Liaodong and Yiwulüshan, 120-110 Ma; Darby et al., 2004; Liu et al., 2005; Yang et al., 2007; Lin et al., 2008), synkinematic pluton emplacement (Laohushan, 122 Ma; Lin et al., 2007) and basin infilling (Lin et al., 2003) coeval with the rotation. In the Jiaodong Peninsula, the case is different. It is characterised by Early Cretaceous MCC exhumation (Linglong, 143-134 Ma) associated with high strain amount (Charles et al., 2010; Charles, 2010), then followed by syntectonic emplacement of granitic plutons (Guojialing, 124 Ma). Not any rotation has been documented for Jiaodong Peninsula since the late Early Cretaceous and coeval structural features can be regarded as simple plutons (Weideshan and Haiyang, 118 Ma; Charles et al., 2010; Charles, 2010). It is clear that further investigations are needed to obtain more arguments from both surface and depth to better understand mechanisms of Late Mesozoic continental extension in eastern Asia.

6. Conclusions

In order to better understand the Cretaceous kinematic history of the Jiaodong Peninsula closely relating to the Mesozoic extension of eastern Asia, two isotropic granitic plutons (i.e. Weideshan and Haiyang) in eastern part of the Jiaodong Peninsula have palaeomagnetically studied and dated by U/Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ methods. The multidomain (MD) magnetite has been characterised as the principal magnetic remanent carrier with probably small amount of maghemite and hematite. The interpolation of the U/Pb age on zircons and Ar^{40}/Ar^{39} age on biotites reveals a magnetic remanent age of 116 ± 2 Ma, with a hypothesis of linear cooling rate between 800°C and 300°C. The observations of the solo positive magnetic polarity for this palaeomagnetic collection and of the consistent magnetic

remanent age with the Super Long Normal Chron (SLNC, Gradstein et al., 2004) argue that the characteristic magnetic remanence may be considered as primary. Detailed field observations on the contact between the pluton and country rocks and AMS study do not reveal any posterior deformation of plutons, nor the rotation along a horizontal axis of plutons. Furthermore, twenty palaeomagnetic sites from these two plutons show indistinguishable magnetic directions. Among 12 out 15 Cretaceous palaeomagnetic poles, including two from this study, from the Jiaodong Peninsula and on both sides of Tan-Lu and Muping-Jimo faults are statistically coherent, therefore, the deformation within the peninsula may be negligible. The remained three derived poles are probably due to the secular variation or/and the vicinity of the faulting zone of the palaeomagnetic sampling, so they can be applied to the Peninsula-scaled tectonics. Comparing the Cretaceous palaeomagnetic results of the Jiaodong Peninsula with that of NCB, the difference is clearly insignificant, indicating the Jiaodong Peninsula is rigidly part of NCB since, at least, the Cretaceous. The new palaeomagnetic results confirm that the relative CW rotation of Eastern Liaoning-Korea Block (ELKB) with respect to NCB does not affect the Jiaodong Peninsula. Although it is still too early to give certain answers and present a geodynamic model for mechanisms of the Mesozoic extension in Eastern Asia, this palaeomagnetic study has revealed that this huge extension has heterogeneously expressed in time and space. For instance, this extension is characterised by Early Cretaceous exhumation of MCC (i.e. Linglong; 143-134 Ma; Charles et al., 2010; Charles, 2010) followed by emplacement of synkinematic granitic pluton (i.e. Guojialing; 124 Ma) and late Early Cretaceous intrusion of isotropic granodioritic plutons (i.e. Weideshan and Haiyang; 118 Ma) in the Jiaodong Peninsula. In the Liaodong Peninsula, the case is different. The extension is marked by the opening of the Songliao Basin coeval with the emplacement of granitic pluton (e.g. Jiuliancheng pluton, 156 Ma; Wu et al., 2007), then is followed by MCCs (South Liaodong and Yiwulüshan, 120-110 Ma; Yang et al., 2007; Lin et al., 2008) exhumation which accommodated CW rotation of the ELKB. Some extensive features are present by rotation of blocks and others cannot be, up to now, evidenced by palaeomagnetic studies. Therefore, before to attain the final objective (i.e. understanding of the mechanism(s) of the Mesozoic extension in Eastern Asia) more multidisciplinary investigations are needed to stimulate this live and exciting debate.

Acknowledgements

This study benefited from a grant in the frame of the French national "Failles-Fluides-Flux" project supported by the INSU-CNRS. The field work was financed by the Chinese National 973 Project n°2009CB825008. The first author benefited a scholarship grant from the French Minister of Education and Research. We present our special thanks to Mr. Maxime Le Goff and Mr. B. Henry for their help during magnetic measurements at the Institut de Physique du Globe de Paris, Mr. Chu Yang and Wang Jun for their field assistance. Mrs. P. Benoist (ISTO) is also acknowledged for mineral separation.

Appendix A. U/Pb on zircon method

Zircon crystals were obtained from crushed rock using a combination of heavy liquid and magnetic separation techniques at the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Individual crystals were hand-picked and mounted in the epoxy resin. Experiments were carried out at the (Q)-ICP-MS laboratory of the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing. An Agilent 7500a quadruple (Q)-ICPMS was used for simultaneous determination of zircon U/Pb age and trace elements with an attached GeoLas Plus 193 nm excimer ArF laser-ablation system. All the gas lines were purged for over 1 h prior to each analytical session to reduce Pb on the surface to ^{204}Pb <50 cps in the gas blank. The measurements were carried out using time resolved analysis operating in a fast, peak hopping sequence in DUAL detector mode. Rawcount rates for ^{29}Si, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th and ^{238}U were collected for age determination. ^{202}Hg is usually <10 cps in the gas blank, therefore the contribution of ^{204}Hg to ^{204}Pb is negligible and is not considered further. The integration time for four Pb isotopes was ~60 ms, whereas for the other isotopes (including ^{29}Si, ^{232}Th and ^{238}U), it was 30 ms. Data were acquired over 30 s with the laser off and 40 s with the laser on, giving ca. 340 (= 170 reading/replicate x2 sweeps) mass scans for a penetration depth of ca. 20 μm. U, Th and Pb concentrations were calibrated by using ^{29}Si as internal standard and NIST SRM 610 as external standard. ^{207}Pb/^{206}Pb and ^{206}Pb/^{238}U ratios were calculated using GLITTER 4.0 (Jackson et al., 2004), which was then corrected using the zircon 91500 as external standard. The ^{207}Pb/^{235}U ratio was calculated from the values of ^{207}Pb/^{206}Pb and ^{206}Pb/^{238}U. Common Pb was corrected according to the method proposed by Andersen (2002). The ^{206}Pb/^{238}U weighted ages and concordia plot were processed using ISOPLOT 3.1 (Ludwig, 2004). Errors of individual analyses are based on counting statistics and are given at the 1σ level. The detailed procedure can be found in Xie et al. (2008).

Appendix B. $^{40}Ar/^{39}Ar$ method

Single crystals of biotite were extracted from sample KH283 and progressively degassed using a laser probe. Minerals separated from these two samples were hand-picked under a binocular microscope directly on the rock sample or from the 1000-500 μm fraction after crushing and sieving. Separates were washed in distilled water, acetone and ethanol before the packaging in individual aluminium foil packets for irradiation. Samples were irradiated in the McMaster nuclear reactor (Canada) together with several aliquots of standard flux monitors. The samples were irradiated in several batches. The effects of interfering reactions with Ca and K were evaluated using the following correction factors obtained during a previous irradiation (McDougall and Harrison, 1999): $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K = 0.0156$; $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.000651$; $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.000254$. Single crystals were degassed by means of a defocused continuous 50WCO_2 laser with a beam diameter at least twice the size of the heated grain. After heating and gas cleaning, argon was introduced in a MAP215-250 mass spectrometer with a Nier ion source and a Johnston MM1 electron multiplier, at the Géosciences Montpellier geochronology laboratory. Each analysis involved 5 min for gas extraction and cleaning and 8 min for data acquisition by peak switching from argon mass 40 to 36. Isotopic compositions were estimated by regression on 15 runs. System blanks were evaluated every three experiments. They were in the range of $2 \times 10^{-12} cm^3$ for ^{40}Ar, $1.5 \times 10^{-14} cm^3$ for ^{39}Ar, $3 \times 10^{-15} cm^3$ for ^{38}Ar, $6 \times 10^{-14} cm^3$ for ^{37}Ar and $7 \times 10^{-15} cm^3$ for ^{36}Ar.

For all analyses, mass discrimination was calculated on the basis of an $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratio of 289.0 ± 2.1 for the MAP 215-50 mass spectrometer. For each individual age reported in **Table 6.3**, usual isotope corrections including blanks, mass discrimination, radioactive decay of ^{37}Ar and ^{39}Ar and irradiation-induced mass interference were applied. Errors reported for individual steps take into account the errors introduced by these corrections as well as the analytical errors on signals. The uncertainty on the *J*-factor was propagated in the calculation of the error on the total age of each sample, equivalent to a K/Ar age. All ages are given at the one standard deviation (1σ) confidence level.

References

Voir Références

2. Relations entre les structures (ou déformations) de la croûte et du manteau à travers la lithosphère

En Asie de l'Est, les relations entre les structures extensives crustales de la fin du Mésozoïque et l'amincissement lithosphérique déduit des études tomographiques, gravimétriques et géochimiques des enclaves mantelliques ne sont pas directement établies. En effet, le moteur de l'extension continentale dans cette région est toujours sujet à discussions (voir références du **Chapitre 2**). A l'heure actuelle et d'un point de vue plus général, le moteur de la déformation continentale (en extension ou en compression) est inhérent, selon les différents auteurs (McKenzie et Jackson, 1986 ; Molnar et Lyon-Caen, 1988 ; Oldow et al., 1990 ; Molnar, 1992 ; Tikoff et al., 2004) (1) aux forces « sous-jacentes » (flux mantellique) ou (2) aux forces plus « superficielles » (forces de volume transmises au sein du domaine crustal). La stratification rhéologique de la lithosphère continentale est également un facteur important contrôlant le mode de déformation, le niveau de résistance maximale pouvant ainsi se localiser dans le manteau (le modèle « jelly-sandwich » ; Goetze et Evans, 1979 ; Watts et Burov, 2003) ou dans la croûte (le modèle « crème brûlée » ; Jackson, 2002 ; voir **Chapitre 1**).

L'utilisation des données de tomographie sismique, et notamment les directions d'anisotropie sismique, permet d'imager la déformation de la partie mantellique de la lithosphère (ex. Silver, 1996 ; Savage, 1999) et de la comparer à celle mesurée dans la croûte, en particulier à la direction de l'axe d'étirement maximum déduite de l'étude des dômes extensifs et des plutons syncinématiques (ex. Jolivet et al., 2009a).

2.1. L'anisotropie sismique dans le manteau en Asie de l'Est

Les ondes sismiques se déplacent au travers du globe en déformant la matière de façon élastique, instantanée à l'échelle des temps géologiques. En sismologie, il est possible de distinguer deux grands types d'ondes sismiques : (1) les ondes de volume qui pénètrent profondément à l'intérieur du globe, avec des ondes longitudinales (ondes P) et des ondes de cisaillement (ondes S), et (2) les ondes de surface, avec les ondes de Rayleigh (ondes LR) et de Love (ondes LQ). Lorsqu'une onde cisaillante de type S se propage dans un milieu anisotrope, l'onde peut être décomposée en deux composantes vibratoires perpendiculaires : (1) une composante avec une direction de propagation « rapide » de l'onde et (2) une composante avec une direction de propagation « lente » de l'onde. La différence de vitesse entre ces deux composantes sera d'autant plus importante que le milieu traversé est anisotrope,

ce phénomène est appelé en anglais « shear wave splitting » ou séparation des ondes cisaillantes (Silver, 1996 ; Savage, 1999). La mesure de la « scission » des ondes cisaillantes permet d'estimer deux paramètres principaux : (1) l'azimut de polarisation des ondes les plus rapides, définie comme direction d'anisotropie, dans le manteau, et (2) l'écart de temps entre l'arrivée des ondes rapides et lentes lié au degré d'anisotropie dans le manteau. L'azimut de polarisation des ondes rapides est parallèle aux axes <a> de l'olivine ; l'origine de l'anisotropie dans le manteau est ainsi liée à l'orientation préférentielle du réseau cristallin (OPR) des olivines contenues dans les péridotites mantelliques (Zhang et Karato, 1995 ; Karato et al., 2008). Comme l'orientation des axes cristallographiques de l'olivine peut être relié à la direction des axes principaux de déformation finie les directions d'anisotropie sismique peuvent être regardées comme une mesure de l'azimut de l'étirement maximum. L'accès aux données d'anisotropie sismique dans le manteau dépend beaucoup du nombre de stations sismiques, de leur espacement et des ondes analysées. Il est admis que l'anisotropie sismique que l'on mesure est celle du manteau supérieur. En effet, dans le manteau inférieur, la viscosité est trop faible et la température trop élevée pour préserver une direction d'anisotropie. En outre, la faible résolution qui existe selon le gradient vertical ne permet pas d'établir clairement si l'anisotropie sismique est située dans le manteau lithosphérique ou asthénosphérique.

La **Figure 6.9a** présente une compilation inédite des données d'anisotropie sismique dans le manteau actuellement disponibles pour l'Asie de l'Est (Silver et Chan, 1991 ; Vinnik et al., 1992 ; Gao et al., 1994, 1997 ; Dricker et al., 2002 ; Luo et al., 2004 ; Flesch et al., 2005 ; Long et al., 2005 ; Zhao et Zheng, 2005 ; Lev et al., 2006 ; Huang et al., 2007 ; Sol et al., 2007 ; Zhao et al., 2007, 2008 ; Barruol et al., 2008 ; Bai et al., 2009 ; Chang et al., 2009 ; Kang et Shin, 2009). La couverture obtenue permet d'avoir une bonne représentation spatiale des anisotropies dans le manteau, à l'échelle de toute l'Asie de l'Est. La lecture de la carte permet d'identifier quatre grandes familles d'orientations d'anisotropie sismique. En effet, l'archipel du Japon montre deux orientations, la première étant parallèle aux fosses de subduction (ex. le long des fosses des Ryukyu et de Nankaï ; **Fig. 6.9a**), et la seconde étant plus ou moins perpendiculaire aux fosses de subduction avec une direction moyenne orientée NW-SE (**Fig. 6.9a**). Cette direction NW-SE se retrouve aussi en Corée du Sud, dans le sud-est et au nord-est de la Chine. En Mongolie, la direction moyenne des anisotropies sismiques semble également être NW-SE. Une troisième direction d'anisotropie sismique semble se superposer à la direction NW-SE. En effet, selon une direction allant de Xian à Pékin (en Chine), un alignement NE-SW est visible (**Fig. 6.9a**). Enfin, une quatrième et dernière

orientation d'anisotropie sismique est distinguable au sud-ouest de la Chine et au nord de la Péninsule Indochinoise (**Fig. 6.9a**). Les orientations sont beaucoup plus variables, bien qu'une certaine logique soit observable et cohérente avec la virgation des structures géologiques liées aux régions du Tibet et de l'Himalaya.

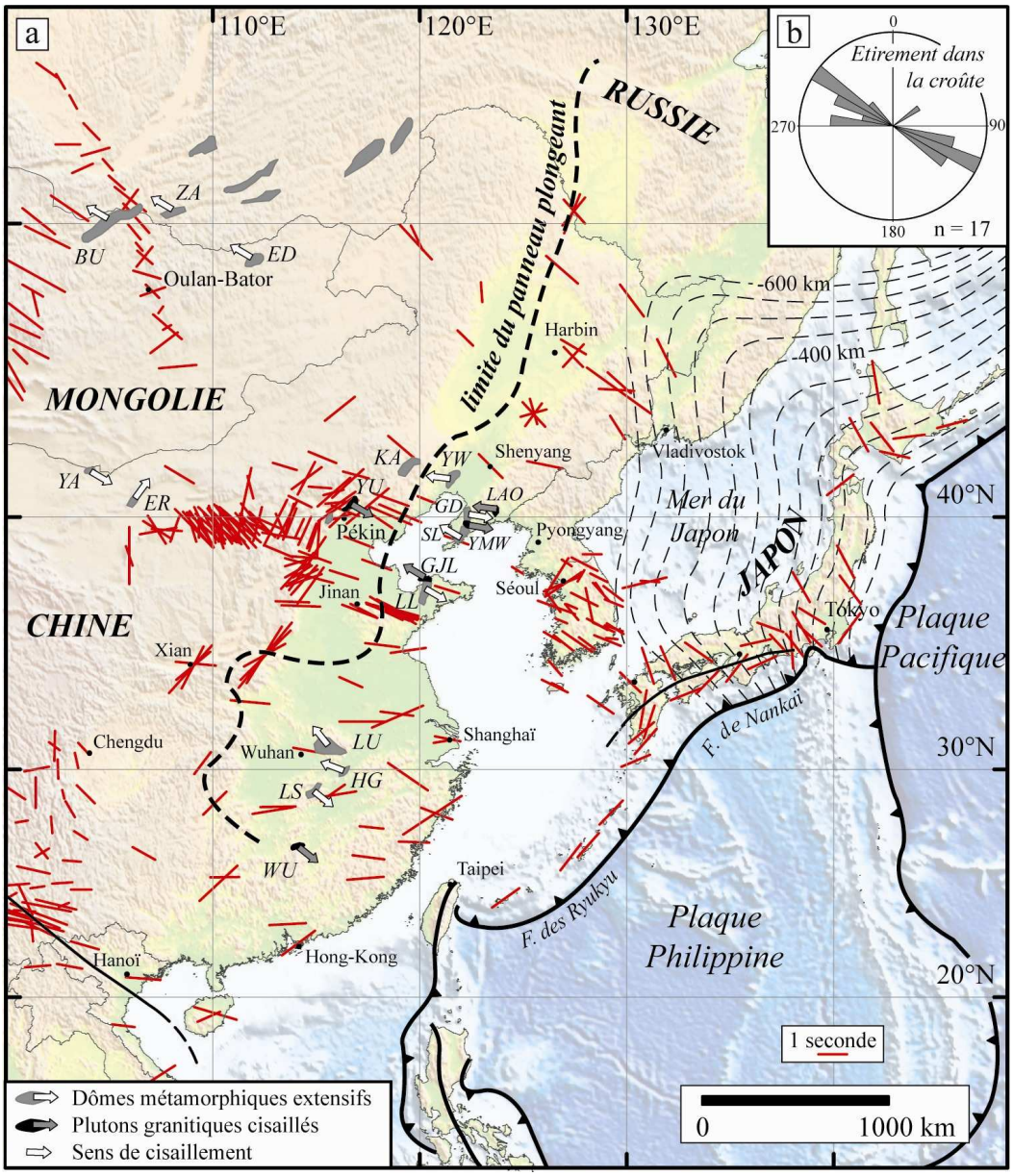


Figure 6.9 : (a) Carte de synthèse des données d'anisotropie sismique dans le manteau et des directions d'étirement dans la croûte issues des mesures des linéations d'étirement ductiles dans les MCC et les plutons cisaillés en Asie de l'Est (voir références du Chapitre 2). Les tiretés fins représentent les isohypses du plongement du panneau Pacifique (d'après Uyeda, 1991). La ligne en tiretés gras représente la projection en surface de la limite d'extension en profondeur des panneaux plongeants Pacifique et Philippin (d'après Huang et Zhao, 2006). (b) Rosace des directions d'étirement dans la croûte d'après les linéations d'étirement relevées dans les dômes extensifs et les plutons cisaillés. Abréviations : BU = Buteel-Burgutoy ; ED = Ereedavaa ; ER = Ertomiao ; GD = Gudaoling ; GJL = Guojialing ; HG = Hongzhen ; KA = Kalaqin ; LS = Lushan ; LU = Luotian ; LL = Linglong ; LAO = Laohushan ; SL = Sud Liaodong ; WU = Wugonshan ; YA = Yagan-Onch Hayrhan ; YMW = Yinmawanshan ; YU = Yunmengshan ; YW = Yiwulüshan ; ZA = Zagan.

2.2. L'étirement dans la croûte en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque

Si les anisotropies sismiques semblent indiquer une direction d'étirement dans le manteau, il est alors intéressant de les comparer aux directions d'étirement au sein de la croûte. Les directions de cisaillement dans la croûte sont enregistrées dans les dômes extensifs ou bien par les plutons syncinématiques cisaillés. Ces objets ont été décrits à travers la Chine de l'Est, en passant par la Mongolie (voir les références du **Chapitre 2** et l'objet du **Chapitre 4**). La **Figure 6.9a** présente une compilation de la répartition géographique des dômes extensifs ainsi que des plutons granitiques cisaillés avec les sens de cisaillement qui leur sont associés, à l'échelle de l'Asie de l'Est (Zorin, 1999 ; Lin et Wang, 2006 ; Daoudene et al., 2009). En Chine du Nord, les dômes extensifs reconnus sont ceux du Sud Liaodong, du Gudaoling, du Yiwulüshan ou encore du Linglong (voir les références des précédents chapitres). En Mongolie, des dômes ont récemment été décrits (Yagan-Onch Hayrhan, Buteel-Burgutoy, Zagan, Ereendavaa) et sont contemporains de ceux observés en Chine du Nord (Daoudene et al., 2009). Enfin, d'autres dômes extensifs ont été décrits en Chine du Sud dans les massifs de Hongzhen, de Lushan ou de Luotian (**Fig. 6.9**). En ce qui concerne les plutons cisaillés, ils sont pour l'instant peu nombreux à être « recensés » eu égard au faible nombre d'études structurales menées à d'autres fins que pour la prospection des matières premières auxquelles les plutons du Jurassique et du Crétacé sont souvent associés en Asie de l'Est (voir **Chapitre 2**). En Chine du Nord, les plutons du Yinmawanshan, du Laohushan ou du Guojialing constituent des plutons cisaillés qui permettent l'observation de linéations d'étirement informant sur la déformation cisaillante au sein de la croûte. Nonobstant, selon Davis et al. (1996), le massif du Yunmengshan traditionnellement défini comme un dôme métamorphique extensif semble plutôt être un simple pluton, cisaillé le long de sa bordure sud. Le massif du Yunmengshan est ainsi considéré comme un pluton cisaillé sur la carte de la **Figure 6.9**.

Il s'avère que la direction moyenne des linéations d'étirement relevées le long des détachements des dômes extensifs et des zones de cisaillement des plutons cisaillés est globalement orientée NW-SE à WNW-ESE (**Fig. 6.9b**). L'exhumation de ces structures crustales extensives s'échelonnent entre 140 et 110 Ma, d'après les datations de plus en plus nombreuses et disponibles des mylonites présentes le long des accidents majeurs extensifs (ex. Davis et al., 1996 ; Lin et al., 2007, 2008 ; Yang et al., 2007c ; Article 3 de ce travail). Autrement dit, la direction d'étirement dans la croûte pendant cette période est très homogène à l'échelle de toute l'Asie de l'Est (**Fig. 6.9b**).

2.3. Comparaison entre les directions d'étirement dans le manteau et dans la croûte en Asie de l'Est

La marge est-asiatique est depuis le Trias supérieur le lieu d'une succession de subduction de plaques océaniques telles que les plaques Farallon, Izanagi, Pacifique et Philippine (Maruyama et al., 1997 ; Christopher Scotese (2003) projet PALEOMAP ; www.scotese.com ; Ron Blakey (2010) http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/index.html). En d'autres termes, il existerait une dynamique de subduction tout le long de la marge est-asiatique depuis le Trias supérieur jusqu'à nos jours. La géométrie actuelle des panneaux plongeants Pacifique et Philippin est bien documentée par les études tomographiques récemment menées par Huang et Zhao (2006). Ainsi, cette étude a montré que les panneaux plongeants actuels stagnent à une profondeur comprise entre 400 et 700 km de profondeur et que l'extrémité de ces panneaux se situe à l'aplomb de la Chine de l'Est selon un front NNE-SSW allant grossièrement de Wuhan à Harbin (**Fig. 6.9a**). Eu égard au contexte géodynamique maintenu depuis le Trias supérieur, une telle configuration pourrait être envisageable pour les paléo-subductions des plaques Izanagi et Pacifique à la fin du Mésozoïque (fin Jurassique-début Crétacé).

Dans la région méditerranéenne, Jolivet et al. (2009a) ont établi des relations entre les directions d'anisotropie sismique dans le manteau et les directions des linéations d'étirement dans la croûte ainsi que le rôle des panneaux plongeants dans la déformation de cette région. Jolivet et al. (2009a) ont ainsi montré qu'il existe deux domaines majeurs définis à partir de l'intégration des directions d'étirement dans le manteau et dans la croûte et de la configuration des panneaux plongeants : (1) un domaine d'arrière-arc où les directions d'étirement dans le manteau et dans la croûte sont plus ou moins parallèles entre elles et perpendiculaires à la fosse de subduction, (2) un domaine de la subduction où les directions d'étirement dans le manteau sont parallèles à la fosse de subduction (**Fig. 6.10**).

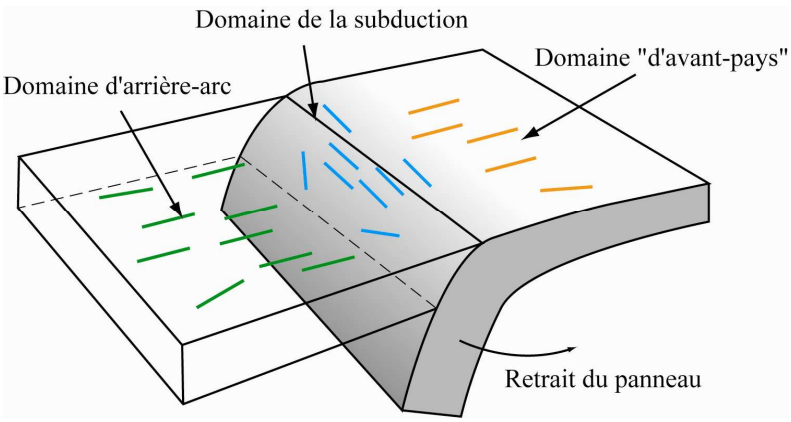


Figure 6.10 : Diagramme montrant les relations entre le retrait d'un panneau plongeant et les directions d'étirement dans la lithosphère (modifié d'après Jolivet et al., 2009a).

La lecture de la **Figure 6.9a** a permis de mettre en évidence quatre grandes directions d'étirement dans le manteau, ainsi qu'une direction moyenne d'étirement dans la croûte orientée NW-SE. La **Figure 6.11** présente les quatre grandes directions d'étirement dans le manteau selon différents domaines : (1) domaine d'arrière-arc, (2) domaine de la subduction, (3) domaine de la collision Inde-Asie et (4) domaine hérité. En effet, les directions d'anisotropie parallèles aux fosses de subduction des Ryukyu et de Nankaï s'accordent bien avec le domaine de la subduction défini par Jolivet et al. (2009a). Ces directions seraient le résultat de la subduction actuelle des panneaux Pacifique et Philippin (**Fig. 6.11**). Les directions d'anisotropie orientées globalement NW-SE s'avèrent être les plus remarquables à l'échelle de l'Asie de l'Est étant donné qu'elles couvrent toute la Chine de l'Est, la Péninsule Coréenne, les îles du Japon et en moindre mesure la Mongolie (**Figs. 6.9a et 6.11**). Cette direction moyenne perpendiculaire aux fosses de subduction actuelles mais aussi aux paléo-fosses (**Fig. 6.12**) s'accorderaient bien avec un domaine d'arrière-arc lié à un retrait du ou des panneaux plongeants actuels et/ou passés entre la fin du Mésozoïque et l'actuel (**Figs. 6.10, 6.11 et 6.12**). Zhao et al. (2005, 2007, 2008) relient cette direction d'anisotropie NW-SE à l'amincissement lithosphérique du craton Chine du Nord ayant pris place entre l'Ordovicien et le Cénozoïque. D'autre part, la direction d'anisotropie orientée NE-SW a été interprétée par Zhao et al. (2007) comme du au flux de la matière dans le manteau venant « buter » contre la racine lithosphérique (épaisse d'au moins 200 km) à l'ouest du craton de Chine du Nord. Cette interprétation ne semble pas compatible avec la superposition des directions NW-SE et NE-SW au-delà de la limite entre lithosphère amincie et épaissie (**Fig. 6.9a**). De plus, les directions d'anisotropie sismique ne marquent pas un flux de matière mais bien un étirement des minéraux responsables de l'anisotropie au sein du manteau (ex. Savage, 1999 ; Judenherc, 2000 ; Meissner et al., 2002). Les directions NE-SW d'anisotropie sismique dans le manteau sont subparallèles aux structures héritées des orogènes du Paléoprotérozoïque -tout du moins au nord de Xian- (Trap et al., 2007, 2008, 2009), ainsi qu'à la paléo-fosse de subduction vers le NW au Paléoprotérozoïque (Fig. 11 dans Trap et al., 2009). Il semble donc que dans la partie ouest du craton de Chine du Nord, là où la racine lithosphérique est épaisse et semble plus ou moins intacte (Chen, 2010), il existe un domaine hérité (probablement du Paléoprotérozoïque au nord de Xian et d'âge inconnu au sud de Xian) où viennent se superposer les anisotropies sismiques orientées NW-SE probablement liées à l'amincissement lithosphérique généralisé entre le Mésozoïque et aujourd'hui (**Figs. 6.11 et 6.12**). Enfin, les anisotropies sismiques présentes au sud-ouest de la Chine et au nord de la Péninsule Indochinoise sont parallèles aux virgations des structures géologiques liées à la collision Inde-

Asie et à l'extrusion de l'Indochine le long de la faille du Fleuve Rouge du début du Cénozoïque jusqu'à aujourd'hui (Lev et al., 2006 ; Bai et al., 2009 ; **Figs. 6.9a et 6.11**).

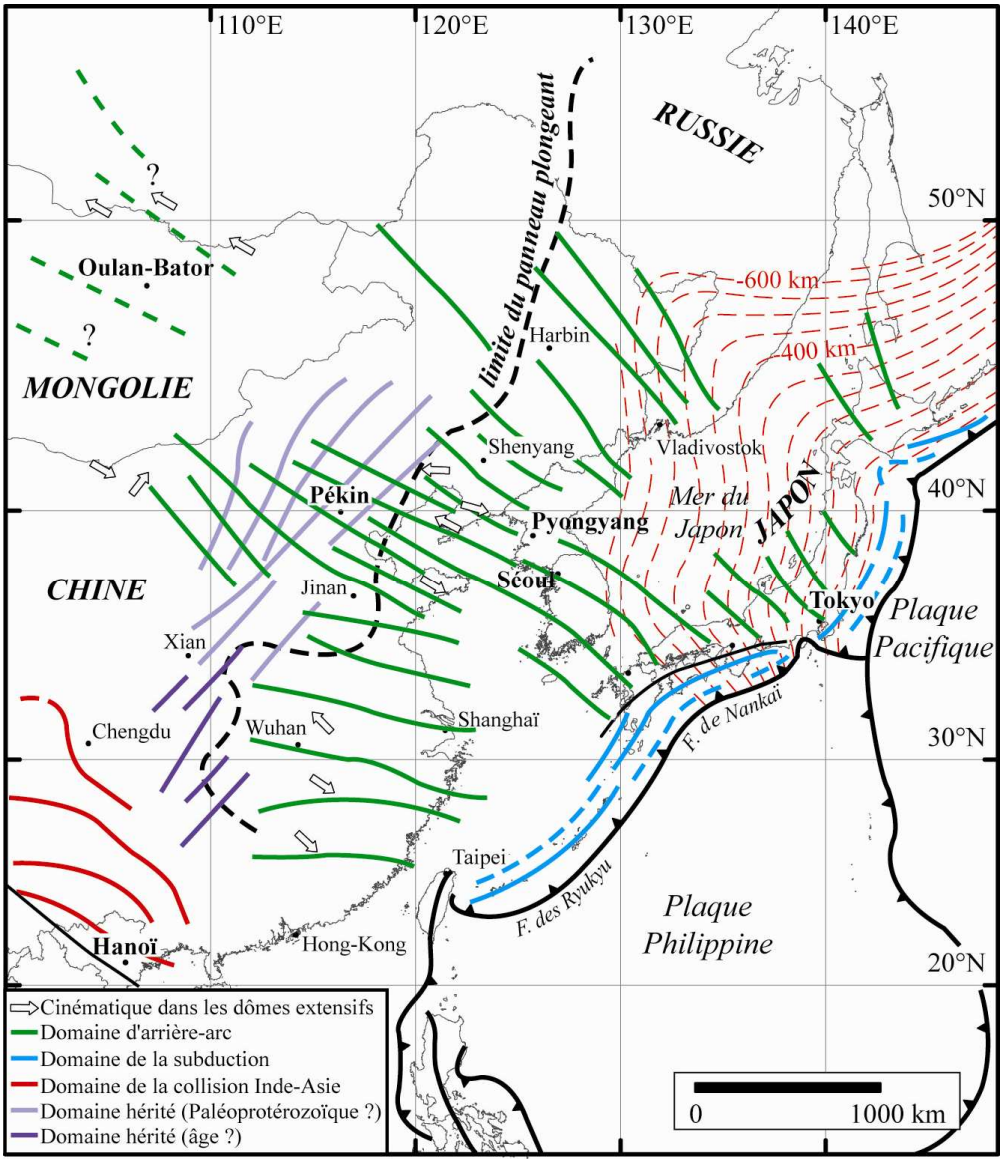


Figure 6.11 : Les différents domaines des anisotropies sismiques dans le manteau en Asie de l'Est.

Pour résumer, il existe donc quatre domaines relatifs aux diverses orientations des anisotropies sismiques dans le manteau en Asie de l'Est : (1) le domaine d'arrière-arc lié au retrait du ou des panneaux plongeants du Mésozoïque jusqu'à nos jours, (2) le domaine de la subduction lié aux fosses de subduction actuelles, (3) le domaine de la collision Inde-Asie et (4) des domaines hérités, probablement du à une ancienne subduction datée du Paléoprotérozoïque pour le domaine situé au nord de Xian, et d'âge inconnu pour le domaine situé au sud de Xian (**Figs. 6.11 et 6.12**).

Les directions d'étirement dans la croûte (dômes extensifs et plutons cisaillés) disponibles à l'heure actuelle se localisent dans le domaine d'arrière-arc lié au retrait du ou des panneaux plongeants entre le Mésozoïque et aujourd'hui (**Figs. 6.12**). La direction globale d'étirement au sein de la croûte orientée NW-SE (**Fig. 6.9b**) est parallèle aux directions de l'étirement dans le manteau liées au domaine d'arrière-arc (**Fig. 6.9a**). Il est à noter que les cinématiques relevées dans la croûte ne montrent pas systématiquement une même direction de transport (**Fig. 6.9a**). En effet, on observe des cinématiques indiquant des cisaillements vers l'est ou vers l'ouest dans des dômes extensifs distincts mais synchrones (ex. dômes du Sud Liaodong et du Gudaoling ; **Fig. 6.9a et *Article 2***). La cohérence des directions d'étirement dans le manteau et dans la croûte peut impliquer que la déformation soit transmise dans le manteau et que la croûte ait subi un étirement selon un cisaillement globalement coaxial pendant le retrait du ou des panneaux plongeants (**Figs. 6.11 et 6.12**).

En tous les cas, la relation entre les données de surface et de profondeur semble pour la première fois être établie en Asie de l'Est (**Figs. 6.11 et 6.12**). En effet, il est fort probable que le retrait du ou des panneaux plongeants de la fin du Mésozoïque jusqu'à nos jours ait permis d'étirer le manteau en profondeur (révélé par l'anisotropie sismique) et d'initier de manière plus ou moins synchrone une remontée d'asthénosphère permettant la délamination ou l'érosion thermo-mécanique de la lithosphère amenant à son amincissement (amincissement démontré par la tomographie et la géochimie des enclaves mantelliques). Dans le même temps, l'étirement imposé au manteau supérieur est transmis à la croûte qui va pouvoir à son tour s'étirer selon des modalités particulières (voir Chapitre 5) intimement liées à la remontée des isogrades dans la lithosphère et permettant la formation de MCC. Une relation directe semble donc exister entre l'amincissement de la lithosphère et les structures extensives de la fin du Mésozoïque de la croûte en Asie de l'Est.

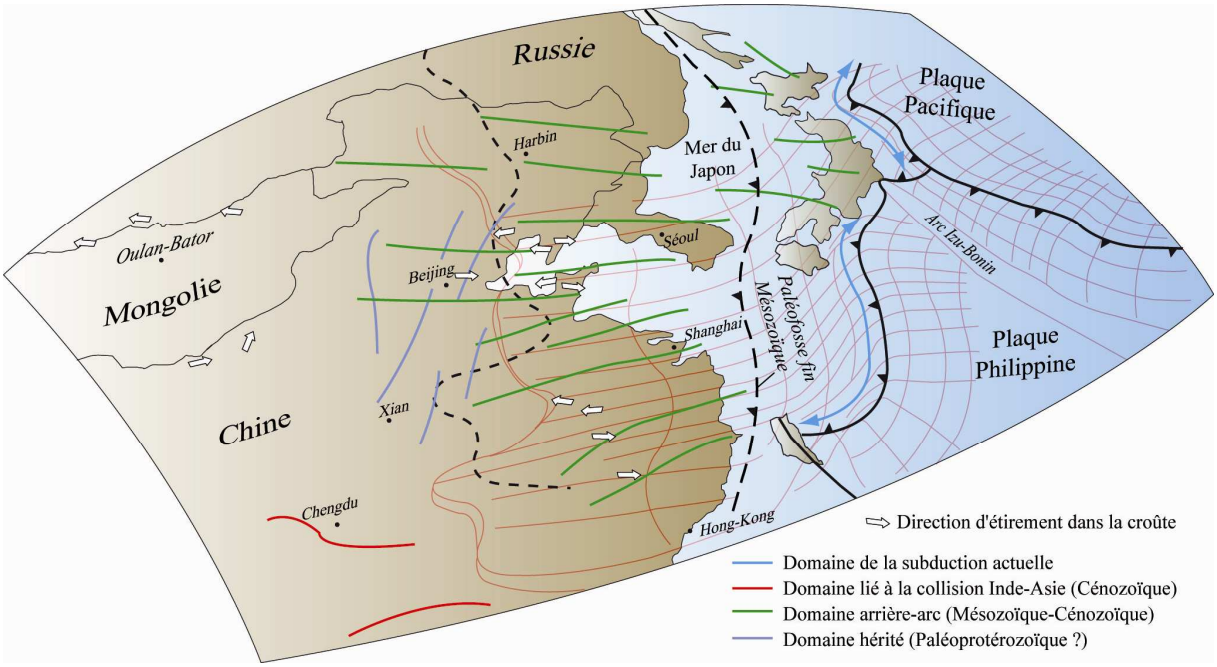


Figure 6.12 : Vue cavalière de l'Asie de l'Est montrant les relations entre les directions d'anisotropie sismique dans le manteau, les directions d'étirement dans la croûte ainsi que la configuration des panneaux plongeants dont la géométrie actuelle pourrait être assimilée à celles de la fin du Mésozoïque et du Cénozoïque. Les flèches blanches indiquent les linéations d'étirement mesurées dans les dômes extensifs et les plutons cisaillés à travers l'Asie de l'Est. La géométrie des panneaux plongeants actuels s'appuie sur les études tomographiques de Huang et Zhao (2006). La ligne en tiretés gras représente la projection en surface de la limite actuelle d'extension en profondeur des panneaux plongeants Pacifique et Philippin (d'après Huang et Zhao, 2006).

Chapitre 7

Discussion
Modèle géodynamique

讨论

动力学模型

Carte géologique de l'Asie de l'Est (Atlas géologique de la Chine, 2002).

Chapitre 7

Discussion
Modèle géodynamique

1. SYNTHESE DES STRUCTURES EXTENSIVES ET DES EVENEMENTS GEOLOGIQUES EN ASIE DE L'EST A LA FIN DU MESOZOÏQUE 327

2. LA DYNAMIQUE DE SUBDUCTION LE LONG DE LA MARGE EST-ASIATIQUE ENTRE LA FIN DU MESOZOÏQUE ET L'ACTUEL 333

2.1. CONFIGURATION ACTUELLE DES PANNEAUX PLONGEANTS DE LA MARGE EST-ASIATIQUE 334

2.2. RECONSTRUCTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES DE LA MARGE EST-ASIATIQUE 339

2.3. ANALOGIE ENTRE LA CONFIGURATION ACTUELLE ET PASSEE DES PANNEAUX PLONGEANTS 341

2.4. LIMITE DU CHAMP D'ACTION DU RETRAIT D'UNE PLAQUE SUBDUCTANTE SUR LA PLAQUE SUPERIEURE.342

2.5. L'ETIREMENT DANS LE MANTEAU EST-IL SYNCHRONE DE L'ETIREMENT DANS LA CROUTE A LA FIN DU MESOZOÏQUE ET AU CENOZOÏQUE ? 344

3. LES MECANISMES DE LA DEFORMATION LITHOSPHERIQUE EN ASIE DE L'EST A LA FIN DU MESOZOÏQUE 347

3.1. ESTIMATION DU ROLE DE LA TECTONIQUE DANS L'AMINCISSEMENT DE LA LITHOSPHERE 348

3.2. MODE DE DEFORMATION DE LA LITHOSPHERE EN ASIE DE L'EST 349

3.2.1. Rhéologie de la lithosphère continentale 349

3.2.1.1. Lois de friction et de fluage, et paramètres utilisés 349

3.3.1.2. Les profils rhéologiques pour la lithosphère continentale 352

3.2.2. Conditions physiques pour la mise en place des MCC 355

3.3. UN NOUVEAU MODE DE DEFORMATION DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE EN EXTENSION ? 357

4. MODELE GEODYNAMIQUE : EVOLUTION DE LA MARGE EST-ASIATIQUE (FIN MESOZOÏQUE A L'ACTUEL) 359

4.1. AVANT LE JURASSIQUE SUPERIEUR (AVANT J_3) 359

4.2. ENTRE LE JURASSIQUE SUPERIEUR ET LE CRETACE INFERIEUR (J_3-K_1) 359

4.3. LE CRETACE SUPERIEUR (K_2) 360

4.4. LE CENOZOÏQUE (MIOCENE) 361

4.5. LE PRESENT 361

1. Synthèse des structures extensives et des évènements géologiques en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque

La répartition des marqueurs d'une extension crustale, réputés du Mésozoïque et/ou du Cénozoïque (bassins sédimentaires, dômes extensifs, massifs granitiques cisaillés et magmatisme en général) en Chine du Nord et plus largement en Asie de l'Est est reconnue depuis près d'un siècle (ex. Suess, 1908 ; Wong, 1929 ; Huang, 1945) pour des raisons essentiellement économiques (voir **Chapitre 2**). La relation faite entre l'extension continentale majeure du Mésozoïque et du Cénozoïque en Asie de l'Est et ces objets géologiques est beaucoup plus récente (ex. Ren et al., 2002 ; Meng, 2003). La bonne connaissance de la répartition spatiale et temporelle des manifestations superficielles (crustales) de cette extension est capitale pour mieux comprendre cet évènement géologique majeur (**Chapitres 3, 4 et 5**). Etant donné que les cartes de synthèses spatiales et temporelles sont rares ou concernent une zone restreinte par rapport à l'étendue du phénomène (Ren et al., 2002 ; Lin et Wang, 2006 ; Daoudene et al., 2009), une carte de synthèse couvrant l'ensemble de l'Asie de l'Est a été réalisée (**Fig. 7.1**). De plus, puisqu'aucune corrélation temporelle synthétique entre toutes les marqueurs présumés de l'extension en Asie de l'Est n'existe, une compilation inédite reliant l'activité magmatique, l'exhumation des dômes extensifs, l'ouverture des bassins intracontinentaux, la déformation ductile au sein de la croûte ainsi que le mouvement des plaques le long de la marge est-asiatique a été réalisée (**Fig. 7.2**).

En Asie de l'Est, l'étendue géographique des marqueurs d'une extension crustale du Mésozoïque-Cénozoïque va bien au-delà des anciennes zones orogéniques (ex. Qinling-Dabie, suture de Xing-Meng ou Solonker). De plus, l'orientation globale NNE-SSW à NE-SW des structures et notamment des bassins et des massifs de roches volcaniques, montre une forte obliquité par rapport aux orientations E-W à WNW-ESE des anciens orogènes et de leurs sutures (**Fig. 7.1**).

Les roches volcaniques affleurent principalement au niveau de la Chaîne du Daxingganling au nord-est de la Chine, mais sont aussi présentes le long des côtes orientales russes, dans le bassin du Gyeongsang en Corée du Sud et sont largement représentées le long des côtes sud-est chinoises (**Fig. 7.1**). Quelques massifs de roches volcaniques au Japon, aujourd'hui orientés E-W, étaient rattachés au bassin du Gyeongsang (ex. Lee, 2008) avant que la Mer du Japon ne soit ouverte au Cénozoïque (ex. Lallemand et Jolivet, 1986 ; Jolivet et al., 1994). Il est à noter que Wang et al. (2006) ont démontré grâce à une compilation des données géochronologiques disponibles pour les roches volcaniques de Chine du Nord, de la

Péninsule de Corée et du Japon, une migration de l'ouest vers l'est du volcanisme au cours du temps (entre 160 et 80 Ma).

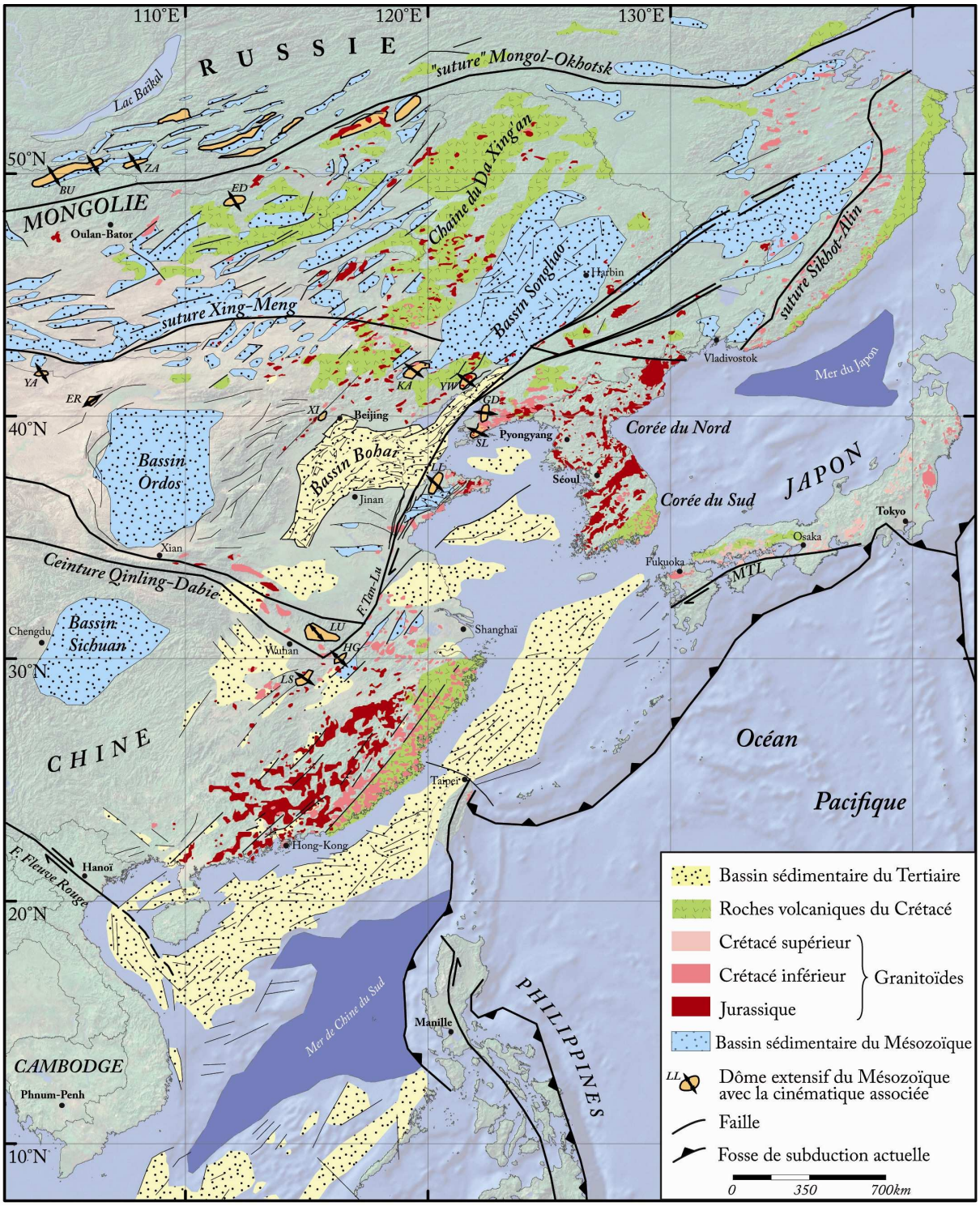


Figure 7.1 : Carte de synthèse des principaux marqueurs présumés de l'extension de la fin du Mésozoïque et du Cénozoïque. Données des bassins issues de Traynor et Sladen (1995), Allen (1997), Lee (1999), Ren et al. (2002), Meng (2003), Zhang et al. (2003), Dill et al. (2004), Erdenetsogt et al. (2009). Données des roches volcaniques issues de Li (2000), Kirillova (2003), Meng (2003), Lin et Wang (2006), Wang et al. (2006). Données des granitoïdes issues de GSJ (1992), Wang et al. (1998), Zorin (1999), Chough et al. (2000), Li (2000), Wu et al.

(2000), Zhou et Li (2000), Choi et al. (2005), Wu et al. (2005a, b), Zhou et al. (2006), Wu et al. (2007), Wong et al. (2009). Abréviations des dômes extensifs : BU = Buteel-Burgutoy (Mazukabzov et al., 2006 ; Donskaya et al., 2008) ; ED = Ereendavaa (Daoudene et al., 2009) ; ER = Ertomiao (Darby, 2003) ; GD = Gudaoling (Charles et al., ***article 2)*** *; HG = Hongzhen (Luo et al., 1992) ; KA = Kalaqin (Han et al., 2001) ; LL = Linglong (Charles et al., 2010,* ***article 1)*** *; LS =Lushan (Lin et al., 2000) ; LU = Luotian (Eide et al., 1994 ; Hacker et al., 1998 ; Faure et al., 1999) ; SL = Sud Liaodong (Yin et Nie, 1996 ; Liu et al., 2005 ; Lin et Wang, 2006 ; Lin et al., 2008) ; XI = Xishan (Lin et Wang, 2006) ; YA =Yagan-Onch Hayrhan (Zheng et al., 1991 ; Webb et al., 1999) ; YW = Yiwulüshan (Darby et al., 2004 ; Lin et Wang, 2006) ; ZA = Zagan (Donskaya et al, 2008).*

Cette migration est particulièrement remarquable avec la succession dans le temps des pics d'activité du volcanisme dans le bassin de Hailar, la Chaîne du Daxingganling et le bassin de Songliao (**Figs. 7.1 et 7.2**). Une migration d'ouest en est a également été démontrée pour les roches volcaniques situées en Chine du Sud entre 140 et 100 Ma (Li, 2000 ; Zhou et Li, 2000 ; Zhou et al., 2006 ; Wong et al., 2009).

Les roches plutoniques (granitoïdes) dont la mise en place a été datée au Mésozoïque sont largement répandues à l'échelle de toute l'Asie de l'Est (**Fig. 7.1**). Les datations de plus en plus systématiques des massifs granitiques ont permis de mieux contraindre dans le temps les phases majeures du plutonisme dans cette région (Wu et al., 2005a, b, 2007). Deux grandes périodes de production de magma et de leur mise en place en profondeur ont été définies : (1) au Jurassique et (2) au Crétacé. Le plutonisme du Jurassique est plus réparti dans le temps mais fût moins intense qu'au Crétacé qui a atteint son paroxysme entre 130 et 120 Ma (**Fig. 7.2** ; Wu et al., 2005a, b). Ce « pic » de plutonisme est d'ailleurs synchrone du ralentissement des plaques Izanagi et Pacifique (**Fig. 7.2**). Le plutonisme en Chine du Nord est surtout représenté par des granites de type-A. Wu et al. (2005a, b) proposent que cette importante activité magmatique soit liée à la subduction de la paléo-plaque Pacifique associée à une délamination lithosphérique amenant à l'amincissement de la lithosphère sous le CCN. En Chine du Sud, une migration de l'ouest vers l'est, similaire à celle décrite pour les roches volcaniques a aussi été identifiée par Li (2000), Zhou et Li (2000) et Wong et al. (2009) pour le plutonisme. Les auteurs relient cette migration au retrait du panneau plongeant de l'ancienne plaque Pacifique (ou Izanagi) durant la fin du Mésozoïque. Une telle migration géographique et temporelle est beaucoup moins évidente pour ce qui est de la Chine du Nord (**Fig. 7.1**). En revanche, une partie des granitoïdes du Japon qui affleurent à l'heure actuelle sont uniquement datés du Crétacé inférieur à supérieur. Il est d'ailleurs possible de définir une migration d'ouest en est entre la Corée et l'archipel nippon entre les granites du Jurassique et ceux datés du Crétacé (**Fig. 7.1**). Cependant, les datations précises des granitoïdes de la

Péninsule Coréenne sont encore assez rares (Wu et al., 2007), ce qui pourrait expliquer la difficulté de caractériser une migration continue du plutonisme entre la Chine du Nord et les deux Corée. Quoiqu'il en soit, l'essentiel du plutonisme semble surtout centré sur la partie orientale du continent est-asiatique, même si quelques massifs ont été décrits en Mongolie.

L'Asie de l'Est comporte également de nombreux bassins sédimentaires qui se sont développés dès le Jurassique supérieur (~155 Ma) jusqu'au Cénozoïque (**Figs. 7.1 et 7.2**) et structurés en demi-grabens (Ren et al., 2002 ; Meng, 2003). Sur la base de la synthèse de Ren et al. (2002), la **Fig. 7.1** différencie les bassins essentiellement développés à la fin du Mésozoïque de ceux principalement formés au Cénozoïque. L'épaisseur moyenne de sédiments dans les bassins du Mésozoïque est de l'ordre de plusieurs milliers de mètres (Ren et al., 2002 ; Meng, 2003). La sédimentation est surtout terrigène alternant des dépôts fluviatiles et lacustres. Le volcanisme est aussi présent dans ces bassins dont la chimie marque selon les auteurs un contexte extensif lié au retrait du panneau plongeant de la paléo-plaque Pacifique associé à une délamination lithosphérique jusqu'à au moins 110 Ma (**Fig. 7.2** ; ex. Bassin de Songliao ; Zhang et al., 2010a). De plus, la subsidence tectonique montre une accélération aux alentours de 130 Ma (ex. Bassin d'Erlian ; **Fig. 7.2**), c'est-à-dire de manière synchrone du pic de magmatisme ainsi qu'au ralentissement des plaques Izanagi et Pacifique (**Fig. 7.2**). Le remplissage sédimentaire dans un contexte extensif prend place dans une période comprise en moyenne entre 140 et 120 Ma (**Fig. 7.2**). La subsidence thermique prend ensuite le relais sur la subsidence tectonique.

L'étude de la déformation crustale plus ou moins forte, enregistrée par certains marqueurs en Asie de l'Est, est capitale pour mieux comprendre le comportement mécanique de la croûte pendant l'extension continentale (***article 1***). Notre travail a montré que le lien entre une forte activité magmatique et les pics d'extension n'est pas systématiquement établi, notamment à une échelle locale (***article 3***). En revanche, la forte activité magmatique présente dans toute l'Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque, couplée à l'amincissement lithosphérique amenant à une remontée des isothermes ont permis l'apport d'un flux thermique suffisant pour permettre le développement de structures particulières comme des dômes extensifs séparant ainsi des radeaux de croûte dans lesquels se mettent en place des plutons qui sont peu ou pas déformés (***article 4***).

Les dômes extensifs en Asie de l'Est sont essentiellement distribués en Chine du Nord (ex. Sud Liaodong, Linglong, Gudaoling), en Mongolie (ex. Ereendavaa, Yagan-Onch Hayrhan, Buteel-Burgutoy) et en Chine du Sud (ex. Hongzhen, Lushan). Dans la mesure où

deux nouveaux MCC ont été décrits dans cette thèse, il est probable que de nouveaux massifs soient encore découverts. Il s'avère qu'à l'échelle de toute l'Asie de l'Est, les linéations d'étirement mesurées dans les dômes sont toutes orientées en moyenne NW-SE à WNW-ESE (**Figs. 6.9b et 7.1**). En outre, les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ des mylonites présentes de long des détachements des dômes donnent pour l'essentiel des âges compris entre 125 et 110 Ma (ex. Webb et al., 1999 ; Yang et al., 2007c ; Lin et al., 2008). Cependant, la forte déformation subie par la croûte, et inhérente à l'exhumation d'un dôme extensif, peut être plus ancienne que la période 125-110 Ma (**Fig. 7.2**). En effet, les dômes extensifs du Linglong (dans la Péninsule du Jiaodong ; ***articles 1 et 3***) et d'Ereendavaa (Mongolie ; Daoudene et al., 2009) sont exhumés au début du Crétacé inférieur. En outre, les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ des mylonites peuvent être interprétés comme datant la phase finale d'exhumation des dômes, et ne reflétant probablement pas la seule période d'étirement et de remontée des dômes. Par exemple, les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 114-113 Ma des mylonites du dôme extensif du Gudaoling sont bien différents de l'âge des leucosomes déformés des migmatites du cœur du dôme (157 Ma). Les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ des mylonites marqueraient la dernière partie de l'histoire du développement du dôme et en aucun le seul épisode d'étirement et d'exhumation (***article 2***). D'un point de vue général, la période 125-110 Ma correspondrait donc à la dernière phase de l'extension intense dans des zones localisées de la croûte où sont exhumés des dômes extensifs. Cette période correspond aussi à la mise en place de granites syncinématiques (**Fig. 7.2** ; ex. Guojialing (***articles 1 et 3***), Laohushan). A l'échelle de l'Asie de l'Est, il semble que le « pic » majeur d'activité magmatique (130-120 Ma) soit synchrone des périodes de forte extension crustale (125-110 Ma), même si cette relation n'est pas systématique si l'on considère une échelle locale (***article 3***). En effet, tous les plutons mis en place pendant cette période ne sont pas tous cisaillés et certains dômes extensifs finissent d'être exhumés avant 120-130 Ma (**Fig. 7.2** ; ***articles 1, 3 et 4***).

Pour conclure, la répartition géographique et temporelle des structures géologiques décrites ci-dessus sont liées au même contexte extensif prenant place dès la fin du Mésozoïque dans toute l'Asie de l'Est (ex. Mongolie, Chine du Nord, Chine du Sud, Corée). La période la plus marquée par l'extension continentale se concentre entre 130 et 110 Ma, excepté localement. De nombreux auteurs s'accordent à considérer un lien fort entre processus de subduction et de délamination et/ou érosion thermo-mécanique de la lithosphère.

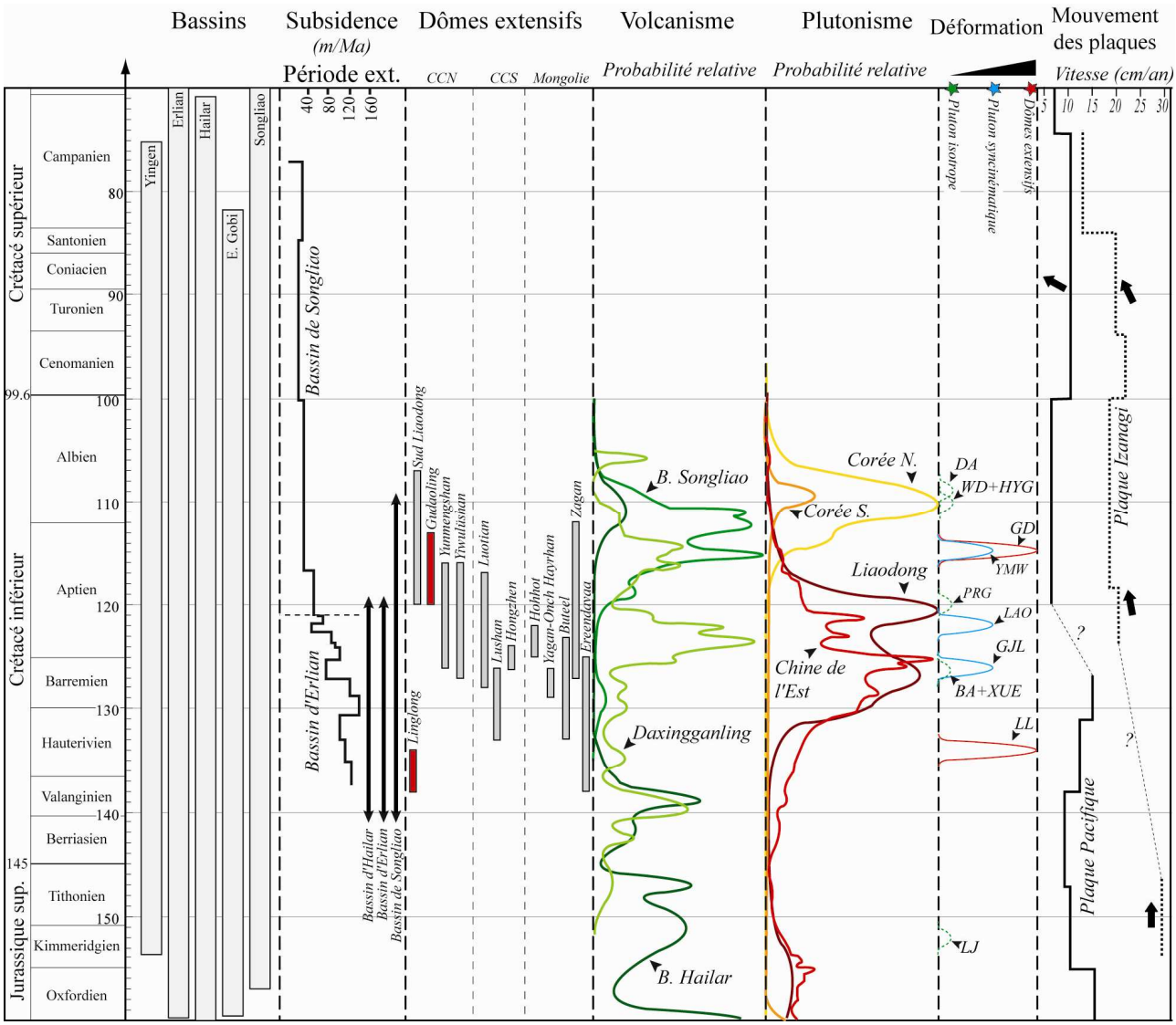


Figure 7.2 : Synthèse des évènements géologiques en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque. Les données sur les bassins sont issues de Ren et al. (2002) et Meng (2003). Les références pour les dômes extensifs sont citées dans le ***Chapitre 2****. Les données sur l'activité volcanique sont issues de la compilation des âges de Zhang et al. (2008a). Les données sur les pics de plutonisme sont issues de Wu et al. (2005a, b, 2007). Les données sur la déformation crustale sont basées sur ce travail. Le mouvement des plaques par rapport au nord est représenté par les flèches noires, et les vitesses de déplacement des plaques Pacifique et Izanagi sont estimées d'après Northrup et al. (1995) ; Maruyama et al. (1997) ; Bartolini et Larson (2001) ; Stepashko (2006). Abréviations des massifs : BA = Badaling ; DA = Dahaituo ; GD = Gudaoling ; GJL = Guojialing ; HYG = Haiyang ; LAO = Laohushan ; LJ = Luanjiahe ; LL = Linglong ; PRG = Pinkish-reddish granodiorite ; WD = Weideshan ; XUE = Xuejiashiliang ; YMW = Yinmawanshan.*

2. La dynamique de subduction le long de la marge est-asiatique entre la fin du Mésozoïque et l'actuel

Dans le **Chapitre 6**, un lien a été fait entre les structures de la croûte et celles du manteau et semblent intimement liées pour la période comprise entre la fin du Mésozoïque et le Cénozoïque, voire l'actuel. La bonne compréhension des mécanismes de l'extension continentale au Mésozoïque en Asie de l'Est passe par une intégration globale des données de surface et de profondeur à travers toute la lithosphère continentale. Les reconstructions paléogéographiques montrent que la marge est-asiatique est depuis au moins le Trias supérieur bordée par une zone de subduction ayant impliqué plusieurs plaques au cours du temps (Maruyama et al., 1997 ; Christopher Scotese (2003) projet PALEOMAP ; www.scotese.com ; Ron Blakey (2010) http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/index.html). D'après la littérature existante la subduction couplée avec une délamination lithosphérique est un des mécanismes évoqués pour expliquer le moteur de l'extension continentale en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque et au Cénozoïque (voir références du **Chapitre 2**).

L'étude et l'analyse inédite de la compilation des données d'anisotropie sismique menée dans le **Chapitre 6** a montré l'existence de plusieurs domaines, dont certains dominés par des phénomènes liés à la subduction le long de la marge est-asiatique (domaine de la fosse et domaine d'arrière-arc ; **Figs. 6.11 et 6.12**). La capacité de pouvoir connaître l'âge des directions d'anisotropie sismique que l'on observe en Asie de l'Est est capitale pour montrer le lien potentiel existant entre l'étirement dans la croûte et la déformation dans le manteau supérieur et le panneau plongeant, pour une période donnée (fin du Mésozoïque et/ou Cénozoïque). A travers une compilation des données tomographiques disponibles, cette partie montre comment et pourquoi la configuration des panneaux plongeants et des plaques supérieures, à l'actuel, peut être comparée à la structure lithosphérique existant à la fin du Mésozoïque et au Cénozoïque. Ensuite, l'étendue géographique maximale d'un phénomène d'extension dans la lithosphère au-dessus d'une zone de subduction sera discutée à travers, notamment, les résultats de modélisations analogiques portant sur ce sujet et décrits dans la littérature. Finalement, la détermination de l'âge de l'acquisition de l'anisotropie de propagation des ondes sismiques dans le manteau supérieur sera effectué par confrontation des données structurales *s.l.* crustales et lithosphériques.

2.1. Configuration actuelle des panneaux plongeants de la marge est-asiatique

Aujourd'hui la marge est-asiatique est bordée par la subduction des plaques Philippine et Pacifique le long des fosses des Ryukyu, de Nankaï, du Japon et des Kouriles. La plaque Pacifique passe en subduction sous la plaque Philippine le long des fosses du Japon et des Bonin, initiant ainsi l'arc volcanique actif du Japon et l'arc des Bonin au sud de l'archipel nippon. Les récentes études de tomographie sismique menées par Huang et Zhao (2006), Chen et al. (2008) et Chen (2010) ont permis une meilleure appréciation de la géométrie actuelle des panneaux plongeants en profondeur, ainsi que la connaissance de l'épaisseur actuelle de la lithosphère continentale sous le CCN (**Figs. 7.3 et 7.4**).

La **Fig. 7.3a** montre bien l'enfoncement rapide des panneaux plongeants dans l'asthénosphère et leur stagnation au niveau de la discontinuité entre le manteau supérieur et inférieur (entre 400-670 km). Une vue en carte à une profondeur de 600 km permet de recouper les panneaux Pacifique et Philippin stagnants à cette profondeur (**Fig. 7.3b**). Il apparaît que la limite d'extension à une profondeur de 600 km des panneaux Pacifique et Philippin est à plus de 1500 km en moyenne des fosses actuelles de subduction (**Fig. 7.3b**). Cette limite globalement orientée NNE-SSW est subparallèle au linéament gravimétrique N-S, et à la transition entre lithosphère amincie (~60 km) et épaissie (~200 km ; **Figs. 7.3c et 7.4**). En coupe, la **Fig. 7.4** montre bien la géométrie du panneau Pacifique stagnant sous le continent est-asiatique à une profondeur comprise entre 400 et 670 km. Il semble que les fortes anomalies positives des vitesses sismiques entre le panneau plongeant et la LVZ soient des « reliques » de lithosphère continentale délaminée (Xu et Zhao, 2009).

L'étude des directions d'anisotropie de vitesse de propagation des ondes sismiques dans le manteau, dans le **Chapitre 6,** a permis de mettre en évidence des domaines soumis au processus de subduction (arrière-arc et fosse). Les relevés GPS disponibles marquent la direction et la vitesse du mouvement actuel des plaques de la zone considérée (**Fig. 7.5**). Cependant, ces données cinématiques ne marquent en aucun cas la direction des axes principaux de la déformation et les directions résultantes ne peuvent donc être directement comparées aux directions d'anisotropie sismique du manteau, qui marquent un étirement des minéraux dans le manteau supérieur (Savage, 1999 ; Meissner et al., 2002). De manière indirecte, la différence vectorielle du mouvement entre différents points d'une même plaque permet cependant de calculer le taux de déformation au sein de la plaque considérée (**Fig. 7.5 ;** Kreemer et al., 2003 ; Global Strain Map Project ; http://gsrm.unavco.org/model). La **Fig. 7.5a** est une carte montrant les vitesses de déplacement de la plaque Eurasie en plusieurs

points par rapport à la plaque Pacifique (référence), ainsi que le taux de déformation au sein de la lithosphère. La **Fig. 7.5b** présente en détail le taux de déformation extensive et /ou compressive en Chine du Nord ainsi que la direction projetée des axes principaux de la déformation. Très naturellement, les plus fort taux de déformation se retrouvent le long des fosses de subduction (ex. fosse du Japon, des Ryukyu) avec des valeurs atteignant plus de 3000.10^{-9} an^{-1} (**Fig. 7.5a**). Des taux de déformation plus faibles mais néanmoins significatifs sont remarquables le long des structures liées à la collision Inde-Asie. Il est donc vraisemblable que les directions d'anisotropie dans le manteau le long des fosses actuelles et des structures liées à la collision Inde-Asie marquent un étirement toujours actif (**Figs. 6.11 et 7.5a**).

En revanche, si l'on considère la zone où se situent les directions d'anisotropie orientées NW-SE liées au domaine d'arrière-arc (**Fig. 6.11**), le taux de déformation actuel dans la croûte continentale est très faible (**Fig. 7.5a**) expliquant en partie les directions aléatoires des cadrans en étirement et en raccourcissement en Chine du Nord (**Fig. 7.5b**). De manière évidente, il semble donc que l'étirement enregistré dans la lithosphère de Chine du Nord depuis les quelques décennies de relevés GPS soit beaucoup trop faible pour correspondre aux anisotropies de vitesses enregistrées dans le manteau supérieur. Ces directions d'anisotropie orientées NW-SE marquent donc un étirement « fossile » dans le manteau lithosphérique lié à la dynamique passée des fosses et des panneaux plongeants le long de la marge est-asiatique, probablement au Cénozoïque et à la fin du Mésozoïque. Cette notion de « fossilisation » des directions d'anisotropie sismique a, par ailleurs déjà été évoquée par Silver et Chan (1991) et Meissner et al. (2002).

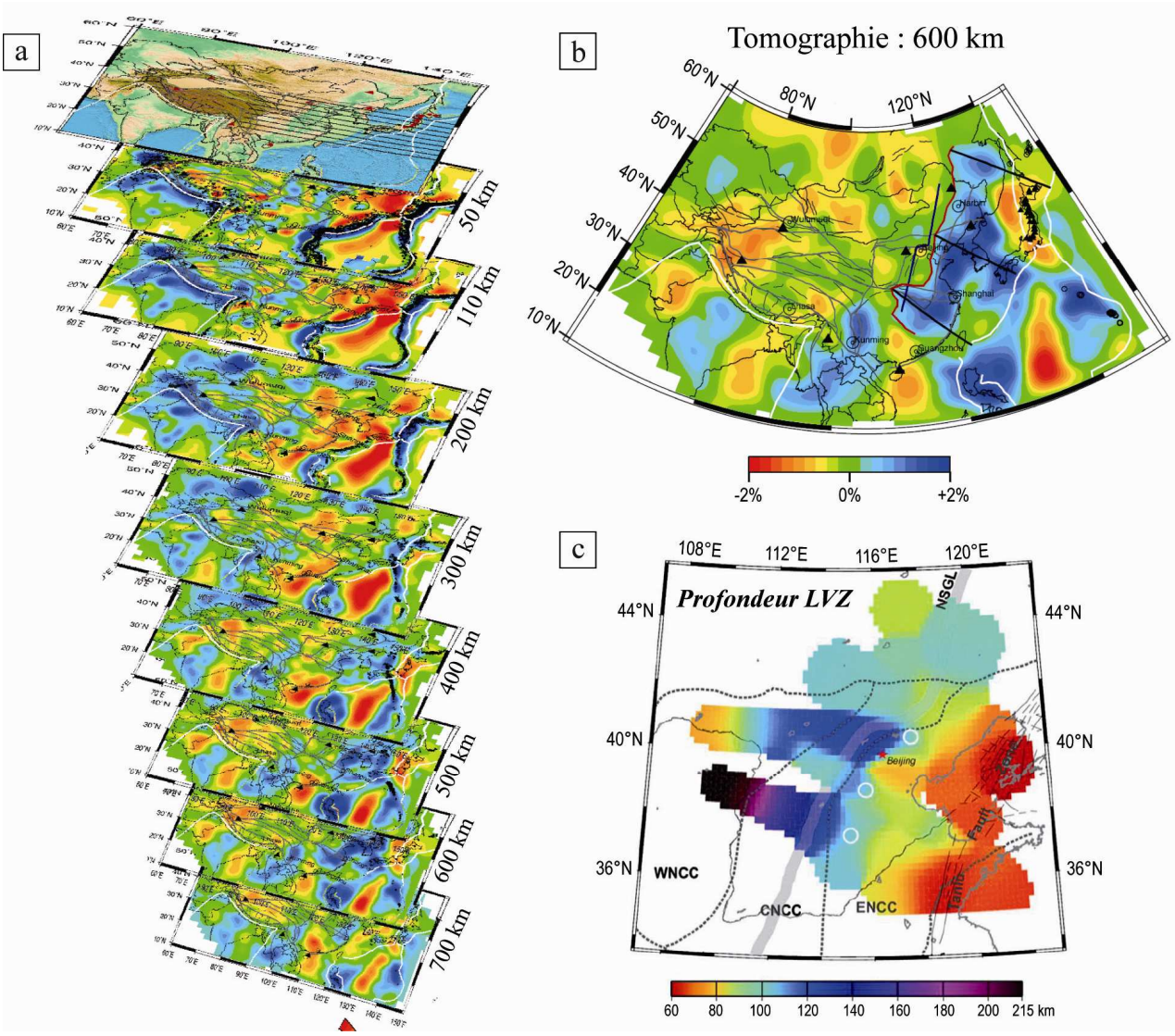


Figure 7.3 : Apports des données de tomographie sismique sur (a) et (b) la configuration actuelle en profondeur des panneaux plongeants le long de la marge est-asiatique (modifié d'après Huang et Zhao, 2006), ainsi que (c) la profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère (LVZ) sous le CCN (Chen, 2010). Les couleurs bleues et rouges indiquent les milieux où les ondes sismiques se propagent rapidement (milieu froid) ou lentement (milieu chaud), respectivement. La ligne rouge sur la Fig. 7.3b indique la limite d'extension des panneaux plongeants sous le continent est-asiatique à 600 km de profondeur. NSGL = North-South Gravity Lineament; WNCC = Western North China Craton; CNCC = Central North Chine Craton; ENCC = Eastern North China Craton.

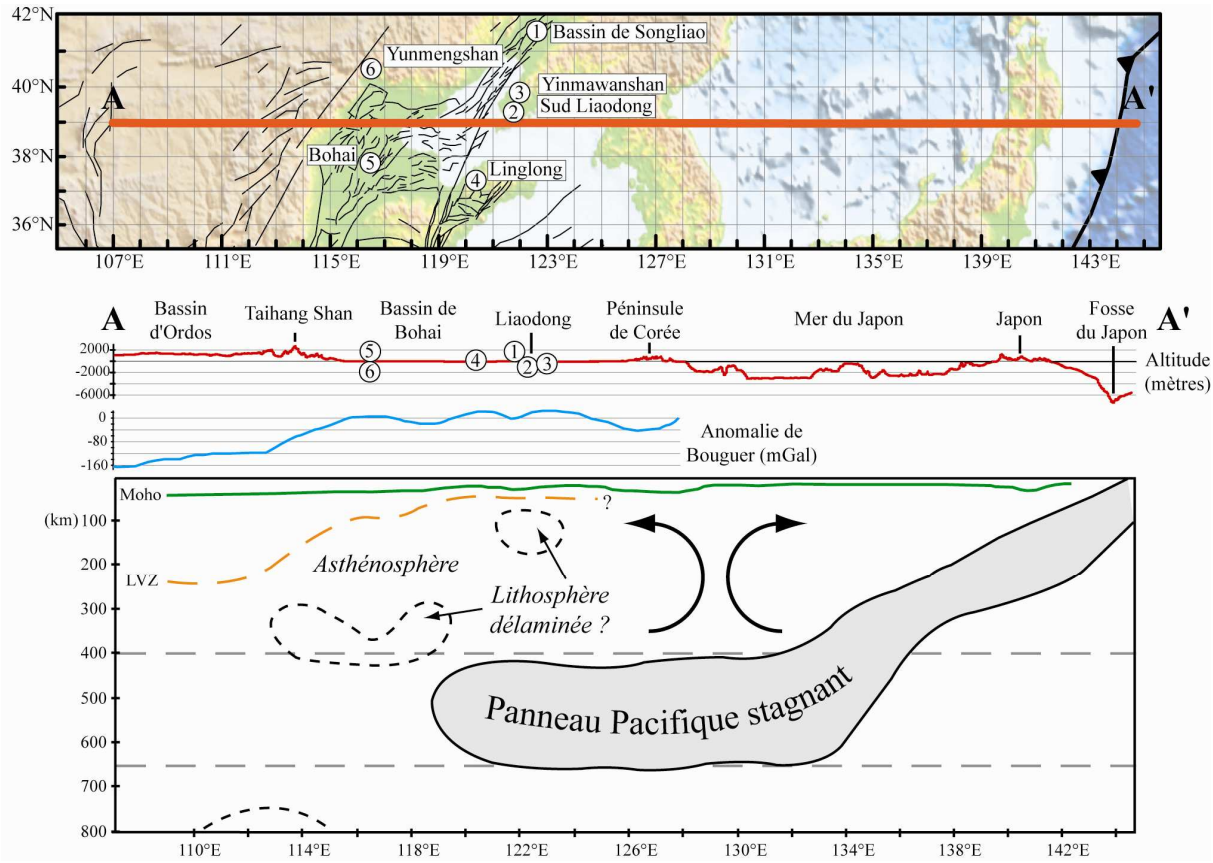


Fig. 7.4 : Coupe à l'échelle lithosphérique selon le 39ème parallèle nord, à travers la marge est-asiatique et une partie de l'Asie de l'Est. Les données de topographie sont issues du programme SRTM (NASA). L'anomalie de Bouguer est issue de Ma (1997). L'épaisseur du Moho est issue de Hao et al. (2007). La profondeur de la LVZ est issue de Chen (2010). La géométrie du panneau plongeant Pacifique a été dessinée d'après les images tomographiques de Huang et Zhao (2006). La présence d'anomalies pouvant être interprétées comme des fragments de lithosphère délaminée est déterminée d'après les images tomographiques de Xu et Zhao (2009).

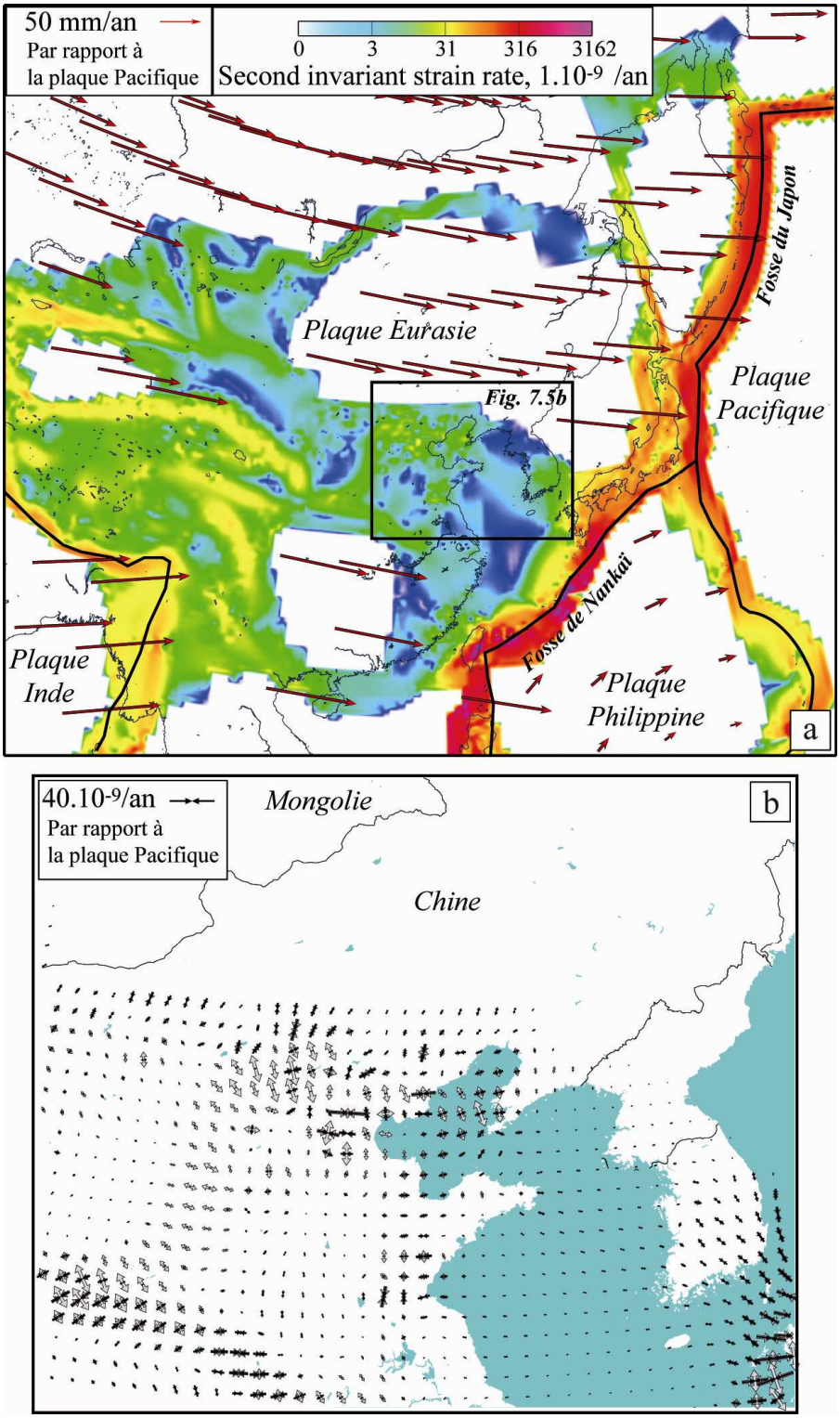


Figure 7.5 : (a) Carte des vitesses de mouvement (données GPS) des plaques Eurasie et Philippine par rapport à la plaque Pacifique couplée au taux de déformation dans la lithosphère (Kreemer et al. (2003) ; Global Strain Map Project ; http://gsrm.unavco.org/model). (b) Carte de détail en Chine du Nord sur la vitesse de déformation au sein de la lithosphère. Les flèches noires indiquent les domaines en compression, les flèches blanches, les domaines en extension (Kreemer et al., 2003).

2.2. Reconstructions paléogéographiques de la marge est-asiatique

Si la marge est-asiatique est depuis le Trias supérieur bordée par une ou des zones de subduction ; la configuration des fosses, celle des plaques, la géométrie des panneaux plongeants en profondeur, ainsi que la direction de mouvement des plaques ont évolué au cours des temps géologiques (ex. Maruyama et al., 1997).

La **Fig. 7.6** présente des cartes paléogéographiques de la marge est-asiatique reconstituées entre la fin du Jurassique (150 Ma) et le Cénozoïque (40 Ma).

Au Jurassique supérieur (~150 Ma), la marge est-asiatique est bordée par la zone de subduction de la plaque Izanagi (Paléo-Pacifique). La plaque océanique d'Izanagi subducte à une vitesse d'environ 30 $cm.an^{-1}$ et se déplace du sud vers le nord, c'est-à-dire selon une direction NNW-SSE fortement oblique à la fosse de subduction (**Fig. 7.6a**). Plus au sud, une zone de subduction ceinture toute la partie méridionale du continent eurasiatique avec la disparition progressive de l'Océan Téthys.

Au Crétacé inférieur (~120 Ma), la configuration demeure semblable à celle du Jurassique supérieur, mis à part la diminution de la vitesse de subduction de la plaque Izanagi passant de 30 à 20 $cm.an^{-1}$ entre les deux périodes (**Figs. 7.2 et 7.6b**). La plaque Izanagi au nord est séparée de la plaque Pacifique au sud par une dorsale vraisemblablement orientée E-W à WNW-ESE. La plaque Pacifique se déplace également de moins en moins vite entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur passant de 15 $cm.an^{-1}$ à un peu plus de 5 $cm.an^{-1}$ (Maruyama et al., 1997 ; Bartolini et Larson, 2001 ; **Fig. 7.2**). Même si cela est encore discuté (Heuret et al., 2007), la diminution de la vitesse de subduction est souvent évoquée comme un facteur favorisant le retrait du panneau plongeant et induisant ainsi une extension dans la plaque supérieure (ex. Elsasser, 1971 ; Lonergan et White, 1997 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Schellart et al., 2003 ; Schellart, 2005). En Chine du Nord, Sun et al. (2007) proposent que les changements de vitesse et de direction de la subduction de la plaque Pacifique sous le continent est-asiatique soient responsables du magmatisme important et de la formation des nombreuses minéralisations aurifères de cette région aux alentours de 130-120 Ma.

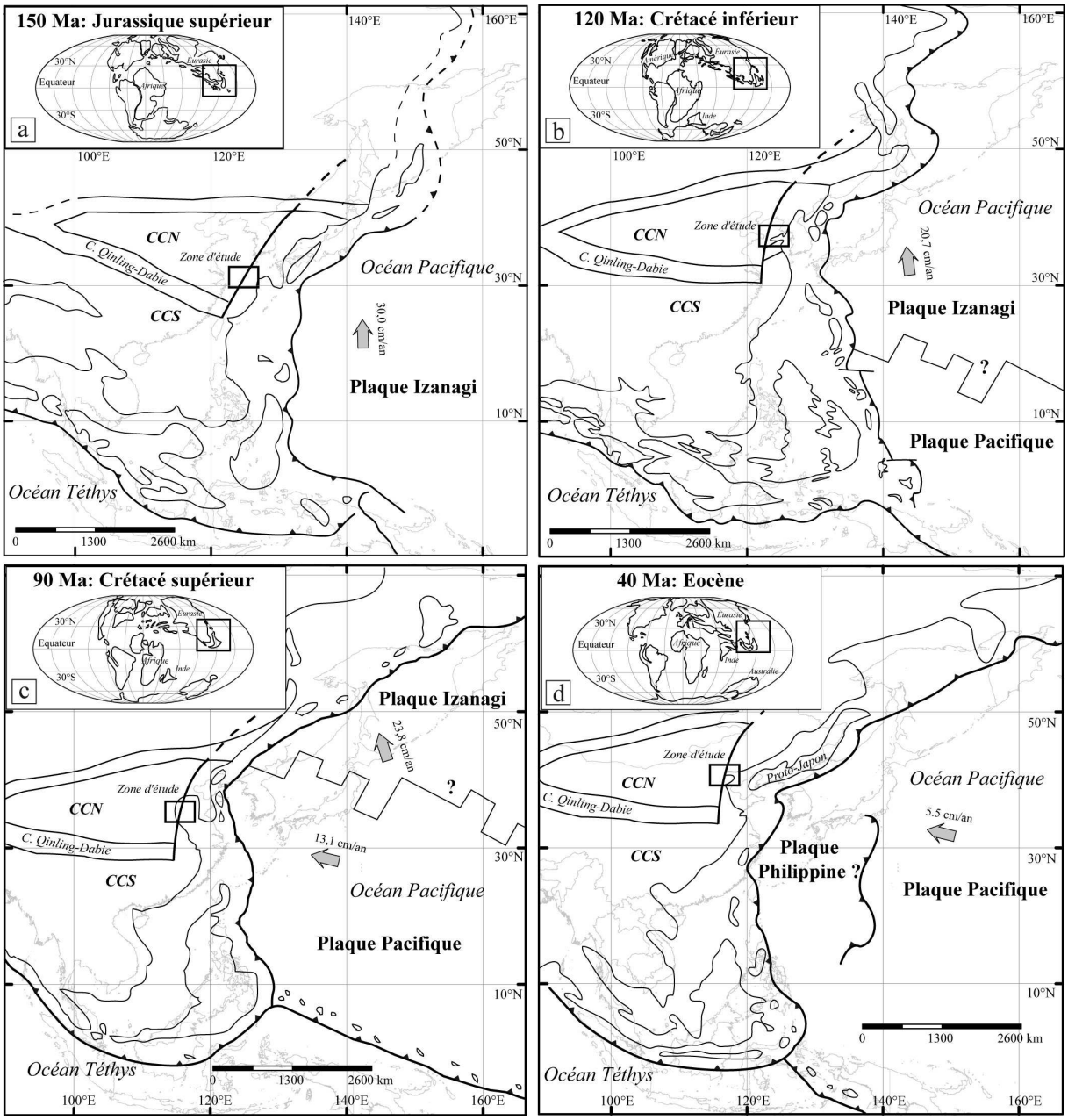


Figure 7.6 : Reconstructions paléogéographiques de la marge est-asiatique entre la fin du Mésozoïque et le Cénozoïque. Modifié d'après Maruyama et al., 1997 ; Christopher Scotese, 2003 projet PALEOMAP www.scotese.com ; Ron Blakey, 2010 http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/index.html et références associées.

Cette diminution de vitesse de déplacement de la plaque Pacifique se poursuit jusqu'au Cénozoïque, même s'il semble exister une légère accélération au Crétacé supérieur (Northrup et al., 1995 ; Maruyama et al., 1997 ; Bartolini et Larson, 2001 ; Stepashko, 2006 ; **Figs. 7.2, 7.6c et 7.6d**). Il est à noter que la plaque Pacifique a une direction de déplacement de l'est vers l'ouest et non du sud vers le nord comme pour la plaque Izanagi et que ce « relais » de subduction entre les deux plaques se passe entre le Crétacé inférieur et supérieur (**Fig. 7.6c**). A l'Eocène (~40 Ma), la plaque Pacifique, ralentie, et une nouvelle subduction s'initie sous la

plaque Philippine (**Fig. 7.6d**). Le « proto-Japon » constitue l'arc volcanique le long de la subduction de la plaque Pacifique au nord. L'ouverture de la Mer du Japon débute vers 25 Ma et s'est poursuivie jusqu'à récemment (quelques millions d'années ; ex. Lallemand et Jolivet, 1986 ; Jolivet et al., 1994), éloignant l'archipel du Japon du continent est-asiatique d'environ 500 à 600 km en moyenne.

2.3. Analogie entre la configuration actuelle et passée des panneaux plongeants

Les reconstructions paléogéographiques de la marge est-asiatique pour la fin du Mésozoïque et du Cénozoïque montrent une forte analogie avec la configuration actuelle décrite précédemment, à savoir une zone de subduction bordant toute la façade orientale du continent eurasiatique. La géométrie actuelle montre que les panneaux Pacifique et Philippin sont subhorizontaux sous le continent est-asiatique et stagnent à l'interface manteau supérieur / manteau inférieur (aux alentours de 670 km). Les plaques Pacifique et Philippine subductent actuellement de l'est vers l'ouest sous l'Asie de l'Est. Les seules différences entre les configurations actuelle et passée sont : (1) l'identité de la plaque qui subducte (Izanagi *vs*. Philippine), (2) la direction de mouvement des plaques (NNW-SSE pour Izanagi) et (3) la vitesse de mouvement des plaques (plus rapide qu'à l'heure actuelle). Cependant, la forte obliquité du mouvement de la plaque Izanagi par rapport à la fosse de subduction implique que la vitesse de subduction perpendiculairement à la fosse soit faible. De plus, même si la plaque Izanagi n'existe plus aujourd'hui, cette plaque était aussi de nature purement océanique comme les plaques qui subductent aujourd'hui.

En outre, la géométrie actuelle des panneaux Pacifique et Philippin (plats et stagnants à 670 km) est semblable au panneau Ionien subduit sous l'arc de Calabre en Méditerranée et lié à un retrait progressif du panneau (ex. Lucente et al., 1999 ; Schellart, 2005). En effet, de nombreux modèles analogiques et numériques permettent d'expliquer une telle géométrie avec un retrait progressif du panneau plongeant (ex. Schellart, 2005 ; Heuret et al., 2007 ; Faccenna et al., 2009 ; pour une revue détaillée voir Billen (2008) et Becker et Faccenna (2009)). Le retrait du panneau plongeant permet le développement de bassins d'arrière-arc dans la plaque supérieure et donc une extension (Dewey, 1980). Il a été proposé que la subduction du panneau Pacifique soit responsable des structures crustales extensives reconnues en Asie de l'Est (ex. bassins), du moins pour celles du Crétacé supérieur et du Cénozoïque (ex. Northrup et al., 1995 ; Zhang et al., 2003b ; Schellart, 2005). Pour les structures plus anciennes (du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur), c'est la subduction

de la paléo-plaque Pacifique (plaque Izanagi) qui a été proposée comme moteur de l'extension (ex. Watson et al., 1987 ; Traynor et Sladen, 1995 ; Ren et al., 2002). Il semble alors raisonnable de considérer que « l'image » actuelle des panneaux en profondeur soit le résultat du retrait progressif des panneaux responsables des structures extensives crustales et du magmatisme du Crétacé supérieur au Cénozoïque. Cette configuration peut alors être mise en parallèle pour le retrait du panneau plongeant Izanagi de la fin du Mésozoïque au Crétacé inférieur, impliquant une forte extension crustale dans la plaque supérieure (dômes extensifs, plutons cisaillés, bassins) et un magmatisme important (120-130 Ma). En outre, le retrait du panneau plongeant est favorisé lors d'une chute de la vitesse de subduction (Schellart, 2005), comme ce fût le cas au Crétacé (Maruyama et al., 1997).

2.4. Limite du champ d'action du retrait d'une plaque subductante sur la plaque supérieure

Une critique majeure pouvant être faite au modèle impliquant la paléo-subduction de la plaque Izanagi sous le continent est-asiatique comme moteur de l'extension continentale de la fin du Mésozoïque est l'ampleur de la largeur de la « bande » extensive affectée qui s'étend à plus de 2500 km de l'emplacement reconstruit des paléofosses de subduction. En effet, en Asie de l'Est, les structures extensives crustales de la fin du Mésozoïque sont reconnues jusqu'en Mongolie (Zorin, 1999 ; Donskaya et al., 2008 ; Daoudene et al., 2009). En outre, pour l'évolution Cénozoïque, l'une des manifestations les plus récentes de l'extension continentale dans cette région est interprétée par plusieurs auteurs comme le Lac Baïkal, dont les processus de formations demeurent néanmoins complexes (ex. Sengör et Burke, 1978 ; Logatchev et Zorin, 1987 ; Jolivet et al., 2009b). Cette structure crustale se situe à environ 3000 km de la plus proche fosse de subduction active au moment de son développement (**Fig. 7.1**).

D'autre part, l'origine du rifting Cénozoïque au Lac Baïkal est aussi souvent reliée aux effets « lointains » de la collision Inde-Asie, tout comme les autres bassins en Mongolie ou en Chine de l'Est (Molnar et Tapponnier, 1975). Or, plusieurs preuves montrent que ces bassins ont commencé à se former bien avant la collision Inde-Asie et ne peuvent être uniquement rattachés à cet évènement tectonique (Northrup et al., 1995 ; Ren et al., 2002 ; Schellart et Lister, 2005). A partir de résultats sur modèles analogiques, Schellart et Lister (2005) démontrent qu'il est possible de développer des structures extensives crustales, liées à un retrait de panneau en subduction, à plus de 3000 km de la fosse considérée (**Fig. 7.7**). En le

comparant aux résultats de leurs modèles, Schellart et Lister (2005) prennent ainsi le Lac Baïkal comme exemple naturel de l'influence lointaine du retrait du panneau plongeant Pacifique sous la plaque Eurasie au Cénozoïque (**Figs. 7.7c et 7.7d**).

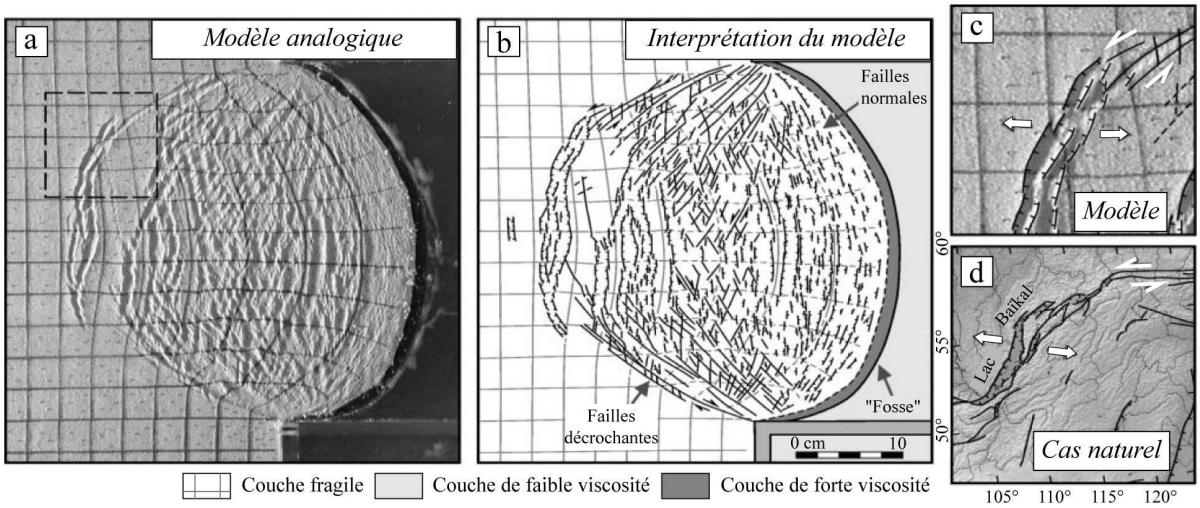


Figure 7.7 : (a) Résultat d'un modèle analogique visant à déterminer la limite du champ d'action du retrait d'un panneau plongeant sur la plaque supérieure dans le cas d'un système de subduction océan-continent. (b) Interprétation d'un modèle analogique montrant le champ d'action du retrait d'un panneau plongeant sur la plaque supérieure. (c) et (d) Comparaison entre le modèle analogique et le cas naturel de la subduction Cénozoïque et du Lac Baïkal. Modifié d'après Schellart et Lister (2005).

Le cas de la marge est-asiatique semble être exceptionnel eu égard à la largeur (>3000 km) du champ d'action du retrait du panneau plongeant Pacifique sur la plaque supérieure. Une compilation d'exemples naturels de systèmes de subduction océan-continent (cas de l'Asie de l'Est) a été faite par Schellart et Lister (2005) en considérant différents paramètres : (1) la largeur de la bordure en retrait, (2) le retrait de la fosse de subduction et (3) la largeur d'action du retrait du panneau plongeant sur la plaque supérieure (**Fig. 7.8a**). Il s'avère que l'Asie de l'Est est un cas unique de part l'ampleur de la largeur de la bordure en retrait, ainsi que la largeur d'action du panneau plongeant (**Fig. 7.8b**). En effet, l'exemple naturel de la Mer d'Okhotsk associée à l'action du panneau plongeant des Kouriles montre une largeur d'action du retrait du panneau plongeant d'environ 1500 km (Schellart et al., 2003 ; n°9 sur la **Fig. 7.8b**), soit la moitié de ce qui est invoqué pour l'Asie de l'Est. Pour le cas du domaine Egéen, la largeur du champ d'action du retrait du panneau plongeant Hellénique est estimée à plus de 950 km (Gautier et al., 1999 ; n°4 sur la **Fig. 7.8b**). Par conséquent, bien que ces objets puissent se retrouver loin de la fosse, au sein de la plaque lithosphérique du dessus, il est tout à fait raisonnable de pouvoir lier ces structures extensives de la fin du Crétacé et du Cénozoïque au retrait du panneau plongeant Pacifique en Asie de l'Est. Si l'on considère le

parallélisme possible entre les configurations des panneaux actuels et passés (**§2.3**), il est alors aussi envisageable de lier les structures extensives de la fin du Mésozoïque (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) à l'action du retrait du panneau plongeant Izanagi pour l'ensemble de la « bande » extensive affectant la plaque Eurasienne. En effet, si la limite du champ d'action du retrait du panneau Izanagi est comparable à celle du panneau Pacifique pour le Cénozoïque (>3000 km), les bassins et les dômes extensifs de Mongolie, tout comme ceux de Chine du Nord et de Chine du Sud seraient alors une conséquence de la subduction de la plaque Izanagi le long de la marge est-asiatique, au cours du Mésozoïque.

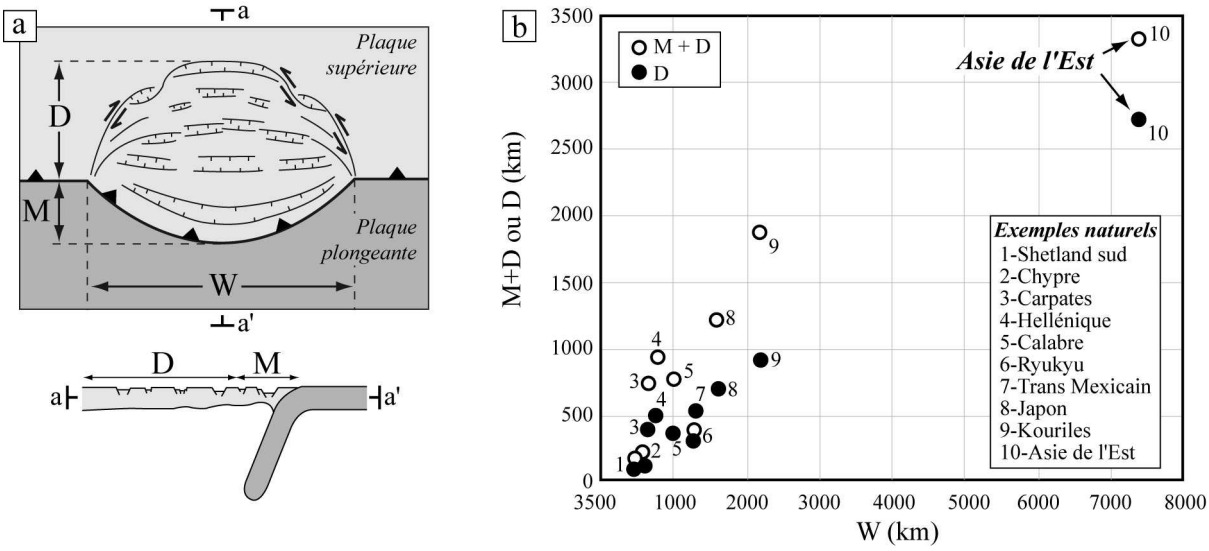


Figure 7.8 : (a) Présentation des paramètres pris en compte pour un système de subduction océan-continent. W (largeur de la bordure en retrait) et M (retrait de la fosse), D (largeur d'action du retrait du panneau sur la plaque supérieure). (b) Compilation montrant les relations entre W et M + D, et entre W et D pour quelques systèmes naturels de subduction océan-continent du Cénozoïque. Modifié d'après Schellart et Lister (2005).

2.5. L'étirement dans le manteau est-il synchrone de l'étirement dans la croûte à la fin du Mésozoïque et au Cénozoïque ?

La grande majorité des structures extensives crustales (dômes extensifs, plutons cisaillés, bassins) sont datées de la fin du Mésozoïque (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur). Autrement dit, l'étirement dans la croûte en Asie de l'Est est essentiellement daté de la fin du Mésozoïque et pourrait être lié au retrait du panneau plongeant Izanagi. Néanmoins, les bassins du Cénozoïque (ex. Bohai) marquent également un étirement au sein de la croûte de Chine du Nord pour cette période. En outre, les directions d'étirement dans le manteau (déduites des directions d'anisotropie sismique) qui sont parallèles à la direction moyenne

d'étirement dans la croûte sont-elles le résultat d'un étirement dans le manteau supérieur synchrone d'un étirement crustal ?

Précédemment, il a été montré que certaines directions d'anisotropie sismique dans le manteau (liées à la collision Inde-Asie et à la fosse de subduction) résultent d'un étirement toujours actif et rapide au sein du manteau supérieur (**§2.1**). En Asie de l'Est, les directions d'anisotropie sismique orientées NW-SE ne peuvent être liées à la géodynamique actuelle (**§2.1 ; Fig. 7.5**). Les anisotropies sismiques témoignent d'un étirement dans le manteau pouvant être considéré jusqu'à une profondeur d'environ 200 km (Savage, 1999). Or, l'étude des enclaves mantelliques du CCN a montré que la lithosphère continentale a été amincie d'environ 120 km, passant de ~200 km au Paléozoïque à ~80 km au Cénozoïque (Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998 ; **voir Chapitre 2**). Cet amincissement de la lithosphère s'accompagne également d'une remontée des isogrades. Il est à noter que les régions du manteau supérieur qui sont déformées à une température supérieure à 900°C puis refroidies en-deçà de cette valeur acquièrent alors une direction d'anisotropie sismique (Silver et Chan, 1991). Cette direction restera figée tant que des évènements thermiques et/ou tectoniques importants ne permettront pas de repasser au-dessus de 900°C, on parle alors de directions d'anisotropie sismique « fossiles » (Silver et Chan, 1991 ; Meissner et al., 2002). De plus, sur la base de calculs d'âges géochimiques modèles, Gao et al. (2002) ont montré que le manteau supérieur sous-continental du CCN a été rajeuni et donc partiellement voire totalement recristallisé avant le Cénozoïque (reprise des âges modèles) et probablement pendant le Jurassique et/ou le Crétacé, étant donné la très forte activité magmatique (Wu et al., 2005a, b). Sur la base de l'intégration des données tomographiques, gravimétriques, géologiques et géochimiques, Chen (2010) considère également que l'amincissement de la lithosphère continentale en Asie de l'Est se soit principalement produit à la fin du Mésozoïque. Pour le Cénozoïque, Chen (2010) propose que l'amincissement de la lithosphère soit plus faible et plus localisé. De plus, l'extension Cénozoïque est localisée et se traduit par exemple par l'ouverture de la mer du Japon (ex. Lallemand et Jolivet, 1986 ; Jolivet et al., 1994). En Chine du Nord, l'extension reste essentiellement limitée au basin de Bohai, c'est-à-dire proche de la marge du bassin extensif *s.s.* liée à la subduction de la plaque Pacifique. En outre, le flux de chaleur en surface estimé pour la fin du Mésozoïque est supérieur à 90-100 $mW.m^{-2}$ et de « seulement » 80 $mW.m^{-2}$ pour le Cénozoïque (Fu et al., 2005 ; Hu et al., 2007). Il est donc probable que l'amincissement lithosphérique couplé à la remontée des isogrades ait été plus marqué à la fin du Mésozoïque qu'au Cénozoïque. Le manteau supérieur sous-continental à la fin du Mésozoïque était donc à une température supérieure à 900°C (l'isograde au niveau de

la LVZ étant de 1200-1300°C) permettant ainsi l'acquisition d'une direction d'anisotropie sismique dans le cas d'une déformation. A cette même période, la croûte subit un fort étirement horizontal marqué par l'exhumation de dômes extensifs, la déformation de plutons de cet âge et de la subsidence de bassins extensifs. Le magmatisme est également très important et atteint son paroxysme entre 120 et 130 Ma. Le manteau supérieur lithosphérique a probablement ainsi été déformé en même temps que la croûte, permettant le développement d'une direction d'anisotropie sismique parallèle à la direction moyenne d'étirement crustal (WNW-ESE à NW-SE). La direction d'anisotropie sismique dans le manteau supérieur a ensuite été « fossilisée » lorsque le flux thermique fut moins important. Néanmoins, il ne serait pas juste de considérer que les directions d'anisotropie sismique orientées NW-SE se soient uniquement formées à la fin du Mésozoïque, l'extension de la croûte reprenant au Cénozoïque avec la formation de bassins dans cette région (ex. Bohai, Mer du Japon). Mais il semble que l'effet sur le manteau supérieur soit plus mesuré qu'à la fin du Mésozoïque.

Pour résumer, l'étirement dans le manteau, matérialisé par les directions d'anisotropie sismique, semble synchrone de l'étirement élevé de la croûte à la fin du Mésozoïque. Globalement, cet étirement généralisé de la lithosphère est lié à la forte activité magmatique reconnue dans ces régions ainsi qu'à l'amincissement « thermique » de la lithosphère (remontée des isothermes). Au Cénozoïque, l'étirement dans le manteau est plus limité, tout comme l'amincissement de la lithosphère et l'étirement dans la croûte, tout au moins pour ce qui concerne les parties considérées, de la Chine du Nord, à l'est, jusqu'à la Mongolie, vers l'ouest. Ainsi, si l'on considère que le retrait du panneau plongeant Izanagi soit responsable des structures extensives crustales à la fin du Mésozoïque, l'étirement synchrone dans le manteau supérieur lithosphérique est *de facto* lié à ce processus de subduction.

3. Les mécanismes de la déformation lithosphérique en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque

L'extension de la lithosphère continentale peut se faire selon trois modes définis par Buck (1991) : (1) « rift étroit », (2) « rift large » et (3) « Core Complex ». L'extension continentale de la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est se révèle être un cas très particulier, eu égard au développement de dômes extensifs dans une croûte qui ne soit pas préalablement épaissie (***article 4***). En effet, les derniers épisodes tectoniques responsables d'un épaississement crustal ont pris place entre la fin du Permien et le début du Trias (ex. Qinling-Dabie ; Solonker ; Mattauer et al., 1985 ; Ratschbacher et al., 2003 ; Xiao et al., 2003). Il est alors difficile de concevoir un effondrement post-orogénique plus de 100 Ma après le dernier épisode d'épaississement crustal dans la région. Quant à la chaîne de « Mongol-Okhotsk », le manque d'études et le débat sur l'âge de sa formation (Zorin, 1999 ; Faure et Natal'in, *communication personnelle*) ne permettent pas de considérer de manière certaine que l'effondrement de cet orogène soit le facteur majeur de l'extension en Asie de l'Est, qui quoiqu'il en soit prend place bien au-delà des limites de cette « chaîne » d'Asie Centrale. De plus, pour la fin du Mésozoïque, aucune trace de reliques de haute pression ou d'ophiolites n'a été observée et décrite jusqu'à présent.

L'Asie de l'Est déroge donc à l'idée généralement admise de développer des dômes extensifs uniquement dans le cas d'un contexte de croûte préalablement épaissie, comme c'est le cas pour les dômes de la région du Basin & Range et de la Mer Egée (**Chapitre 1**). Ainsi, quel(s) mode(s) d'extension de la lithosphère continentale peut permettre le développement de dômes extensifs dans une croûte non épaissie ?

3.1. Estimation du rôle de la tectonique dans l'amincissement de la lithosphère

L'amincissement de la lithosphère continentale peut être lié à des forces tectoniques (extension) ou à des phénomènes thermiques importants (délamination et/ou érosion thermo-mécanique). Dans le cas de l'Asie de l'Est, l'amincissement lithosphérique thermique principalement caractérisé par l'étude des enclaves mantelliques et de la tomographie, revêt un caractère exceptionnel de part l'ampleur du phénomène. En effet, la lithosphère s'est amincie de plus de 100 km d'épaisseur entre l'Ordovicien et le Cénozoïque (Menzies et al., 1993 ; Griffin et al., 1998). Selon plusieurs auteurs, la période la plus importante d'amincissement lithosphérique semble être le Jurassique-Crétacé (Gao et al., 2002 ; Fu et al., 2005 ; Chen, 2010). Cependant, quelle est la part de la tectonique et de l'effet thermique (i.e. flux de chaleur provenant du manteau) dans l'amincissement de la lithosphère en Asie de l'Est, au Mésozoïque ? Pour tenter d'apporter des éléments de réponse à cette question, une estimation du rôle de la tectonique dans l'amincissement de la lithosphère a été faite le long de la coupe décrite dans l'***article 4***.

Pour la coupe considérée, d'une longueur finale de 500 km et d'une longueur initiale de 484 km, il a été possible d'estimer la valeur de chacun des axes de l'ellipsoïde de déformation finie. Par simplification, la déformation est ici considérée comme une déformation plane (axe intermédiaire horizontal) ce qui peut bien correspondre à la cylindricité des structures dans la région choisie pour le transect réalisé (Fig. 5.18). Les calculs montrent : λ_1 = 1,152, λ_2 = 1 et λ_3 = 0,868. En considérant une lithosphère épaisse de 50 à 55 km au Jurassique-Crétacé (Fu et al., 2005), l'épaisseur de la lithosphère avant l'extension ne faisant intervenir que la tectonique est estimée entre 57,6 et 63,4 km. Ces valeurs sont bien en-deçà de celles proposées pour l'épaisseur de la lithosphère avant le Jurassique-Crétacé, à savoir 135-148 km (Fu et al., 2005). Il est alors possible d'estimer pour cette gamme de valeurs la part du rôle de la tectonique et celle de l'activité thermique (**Fig. 7.9**). Quelque soit le cas de figure, le rôle de la tectonique n'atteint pas plus de 16 % dans l'amincissement de la lithosphère continentale en Asie de l'Est (**Fig. 7.9**). En d'autres termes, c'est le flux thermique très élevé provenant du manteau qui est la cause majeure de l'amincissement lithosphérique, confirmant le caractère exceptionnel du gradient géothermique régnant à la fin du Mésozoïque pour cette région du globe.

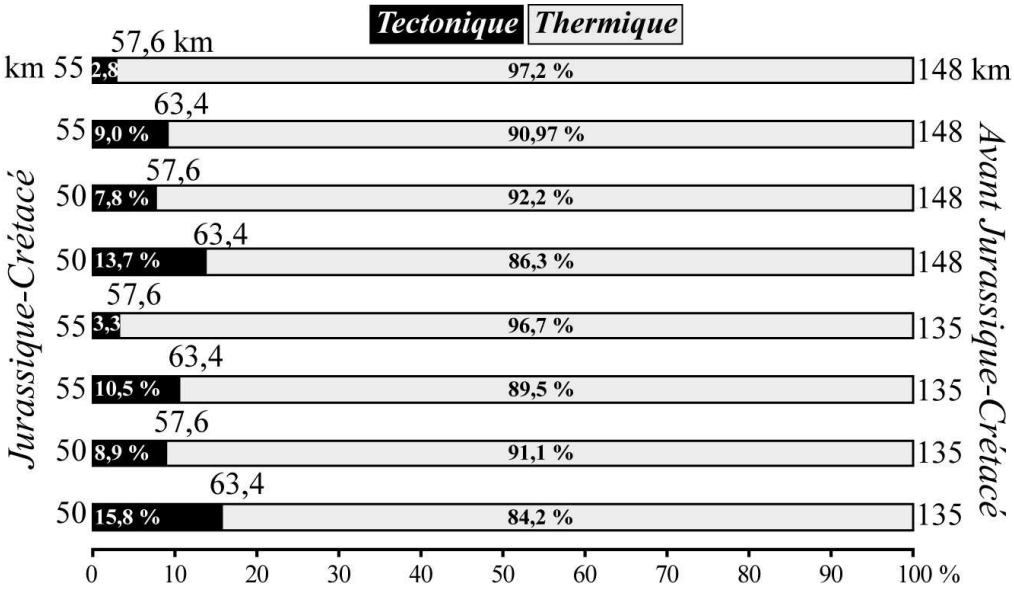


Figure 7.9 : Rôle de la tectonique dans l'amincissement de la lithosphère continentale en Asie de l'Est. Pour une lithosphère au Jurassique-Crétacé épaisse de 50-55 km, la tectonique ne permet d'expliquer qu'au maximum 16% de l'amincissement lithosphérique (entre 57,6 et 63,4 km d'épaisseur avant l'extension) pour une épaisse totale avant l'extension de 135-148 km. Les estimations des épaisseurs lithosphériques sont issues de Fu et al. (2005).

3.2. Mode de déformation de la lithosphère en Asie de l'Est

3.2.1. Rhéologie de la lithosphère continentale

3.2.1.1. Lois de friction et de fluage, et paramètres utilisés

La lithosphère continentale est constituée de la croûte terrestre continentale et d'une partie du manteau supérieur. La façon dont les matériaux composant ces deux couches réagissent aux contraintes induites par le déplacement des plaques lithosphériques va varier selon la température, la pression – autrement dit en fonction du géotherme et de la profondeur – ainsi que de la vitesse de déformation. Les roches ou les minéraux se déforment sous l'effet des contraintes imposées et, en fonction des paramètres physiques, peuvent adopter un comportement cassant ou ductile. Le seuil de résistance aux contraintes varie selon les roches et les minéraux, ainsi l'olivine sera par exemple plus résistante que le quartz. De plus, grâce aux nombreuses données expérimentales portant sur l'étude de la rhéologie des matériaux, des lois ont pu être établies afin de déterminer la variation de la résistance aux contraintes d'un matériau en fonction de la profondeur. Ces lois sont différentes pour les comportements cassant et ductile. En effet, le comportement cassant est régi par une loi dite de friction, impliquant une relation linéaire entre le seuil de résistance aux contraintes et la pression, donc la profondeur. Cette loi de résistance est en outre indépendante de la nature de la roche

soumise aux contraintes. Le comportement ductile est régi par une loi dite de fluage (dite exponentielle) et qui dépend : de la vitesse de déformation et fortement de la température. Pour une loi de fluage donnée, les paramètres utilisés seront spécifiques du minéral ou de la roche considérée.

Afin de mieux comprendre les modalités de la déformation de la lithosphère continentale en Asie de l'Est, nous proposons de calculer des profils rhéologiques de la lithosphère pour le début du Mésozoïque (avant l'extension) et pour la fin du Mésozoïque (pendant ou peu après l'extension) le long de la coupe décrite dans l'***article 4***. Cela est rendu possible grâce à la connaissance des paléogéothermes pour chacune des deux périodes considérées (**Fig. 7.10** ; Fu et al., 2005), de l'épaisseur de la croûte aux différentes périodes ainsi que de la vitesse de déformation précédemment estimée (***article 4***).

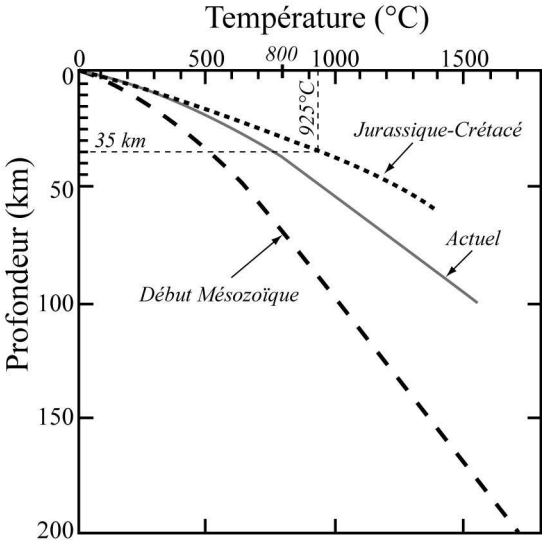


Figure 7.10 : Comparaison du géotherme actuel avec les paléogéothermes pour les périodes du « Début Mésozoïque » et « Jurassique-Crétacé » à partir de l'étude de la vitrinite dans les bassins sédimentaires de Chine du Nord. Modifié d'après Fu et al. (2005).

Pour ce faire, nous avons considéré la loi de friction utilisée par Ramsay (1967) et Byerlee (1978) pour un contexte en extension (équation 7.1) :

- Loi de friction en extension utilisée (Ramsay, 1967 ; Byerlee, 1978) :

$$\sigma = \sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2}{3}.\rho.g.z \qquad (7.1)$$

Avec σ le seuil de résistance aux contraintes (en MPa), ρ la densité (2700 kg.m^{-3}), g l'accélération de la pesanteur (9,81 m.s^{-2}) et z la profondeur (en mètres).

La droite obtenue grâce à l'équation 7.1 est cohérente avec celle obtenue à partir de la loi de friction utilisée récemment par Précigout et Gueydan (2009) et exprimée dans l'équation 7.2 :

- Loi de friction selon Précigout et Gueydan (2009) :

$$\tau_{cassant} = \frac{(2.\mu.\rho.g.z).(1-\lambda)}{\sqrt{(\mu^2+1)}+\mu}.10^{-6} \qquad (7.2)$$

Avec μ le coefficient de glissement (= 0,6), et λ la pression fluide (= 0), ρ la densité (2700 kg.m^{-3}), g l'accélération de la pesanteur (9,81 m.s^{-2}) et z la profondeur (en mètres).

Pour le comportement ductile, nous avons utilisé la loi de fluage définie par Ranalli et Murphy (1987), et exprimée par l'équation 7.3 :

- Loi de fluage (Ranalli et Murphy, 1987) :

$$\sigma = \left(\frac{\dot{\varepsilon}}{A}\right)^{\frac{1}{n}}.\exp\left(\frac{Q}{n.R.T}\right) \qquad (7.3)$$

Avec A, n et Q, des paramètres dépendant de la nature du matériau considéré (**Table 7.1 ;** Ranalli, 2000), R la constante des gaz parfaits (8,3145 J.mol^{-1}.K^{-1}), T la température (en degrés Kelvin) et $\dot{\varepsilon}$ la vitesse de déformation (en s^{-1}). Les matériaux considérés sont : (1) pour la croûte continentale, le quartz (hydraté) et le plagioclase (sec) qui peuvent être considérés comme deux extrêmes de résistance à l'intérieur d'une croûte continentale classique et (2) pour le manteau, l'olivine hydratée et sèche qui représentent également les lois de comportements « extrêmes ».

Les paramètres utilisés (**Table 7.1 ;** Ranalli, 2000) permettent d'obtenir des courbes comparables à celles obtenues à partir des paramètres de Hirth et Kohlstedt (2003).

	A ($MPa^{-n}.s^{-1}$)	n	Q ($kJ.mol^{-1}$)
Croûte			
Quartz hydraté	$3,2.10^{-4}$	2,3	154
Plagioclase hydraté	$3,2.10^{-4}$	3,2	238
Manteau supérieur			
Olivine hydratée	$2,0.10^{3}$	4,0	471
Olivine sèche	$2,5.10^{4}$	3,5	532

Table 7.1 : Paramètres utilisés pour le calcul des profils rhéologiques de la lithosphère continentale en Asie de l'Est. D'après Ranalli (2000).

La vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon}$) utilisée est celle estimée pour la coupe décrite dans l'***article 4*** et égale à 1.10^{-16} s^{-1}. Cependant, en considérant cette vitesse, nous admettons que la déformation se fasse de façon continue et régulière tout le long de la coupe et pendant toute la période de déformation. Dans la plupart des articles traitant de la rhéologie de la lithosphère, la vitesse de déformation considérée est souvent de 1.10^{-15} s^{-1} (ex. Ranalli, 2000 ; Rybacki et Dresen, 2004 ; Précigout et Gueydan, 2009). Afin de vérifier l'influence de la vitesse de déformation sur les profils rhéologiques de la lithosphère pour l'Asie de l'Est, nous avons calculé les profils pour deux vitesses : 1.10^{-16} et 1.10^{-15} s^{-1}.

3.3.1.2. Les profils rhéologiques pour la lithosphère continentale

Les profils rhéologiques calculés pour les périodes « Début Mésozoïque » et « Fin Mésozoïque » pour deux vitesses de déformation (1.10^{-15} et 1.10^{-16} s^{-1}) le long de la coupe en Chine du Nord sont présentés dans la **Figure 7.11**. Le comportement ductile des profils est la médiane des valeurs des deux enveloppes définies par le quartz hydraté et le plagioclase sec pour la croûte, et l'olivine hydratée et sèche pour le manteau supérieur. Pour la période « Début Mésozoïque », la profondeur du Moho est celle estimée dans l'article 4, soit 35 km. Le croûte est considérée comme étant épaisse de 30 km pour la période « Fin Jurassique ».

Pour la période « Début Mésozoïque » et une vitesse de 1.10^{-15} s^{-1}, la lithosphère continentale comporte quatre couches rhéologiques : (1) une croûte supérieure cassante et (2) une croûte inférieure ductile avec une transition cassant-ductile localisée à 14,5 km de profondeur ; (3) un manteau supérieur cassant de 7 km d'épaisseur et (4) un manteau ductile (**Fig. 7.11a**). Ce profil montre que le manteau est plus résistant que la croûte, impliquant un contrôle fort du manteau dans la localisation de la déformation à petite échelle, ce qui est typique du mode « Jelly sandwich ». Pour une même vitesse de déformation, le profil rhéologique calculé pour la lithosphère continentale à la « Fin Mésozoïque » est très différent

et indique une transition cassant-ductile dans la croûte à 9,5 km de profondeur. Le manteau et la croûte inférieure sont entièrement ductiles. De plus, contrairement au « Début Mésozoïque », la croûte est cette fois-ci globalement plus résistante que le manteau, induisant un contrôle de la localisation de la déformation par la croûte continentale, typique du mode « Crème brûlée » (**Fig. 7.11b**). Cette forte différence de comportement mécanique entre les deux périodes est directement liée à la forte augmentation du flux thermique, passant de 52 $mW.m^{-2}$ (Début Mésozoïque) à plus de 90 $mW.m^{-2}$ (Fin Mésozoïque ; Fu et al., 2005).

Pour une vitesse de déformation de 1.10^{-16} s^{-1}, correspondant à la valeur estimée le long de la coupe de l'***article 4***, les profils rhéologiques pour les deux périodes ne sont pas très différents de ceux calculés pour une vitesse de déformation de 1.10^{-15} s^{-1}. En effet, pour la période « Début Mésozoïque », la lithosphère est toujours stratifiée en quatre couches : (1) une croûte supérieure cassante et (2) une croûte inférieure ductile avec une transition cassant-ductile à 13 km de profondeur ; (3) un manteau supérieur cassant de 4,5 km d'épaisseur surmontant (4) un manteau supérieur ductile (**Fig. 7.11c**). A la « Fin Mésozoïque », la transition cassant-ductile dans la croûte est située à 8,5 km de profondeur, et le manteau est entièrement ductile et très peu résistant (**Fig. 7.11d**). La vitesse de déformation ne semble donc pas influer de manière importante sur la rhéologie de la lithosphère continentale en Asie de l'Est. C'est bien l'aspect thermique qui joue un rôle majeur et qui détermine le mode de déformation de la lithosphère continentale dans la région.

En outre, le calcul de la résistance intégrée (*Ri*) pour la totalité de la lithosphère continentale marque également une différence importante entre les deux périodes (**Fig. 7.11**). En effet, si l'on considère l'exemple des profils rhéologiques calculés pour une vitesse de déformation de 1.10^{-15} s^{-1}, on s'aperçoit que la résistance de la lithosphère varie d'un ordre de grandeur entre le « Début Mésozoïque » (Ri = 12163 $GPa.m^{-1}$) et la « Fin Mésozoïque » (Ri = 1103 $GPa.m^{-1}$; **Figs. 7.11a et 7.11b**). Autrement dit, la lithosphère continentale à la « Fin Mésozoïque » est beaucoup moins résistante qu'au « Début Mésozoïque ». La vitesse de déformation ne modifie pas ce rapport puisque les valeurs restent du même ordre de grandeur en considérant une vitesse de déformation de 1.10^{-15} s^{-1} (**Figs. 7.11c et 7.11d**). Le flux de chaleur important a permis un amollissement de la lithosphère continentale au cours du temps, favorisant l'extension continentale en Asie de l'Est avec une forte localisation de la déformation dans la croûte (cf. boudins crustaux ; ***article 4***).

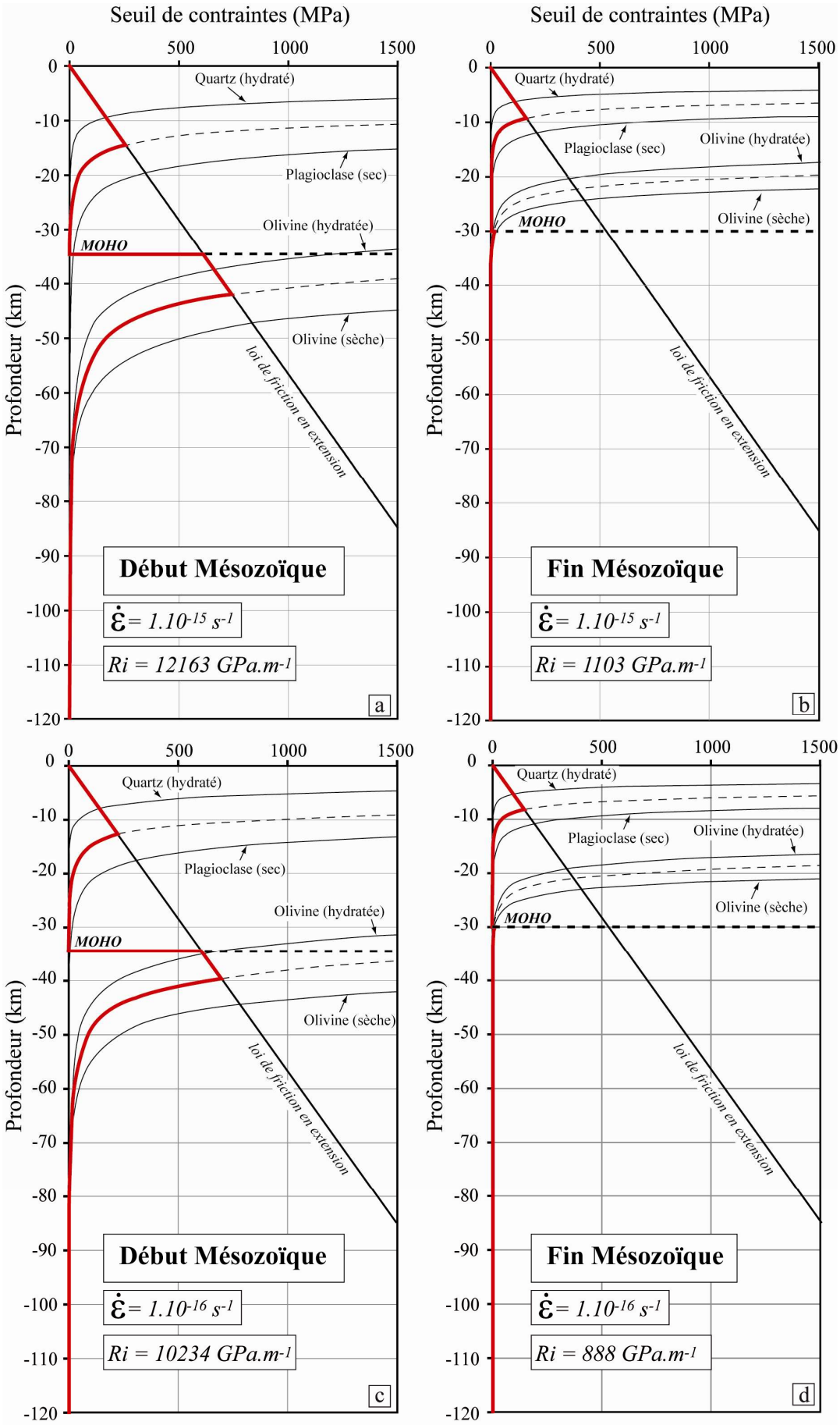


Figure 7.11 (Légende détaillée sur la page suivante).

Figure 7.11 : Profils rhéologiques de la lithosphère continentale pour la coupe choisie en Chine du Nord. Les profils ont été calculés pour deux périodes (« Début Mésozoïque » et « Fin Mésozoïque »), pour deux valeurs de vitesse de déformation (1.10^{-16} et 1.10^{-15} s^{-1}). Ri est la résistance intégrée de la lithosphère exprimée en $GPa.m^{-1}$. La loi de friction est issue de Ramsay (1967) et Byerlee (1978), la loi de fluage de Ranalli et Murphy (1987). Les paramètres des minéraux sont issus de Ranalli (2000).

3.2.2. Conditions physiques pour la mise en place des MCC

Dans le **Chapitre 5**, il a été calculé une épaisseur de la croûte d'environ 35 km avant l'extension, le long d'une coupe de 500 km (***article 4***). Les modèles numériques permettent de définir les conditions physiques minimales requises pour la formation de dômes extensifs : (1) une croûte initialement épaissie (entre 45 et 60 km), (2) une température au Moho supérieure à 800°C et (3) un flux de chaleur important (Buck, 1991 ; Tirel et al., 2008). Une valeur de température au Moho, supérieure à 800°C, pourra être atteinte pour une croûte épaissie. Or, en Asie de l'Est, cette condition n'est pas remplie puisque la croûte n'est initialement pas épaissie.

La caractéristique exceptionnelle de l'Asie de l'Est est le flux de chaleur très important (100 $mW.m^{-2}$; Fu et al., 2005 ; Hu et al., 2007) lié à une lithosphère très amincie (50-60 km d'épaisseur ; Fu et al., 2005 ; Chen et al., 2008 ; Chen, 2010). En effet, l'amincissement lithosphérique se traduit par une forte remontée des isothermes, impliquant un géotherme élevé (40-55°$C.km^{-1}$) pour la fin du Mésozoïque (Jurassique-Crétacé), comparé à celui du début du Mésozoïque (<30°$C.km^{-1}$) et à l'actuel (34°$C.km^{-1}$; **Fig. 7.10**). Ces paléogéothermes sont estimés grâce à l'étude du pouvoir réflecteur de la vitrinite (ex. Waples, 1980 ; Bray et al., 1992 ; Hu et al., 1999) au sein de sédiments issus de bassins situés en Chine du Nord. Il est ainsi possible de reconstruire l'histoire thermique d'un bassin en se basant sur des modèles cinétiques (ex. Sweeney et Burnham, 1990). Tenant compte de notre estimation de l'épaisseur initiale de la croûte avant l'extension (i.e. ~35 km) combiné avec le paléogéotherme calculé pour la période Jurassique-Crétacé (Fu et al., 2005), la température au Moho serait d'environ 925°C (**Fig. 7.10**). Autrement dit, il serait possible, sans avoir de croûte initialement épaissie, de remplir la condition minimale d'une température au Moho supérieure à 800°C, nécessaire au développement de dômes extensifs dans la croûte continentale (Tirel et al., 2008). Connaissant le flux de chaleur (~100 $mW.m^{-2}$), l'épaisseur initiale de la croûte (~35 km), ainsi que la vitesse de déformation calculée (1.10^{-16} s^{-1} ; **Chapitre 5**) pour la fin du Mésozoïque, il est possible de comparer ces valeurs à l'un des modèles de Buck (1991), prenant en compte une croûte d'épaisseur initiale égale à 40 km et une rhéologie crustale avec du quartz non hydraté (**Fig. 7.12a**). On observe alors pour l'Asie

de l'Est, qu'il est tout à fait possible de développer des dômes extensifs sans croûte préalablement épaissie (**Fig. 7.12a**). De même, Tirel et al. (2008) ont proposé un modèle reliant l'épaisseur initiale de la croûte avec le flux de chaleur mantellique montrant les conditions les plus favorables pour le développement de dômes extensifs (**Fig. 7.12b**). Le développement de dômes extensifs sera favorisé par une croûte d'épaisseur initiale élevée (45-60 km) et ne nécessitant pas un fort flux de chaleur mantellique (**Fig. 7.12b**). A partir de la valeur du flux de chaleur (~100 mW.m^{-2}) et de l'épaisseur initiale estimée de la croûte (~35 km) pour la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est, le flux de chaleur mantellique peut être estimé à ~60 mW.m^{-2}. En extrapolant le modèle de Tirel et al. (2008), il est possible de développer des dômes extensifs pour un fort flux de chaleur, trait exceptionnel et caractéristique de la région étudiée, avec une épaisseur initiale faible de la croûte (**Fig. 7.12b**).

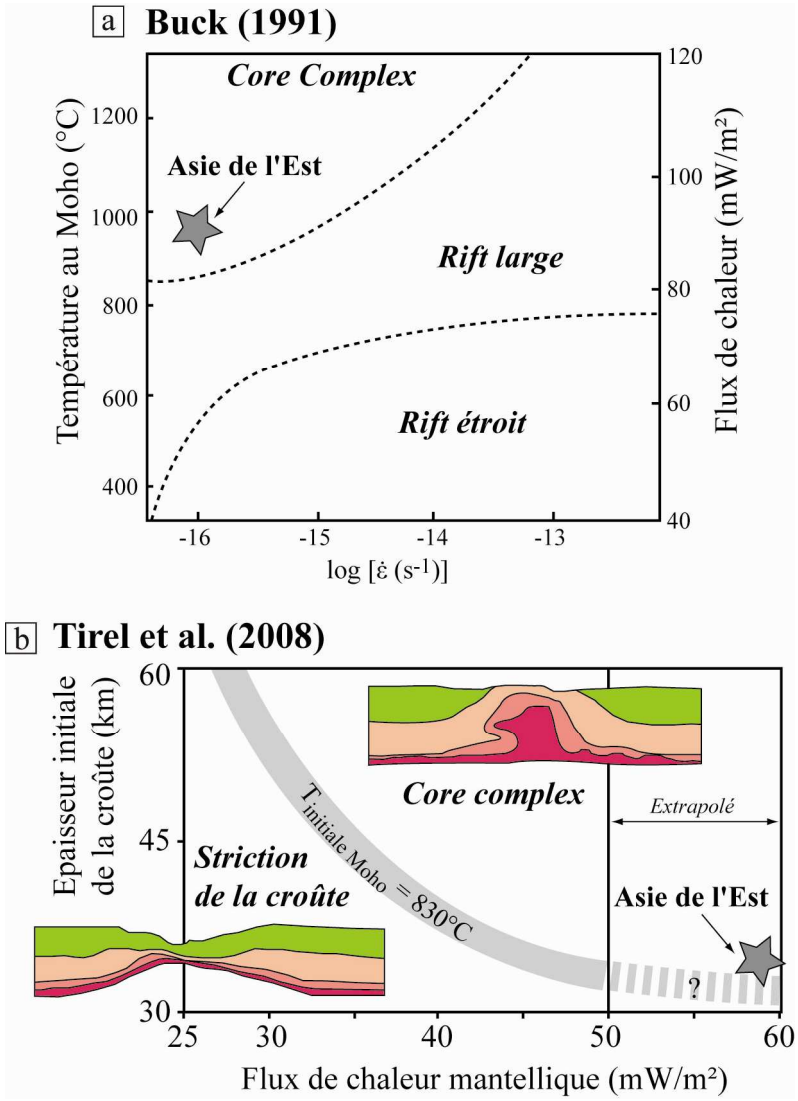


Figure 7.12 : (a) et (b) Conditions exceptionnelles présentes en Asie de l'Est permettant le développement de dômes extensifs sans croûte préalablement épaissie. Les conditions pour le modèle de Buck (1991) sont une croûte d'épaisseur initiale de 40 km et une rhéologie crustale avec du quartz non hydraté.

3.3. Un nouveau mode de déformation de la lithosphère continentale en extension ?

Les profils rhéologiques calculés pour l'Asie de l'Est le long de la coupe décrite dans l'***article 4*** ont montré que la lithosphère continentale avait une configuration au « Début Mésozoïque » cohérente avec un modèle « Jelly sandwich », et un modèle « Crème brûlée » pour la « Fin Mésozoïque ». Ainsi, la déformation était très certainement d'abord localisée dans le manteau pour la période « Début Mésozoïque », puis localisée dans la croûte pour la période « Fin Mésozoïque ».

La localisation de la déformation est fortement dépendante de la température. Pour les régions de la lithosphère continentale qui sont déformées, un modèle « Crème brûlée » est favorisé (Précigout et Gueydan, 2009), avec une croûte plus résistante que le manteau supérieur. A l'inverse, les cratons sont caractérisés par un manteau très résistant et un flux thermique peu important (ex. Leninger et al., 2003), correspondant plutôt à un modèle « Jelly sandwich ». Pour un gradient géothermique constant au cours du temps, Précigout et Gueydan (2009) proposent qu'une déformation à long terme (supérieure au million d'années) et une localisation de celle-ci peut entraîner un changement du rapport de résistance manteau/croûte, passant d'un modèle « Jelly sandwich » à « Crème brûlée ». Pour l'Asie de l'Est, la période « Début Mésozoïque » est caractérisé par un faible flux de chaleur et un manteau très résistant correspondant à un environnement de craton et un modèle « Jelly sandwich ». La « Fin Mésozoïque » est au contraire caractérisée par un flux de chaleur exceptionnel et un manteau très peu résistant par rapport à la croûte, suivant le modèle « Crème brûlée ». Le passage progressif d'un modèle « Jelly sandwich » à « Crème brûlée » est rendu possible essentiellement grâce au changement au cours du temps du gradient géothermique. La longue période de déformation (plusieurs dizaines de millions d'années entre 155 et 110 Ma) et la localisation de la déformation participe, à moindre mesure, au changement du rapport de résistance Manteau/Croûte, permettant de passer progressivement d'un modèle « Jelly sandwich » à « Crème brûlée » entre le « Début Mésozoïque » et la « Fin Mésozoïque ».

En outre, Précigout et Gueydan (2009) ont montré que pour une température au Moho (T_M) égale à 700°C, le mode de déformation de la lithosphère continentale changeait, passant d'un mode « rift étroit » pour T_M<700°C à un mode « rift large » pour T_M>700°C. La température au Moho estimée pour la fin du Mésozoïque en Asie de l'Est est supérieure à 900°C (**Fig. 7.10**), laissant penser que le mode de déformation de la lithosphère dans la région serait celui du mode « rift large ». Or, ce mode requiert une croûte préalablement épaissie

permettant d'atteindre des valeurs élevées de la température au Moho. L'Asie de l'Est se révèle être un cas très particulier puisqu'aucune preuve d'épaississement crustal n'a pu être démontrée pour la période considérée. En outre, le développement de dômes extensifs qui correspond à un mode de déformation de la lithosphère (type « Core complex » ; Buck, 1991) nécessite aussi la présence d'une épaisseur crustale importante (>45-60 km ; Buck, 1991 ; Tirel et al., 2008). Le développement de dômes extensifs en Asie de l'Est se produit sans croûte initialement épaissie, ce qui confirme l'exception de cette région du globe.

Il semble donc que l'Asie de l'Est soit caractérisée à la fin du Mésozoïque par une extension correspondant à un nouveau mode de déformation de la lithosphère continentale ou un mode « revisité ». Ce nouveau mode peut être caractérisé par : (1) une largeur affectée par l'extension de plusieurs centaines de kilomètres (~2500 km), (2) un profil rhéologique montrant une croûte supérieure fragile, une croûte inférieure et un manteau supérieur totalement ductiles, (3) un flux de chaleur exceptionnellement important supérieur à 90-100 $mW.m^{-2}$, et (4) une croûte initialement non épaissie (<40 km).

L'originalité de ce travail de thèse est de considérer les modalités de déformation de la lithosphère continentale en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque. En effet, jusqu'à présent, la plupart des auteurs se sont essentiellement focalisés sur le moteur de l'extension continentale.

Quelle est l'origine du flux thermique exceptionnel et quel est le moteur de l'extension exprimée dans la croûte (bassins sédimentaires, dômes extensifs, plutons cisaillés) et dans le manteau (anisotropie sismique) ? La dernière partie de ce chapitre est consacrée à une discussion sur le cadre géodynamique proposé pour l'extension continentale d'Asie de l'Est.

4. Modèle géodynamique : évolution de la marge est-asiatique (fin Mésozoïque à l'actuel)

En intégrant les données de surface (objets crustaux) et de profondeur (tomographie, directions des anisotropies sismiques), ainsi que la paléogéographie, un modèle géodynamique est proposé pour expliquer le moteur de l'extension continentale en Asie de l'Est de la fin du Mésozoïque au Cénozoïque (**Fig. 7.13**). Les coupes correspondent à un transect globalement orienté NW-SE, passant par le Japon, la Corée, la région de Pékin et la Mongolie.

4.1. Avant le Jurassique supérieur (avant J_3)

La lithosphère continentale est épaisse d'environ 200 km, le flux de chaleur est relativement faible (<50 $mW.m^{-2}$; Fu et al., 2005 ; **Fig. 7.13a**), ce qui est caractéristique d'un environnement cratonique, ici celui de Chine du Nord. Le profil rhéologique associé à la lithosphére continentale est de type « Jelly sandiwch », avec une croûte non épaissie. Le long de la marge est-asiatique, c'est la plaque Izanagi qui subducte vers l'ouest avec une direction principale de déplacement vers le NNW (Maruyama et al., 1997). Le craton Chine du Nord est entouré d'anciennes sutures, traces d'anciens océans, dont les subductions ont toujours été en direction du craton (ex. Solonker, Qinling-Dabie). L'Asie de l'Est apparaît comme la région du globe où la longueur de panneaux subductés soit la plus importante (18000 km depuis les 150 derniers millions d'années ; Kusky et al., 2007).

4.2. Entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (J_3-K_1)

Le changement des propriétés thermiques et chimiques induits par l'hydratation forte du manteau supérieur conduirait à un amincissement de la racine lithosphérique du craton de Chine du Nord. Or, cela n'explique pas l'étirement présent dans la croûte (bassins sédimentaires, dômes extensifs, plutons cisaillés) et dans le manteau supérieur (anisotropies sismiques). Le retrait du panneau plongeant Izanagi le long de la marge est-asiatique pourrait être le moteur de l'extension dans le manteau supérieur lithosphérique et dans la croûte (**Fig. 7.13b**). Les modèles analogiques ont montré que le champ d'action lié au retrait d'un panneau plongeant pouvait être de plusieurs milliers de kilomètres (Schellart et Lister, 2005). Le fort flux thermique (>90 $mW.m^{-2}$) issu de la déshydratation du panneau d'Izanagi associé au retrait de ce dernier favoriserait l'érosion thermo-mécanique de la lithosphère et le

développement de structures extensives tels que les dômes extensifs dans un contexte de croûte non épaissie. Le manteau supérieur devient progressivement ductile et moins résistant que la croûte, au sein de laquelle se localise toute la déformation. On passe alors d'un modèle « Jelly sandwich » à un modèle « Crème brûlée ». La croûte se scinde en boudins séparés par des dômes extensifs. Les dômes extensifs sont exhumés dès 140-130 Ma jusqu'à 110 Ma, marquant le paroxysme de l'extension dans la croûte. La déformation au sein des boudins de croûte est modérée à nulle comme montré par (1) les plutons granitiques (cisaillés ou isotropes) issus de l'importante activité magmatique (dont le pic est daté à 120-130 Ma, Wu et al., 2005a) liée au flux de chaleur important, ainsi qu'au (2) développement des bassins sédimentaires intracontinentaux avec une forte subsidence tectonique (ex. Songliao ; Ren et al., 2002 ; **Fig. 7.13b**). Le retrait du panneau plongeant s'exprime en surface par la migration temporelle et spatiale du volcanisme comme montré par Wang et al., (2006). L'étirement dans le manteau, identifiable grâce aux anisotropies sismiques, est vraisemblablement synchrone de celui dans la croûte et pourrait atteindre un maximum entre 140 et 110 Ma (**Fig. 7.13b**). Cette période correspond aussi à un ralentissement de la vitesse de subduction de la plaque Izanagi, ce qui favoriserait le retrait du panneau plongeant (Schellart, 2005). En outre, le rajeunissement du manteau lithosphérique mis en évidence par l'étude du système isotopique Re-Os des péridotites est probablement synchrone de cette période (Gao et al., 2002). Le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur est la période la plus favorable pour l'extension et l'amincissement de la lithosphère continentale en Asie de l'Est.

4.3. Le Crétacé supérieur (K_2)

Le panneau Izanagi s'est progressivemet étalé le long de la zone de transition entre les manteaux supérieur et inférieur. Ainsi, le panneau devient stagnant sous le Craton de Chine du Nord, et le retrait du panneau devient moins important (**Fig. 7.13c**). La déshydratation du panneau permet la formation de granites au Crétacé supérieur, actuellement visible au Japon. Le flux de chaleur diminue (64 $mW.m^{-2}$> HF >90 $mW.m^{-2}$) probablement lié à l'effet de masque du panneau stagnant qui induirait un amincissement lithosphérique moins important comparé au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (**Fig. 7.13c**). Les conditions thermiques et rhéologiques ne permettent sans doute plus le développement de dômes extensifs (mode « Jelly sandwich »). Entre les périodes J_3-K_1 et K_2, la dorsale océanique séparant les plaques Izanagi et Pacifique entre en subduction, ce qui s'est manisfesté par un volcanisme de nature adakitique. Les sédiments déposés dans les bassins sont liés à la subsidence thermique et non

à une subsidence tectonique (Ren et al., 2002). Le Crétacé supérieur semble donc être une période de quiétude concernant l'extension continentale dans la région. Par ailleurs, le flux thermique étant moindre que pour la période J_3-K_1, l'épaisseur lithosphérique augmente.

4.4. Le Cénozoïque (Miocène)

La subduction de la plaque Pacifique se poursuit après celle de la plaque Izanagi maintenant disparue sous le continent est-asiatique. L'extension dans les bassins reprend induisant une subsidence tectonique permettant le dépôt de sédiments (ex. Bohai, Mer de Chine du Sud ; Ren et al., 2002). Le flux thermique beaucoup plus faible qu'à la fin du Mésozoïque ne permet pas le développement de dômes extensifs. La croûte est alors probablement en striction (**Fig. 7.9c**) amenant à la formation de bassins localisés pouvant aller jusqu'à l'océanisation (ex. Mer du Japon ; Jolivet et al., 1994 ; **Fig. 7.13d**). L'étirement dans le manteau est vraisemblablement limité, hormis le long de la fosse de subduction.

4.5. Le présent

Le panneau pacifique a atteint la zone de transition entre les manteaux supérieur et inférieur et stagne sous le Craton Chine du Nord jusque sous Pékin, comme montré par les images de tomographie sismique (Huang et Zhao, 2006 ; **Fig. 7.13e**). Le volcanisme est actif au Japon et en Corée. La lithosphère demeure amincie avec une épaisseur comprise entre 60 et 80 km dans la partie est du craton de Chine du Nord (Chen et al., 2008 ; Chen, 2010).

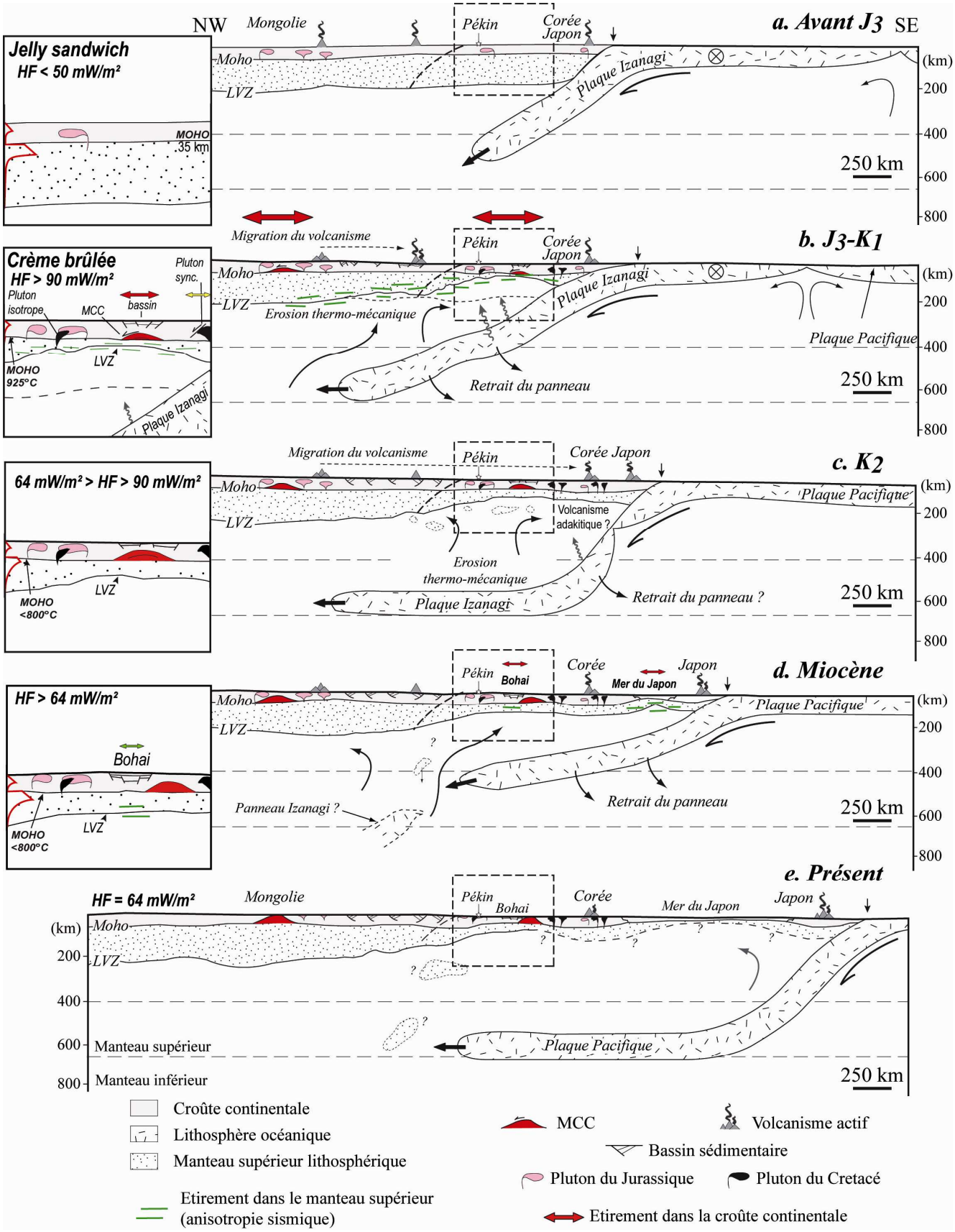
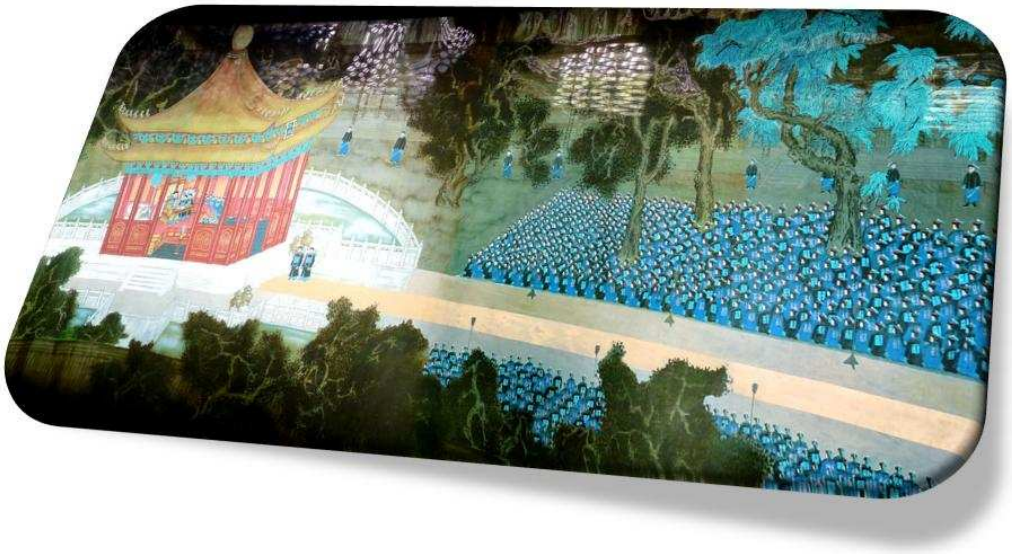


Figure 7.13 : Modèle géodynamique de l'évolution de la marge est-asiatique entre la fin du Mésozoïque et l'actuel.

Conclusions et Perspectives

结论与展望



Shan Hai Guan, la fin de la Grande Muraille de Chine (Province du Liaoning).
Peinture représentant Confucius faisant cours aux étudiants du Collège Impérial de Pékin.

L'Asie de l'Est a été le lieu d'une extension continentale et d'un amincissement de la lithosphère exceptionnel, de la fin du Mésozoïque au Cénozoïque. La plupart des auteurs s'étaient jusqu'à présent focalisés sur le moteur à l'origine de l'extension de la lithosphère continentale. Or, la présence de structures extensives telles que les MCC dans un contexte de croûte non épaissie soulève de nombreuses questions quant aux processus de déformation de la lithosphère, qui n'ont jamais été abordés.

Pluridisciplinaire, notre étude s'est effectuée à des échelles variées (massif, croûte, lithosphère). L'originalité de ce travail de thèse est de comprendre les mécanismes de déformation de la lithosphère continentale pour ensuite proposer un moteur de l'extension le plus pertinent tenant compte à la fois des preuves de terrain mais aussi de l'aspect mécanique. Les conclusions majeures de cette thèse peuvent être résumées selon les points suivants :

(1) L'identification sur le terrain de la nature des marqueurs de l'extension crustale est capitale. En effet, les implications en termes de quantité d'extension subie par la croûte sont différentes selon l'objet géologique considéré (MCC *vs.* pluton). En Asie de l'Est, les études structurales sont rares (ex. Davis et al., 1996 ; Lin et Wang, 2006). Ce travail a permis l'identification de nouveaux marqueurs de l'extension (dômes extensifs du Linglong et du Gudaoling, plutons syncinématiques du Guojialing et du Yinmawanshan) et souligne l'importance des études structurales nécessaires à la bonne compréhension de l'extension.

(2) Les « pics » de magmatisme identifiés en Asie de l'Est ne sont pas systématiquement associés à un maximum d'extension subie par la croûte. L'activité magmatique atteint son paroxysme vers 120-130 Ma, mais la croûte peut être fortement étirée avant cette période.

(3) La déformation dans la croûte s'avère être très localisée et s'exprime par la mise en place de larges dômes extensifs séparant des domaines de « radeaux » ou « boudins » de croûte présentant une déformation faible (plutons cisaillés, bassin sédimentaire) à nulle (plutons isotropes).

(4) L'estimation de l'épaisseur de la croûte avant l'extension (< 40 km) couplée à la comparaison des données crustales et mantelliques (tomographie sismique, géochimie) de la littérature, ont mis en évidence que l'amincissement lithosphérique est fortement lié à l'important flux de chaleur dans la région à la fin du Mésozoïque, et que la tectonique ne joue qu'un rôle limité (< 20%) dans cette amincissement.

(5) L'analyse comparative des directions d'étirement dans la croûte (linéations d'étirement dans les dômes extensifs et dans les plutons cisaillés) et dans le manteau

(anisotropie sismique), met en évidence le rôle majeur de la subduction des panneaux plongeants le long de la marge est-asiatique.

(6) Il semble possible que les dômes extensifs (MCC) développés en Asie de l'Est à la fin du Mésozoïque puissent s'être formés dans un contexte de croûte initialement non épaissie, induit par un gradient géothermique exceptionnellement élevé dans la région.

(7) Aucun des précédents modes d'extension de la lithosphère continentale ne correspond au cas de l'Asie de l'Est. Par conséquent, un mode revisité est proposé pour le caractère exceptionnel de cette région. Ce nouveau mode peut être caractérisé par une largeur affectée par l'extension de plusieurs centaines de kilomètres (~2500 km) ; un profil rhéologique montrant une croûte supérieure fragile surmontant une croûte inférieure et un manteau supérieur totalement ductiles ; un flux de chaleur exceptionnellement important supérieur à 90-100 $mW.m^{-2}$; et une croûte initialement non épaissie (< 40 km).

(8) L'extension continentale serait lié au retrait successif des panneaux plongeants le long de la marge est-asiatique couplé à un phénomène d'érosion thermique / délamination de la lithosphère.

Ce travail soulève évidemment beaucoup de questions auxquelles de futures études devraient répondre. En effet, de nouvelles études structurales permettront sûrement la découverte de nouveaux marqueurs de l'extension, notamment en Chine du Nord et en Mongolie. Ces études structurales devront être couplées à la géochronologie, afin de mieux contraindre par exemple, l'âge d'exhumation des dômes extensifs. Des études visant à reconstruire les paléogéothermes en différents points de l'Asie de l'Est semblent indispensables afin de mieux appréhender la rhéologie de la lithosphère pour la période considérée. De même que l'étude de la géochimie des roches magmatiques pourra apporter des éléments de réponse quant aux sources potentielles des magmas.

L'Asie de l'Est s'avère être un site unique permettant d'appréhender les modalités de l'extension et du comportement mécanique de la lithosphère continentale dans son ensemble.

Références bibliographiques

Ajakaiye, D.E., Sweeney, J.F., 1974. Three-dimensional gravity interpretation of the Dutsen-wai complex, Nigerian younger granite province. Tectonophysics 24, 331-341.

Aldrich, L.T., Nier, A.O., 1948. Argon 40 in potassium minerals. Physical Review 74, 876-877.

Allen, M.B., McDonald, D.I., Zhao, X., Vincent, S., Brouet-Menzies, C., 1997. Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai Basin, Northern China. Marine Petrology Geology 14, 951-972.

Allen, M.B., McDonald, D.I.M., Xun, Z., Vincent, S.J., 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 transtensional tectonics. Geological Society, London, Special Publications 135, 215-229.

Allmendinger, R.W., Hauge, T.A., Hauser, C.J., Potter, S.L., Klemperer, K.D., Nelson, P., Knuepper, P., Oliver, J., 1987. Overview of the COCORP 40°N Transect, western United States: the fabric of an orogenic belt. Geological Society of America Bulletin 98, 308-319.

Allmendinger, R.W., Nelson, K.D., Potter, C.J., Barazangi, M., Brown, L.D., Oliver, J.E., 1987. Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. Geology 15, 304-310.

Améglio, L., Vigneresse, J.L., Bouchez, J.L., 1997. Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E., 1997. Granite: from segregation of melt to emplacement fabric. Kluwer Academic Publishers, 358 p.

An, M.J., Shi, Y.L., 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent. Physical Earth Planetary Interiors 159, 257-266.

An, Y.H., 1990. Division of metamorphic stratigraphy in Jiaodong region: introducing Jiaodong and Jingshan Groups. Geology of Shandong Province 6, 97-102 (in Chinese).

Andersen, T., 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report 204Pb. Chemical Geology 192, 59-79.

Angelier, J., 1979. Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population. Tectonophysics 56, 17-26.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research 89, 5835-5848.

Angelier, J., 1994. Paleostress determinations. In: Hancock, P.L. (Ed), Continental deformations. Pergamon Press, Tarrytown, N.Y., 53-100.

Aoya, M., Wallis, S.R., Terada, K., Lee, J., Kawakami, T., Wang, Y. and Heizler, M., 2005. North-south extension in the Tibetan crust triggered by granite emplacement. Geology 33, 853-856.

Archanjo, C.J., Launeau, P., Bouchez, J.L., 1995. Magnetic fabrics vs magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Garmeleiras (northeast Brazil). Physics of the Earth and Planetary Interiors 85, 63-75.

Armstrong, R.L., 1972. Low-angle (denudation) faults, hinterland of the Sevier orogenic belt, eastern Nevada and western Utah. Geological Society of America Bulletin 83, 1729-1754.

Armstrong, R.L., Jäger, E., Eberhardt, P., 1967. A comparison of K/Ar and Rb/Sr ages on Alpine biotites. Earth and Planetary Science Letters 1, 13-19.

Aston, F.W., 1921. The mass spectra of the alkali metals. Phil. Mag. Ser. 42, 436-441.

Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. Geological Society of America Bulletin 81, 3513–3536.

Augier, R., 2005. Evolution tardi-orogénique des Cordillères Bétiques (Espagne) : Apports d'une étude intégrée, Thèse doctorale de l'Université Pierre et Marie Curie, 400 p.

Baag, C., Baag, C. E., 1994. Aeromagnetic interpretation of the Southern and Western offshore Korea. Korean Journal of Petroleum Geology 2, 51-57.

Badarch, G., Cunningham, W.D., Windley, B.F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. Journal of Asian Earth Sciences 21, 87-110.

Bai, J., 1996. Precambrian crustal evolution of China. Geological Publishing House, Beijing.

Bai, J., Dai, F.Y., 1996. The early Precambrian crustal evolution of China. Journal of Southeast Asian Earth Sciences 13, 205-214.

Bai, J., Dai, F.Y., 1998. Archaean crust of China. In: Ma, X.Y., Bai, J., (Eds), Precmabrian crustal evolution of China. Geological Publishing House, Beijing, 15-86.

Bai, L., Iidakaa, T., Kawakatsua, H., Moritaa, Y., Dzung, N.Q., 2009. Upper mantle anisotropy beneath Indochina block and adjacent regions from shear-wave splitting analysis of Vietnam broadband seismograph array data. Physics of the Earth and Planetary Interiors 176, 33-43.

Balk, R., 1937. Structural behaviour of igneous rocks. Geological Society of America Memoir 5, 177p.

Barrell, J., 1914. The strength of the Earth's crust. Journal of Geology 22, 425-433.

Barruol, G. , Deschamps, A., Déverchère, J., Mordvinova, V.V., Ulziibat, M., Perrot, J., Artemiev, A.A., Dugarmaa, T., Bokelmann, G.H.R., 2008. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia. Earth and Planetary Science Letters 274, 221-233.

Bartolini, A., Larson, R.L., 2001. Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic. Geology 29, 735-738.

BBGMR, 1991. Regional geology of the Beijing Municipality. Geological Memoirs of Ministry of Geology and Mineral Resources 27, Geological Publishing House, Beijing, 598 p.

Becker, T.W., Faccenna, C., 2009. A review of the role of subduction dynamics for regional and global plate motions. In: Lallemand, S., Funiciello, F. (eds), Subduction zone geodynamics. International Journal of Earth Sciences. Springer-Verlag, Berlin, 33p.

Becquerel, H., 1896a. Sur les radiations émises par phosphorescence. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 122, 420-421.

Becquerel, H., 1896b. Sur les radiations invisibles émises par les corps phosphorescents. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 122, 501-503.

Becquerel, H., 1896c. Sur les radiations invisibles émises par les sels d'uranium. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 122, 689-694.

Bell, T.H., Johnson, S.E., 1989. Porphyroclast intrusion trails: the key to orogenesis. Journal of Metamorphic Geology 3, 109-118.

Berthé, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. Journal of Structural Geology 1, 31-42.

Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years, Journal of Geophysical Research 107, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.

Billen, M.I., 2008. Modeling the dynamics of subducting slabs. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 36, 325-356.

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.

Blackett, P.M.S., 1953. A negative experiment relating to magnetism and the Earth's rotation. Phil. Roy. Soc. Serie A, 245, 303-370.

Blackwell, D.D., 1983. Heat flow in the northern Basin and Range province. In: The Role of Heat in the Development of Energy and Mineral Resources in the Northern Basin and Range Province. Geothermal Resources Council Special Report 13, 81–92.

Blackwell, D.D., Steele, J.L., Carter, L.S., 1991. Heat-flow patterns of the North American continent: a discussion of the Geothermal Map of North America. In: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., Blackwell, D.D. (Eds.), Neotectonics of North America. Decade Map, vol. 1. Geologic Society of America, Boulder, 423-436

Block, L., Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust, Tectonics 9, 55-567.

Borradaile, G. J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth Science Reviews 42, 49-93.

Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. Tectonophysics 156, 1-20.

Borradaile, G.J., 1991. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility. Pure Appl. Geophys. 135, 15-29.

Borradaile, G.J., Gauthier, D., 2003. Emplacement of an Archean gneiss dome, northern Ontario, Canada: inflation inferred from magnetic fabrics. Tectonics 22, 1011. doi: 10.1029/2002TC001443.

Borradaile, G.J., Jackson, M., 2009. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). Journal of Structural Geology (in press). doi:10.1016/j.jsg.2009.09.006

Bott, M.H.P., Smithson, S.B., 1967. Gravity investigations of subsurface shape and mass distributions of granite batholith. Bulletin of Geological Society of America 78, 859-878.

Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E., (eds), Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics, Kluwer Academic Publishers, 95-112.

Bouchez, J.L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 330, 1-14.

Boyd, F.R., 1987. High and low temperature garnet peridotite xenoliths and their possible relation to the lithosphere-asthenosphere boundary beneath southern Africa. In: Nixon, P. (Ed), Mantle xenoliths. Wiley, New-York, 403-412.

Brace, W.F., Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. Journal of Geophysical Research 85, 6248-6252.

Bramley, A., 1937. The potassium-argon transformation. Science 86, 424-425.

Brereton, N.R., 1970. Corrections for interfering isotopes in the $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating method. Earth Planetary Science Letters 8, 427-433.

Brereton, N.R., 1972. A reappraisal of the $^{40}Ar/^{39}Ar$ stepwise degassing technique. Geophysical J.R. Astron. Soc. 27, 449-478.

Brokmeier, H.G., 1994. Application of neutron diffraction to measure preferred orientations of geological materials. In: Textures of geological materials, Ed. by H. J. Bunge, S. Siegesmund, W. Skrotzki, and K. Weber (DGM Informationsgesellschaft, Oberursel, 327-344.

Bruhnes, B., 1906. Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques. J. Physique, 5, 705-724.

Brun, J.P., 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. In DeMeer, S., et al (Eds). Deformation mechanisms, rheology, and tectonics: current status and future perspectives. Geological Society of London Special Publication 200, 355-370.

Brun, J.P., Gutscher, M.A., Team, E.D., 1992. Deep crustal structure of the Rhine graben from ECORS-DEKORP seismic reflection data: a summary. Tectonophysics 208, 139-147.

Brun, J.P., Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing noncoaxial deformation. Journal of Structural Geology 3, 21-229.

Brun, J.P., Sokoutis, D., 2007. Kinematics of the southern Rhodope Core Complex (North Greece). International Journal of Earth Sciences 96, 1079-1099.

Brun, J.P., Sokoutis, D., Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. Geology 22, 319-322.

Brun, J.P., Wenzel, F., Team, E.D., 1991. Crustal-scale structure of the southern Rhine graben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. Geology 19, 758-762.

Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. Journal of Geophysical Research 96(B12), 161-178. doi:10.1029/91JB01485.

Bullard, E.C., 1936. Gravity measurements in East Africa. Philos. Trans. Royal Society of London 235, 445–534.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Nei Mongolia Autonomous Region (BGMRNM), 1991. Regional geology of Nei Mongolia autonomous region. Geological Publishing House, Beijing, 725p. (in Chinese).

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics 116, 615-626.

Calcagno, P., Martelet, G., Gumiaux, C., 2002. Apport de la modélisation géométrique 3D à l'interprétation géologique du complexe de Champtoceaux (Massif Armoricain). Réunion des Sciences de la Terre 79, Nantes.

Campbell, N.R., Wood, A., 1906. The radioactivity of the alkali metals. Proc. Camb. Phil. Soc. 14, 15-21.

Carlson, R.W., Shirey, S.B., Pearson, D.G., Boyd, F.R., 1994. The mantle beneath continents. Carnegie Institute of Washington, Year Book 93, 109-117.

Chang, L.J., Wang, C.Y., Ding, Z.F., 2009. Seismic anisotropy of upper mantle in eastern China. Science in China Series D 52, 774-783.

Charles, N., Faure, M., Chen, Y., 2009. The Montagne Noire migmatitic dome emplacement (French Massif Central): new insights from petrofabric and AMS studies. Journal of Structural Geology 31, 1423-1440.

Charles, N., Gumiaux, C., Augier, R., Chen, Y., Lin, W., Zhu, R., 2010. Metamorphic Core Complex vs. Synkinematic pluton in continental extension setting: Insights from key structures (Shandong Province, eastern China). Journal of Asian Earth Sciences, doi:10.1016/j.jseaes.2010.07.006 (in press).

Chen, B., Zhai, M.G., Shao, J.A., 2002. Petrogenesis and significance of the Mesozoic North Taihang complex: major and trace element evidence. Science in China Series D 32, 896-907 (in Chinese).

Chen, B., Zhai, M.G., Tian, W., 2007. Origin of the Mesozoic magmatism in the North China Craton: constraints from petrological and geochemical data. In: Zhai, M.G., Windley, B.F., Kusky, T., Meng, Q.R. (Eds), Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geological Society of London, Special Publications 280, 131-151.

Chen, G.Y., Song, Z.H., An, C.Q., Cheng, L.H., Zhuang, Z., Fu, Z.W., Lu, Z.L., Hu, J.F., 1991. Three dimensional crust and upper mantle structure of the North China region. Acta Geophysica Sinica 34, 172-181.

Chen, J., Cai X., Lin, C., Wang, H., Lei, M., 1999. Tectonic characteristics and episodic evolution of the northern fault depression in Songliao Basin. Acta Petrologica Sinica 20, 14-18 (in Chinese with English abstract).

Chen, L., 2009. Lithospheric structure variations between the eastern and central North China Craton from S- and P-receiver function migration. Physics of the Earth and Planetary Interiors 173, 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 implications. Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2009.12.007.

Chen, L., Cheng, C., Wei, Z., 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. Earth and Planetary Science Letters 286, 216-227.

Chen, L., Tao, W., Zhao, L., Zheng, T., 2008. Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton. Earth and Planetary Science Letters 267, 56–68

Chen, S., O'Reilly, S.Y., Zhou, X., Griffin, W.L., Zhang, G., Sun, M., Feng, J., Zhang, M., 2001. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean craton, China: evidence from xenoliths. Lithos 56, 267-301.

Chen, Y., Chen, W., 1997. Mesozoic volcanic rocks: chronology, geochemistry and tectonic background. Seismology Press, Beijing, 279p.

Chen, Y., Wu, H., Courtillot, V., Gilder, S., 2002. Large N-S convergence at the northern edge of the Tibetan Plateau? New Early Cretaceous paleomagnetic data from Hexi Corrido, NW China. Earth and Planetary Science Letters 201, 293-307.

Chen, Y., Zhu, Y., 1993. Mineral deposit models of China. Geological Publishing House, Beijing, 367p. (in Chinese).

Chéry, J., 2001. Core complex mechanics: from the Gulf of Corinth to the Snake Range. Geology 29, 439-442.

Chevallier, R., 1925. L'aimantation des laves de l'Etna et l'orientation du champ terrestre en Sicile du 12e au 17e siècle. Ann. de Phys. X, 4 :5-162.

Chi, J., Lu, F., Zhao, L., Zhao, C., Zheng, J., Deng, F., 1992. A study of primary diamond deposits North China platform-genesis and prospects. China University of Geosciences, Beijing.

Choi, S.G., Kwon, S.T., Ree, J.H., So, C.S., Pak, S.J., 2005. Origin of Mesozoic Gold mineralization in South Korea. The Island Arc 14, 102-114.

Chough, S.K., Kwon, S.T., Ree, J.H., Choi, D.K., 2000. Tectonic and sedimentary evolution of the Korean Peninsula: a review and new view. Earth Science Reviews 52, 175-235.

Cloos, H., 1925. Einfurhrung in die tectonische Behandlung magmatischer Erscheinungen: pt 1: Das Riesengebirge in Shlesien. Gebr., Borntraeger, Berlin, 194 (quoted in R. Balk, 1937).

Cogné, J.P., 2003. PaleoMac: A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. Geochemistry Geophysics Geosystems 4, doi:10.1029/2001GC000227.

Coney, P.J., 1974. Structural analysis of the Snake range "décollement", east-central Nevada. Geological Society of America 85, 973-978.

Coney, P.J., Harms, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. Geology 12, 550-554.

Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D., 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between patterns of deformation and the presence of magma. Earth Science Reviews 63, 169-247.

Creer, K.M., Irving, E., Runcorn, S.K., 1957. Geophysical interpretation of palaeomagnetic directions from Great Britain. Phil. Trans. Roy. Soc. Serie A, 250, 144-156.

Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., 1978. Penrose Conference report: Tectonic significance of metamorphic core complexes in the North American Cordillera. Geology 6, 79-80.

Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., 1980. Tectonic significance of metamorphic core complexes of the North American Cordillera. Memories of Geological Society of America, 153.

Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., 1971. $^{40}Ar/^{39}Ar$ technique of K/Ar dating a comparison with the conventional technique. Earth Planetary Science Letters 12, 300-308.

Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., 1974. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. Geochimica Cosmochimica Acta 38, 715-738.

Daly, R., 1940. Strength and structure of the Earth. New York, Prentice-Hall.

Daoudene, Y., Gapais, D., Ledru, P., Cocherie, A., Hocquet, S., Donskaya, T.V., 2009. The Ereendavaa Range (north-eastern Mongolia): an additional argument for Mesozoic extension throughout eastern Asia. International of Earth Sciences (Geol Rundsch), doi: 10.1007/s00531-008-0412-2.

Darby, B.J., 2003. Mesozoic intraplate deformation in the East Asian tectonic collage: the enigmatic northwest Ordos region, China. Ph.D. dissertation, University of South California, 174 p.

Darby, B.J., Davis, G.A., Zhang, X., Wu, F., Wilde, S., Yang, J., 2004. The newly discovered Waziyu metamorphic core complex, Yiwulüshan, western Liaoning province, Northwest China. Earth Science Frontiers 11, 145-155.

David, P., 1904. Sur la stabilité de la direction de l'aimantation dans quelques roches volcaniques. C.R. Acad. Sc. Paris, 138, 41-42.

Davis, G.A. et al., 1977. Enigmatic Miocene low-angle faulting, southeastern California and west-central Arizona - supracrustal tectonics? Geological Society of America Abstracts with Programs 9, 943-944.

Davis, G.A., 2003. The Yanshan belt of North China: tectonics, adakitic magmtism, and crustal evolution. Earth Science Frontiers 10, 373-384.

Davis, G.A., Darby, B. J., Zheng, Y., Spell, T.L., 2002. Geometric and temporal evolution of an extensional detachment fault, Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. Geology 30, 1003-1006.

Davis, G.A., Meng, J., Cao, W., Du, X., 2009. Triassic and Jurassic tectonics in the eastern Yanshan belt, North China: insights from the controversial Dengzhangzi formation and its neighbouring units. Earth Science Frontiers 16, 69-86.

Davis, G.A., Qian, X., Zheng, Y., Yu, H., Wang, C., Mao, T.H., Gehrels, G.E., Muhammad S., Fryxell, J.E., 1996. Mesozoic deformation and plutonism in the Yunmeng Shan: A Chinese metamorphic core complex north of Beijing, China. In: A. Yin & T.A. Harrison, Eds., The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press, New York, 253-280.

Davis, G.A., Zheng, Y., Wang, C., Darby, B.J., Zhang, C. and Gehrels, G., 2001, Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, northern China. Geological Society of America Memoir 194, 171-197.

Davis, G.H., 1975. Gravity-induced folding off a gneiss dome complex, Rincon Mountains, Arizona. Geological Society of America 86, 979-990.

Davis, G.H., Coney, P.J., 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology 7, 120-124.

Davis, J.C., 1986. Statistics and data analysis in geology. 2nd edition, John Wiley & Sons, New York, 289p.

Day, R., 1977. TRM and its variation with grain size. J. Geomag. Geoelec. 29, 233-265.

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.

Deng, J.F., Zhao, H.L., Mo, X.X., 1996. Continental roots-plume tectonics in China: key to continental dynamics. Geological Publishing House, Beijing, 1-110 (in Chinese with English abstract).

Dewey, J.F., 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. The continental crust and its mineral deposits. In: S.D.W. (eds), Geological Association of Canada Special Paper, 553-573.

Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics 7, 1123-1139.

Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. Tectonophysics 389, 1–33.

Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1978. Plate tectonics of the Laramide Orogeny. In: V. Matthews (Ed.), Laramide folding associated with Basement Block Faulting in the Western United States, Geological Society of America Memories 151, 355-366.

Dill, H.G., Altangerel, S., Bulgamaa, J., Hongor, O., Khishigsuren, S., Majigsuren, Y., Myagmarsuren, S., Heunisch, C., 2004. The Baganuur coal deposit, Mongolia: depositional environments and paleoecology of a Lower Cretaceous coal-bearing intermontane basin in Eastern Asia. International Journal of Coal Geology 60, 197-236.

Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. Tectonophysics 295, 187-197.

Dodson, M., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 40, 259-274.

Doh, S., Piper, J., 1994. Paleomagnetism of the Upper Paleozoic-Lower Mesozoic Pyongan Supergroup, Korea: A Phanerozoic link with the North China Block. Geophysical Journal International 117, 850-863.

Dong, S.W., Zhang, Y.Q., Long, C.X., 2008. Jurassic tectonic revolution in China and new interpretation of the "Yanshan Movement". Acta Geologica Sinica 82, 334-347.

Donskaya, T.V., Windley, B.F., Mazukabzov, A.M., Kröner, A., Sklyarov, E.V., Gladkochub, D.P., Ponomarchuk, V.A., Badarch, G., Reichow, M.K., Hegner, E., 2008. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia. Journal of Geological Society of London 165, 405-421.

Dricker, I., Roecker, S., Vinnik, L., Rogozhin, E.A., Makeyeva, L., 2002. Upper-mantle anisotropy beneath the Altai–Sayan region of central Asia. Physics of the Earth and Planetary Interiors 131, 205-223.

Dubois, J., Diament, M., 2005. Géophysique, Ed. Dunod, 227p.

Dunham, K.C., Fitch, F.J., Ineson, P.R., Miller, J.A., Mitchell, J.G., 1968. The geochronological significance of argon-40/argon-39 age determinations on White Whin from the northern Pennine orefield. Royal Society of London Proc. A307, 251-266.

Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. Journal of Geophysical Research 107, 2056.

Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 1997. Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, Cambridge, 573 p.

Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. Physics of The Earth and Planetary Interiors 25, 297-356.

Eggleton, R.A., Buseck, P.R., 1980. The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution transmission electron microprobe study and strain analysis. Contributions to Mineralogy and Petrology 74, 123-133.

Eide, E.A., McWilliams, M.O., Liou, J.G., 1994. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and exhumation of high-pressure to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in east-central China. Geology 22, 601-604.

Ellwood, B.B., Hrouda, F., Wagner, J.J., 1988. Symposia on magnetic fabrics: introductory comments. Phys. Earth Planet. Ints. 51, 249-252.

Elsasser, W.M., 1971. Sea-floor spreading as thermal convection. Journal of Geophysical Research 76, 1101-1112.

England, P., 1983. Contraints on extension of continental lithosphere. Journal of Geophysical Research 88, 1145-1152.

Enkin, J.R., 1990. Formation et déformation de l'Asie depuis la fin de l'ère Primaire, Les apports de l'étude paléomagnétique des formations secondaires de Chine du Sud, Thèse doctorale de l'Université Paris VII, 333p.

Enkin, R.J., Chen, Y., Courtillot, V., Besse, J., Xing, L., Zhang, Z., Zhuang, Z., Zhang, J., 1991. A Cretaceous pole from South China and the Mesozoic hairpin turn of the Eurasian apparent polar wander path. Journal of Geophysical Research 96, 4007-4027.

Enkin, R.J., 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. Journal of Geophysical Research 97, 13953-13989.

Erdenetsogt, B.O., Lee, I., Bat-Erdene, D., Jargal, L., 2009. Mongolian coal-bearing basins: Geological settings, coal characteristics, distribution, and resources. International Journal of Coal Geology 80, 87-104.

Essalhi, M, Sizaret, S., Barbanson, L., Chen, Y., Branquet, Y., Panis, D., Camps, P., Rochette, P., Canals, A., 2009. Track of fluid paleocirculation in dolomite host rock at regional scale by the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS): An example from Aptian carbonates of La Florida, Northern Spain. Earth and Planetary Science Letters 277, 501-513.

Faccenna, C., Di Giuseppe, E., Funiciello, F., Lallemand, S., van Hunen, J., 2009. Control of seafloor aging on the migration of the Izu-Bonin-Mariana trench. Earth and Planetary Science Letters 288, 386-398.

Fan, H.R., Hu, F.F., Yang, J.H., Zhai, M.G., 2007. Fluid evolution and large-scale gold metallogeny during Mesozoic transition in the Jiaodong Peninsula, eastern China. In: Zhai, M.-G., Windley, B.F., Kusky, T.M. & Meng, Q.R. (eds), 2007. Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geological Society, London, Special Publications 280, 303-316.

Fan, W., Zhang, H.F., Baker, J., Jarvis, K.E., Mason, P.R.D., Menzies, M.A., 2000. On and off the North China Craton: where is the Archaean keel? Journal of Petrology 41, 933-950.

Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y.J., Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. Journal of Volcanology and Geothermal Research 121, 115-135.

Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y.J., Lin, G., Zhang, M., 2001. Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu orogenic belt in eastern China. Physical and Chemical Earth 26, 733-746.

Faure, M., Lin, W., Le Breton, N., 2001. Where is the North China-South China block boundary in eastern China? Geology 29, 119-122.

Faure, M., Lin, W., Monié, P., Le Breton, N., Poussineau, S., Panis, D., Deloule, E., 2003. Exhumation tectonics of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Qinling

orogen in east China: New petrological-structural-radiometric insights from the Shandong Peninsula: Tectonics 22, 1018, doi:10.1029/2002TC001450.

Faure, M., Lin, W., Shu, L., Sun, Y., Schärer, U., 1999. Tectonics of the Dabieshan (E. China) and possible exhumation mechanism of ultra high-pressure rocks. Terra Nova 11, 251-258.

Faure, M., Natal'in, B., 1992. The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times. Tectonophysics 208, 397-411.

Faure, M., Pons, J., 1991. Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. Geology 19, 730-733.

Faure, M., Sun, Y., Shu, L., Monié, P., Charvet, J., 1996. Extensional tectonics within a subduction-type orogen. The case study of the Wugongshan dome (Jiangxi Province, SE China). Tectonophysics 263, 77-108.

Faure, M., Trap, P., Lin, W., Monié, P., Bruguier, O., 2007. The formation of the North China Craton by two Palaeoproterozoic continental collisions in Lüliang-Hengshan-Wutaishan-Fuping massifs. Episodes 30, 1-12.

Ferrière, J., Reynaud, J.Y., Pavlopoulos, A., Bonneau, M., Migiros, G., Chanier, F., Proust, J.N., Gardin, S., 2004. Evolution géologique et contrôle géodynamiques d'un bassin intramontagneux cénozoïque: le bassin méso-hellénique, Grèce. Bulletin de la Société Géologique de France 175, 361-382.

Fisher, R., 1953. Dispersion on a sphere. Proceedings of the Royal Society of London: Series A 217, 295-305.

Fitch, F.J., Miller, J.A., Mitchell, J.G., 1969. A new approach to radio-isotopic dating in orogenic belts. In: Kent, P.E., Satterthwaite, G.E., Spencer, A.M., 1969. Time and place in orogeny, Geological Society of London, Special Publication 3, 157-195.

Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}Ar/^{39}Ar$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. Geochimica Cosmochimica Acta 41, 15-32.

Flesch, L.M., Holt, W.E., Silver, P.G., Stephenson, M., Wang, C.Y., Chan, W.W., 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic and shear wave splitting data. Earth Planetary Science Letters 238, 248-268.

Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. Quarterly Journal of the Geological Society of London 118, 385-433.

Flinn, D., 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. Geological Magazine 102, 36-45.

Fu, M., Hu, S., Wang, J., 2005. Thermal regime transition in eastern North China and its tectonic implication. Science in China Series D 48, 840-848.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. Geological Society Special Publication 17, 687-699.

Gao, S., Davis, P.M., Liu, H., Slack, P.D., Rigor, A.W., Zorin, Y.A., Mordvinova, V.V., Kozhevnikov, V.M., Logatchev, N.A., 1997. SKS splitting beneath continental rift zones. Journal of Geophysical Research 102, 22781-22797.

Gao, S., Davis, P.M., Liu, H., Slack, P.D., Zorin, Y.A., Mordvinova, V.V., Kozhevnikov, V.M., Meyer, R.P., 1994. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone. Nature 371, 149-151.

Gao, S., Rudnick, R.L., Carlson, R.W., McDonough, W.F., Liu, Y.S., 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. Earth and Planetary Science Letters 198, 307-322.

Gapais, D., Barbarin, B., 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). Tectonophysics 125, 357-370.

Gauss, C.F., 1839. Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus, Leipzig. Reprinted in C.F. Gauss, Werke, vol. 5, pp. 121-193. König. Gesellsch. Wissen., Göttigen, 1877.

Gautier, P., Ballèvre, M., Brun, J.P., Jolivet, L., 1990. Extension ductile et bassins sédimentaires mio-pliocènes dans les Cyclades (îles de Naxos et Paros). Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 310, 147-153.

Gautier, P., Brun, J.P., 1994. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia island). Tectonophysics 238, 399-424.

Gautier, P., Brun, J.P., 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, J.P., 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.

Ge, W.C., Lin, Q., Sun, D.Y., Wu, F.Y., Won, C.K., Won, L.M., Jim, Y.S., Yun, S.H., 1999. Geochemical characteristics of the Mesozoic basalts in Da Hinggan Ling: evidence of the mantle-crust interaction. Acta Petrologica Sinica 15, 397-407.

Ge, X.Y., Li, X.H., Chen, Z.G., Li, W.P., 2002. Geochemistry and petrogenesis of Jurassic high Sr/lower Y granitoids in eastern China: constraints on crustal thickness. Chinese Sciences Bulletin 47, 474-480 (in Chinese).

Geological Survey of Japan (GSJ), 1992. Geological map of Japan, scale 1/1 000 000, 3rd edition.

Gilbert, W., 1600. Tractatus sive Physiologia Nova De Magnete, Magneticisque Corporibus et de Magno Magnete Tellure.

Gilder, S., Courtillot, V., 1997. Timing of the north-south China collision from new middle to late Mesozoic paleomagnetic data from the North China Block. Journal of Geophysical Research 102, 17713-17727.

Gilder, S., Keller, G.R., Luo, M., Goodell, P.C., 1991. Timing and distribution of rifting in China. Tectonophysics 197, 25-243.

Gilder, S., Leloup, P., Courtillot, V., Chen, Y., Coe, R., Zhao, X., Xiao, W., Halim, N., Cogné, J.P., Zhu, R., 1999. Tectonic evolution of of the Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault via Middle Triassic to Early Cenozoic palaeomagnetic data. Journal of Geophysical Research 104, 15365-15390.

Girdler, R.W., 1961. The measurement and computation of anisotropy of magnetic suscpetibility of rocks. Geophys. J. R. Astr. Soc. 5, 34-44.

Goetze, C., Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 59, 463-478.

Goscombe, B., Passchier, C.W., 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators - an assessment from field data. Journal of Structural Geology 25, 575-589.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., et al., 2004. A geologic time scale 2004. International Commission on Stratigraphy (ICS), Cambridge University Press.

Graham, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. Geological Society of America Bulletin 65, 1257-1258.

Graham, S.A., Hendrix, M.S., Johnson, C.L., Badamgarav, D., Badarch, G., Amory, J., Porte, M., Barsbold, R., Webb, L.E., Hacker, B.R., 2001. Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southern Mongolia. Geological Society of America Bulletin 113, 1560-1579.

Granar, L., 1958. Magnetic measurements on Swedish varved sediments. Arkiv. F. Geofysik 3, 1-40.

Grasty, R.L., Mitchell, J.G., 1966. Single sample potassium-argon ages using the omegatron. Earth and Planetary Science Letters 1, 121.

Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nédélec, A., 1998. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. Journal fo Structural Geology 20, 937-944.

Grégoire, V., Saint Blanquat (de), M., Nédélec, A., Bouchez, J.L., 1995. Shape anisotropy vs magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. Geophysical Research Letters 18, 2193-2196.

Griffin, W.L., Andi, Z., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton. In: Flower, M., Ching, S.L., Lo, C.H., Lee, T.Y. (Eds), Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. AGU Geodynamics Series 27, 107-126.

Griffin, W.L., Fisher, N.I., Friedman, J., Ryan, C.G., O'Reilly, S.Y., 1999. Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle I Compositional systematics and relations to tectonic setting. Journal of Petrology 40, 679-704.

Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., 1992. Composition and thermal structure of the lithosphere beneath South Africa, Siberia and China: proton microprobe studies. International Symposium on Cenozoic volcanic rocks and deep-seated xenoliths of China and its environs, Beijing, vol. 20.

Guan, K., Luo, Z., Miao, L., Huang, J., 1998. SHRIMP in zircon chronology for Guojialing suite granite in Jiaodong Zhaoye district. Scientia Geologica Sinica 33, 318-328 (in Chinese with English abstract).

Gueydan, F., Morency, C., Brun, J.P., 2008. Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength. Tectonophysics 460, 83-93.

Guo, C.L., Wu, F.Y., Yang, J.H., Lin, J.Q., Sun, D.Y., 2004. The extensional setting of the Early Cretaceous magmatism in eastern China: example from the Yinmawanshan pluton in southern Liaodong Peninsula. Acta Petrologica Sinica 20, 1193-1204 (in Chinese with English abstract).

Hacker, B.R, Ratschbacher, L., Webb, L., Ireland, T., Walker, D., Dong, S., 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie orogen, China. Earth Planetary Science Letters 161, 215-230.

Hames, W.E., Bowring, S.A., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. Earth and Planetary Science Letters 124, 161-167.

Hammer, S., 1939. Terrain corrections for gravimeter stations. Geophysics 4, 184-194.

Han, B., Zheng, Y., Gan, J., Chang, Z.H., 2001. The Luozidian normal fault near Chifeng, Inner Mongolia: master fault of a quasi-metamorphic core complex. International Geology Review 43, 254-264.

Handy, M.R., Brun, J.P., 2004. Seismicity, structure and strength of the lithosphere. Earth and Planetary Science Letters 223, 427-441.

Hanna, W.F., 1977. Weak-field magnetic susceptibility anisotropy and its dynamic measurement. U.S. Geol. Survey Bull. 1418, 1-73.

Hao, T.Y., Xu, Y., Suh, M, Xu, Y., Liu, J.H., Zhang, L.L., Dai, M.G., 2007. East marginal fault of the Yellow Sea: a part of the conjunction zone between Sino-Korea and Yangtze blocks? In: Zhai, M.-G., Windley, B.F., Kusky, T.M. & Meng, Q.R. (eds), 2007. Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geological Society, London, Special Publications 280, 281-292.

Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, H., 1985. Diffusion of 40Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. Geochimica Cosmochimica Acta 49, 2461-2468.

Hatzfeld, D., Karagianni, A., Kassaras, I., Kiratzi, A., Louvari, E., Lyon-Caen, H., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Bock, G., Priestley, K., 2001. Shear wave

anisotropy in the upper mantle beneath the Aegean related to internal deformation. Journal of Geophysical Research 106, 30737-30754.

Hauser, E. et al., 1987. Crustal structure of eastern Nevada from COCORP deep seismic reflection data.Geological Society of America Bulletin 99, 833-844.

Hauser, E., Potter, C., Hauge, T., Burgess, S., Burtch, S., Mutschler, J., Allmendinger, R.W., Brown, L., Kaufman, S., Oliver, J., 1987. Crustal structure of eastern Nevada from COCORP deep seismic reflection data. Geological Society of America Bulletin 99, 833-844.

He, G.Z., 1987. Mantle xenoliths from kimberlites in China. In: Nixon, P.N. (Ed), Mantle xenoliths. Wiley & Sons, Chichester, 182-185.

Heizler, M.T., Harrison, T.M., 1988. Multiple trapped argon isotope components revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ isochron analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 1295-1303.

Helmstaedt, H., and Doig, R., 1975. Eclogite nodules from kimberlite pipes of the Colorado Plateau-Samples of subducted Franciscan-type oceanic lithosphere. Physics and Chemistry of the Earth 9, 95-112.

Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., Lallemand, S., 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: a comparison between laboratory models and current subduction zones. Earth and Planetary Science Letters 256, 473-483.

Heymes, T., Monié, P., Arnaud, N., Pêcher, A., Bouillin, J.P., Compagnoni, R., 2010. Alpine tectonics in the Calabrian-Peloritan belt (southern Italy): New $^{40}Ar/^{39}Ar$ data in the Aspromonte Massif area: Lithos 114, 451-472.

Hibbard, M., 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. Journal of Geology 95, 543-561.

Holmes, A., 1965. Principles of Geology. Revised edition. London and Edinburgh, Nelson.

House, M.A. and Hodges, K.V., 1994. Limits on the tectonic significance of rapid cooling events in extensional settings: Insights from the Bitterroot metamorphic core complex, Idaho-Montana: Geology 22, 1007-1010.

Howard, K.W., 1971. Paleozoic metasediments in the northern Ruby Mountains, Nevada. Geological Society of America Bulletin 82, 259-264.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surveys 5, 37-82.

Hrouda, F., 2004. Problems in interpreting AMS parameters in diamagnetic 235 rocks. In Magnetic Fabrics, F. Martín-Hernández, C.M. Luneburg, C. Aubourg, M. Jackson (Eds), Geological Society of London Special Publication. 238, 49-59.

Hu, J.M., Zhao, Y., Liu, X.W., 2009. Early Mesozoic deformations of the eastern Yanshan thrust belt, northern China. International Journal of Earth Sciences. doi 10.1007/s000531-009-0417-5.

Hu, N., Zhao, D., Xu, B., Wang, T., 1995. Petrography and metamorphism study on high-ultrahigh pressure eclogite from Guanpo area, northern Qinling mountain. Journal of Mineralogy and Petrology 15, 1-9 (in Chinese with English abstract).

Hu, S., Fu, M., Yang, S., Yuan, Y., Wang, J., 2007. Palaeogeothermal response and record of Late Mesozoic lithospheric thinning in the eastern North China Craton. In: Zhai, M.-G., Windley, B.F., Kusky, T.M. & Meng, Q.R. (eds), 2007. Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geological Society, London, Special Publications 280, 267-280.

Huang, B., Piper, J.D.A., Zhang, C., Li, Z., Zhu, R., 2007. Palaeomagnetism of Cretaceous rocks in the Jiaodong Peninsula, eastern China: Insights into blocks rotations and neotectonic deformation in eastern Asia. Journal of Geophysical Research 112, B03106, doi:10.1029/2006JB004462.

Huang, J., Zhao, D., 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. Journal of Geophysical Research 111, doi:10.1029/2005JB004066.

Huang, T.K., 1945. On the major tectonic forms of China. Geological Memoirs, Series A20.

Huang, X., Bi, Z., DePaolo, D.J., 1986. Sm-Nd isotope study of early Archaean rocks, Qianan, Hebei Province, China. Geochimica et Cosmochimica Acta 50, 625-631.

Huang, Z., Wang, L., Xu, M., Liu, J., Mi, N., Liu, S., 2007. Shear wave splitting across the Ailao Shan-red River fault zone, SW China. Geophysical Research Letters 34, doi:10.1029/2007GL031236.

Illies, J.H., 1975. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. Geologische Rundschau 64, 677–699.

Isaaks, E.H., Srivastava, R.M., 1989. Applied Geostatistics. Oxford University Press, New York.

Ishihara, S., 2007. Origin of the Cenozoic-Mesozoic magnetite-series and ilmenite-series granitoids in East Asia. Gondwana Research 11, 247-260.

Ising, G., 1942. On the magnetic properties of varved clay. Arkiv för Matematik, Astronomioch Fysik, 29A, 1-37.

Jackson, J.A., 2002. Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich? Geological Society of America Today 12, 4-10.

Jackson, M. J., Tauxe, L., 1991. Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence, developments in the characterization of tectonic, sedimentary, and igneous fabric. Reviews of Geophysics, suppl. (IUGG Report-Contributions in Geomagnetism, Paleomagnetism) 29, 371-376.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to in situ U-Pb zircon geochronology. Chemical Geology 211, 47-69.

Jäger, E., 1965. Rb-Sr age determinations on minerals and rocks from the Alps. Géochronologie absolue, CNRS 151, 191-201.

Jäger, E., Niggli, E., Wenk, E., 1967. Rb/Sr Alters-Bestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz., N.F. 134 Lieferung.

Jahn, B.M., Auvray, B., Cornichet, J., Bai, Y.L., Shen, Q.L., Liu, D.Y., 1987. 3.5 Ga old amphibolites from eastern Hebei province, China: field occurrence, petrography, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry. Precambrian Research 34, 311-346.

Jahn, B.M., Ernst, W.G., 1990. Late Archaean Sm-Nd isochron age for Sino-Korean Craton, China. Precambrian Research 46, 295-306.

Jahn, B.M., Zhang, Z.Q., 1984. Radiometric ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and REE geochemistry of Archaean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China. In: Kroner, A. (Ed), Archaean geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 204-234.

Janák, F., 1965. Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. Stud. Geoph. Geod. 9, 290-301.

Jeffery, P.M., Reynolds, J.H., 1961. Origin of excess Xe129 in stone meteorites. Journal of Geophysical Research 66, 3582-3583.

Jelinek, V., 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. Brno, Geofyzika, 1-88.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics 79, 63.

Ji, Z.Y., 1993. The new isotopic ages of Proterozoic metamorphic rocks in Jiaobei area and its geological implications. Geology of Shandong Province 9, 43-51 (in Chinese).

Jin, J., Meng, Q.R., Zhang, Y., Xu, D., 2000. Jurassic-Cretaceous evolution of the Yingen basin and its petroleum potential. Acta Petrologica Sinica 21, 13-19.

Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain in the Aegean, geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters 187, 95-104.

Jolivet, L., Brun, J.P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. International Journal of Earth Sciences 99, 109-138.

Jolivet, L., Brun, J.P., Meyer, B., Prouteau, G., Rouchy, J.M., Scaillet, B., 2008. Géodynamique méditerranéenne. Société Géologique de France, Ed. Vuibert, 218p.

Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics 19, 1095-1106.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. American Journal of Science 303, 353-409.

Jolivet, L., Faccenna, C., Piromallo, C., 2009a. From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. Earth and Planetary Science Letters 285, 198-209.

Jolivet, L., Famin, V., Mehl, C., Parra, T., Aubourg, C., Hébert, R., Philippot, P., 2004a. Strain localization during crustal-scale boudinage to form extensional metamorphic domes in the Aegean Sea. In: Withney, D.L., Teyssier, C., Siddoway, C.S., 2004. Gneiss domes in orogeny: Boulder, Colorado. Geological Society of America, Special Paper 380, 185-210.

Jolivet, L., Labrousse, L., Agard, P., Lacombe O., Bailly, V., Lecomte, E., Mouthereau, F., Mehl, C., 2010. Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean. Tectonophysics 483, 287-304.

Jolivet, L., Rimmelé, G., Oberhänsli, R., Goffé, B., Candan, O., 2004b. Correlation syn-orogenic tectonic and metamorphic events in the Cyclades, the Lycian Nappes and the Menderes massif, geodynamic implications. Bulletin de la Société Géologique de France 175, 217-238.

Jolivet, L., Takami, K., Fournier, M., 1994. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis. Journal of Geophysical Research 99, 22237-22259.

Jolivet, M., De Boisgrollier, T., Petit, C., Fournier, M., Sankov, V.A., Ringenbach, J.C., Byzov, L., Miroshnichenko, A.I., Kovalenko, S.N., Anisimova, S.V., 2009b. How old is the Baikal roft zone? Insights from apatite fission track thermochronology. Tectonics 28, TC3008, doi:10.1029/2008TC002404.

Joly, A., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., 2009. Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central. Journal of Structural Geology 31, 421-443.

Judenherc, S., 2000. Etude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données sismologiques : le cas du Massif Armoricain. Thèse doctorale de l'Université de Strasbourg, 148 p.

Kang, T.S., Shin, J.S., 2009. Shear-wave splitting beneath southern Korea and its tectonic implication. Tectonophysics 471, 232-239.

Karato, S., Jung, H., Katayama, I., Skemer, P.A., 2008. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies. Annual Review of Earth Sciences 36, 59-95.

Khand, Y, Badagarav, D., Ariunchimeg, Y, Barsbold, R., 2000. Cretaceous System in Mongolia and its Depositional Environment. In: Okada, H., Mateer, N.J. (Eds.), Cretaceous Environments of Asia. Elsevier, Amsterdam, 49-79.

Kim, C.B., Turek, A., 1996. Advances in U/Pb zircon geochronology of Mesozoic plutonism in the southwestern part of Ryongnam massif, Korean Geochemical Journal 30, 323-338.

Kim, S.W., Oh, C.W., Choi, S.G., Ryu, I.C., Itaya, T., 2005. Ridge subduction-related Jurassic plutonism in and around the Okcheon metamorphic belt, South Korea, and implications for northeast Asian tectonics. International Geological Review 47, 248-269.

Kim, W. J., 1986. Metallogeny on gold-silver in South Korea. Journal of the Korean Institute of Mining Geology 19, 243-264.

Kirby, S.H., 1980. Tectonic stresses in the lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. Journal of Geophysical Research 85, 6353-3663.

Kirillova, G.L., 2003. Late Mesozoic–Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of Southeast Russia: paleogeography, tectonics, and coal-oil-gas presence. Marine and Petroleum Geology 20, 385-397.

Kirschvink, J.L., 1980. The least squares line and the analysis of palaeomagnetic data. Geophysical Journal of the Royal Astonomical Society 62, 699-718.

Klemperer, O., 1935. On the radioactivity of potassium and rubidium. Royal Society of London Proc. 148, 638-648.

Kolhorster, W. von, 1930. Gammastrahlen an Kaliumsalzen. Zeitschr. Geophy. 6, 341-357.

Lanphere, M.A., and Dalrymple, G.B., 1971. A test of the Dalrymple, G.B., 1971. A test of the $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum technique on some terrestrial materials. Earth Planetary Science Letters 12, 359-372.

Königsberger, J.G., 1938. Natural residual magnetism of eruptive rocks. Terr. Magn. Atmos. Elec., 43, 119-130 et 299-320.

Korea Institute of Energy and Resources, 1984. Tectonic map of Korea (1/2 000 000).

Krige, D.G., 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. Journal of Chemistry, Metallogeny and Mining Society of South Africa 52, 119-139.

Krogh, T.E., 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochimica Cosmochimica Acta 37, 485-494.

Kuiper, Y.D., 2002. The interpretation of inverse isochron diagrams in $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology. Earth and Planetary Science Letters 203, 499–506.

Kusky, T., Windley, B.F., Zhai, M.G., 2007. Tectonic evolution of the North China Block: from orogen to craton to orogen. In: Zhai, M.G., Windley, B.F., Kusky, T., Meng, Q.R. (Eds), Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geological Society of London, Special Publications 280, 1-34.

Lachenbruch, A.H., Sass, J.H., 1977. Heat flow in the United States and the thermal regime of the crust. In: Heacock, J.G. (Ed.), The Nature and Physical Properties of the Earth's Crust. American Geophysical Union Monograph 20, 626–675.

Lajaunie, C., Courrioux, G., Manuel, L., 1997. Foliation and 3D cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. Mathematical Geology 20, 571-584.

Lallemand, S., Jolivet, L., 1985. Japan Sea: A pull-apart basin, Earth and Planetary Science Letters 76, 375-389.

Lanza, R., Meloni, A., 2006. The Earth's magnetism. Springer, 278 p.

LBGMR (Liaoning Bureau of Geology and Mineral Resources), 1989. Regional Geology of Liaoning Province. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese with English summary).

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. Journal of Geophysical Research 73, 3661-3667.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youshi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the

International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names: American Mineralogist 82, 1019-1037.

Lee, D.W., 1999. Strike-slip fault tectonics and basin formation during the Cretaceous in the Korean Peninsula. The Island Arc 8, 218-231.

Lee, G., Besse, J., Courtillot, V., Montigny, R., 1987. Eastern Asia on Cretaceous: New paleomagnetic data from South Korea and a new look at Chinese and Japanese data. Journal of Geophysical Research 92, 3580-3596.

Lee, S.R., Walker, R.J., 2006. Re-Os isotope systematics of mantle xenoliths from South Korea: evidence for complex growth and loss of lithospheric mantle beneath East Asia. Chemical Geology 231, 90-101.

Lee, Y.I., 2008. Paleogeographic reconstructions of the East Asia continental margin during the middle to late Mesozoic. Island Arc 17, 458-470.

Lev, E., Long, M.D., van der Hilst, R.B., 2006. Seismic anisotropy in Eastern Tibet from shear wave splitting reveals changes in lithospheric deformation. Earth and Planetary Science Letters 251, 293-304.

Li, J.W., Vasconcelos, P.M., Zhang, J., Zhou, M.F., Zhang, X.J., Yang, F.H., 2003. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Constraints on a temporal link between gold mineralization, magmatism, and continental margin transtension in the Jiaodong Gold Province, eastern China. The Journal of Geology 111, 741-751.

Li, S.G., Wang, S.S., Chen, Y.Z., Liu, D.L., Qiu, J., Zhou, H.X., Zhang, Z.M., 1994. Excess argon in phengite from eclogite: evidence from dating of eclogite minerals by Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ methods. Chemical Geology 112, 343-350.

Li, S.L., Mooney, W.D., 1998. Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles. Tectonophysics 288, 105-113.

Li, X.H., 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in southeast China. Journal of Asian Earth Science 18, 293-305.

Li, Z., Li, Y., Zheng, J.P., Han, D., 2007. Late Mesozoic tectonic transition of the eastern North China Craton: evidence from basin-fill records. In: Zhai, M.-G., Windley, B.F., Kusky, T.M. & Meng, Q.R. (eds), 2007. Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geological Society, London, Special Publications 280, 239-266.

Li, Z., Yang, M., 1993. Geochemistry of Jiaodong gold deposits. Science and Technology Publishing House, Tianjing, 293 p. (in Chinese).

Lin, Q., Ge, W.C., Sun, D.Y., Wu, F.Y., 1999. Geomechanical significance of the Mesozoic volcanics in northeast Asia. Chinese Journal of Geophysics 42, 75-84.

Lin, Q., Ge, W.C., Sun, D.Y., Wu, F.Y., Chong, K.W., Kyung, D.M., Myung, S.J., Moon, W., Chi, S.K., Sung, H.Y., 1998. Tectonic significance of Mesozoic volcanic rocks in northeastern China. Scientia Geologica Sinica 33, 129-138 (in Chinese with English abstract).

Lin, W., Chen, Y., Faure, M., Wang, Q., 2003. Tectonic implications of new Late Cretaceous paleomagnetic constraints from Eastern Liaoning Peninsula, NE China. Journal of Geophysical Research 108, doi:10.1029/2002JB002169.

Lin, W., Faure, M., Monié, P., Schärer, U., Panis, D., 2008. Mesozoic extensional tectonics in Eastern Asia : The South Liaodong Peninsula Metamorphic Core Complex (NE China). Journal of Geology 116, 134-154.

Lin, W., Faure, M., Monié, P., Schärer, U., Zhang, L., Sun, Y., 2000. Tectonics of SE China, new insights from the Lushan massif (Jangxi Province). Tectonics 19, 852-871.

Lin, W., Faure, M., Monié, P., Wang, Q.C., 2007. Polyphase Mesozoic tectonics in the eastern part of the North China Blocks: insights from the Liaoning Peninsula massif (NE China). In: Zhai, M.-G., Windley, B.F., Kusky, T.M. & Meng, Q.R. (eds), 2007.

Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geological Society, London, Special Publications 280, 153-170.

Lin, W., Wang, Q., 2006. Late Mesozoic extensional tectonics in the North China Block: a crustal response to subcontinental mantle removal? Bulletin de la Société Géologique de France 177, 287-294.

Lister, G.S., Banga, G., Feenstra, A, 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in Cyclades, Aegean Sea, Greece. Geology 12, 221-225.

Lister, G.S., Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachments faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. Journal of Structural Geology 11, 65-94.

Liu, B., Wang, X., Cheng, J., Ying, H., 1994. Typical gold deposits in Jiaodong. In: Chen, B. (Ed.), New development of research on gold deposits of China 1-1, Chap. 4, Seismologic Publishing House, Beijing, 234-258 (in Chinese).

Liu, D.Y., 1992. Seismic tomography in China. International Geological Congress, Tokyo 3, 668.

Liu, D.Y., Nutman, A.P., Compston, W., Wu, J.S., Shen, Q.H., 1992. Remnants of >3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. Geology 20, 339-342.

Liu, H.F., 1986. Geodynamic scenario and structural styles of Mesozoic and Cenozoic basins in China. Am. Assoc. Pet. Geol. Bulletin 70, 377-395.

Liu, J., Davis, G., Lin, Z., Wu, F., 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.

Liu, M., Cui, X., Liu, F., 2004b. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: a mantle dynamic link to the Indo-Asian collision? Tectonophysics 393, 29-42.

Liu, M.W., Luan, A.P., Chi, P.X., Xu, L.J., 1994. On the division and correlation of the Jurassic-Cretaceous stratigraphy in Shandong Province. Geology of Shandong 10, 53-68 (in Chinese with english abstract).

Liu, Y., Gao, S., Yuan, H., Zhou, L., Liu, X., Wang, X., Hu, Z., Wang, L., 2004a. U-Pb zircon ages and Nd, Sr and Pb isotopes of lower crustal xenoliths from Notrh China Craton: insights on evolution of lower continental crust. Chemical Geology 211, 87-109.

Logatchev, N.A., Zorin, Y.A., 1987. Evidence and causes for the two-stage development of the Baikal rift. Tectonophysics 143, 225-234.

Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. Tectonics 16, 504-522.

Long, M.D., van der Hilst, R.B., 2005. Upper mantle anisotropy beneath Japan from shear wave splitting. Physics of the Earth and Planetary Interiors 151, 206-222.

Lu, F., Huan, Z., Zheng, J., Ren, Y., 1991. Characteristics of Palaeozoic mantle lithosphere in Fuxian, Liaoning Province. Geological Science and Technology Information 10, 1-20. China University of Geosciences, Beijing.

Lü, G., Kong, Q., 1993. Geology of the Linglong-Jiaojia type gold deposits. Scientific Publishing House, Beijing, 253 p. (in Chinese).

Lu, H.Z., Archambault, G., Li, Y., Wei, J., 2007. Structural geochemistry of gold mineralization in the Linglong-Jiaojia district, Shandong Province, China. Chinese Journal of Geochemistry 26, 215-234.

Lu, K.Z., Dai, J.S., 1994. Outline of evolution of Jiaolai pull-apart basin. Petroleum University Publishing House, Dongyin, 1-174 (in Chinese with English abstract).

Lu, S., Yang, C., Jiang, M., Li, H., Li, H., 1996. Evolution of Precambrian continent crust. Geological Publishing House, Beijing, 238 p. (in Chinese).

Lu, X.P., Wu, F.Y., Lin, J.Q., Sun, D.Y., Zhang, Y.B., Guo, C.L., 2004. Geochronological successions of the Early Precambrian granitic magmatism in Southern Liaodong

Peninsula and its constraints on tectonic evolution of the North China craton. Chinese Journal of Geology 39, 123-138 (in Chinese).

Lucente, F.P., Chiarabba, C., Cimini, G.B., Giardini, D., 1999. Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the Italian region. Journal of Geophysical Research 104, 20307-20327.

Ludwig, K.R., 2004. User's manual for ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 3.1). Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 70.

Luo, Q., Liu, G., Wang, B., 1992. The research of metamorphic core complex of Hongzhen-Anqing area, Lower Yangtze. - J. Nanjing University (Natural Sciences) 4, 14-25 (In Chinese with English abstract).

Luo, Q., Liu, G., Wang, B., 1992. The research of metamorphic core complex of Hongzhen-Anqing area, Lower Yangtze. Journal of Nanjing University 4, 14-25 (in Chinese with English abstract).

Luo, Y., Huang, Z.X., Peng, Y.J., Zheng, Y.J., 2004. A study on SKS wave splitting beneath the China mainland and adjacent regions. Chinese Journal of Geophysics 47, 916-926.

Luo, Z.K., Guan, K., Miao, L., Huang, J., 1999. The ages and its significance of inherited zircons in the granitoid in Zhaoyuan-Laizhou area. Geology of Shandong 3, 24-30 (in Chinese with English abstract).

Lynch, H.D., Morgan, P., 1987. The tensile strength of the lithosphere and the localisation of extension. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (eds), Continental extensional tectonics. Geological Society Special Publications 28, 53-65.

Ma, X., Wu, D., 1987. Cenozoic extensional tectonics in China. Tectonophysics 133, 243-255.

Ma, X., Yang, Z., Xing, L., 1993. The Lower Cretaceous reference pole from the North China and its tectonics implications. Geophysical Journal International 115, 323-331.

Ma, X.Y., 1989. Lithospheric dynamics map of China and adjacent seas (1/4 000 000) and explanatory notes. Geological Publishing House, Beijing, China.

Ma, Y., Cui, S., Wu, G., Wu, H., Zhu, D., Li, X., Feng, X., 1999. The structural feature of metamorphic core complex in Yiwulüshan mountains, West Liaoning. Acta Geoscientia Sinica 20, 385-391.

Ma, Z., 1997. The comprehensive interpretation report of the gravity and magmatic data in Shandong Province. Institute of prospection and geophysics of the Shandong Province.

Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D., Priestley, K., 2000. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. Geology 28, 495-498.

Makris, J., 1978. The crust and upper mantle of the Agean region from deep seismic soundings. Tectonophysics 46, 269-284.

Malavieille, J., 1993. Late orogenic extension in the mountain belts: Insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan Belt. Tectonics 12, 1115-1130.

Mao, J., Wang, Y., Li, H., Pirajno, F., Zhang, C., Wang, R., 2008. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: evidence from D-O-C-S isotope systematics. Ore Geology Reviews 33, 361-381.

March, A., 1932. Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. Zeitschrift für Kristallographie 81, 285-297.

Martelet G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (South Brittany, France). Tectonophysics 382, 117-128.

Martelet, G., 1999. Modélisation de la structure crustale et du comportement mécanique de la lithosphère à partir des anomalies gravimétriques. Applications à l'Himalaya et au

massif granitique du Mont Lozère, Cévennes. Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris, 324p.

Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modeling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). Tectonophysics 382, 117-128.

Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimura, G., Terabayashi, M., 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to present. The Island Arc 6, 121-142.

Matheron, G., 1963. Principles of Geostatistics. Economic Geology 58, 1246-1268.

Mattauer, M., 1973. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermmann, Paris, 493 p.

Mattauer, M., Matte, P., Malavieille, J., Tapponnier, P., Maluski, H., Xu, Z., Lu, Y., Tang, Y., 1985. Tectonics of Qinling belt: Build-up and evolution of eastern Asia. Nature 317, 496- 500.

Matuyama, M., 1929. On the direction of magnetisation of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria. Proc. Imper. Acad. Japan, 5, 203-205.

Mazukabzov, A.M., Donskaya, T.V., Gladkochub, D.P., Sklyarov, E.V., Ponomarchuk, V.A., Sal'nikova, E.B., 2006. Structure and age of the metamorphic core complex of the Burgutui ridge (Southwestern Transbaikal region). Dokl Earth Sci 407, 179-183.

McCarthy, J., Larkin, S.P., Fuis, G.S., Simpson, R.W., Howard, K.A., 1991. Anatomy of a metamorphic core complex: seismic refraction/wide-angle reflection profiling in southeastern California and western Arizona. Journal of Geophysical Research B96, 12259-12291.

McCarthy, J., Thompson, G.A., 1988. Seismic imaging of extending crust with emphasis on the western United States. Geological Society of America Bulletin 100, 1361-1374.

McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. Geochronology and thermochronology by $^{40}Ar/^{39}Ar$ method, 2nd Ed. Oxford University Press, New York.

McKenzie, D.P., Parker, D.L., 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. Nature 216, 1276-1280.

McKenzie, D.P., Jackson, J.A., 1986. A block model of distributed deformation by faulting. Journal of the Geological Society of London 143, 349-353.

Meisel, T., Walker, R.J., Irving, A.J., Lorand, J.P., 2001. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective. Geochimica et Cosmochimica Acta 65, 1311–1323.

Meissner, R., Mooney, W.D., Artemieva, I., 2002. Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens. Geophysical Journal International 149, 1-14.

Melleton, J., 2008. Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage in situ des zircons hérités (mesures U-Pb/LA-MC-ICPMS). Thèse doctorale de l'Université d'Orléans, 265 p.

Meng, Q., 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? Tectonophysics 369, 155-174.

Menzies, M.A., Fan, W.M., Zhang, M., 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean Craton, China, in: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (eds), Magmatic processes and plate tectonics, Geological Society, London, Special Publications 76, 71-81.

Menzies, M.A., Xu, Y., 1998. Geodynamics of the North China Craton. In: Flower, M., Chung, S.L., Lo, C.H., Lee, T.Y. (Eds), Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. AGU 27, 155-165.

Menzies, M.A., Xu, Y., Zhang, H., Fan, W., 2007. Integration of geology, geophysics and geochemistry: a key to understanding the North China Craton. Lithos 96, 1-21.

Menzies, M.A., Xu, Y.G., 1998. Geodynamics of the North China Craton, in: Flower, M.F.J., Chung, S.L., Lo, C.H., Lee, T.Y. (eds), Mantle dynamics and plate interaction in East Asia, American Geophysical Union, Washington D.C., Geodynamic series 100, 107-126.

Merrihue, C. and Turner, G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. Journal of Geophysical Research 71, 2852-2857.

Merrihue, C., 1965. Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. Trans. Am. Geophys. Un. 46, 125 (Abstract).

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 Petrologica Sinica 14, 198-206 (in Chinese with English abstract).

Michon, L., Merle, O., 2005. Discussion on "Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere" by P. Dèzes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, Tectonophysics 389 (2004) 1-33. Tectonophysics 401, 251–256.

Miller, D.M., Nilsen, T.H., Bilodeau, W.L., 1992. Late Cretaceous to early Eocene geologic evolution of the U.S. Cordillera. In: Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., Zoback, M.L. (Eds.), The Cordilleran Orogen: conterminous U.S., G-3, Geological Society of America, Boulder, 205-260.

Miller, J.A., Mitchell, J.G., Evans, A.L., 1970. The argon-40/argon-39 dating method applied to basic rocks. In: Runcorn, S.K., Paleogeophysics. Academic Press, London, 481-489.

Misch, P., 1960. Regional structural reconnaissance in central-northeast Nevada and some adjacent areas: Observations and interpretations. International Association of Petroleum Geologists, 11th Annual Field Conference, Guidebook, 17-42.

Mitchell, J.G., 1968. The argon-40/argon-39 method for potassium-argon age determination. Geochimica Cosmochimica Acta 32, 781-790.

Molnar, P., 1992. Brace-Goetze strength profiles, the partionning of strike-slip and thrust faulting at zones of oblique convergence, and the stress-heat flow paradox of the San Andreas Fault, fault mechanics and transport properties of rocks. Academic Press Ltd, 435-459.

Molnar, P., Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. Geological Society of America Special Papers 218, 179-207.

Molnar, P., Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science 189, 419-426.

Monié, P., Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A., 1994. Cooling and exhumation of the Wertern Betic Cordilleras, $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. Tectonophysics 238, 353-379.

Morgan, W.J., 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. Journal of Geophysical Research 73, 1959-1982.

Nagata, T., 1943. The natural remanent magnetism of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomena. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 21, 1-196.

Nagata, T., 1953. Rock magnetism, 1st ed. Maruzen, Tokyo, 225 p.

Nagata, T., 1961. Rock magnetism, 2nd ed. Maruzen, Tokyo, 350 p.

Néel, L., 1949. Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. Ann. Géophys., 5, 99-136.

Néel, L., 1950. Théorie du traînage magnétique des substances massives dans le domaine de Rayleigh. J. Physique, 11, 49-61.

Newman, F.H., Walke, H.J., 1935. The radioactivity of potassium and rubidium. Phil. Mag. Ser. 19, 767-773.

Newton, I., 1685. De motu corporum in gyrum.

Nier, A.O, 1935. Evidence for the existence of an isotope of potassium of mass 40. Phys. rev. 48, 283-284.

Nier, A.O., 1939. The isotopic constitution of radiogenic leads and the measurement of geological time. Physical Review 55, 153-163.

Niu, B.X., Liu, S.C., Liu, H.S., 1996. The age of the Penglai Group in Qixia region: the Sinian Period. Geology of the Shandong Province 12, 63-68 (in Chinese with English abstract).

Niu, Y.L., 2005. Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic-Cenozoic basaltic volcanism in eastern China. Geological Journal of Chinese University 11, 9-46.

Norman R., 1581. The Newe Attractive. Publication des travaux de 1576.

Northrup, C.J., Royden, L.H., Burchfiel, B.C., 1995. Motion of the Pacific Plate relative to Eurasia and its potential relation to Cenozoic extension along the eastern margin of Eurasia. Geology 23, 719-722.

Oh, C.W., Kusky, T., 2007. Review of the late Permian to Triassic Hongseong-Odesan collision belt in South Korea and its tectonic correlation with Korea, China and Japan. International Geology Reviews, Special Liu volume 49.

Okada, H., 1999. Plume-related sedimentary basins in East Asia during the Cretaceous. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 150, 1-11.

Okay, A., Sengör, A., Satir, M., 1993. Tectonics of an ultrahigh-pressure metamorphic terrane: The Dabieshan-Tongbaishan orogen, China. Tectonics 12, 1320-1334.

Oldow, J.S., Bally, A.W., Avé Lallemant, H.G., 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. Geology 18, 991-994.

O'Reilly, W., 1976. Magnetic minerals in the crust of the earth. Rep. Prog. Phys. 39, 857-908.

Owens, W.H., 1974. Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks fabrics. Tectonophysics 24, 115-131.

Parrish, R.R., Noble, S.R., 2003. Zircon U–Th–Pb geochronology by isotope dilution-thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53, 183–213.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics. Springer-Verlag, Berlin, 2nd edition, 366p.

Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos 44, 53-82.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., 1989. A view of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology 11, 349-363.

Pei, F.P., Xu, W.I., Yang, D.B., Ji, W.Q., Yu, Y., Zhang, X.Z., 2008. Mesozoic volcanic rocks in the southern Songliao basin: zircon U/Pb ages and their constraints on the nature of basin basement. Earth Science (Journal of China University of Geosciences) 32, 603-617 (in Chinese with English abstract).

Peregrinus, P., 1269. Epistola de Magnete. See Smith, P.J. (1970). Petrus Peregrinus Epistola - The beginning of experimental study of magnetism in Europe. Atlas (News Suppl., Earth Sci. Rev.), 6, A11.

Potter, D. K., Stephenson, A., 1988. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. Geophysical Research Letters 15, 1097-1100.

Précigout, J., 2008. La localisation de la déformation dans le manteau sous-continental. Origine à travers l'étude du massif de Ronda (Espagne) et implications sur la résistance de la lithosphère. Thèse doctorale de l'Université de Rennes I, 168 p.

Précigout, J., Gueydan, F., 2009. Mantle weakening and strain localization: Implications for the long-term strength of the continental lithosphere. Geology 37, 147-150.

Précigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C.J., Essaifi, A., 2007. Strain localisation in the subcontinental mantle - a ductile alternative to the brittle mantle. Tectonophysics 445, 318-336.

Pruner, P., 1992. Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia from the Carboniferous to Cretaceous. Physics of the Earth and Planetary Interiors 70, 169-177.

Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology 73, 207-220.

Qiu, J., Wang, D., Lo, Q., Liu, H., 2001. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating for volcanic rocks of Qingshan formation in Jiaolai basin, eastern Shandong province: a case study of the Fenlingshan volcanic apparatus in Wulian County. Geological Journal of Chinese University 7, 351-355 (in Chinese with English abstract).

Qiu, Y.S., 1989. Regional geological setting of gold deposits in Zhaoye Gold Belt in Shandong Province. Liaolin Science and Technology Press, 153p. (in Chinese).

Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Company, New York, 568 p.

Ramsay, J.G., 1989. Emplacement kinematics of a granitic diapir: the Chinamora batholith, Journal of Structural Geology 11, 191-210.

Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. In: Burg, J.P., Ford, M., Orogeny Through Time. Geological Society Special Publications 121, 19-37.

Ranalli, G., Murphy, D. 1987. Rheological stratification of the lithosphere. Tectonophysics 132, 281-295.

Ratschbacher, L., Hacker, B.R., Calvert, A., Webb, L.E., Grimmer, J.C., McWilliams, M.O., Ireland, T., Dong, S., Hu, J., 2003. Tectonics of the Qinling (Central China): tectonostratigraphy, geochronology, and deformation history. Tectonophysics 366, 1-53.

Ratschbacher, L., Hacker, B.R., Webb, L.E., McWilliams, M., Ireland, T., Dong, S., Calvert, A., Chateigner, D., Wenk, H.R., 2000. Exhumation of the ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Cretaceous and Cenozoic unroofing and the Tan-Lu fault. Journal of the Geophysical Research 105, 13303-13338.

Readman, P.W., O'Reilly, W., 1972. Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites, (Fe, Ti, □)O_4. J. of Geomag. and Geolelec. 24, 69-90.

Reddy, S.M., Kelley, S.P., Wheeler, J., 1996. A $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe study of micas from the Sesia zone, Italian Alps: implications for metmorphic and deformation histories. Journal of Metamorphic Geology 14, 493-508.

Ren, J., Tamaki, K., Li, S., Junxia, Z., 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. Tectonophysics 344, 175-205.

Rey, P.F., Teyssier, C., Whitney, D.L., 2009a. Extension rates, crustal melting, and core complex dynamics. Geology 37, 391-394.

Rey, P.F., Teyssier, C., Whitney, D.L., 2009b. The role of partial melting and extensional strain rates in the development of metamorphic core complexes. Tectonophysics 477, 135-144.

Reynolds, J.A., 1963. Xenology. Journal of Geophysical Research 68, 2939-2956.

Reynolds, S.J., Rehrig, W.A., 1980. Mid-Tertiary plutonism and mylonitisation, South Mountains, central Arizona. In: Crittenden, M.C., Coney, J.P., Davis, G.H. (eds),

Cordilleran metamorphic core complexes. Geological Society of America Memoir, Boulder, 159-175.

Ribacky, E., Dresen, G., 2004.Deformation mechanism maps for feldspar rocks. Tectonophysics 382, 173-187.

Richardson, S.H., Harris, J.W., Gumey, J.J., 1993. Three generations of diamonds from old continental mantle. Nature 366, 256-258.

Ricou, L.E., Burg, J.P., Godfriaux, I., Ivanov, Z., 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and olisostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. Geodinamica Acta 11, 285-309.

Ringwood, A.E., Hart, P.J., 1969. Composition and evolution of the upper mantle. Geophysical Monograph.

Rochette, P., 1988. Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. Earth, Planetary Science Letters 90, 229-237.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Reviews of Geophysics 30, 209-226.

Roddick, J.C., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in Alpine biotites: a $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis. Earth Planetary Science Letters 48, 185-208.

Roden, M.F., Smith, D., and McDowell, F.W., 1979. Age and extent of potassic volcanism on the Colorado Plateau: Earth and Planetary Science Letters 43, 279-284.

Román-Berdiel, T., Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J.M., 1998. Compressional granite emplacement model: structural and magnetic study of the Trives Massif (NW Spain). Lithos 44, 37-52.

Ronov, A.B., Yaroshevsky, A.A., 1956. Chemical Composition of the Earth's Crust. Geophysical Monograph.

Ru, K., Pigott, J.D., 1986. Episodic rifting and subsidence in the South China Sea. Pet. Geol. Bulletin 70, 1136-1155.

Rudnick, R.L., Gao, S., Ling, W.L., Liu, Y.S., McDonough, W., 2004. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton. Lithos 77, 609-637.

Rutherford, E., 1906. Radioactive transformations. Scribners, New York.

Sagong, H., Kwon, S.T., 2005. Mesozoic episodic magmatism in South Korea and its tectonic implication. Tectonics 24 (2004TC001720).

Sander, B.,1970. An introduction to the study of fabrics of geological bodies. (English translation and reprint of 1930 German edition). Pergamon Press, Oxford, 641 p.

Sang, L.K., 1984. The origin and evolution of the Linglong granites. Earth Sciences 9, 101-114 (in Chinese).

Santosh, M., 2010. Assembling North China Craton within the Columbia supercontinent: The role of double-sided subduction. Precambrian Research 178, 149-167.

Savage, M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave spiltting? Reviews of Geophysics 37, 65-106.

Sawyer, D.S., 1985. Brittle failure in the upper mantle during extension of continental lithosphere. Journal of Geophysical Research 90, 3021-3026.

SBGMR, Shandong Bureau of Geological and Mining Research, 1991, Regional geology of the Shandong Province: Geological Memoirs of Ministry of Geology and Mineral Resources 26, Geological Publishing House, Beijing, 699 p.

Schellart, W.P., 2005. Influence of the subducting plate velocity on the geometry of the slab and migration of the subduction hinge. Earth and Planetary Science Letters 231, 197-19.

Schellart, W.P., Jessel, M.W., Lister, G.S., 2003. Asymmetric deformation in the back-arc region of the Kuril arc, northwest Pacific: new insights from analogue modeling. Tectonics 22, 1047.

Schellart, W.P., Lister, G.S., 2005. The role of the East Asian active margin in widespread extensional and strike-slip deformation in East Asia. Journal of the Geological Society of London 162, 959-972.

Sengör, A.M., Burke, K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. Geophysical Research Letters 5, 419-421.

Shelton, K. L., So, C. S., Chang, J. S., 1988. Gold-rich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea: Geochemical studies of the Jungwon gold area. Economic Geology 83, 1221-1237.

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of Geophysical Society of London 133, 191-213.

Silver, P., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depth of geology. Annual Review of Earth Planetary Sciences 24, 385-432.

Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. Journal of Geophysical Research 96, 16429-16454.

Simpson, C., Wintsch, R.P., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. Journal of Metamorphic Geology 7, 267-275.

Sklyarov, E.V., Mazukabzov, A.M., Donskaya, T.V., Doronina, N.A., Shafeev, A.A., 1994. Metamorphic core complexes of the Zagan Range (Transbaikalia). Dokl Earth Sciences 339, 83-86.

SMJGRT (Soviet-Mongolia Joint Geoscience's Research Team), 1980. Fundamental Geologic Problems of Mongolia. Geological Publishing House, Beijing, 169 p.

Snow, J.E., Reisberg, L., 1995. Os isotopic systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites. Earth and Planetary Science Letters 133, 411-421.

Sokoutis, D., Brun, J.P., van den Driessche, J., Pavlides, S., 1993. A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. Journal of Geological Society of London 150, 243-246.

Sol, S., Meltzer, A., Burgmann, R., van der Hilst, R.D., King, R., Chen, Z., Koons, P.O., Lev, E., Liu, Y.P., Zeitler, P.K., Zhang, X., Zhang, J., Zurek, B., 2007. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau fromseismic anisotropy and geodesy. Geology 35, 563-566.

Song, B., Nutman, A.P., Liu, D.Y., Wu, J.S., 1996. 3800 to 2500 Ma crustal evolution in Anshan area of Liaoning Province, Northeast Chine. Precambrian Research 78, 79-94.

Song, C.M., Wang, P.C. (eds), 2003. Regional geology of Shandong Province, 970 p., Map Publushing House of Shandong, Jinan, China.

Song, C.M., Yan, Q.L., 2000. Characteristics of dioritic inclusions in Weideshan superunit and its magma origin in Jiaonan area. Shandong Geology 4, 16-21.

Stacey, F.D., 1963. The physical theory of rock magnetism. Adv. Phys., 12, 45-133.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36, 359-362.

Stepashko, A.A., 2006. The Cretaceous Dynamics of the Pacific Plate and Stages of Magmatic Activity in Northeastern Asia. Geotectonics 40, 225-235.

Su, S., Niu, Y., Deng, J., Liu, C., Zhao, G., Zhao, X., 2007. Petrology and geochronology of Xuejiashiliang igneous complex and their genetic link to the lithospheric thinning during Yanshanian orogenesis in eastern China. Lithos 96, 90-107.

Suess, E., 1908. The face of the Earth, vol 3. Clarendon Press, Oxford.

Sun, S., Li, J., Lin, J., Wang, Q., Chen, H., 1991. Indosinides in China and the consumption of eastern paleotethys. In: Muller, D.W., McKenzie, J.A., Weissert, H. (eds), Controversies in Modern Geology, p. 363-384, Academic, San Diego, California.

Sun, W., Ding, X., Hu, Y.H., Li, X.H., 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. Earth and Planetary Science Letters 262, 533-542.

Talbot, J.Y., Martelet, G., Courrioux, G., Chen, Y., Faure, M., 2004. Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. Journal of Structural Geology 26, 11-28.

Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, 215 p.

Tauxe, L., 2005. Lectures in Palaeomagnetism. http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/.

Tauxe, L., 2008. Essentials of Rock and Paleomagnetism.

Tera, F., Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth Planetary Sciences Letters 14, 281-304

Thellier, E., 1938. Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. Ann. Inst. Phys. Globe Univ. Paris, 16, 157-302.

Thellier, E., 1941. Sur la vérification d'une méthode permettant de déterminer l'intensité du champ terrestre dans le passé. C.R. Acad. Sc. Paris, 212, 281-283.

Thellier, E., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans la passé historique et géologique. Ann. Géophys., 15, 285-376.

Thomson, J.J., 1905. On the emission of negative corpuscles by the alkali metals. Phil. Mag. Ser. 10, 584-590.

Tian, Z.Y., Han, P., Xu, K.D., 1992. The Mesozoic-Cenozoic East China rift system. Tectonophysics 208, 341-363.

Tikoff, B., Russo, R., Teyssier, C., Tommasi, A., 2004. Mantle-driven deformation of orogenic zone and clutch tectonics. In: Grocott, J., McCaffrey, K.J.W., Taylor, G., Tikoff, B. (eds), Vertical coupling and decoupling in the lithosphere. Geological Society of London Special Publications, 41-64.

Tirel, C., Brun, J.P., Burov, E., 2008. Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. Tectonics 113. doi:10.1029/2005JB003694.

Tirel, C., Brun, J.P., Sokoutis, D., 2006. Extension of thickened and hot lithospheres: Inferences from laboratory modeling. Tectonics 25, TC1005, doi:10.1029/2005TC001804.

Trap, P., 2007. Style tectonique et contexte géodynamique au Paléoprotérozoïque. Exemple du Craton de Chine du Nord. Thèse doctorale de l'Université d'Orléans.

Trap, P., Faure, M., Lin, W., Bruguier, O., Monié, P., 2008. Contrasted tectonic styles for the Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. Evidence for a not, vert, similar ~2.1 Ga thermal and tectonic event in the Fuping Massif. Journal of Structural Geology 30, 1109-1125.

Trap, P., Faure, M., Lin, W., Monié, P., Meffred, S., Melleton, J., 2009. The Zanhuang Massif, the second and eastern suture zone of the Paleoproterozoic Trans-North China Orogen. Precambrian Research 172, 80-98.

Traynor, J.J., Sladen, C., 1995. Tectonic and stratigraphy evolution of the Mongolian People's Republic and its influence on hydrocarbon geology and potential. Marine and Petroleum Geology 12, 35- 52.

Turek, A., Kim, C.B., 1995. U/Pb zircon ages of Mesozoic plutons in the Damyang-Geochang area, Ryongnam massif. Korean Geochemical Journal 29, 243-258.

Turner, G., 1971. Argon 40-argon 39 dating: The optimization of irradiation parameters. Earth Planetary Science Letters 10, 227-234.

Uchimara, H., Kono, M., Tsunawaka, H., Kimura, G., Wei, Q., Hao, T., Liu, H., 1996. Palaeomagnetism of late Mesozoic rocks from northeastern China: The role of the Tan-Lu fault in the North China Block. Tectonophysics 262, 301-319.

Ullemeyer, K., Braun, G., Dahms, M., Kruhl, J. H., Olesen, N. Ø., Siegesmund, S. 2000. Texture analysis of a muscovite-bearing quartzite: a comparison of some currently used techniques. Journal of Structural Geology 22, 1541-1557.

Usui, T., Nakamura, E., Kobayashi, K., Maruyama, S., 2003. Fate of the subducted Farallon plate inferred from eclogite xenoliths in the Colorado Plateau. Geology 31, 589-592.

Uyeda, S., 1991. The Japanese island arc and the subduction process. Episodes 14, 190-198.

Vanderhaeghe, O., 1999. Pervasive melt migration from migmatites to leucogranites in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: control of regional deformation. Tectonophysics 312, 35-55.

Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Electronic Geosciences 5. ISSN1436-2511.

Vigneresse, J.L., 1983. Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. Bulletin de la Société Géologique de Minéralogie de Bretagne 15, 1-15.

Vigneresse, J.L., Brun, J.P., 1983. Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie. Bulletin de la Société Géologique de France 25, 357-366.

Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. Terra Nova 10, 42-47.

Vine, F.J., Matthews, D.H., 1963. Magnetic anomalies over ocean ridges. Nature, 199, 947-949.

Vinnik, L.P., Makeyeva, L.I., Milev, A., Usenko, A.Y., 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. Geophysical Journal International 111, 433-437.

Voight, W., Kinoshita, S., 1907. Bestimmung absoluter Werte von Magnetiserungszahlen, inbesondere für Kristalle. Annale der Physik 24, 492-514.

Von Weizsacker, C.F., 1937. †ber die Mšglochkeit eines dualen Zerfalls von Kalium. Phys. Zeitschr. 38, 623-624.

Walcott, D., 1993. Neogene tectonics and kinematics of western North America. Tectonics 12, 326-333.

Wallace, R.E., 1990. The San Andreas fault system. US Geological Survey, Professional paper, 1515.

Wan, T., Teyssier, C., Zeng, H., Zhou, W., Tikoff, B., 2001. Emplacement mechanism of Linglong granitoid complex, Shandong Peninsula, China. Science in China (Series D) 44, 535-544.

Wang, F., Zhou X.-H., Zhang, L.-C., Ying, J.-F., Zhang, Y.-T., Wu, F.-Y., Zhu, R.-X., 2006. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia. Earth and Planetary Science Letters 251, 179-198.

Wang, L.G., Qiu, Y.M., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Luo, Z.K., Huang, J.Z., Miao, L.C., Liu, Y.K., 1998. Constraints on crustal evolution and gold metallogeny in the Northwestern Jiaodong Peninsula, China, from SHRIMP U-Pb zircon studies of granitoids. Ore Geology Reviews 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 Geologica Sinica 69, 372-381.

Wang, P.C., 1995. Relationship between the Jingshan Group and the Fenzishan Group in the Jiaobei area. Regional Geology of China 1, 16-20 (in Chinese with English abstract).

Wang, P.J., Liu, Z.J., Wang, S.X., Song, W.H., 2002. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K/Ar dating of volcanic rocks in the Songliao basin, NE China: constraints on stratigraphy and basin dynamics. International Journal of Earth Sciences 91, 331-340.

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, 267p.

Watson, M.P., Hayward, A.B., Parkinson, D.N., Zhang, Z.M., 1987. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China. Marine Petroleum Geology 4, 205-225.

Watts, A.B., Burov, E., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. Tectonophysics 213, 113-131.

Webb, L.E., Graham, S.A., Johnson, C.L., Badarch, G., Hendrix, S., 1999. Occurrence, age, and implications of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, southern Mongolia. Geology 27, 143-146.

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., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the US cordillera. In: Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., Zoback, M.L., 1992. The Cordilleran Orogen: coterminus US. Ed Boulder, Colorado, G3, Geological Society of America, 553-581.

Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages I. Transactions of the American Geophysical Union 37, 320-326.

Whitney, D.L., Teyssier, C., Vanderhaeghe, O., 2004. Gneiss domes and crustal flow. In: Whitney, D.L., Teyssier, C., Siddoway, C.S., Gneiss domes in orogeny: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 380, 15-33.

Wilde, S.A., Zhou, X.H., Nemchin, A.A., Sun, M., 2003. Mesozoic crust-mantle interaction beneath North China craton: a consequence of the dispersal of Gondwanaland and accretion of Asia. Geology 31, 817-820.

Wong, J., Sun, M., Xing, G., Li, X.H., Zhao, G., Wong, K., Yuan, C., Xia, W., Li , L., Wu, F.Y., 2009. Geochemical and zircon U-Pb and Hf isotopic study of the Baijuhuajian metaluminous A-type granite: Extension at 125-100 Ma and its tectonic significance for South China. Lithos 112, 289-305.

Wu, F.Y., Han, R.H., Yang, J.H., Wilde, S.A., Zhai, M.G., Park, S.C., 2007. Initial constraints on the timing of granitic magmatism in North Korea using U-Pb zircon geochronology. Chemical Geology 238, 232-248.

Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S., Sun, D.Y., 2000a. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. Tectonophysics 328, 89-113.

Wu, F.Y., Lin, J.Q., 1991. Weideshan plutonic complex, an example of magmatic pulsating crystallization. Journal of Changchun University of Earth Science 21, 291-299 (in Chinese with English abstract).

Wu, F.Y., Lin, J.Q., Wilde, S.A., Sun, D.Y., Yang, J.H., 2005a. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth Planetary Science Letters 233, 103-119.

Wu, F.Y., Sun, D.Y., 1999. Mesozoic magmatism and lithospheric thinning in eastern China. Journal of Changchun Science and Technology University 29(4), 313-318 (in Chinese).

Wu, F.Y., Sun, D.Y., Li, H., Jahn, B.M., Wilde, S., 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. Chemical Geology 187, 143-173.

Wu, F.Y., Walker, R., Ren, X.W., Sun, D.Y., Zhou, X.H., 2003. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. Chemical Geology 196, 107-129.

Wu, F.Y., Yang, J.H., Wilde, S.A., Zhang, X.O., 2005b. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China. Chemical geology 221, 127-156.

Wu, H., Zhou, L., Zhao, Z., Yang, Z., Chen, Y., 1993. Paleomagnetic results of the late Paleozoic and Mesozoic from the Alashan area of the north-western China Block. Scientia Geologica Sinica 2, 19-46.

Wu, J., Hu, W., Jiao, J., 1998. Mesozoic pollen assemblages of Ejin Qi depression, Yingen basin, Inner Mongolia. Journal of Changchun University Sciences and Technology 28, 247-253.

Wu, J., Liu, D., Geng, Y., Song, B., Li, Z., 1992. Archaean granitic rocks around Anshan, Liaoning, China. International Geological Congress 50.

Wu, L., Qi, J., Wang, T., Zhang, X., Xu, Y., 1982. Mesozoic volcanic rocks in the eastern part of China. Acta Geologica Sinica 64, 221-234.

Wu, Z., Cui, S., Zhu, D., Feng, X., Ma, Y., 2000b. Thermal evolution of plutons and uplift process of teh Yanshan orogenic belt. Acta Geologica Sinica 74, 7-13.

Xie, L.W., Zhang, Y.B., Zhang, Y.H., Sun, J.F., Wu, F.Y., 2008. In situ simultaneous determination of trace elements, U-Pb and Lu-Hf isotopes in zircon and baddeleyite. Chinese Science Bulletin 53, 1565-1573.

Xu, J., Zhu, G., Tong, W., Cui, K., Liu, Q., 1987. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: A major shear system to the northwest of the Pacific Ocean. Tectonophysics 134, 273-310.

Xu, J.W., Zhu, G., Tong, W.X., Cui, K.R., Liu, Q., 1987. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northwest of the Pacific ocean. Tectonophysics 134, 273-310.

Xu, P., Zhao, D., 2009. Upper-mantle velocity structure beneath the North China Craton: implications for lithospheric thinning. Geophysical Journal International 177, 1279-1283.

Xu, W., Yang, D., Gao, S., Pei, F., Yu, Y., 2010. Geochemistry of peridotite xenoliths in Early Cretaceous high-Mg# diorites from the Central Orogenic Block of the North China Craton: The nature of Mesozoic lithospheric mantle and constraints on lithospheric thinning. Chemical Geology 270, 257-273.

Xu, X.S., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Zhou, X.M., 1998. The nature of the Cenozoic lithosphere at Hushan, central eastern China. In: Flower, M., Chung, S.L., Lo, C.H., Lee, T.Y. (Eds), Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. AGU 27, 167-196.

Xu, Y.G., 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China: evidence, timing and mechanism. Physics and Chemistry of the Earth 26, 747-757.

Xu, Y.G., 2007. Diachronous lithospheric thinning of the North China Craton and formation of the Daxin'anling-Taihangshan gravity lineament. Lithos 96, 281-298.

Yan, J., Chen, J.F., Xie, Z., Zhou, T.X., 2003. Mantle xenoliths from Late Cretaceous basalt in eastern Shandong Province: New constraint on the timing of lithospheric thinning in eastern China. Chinese Science Bulletin 48, 2139-2144.

Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., Lo, C.H., 2008. The extensional geodynamic setting of Early Cretaceous granitic intrusions in the eastern North China Craton: Evidence from laser $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of K-bearing minerals. Acta Petrologica Sinica 24, 1175-1184.

Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., Lo, C.H., Wilde, S.A., Davis, G.A., 2007c. 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. Geological Society of America Bulletin 119, 1405-1414.

Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., 2003. A review of the geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China Craton: an association with lithospheric thinning. Ore Geology Reviews 23, 125-152.

Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Xie, L.W., Yang, Y.H., Liu, X.M., 2007a. Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. Contrib. Mineral. Petrol. 153, 177-190.

Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., Wilde, S.A., Chu, M.F., 2004. Multiple sources for the origin of granites: Geochemical and Nd/Sr isotopic evidence from the Gudaoling granite and its mafic enclaves, northeast China. Geochimica et Cosmochimica Acta 68, 4469-4483.

Yang, M., Lü, G., 1996. The geology-geochemistry of gold deposits of the greenstone belt in Jiaodong district. Geological Publishing House, Beijing, pp.228 (in Chinese with English abstract).

Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Liu, X.M., 2007b. Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China Craton. Chemical Geology 242, 155-175.

Yang, Z., Besse, J., 2001. New Mesozoic apparent polar wander path for south China: Tectonic consequence. Journal of Geophysical Research 106, 8493-8520.

Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., 2001. The Mesozoic-Cenozoic of Mongolia. In: Dergunov, A.B. (Ed), Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Mongolia. Taylor & Francis Group, London, 203-244.

Ye, H., Zhang, B., Mao, F., 1987. The Cenozoic tectonic evolution of the Great North China: two types of rifting and crustal necking in the Great North China and their tectonic implications. Tectonophysics 133, 217-227.

Yin, A., Nie, S., 1996. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions. In: Yin, A., and Harrison, T. A. (Eds). The tectonic evolution of Asia. New York, Cambridge University Press, 442–485.

Ying, J.F., Zhou, X.H., Zhang, L.C., Wang, F., 2010a. Geochronological framework of Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, NE China, and their geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences, doi:10.1016/j.jseaes.2010.04.035.

Ying, J.F., Zhou, X.H., Zhang, L.C., Wang, F., Zhang, Y.T., 2010b. Geochronological and geochemical investigation of the Late Mesozoic volcanic rocks from the northern Great Xing'an Range and their tectonic implications. International Journal of Earth Sciences 99, 357-378.

York, D., Berger, G.W., 1970. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age determinations on nepheline and basic whole rocks. Earth Planetary Science Letters 7, 333-336.

York, D., Yanase, Y., Berger, G.W., 1971. Determination of geological time with a nuclear reactor and a mass spectrometer. In: Brunfelt, A.O., Steinnes, E., 1971. Activation analysis in geochemistry and cosmochemistry. Universitetsforlaget, Oslo, 419-422.

Yu, J.X., 1990. Study of Early Cretaceous angiosperm spores in north China. Thesis collection of stratigraphic palaeontology 23, 212-228, Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).

Yuan, X.C., (chief compiler), 1996. Atlas of geophysics in China. Publication of the International Lithosphere Program 201.

Žalohar, J., Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. Journal of structural geology 29, 1798-1810.

Zhai, M.G., Liu, W.J., 2003. Paleoproterozoic tectonic history of the North China Craton: a review. Precambrian Research 122, 183-199.

Zhai, M.G., Windley, B.F., Kusky, T.M., Meng, Q.R. (eds), 2007. Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia. Geological Society, London, Special Publications 280.

Zhang, A., Xu, D., Xie, X., Guo, L., Zhou, J., Wang, W., 1991. The status and future of diamond exploration in China. CPRM Special Publication 92, 10-11.

Zhang, F.Q., Chen, H.L., Yu, X., Dong, C.W., Yang, S.F., Pang, Y.M., Batt, G.E., 2010a. Early Cretaceous volcanism in the northern Songliao basin, NE China, and its geodynamic implication. Gondwana Research, doi:10,1016/j.gr.2010.03.011.

Zhang, H.Y., Hou, Q.L., Cao, D.Y., 2007. Tectono-chronologic constraints on a Mesozoic slip and thrust belt in the eastern Jiaodong Peninsula. Science in China Series D 50, 25-32.

Zhang, J.H., Gao, S., Ge, W.C., Wu, F.Y., Yang, J.H., Wilde, S.A., Li, M., 2010b. Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, northesatern China: Implications for subduction-induced delamination. Chemical Geology, doi:10.1016/j.chemgeo.2010.05.013.

Zhang, J.H., Ge, W.C., Wu, F.Y., Liu, X.M., 2006. Mesozoic bimodal volcanic suite in Zhalantun of the Da Hinggan Range and its geological significance: zircon U/Pb age and Hf isotopic constraints. Acta Geologica Sinica 80, 58-69.

Zhang, J.H., Ge, W.C., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Yang, J.H., Liu, X.M., 2008a. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, Northeastern China. Lithos 102, 138-157.

Zhang, L.C., Shen, Y.C., Liu, T.B., Zeng, Q.D., Li, G.M., Li, H.M., 2003. $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr isochron dating of the gold deposits on northern margin of the Jiaolai Basin, Shandong, China. Science in China (Series D) 46, 708-718.

Zhang, P., Hu, S., Wan, G., 1989. A review of the geology of some kimberlites in China. Geological Society of Australia Special Publication 14, 392-400.

Zhang, Q.S., 1988. Early Proterozoic tectonic styles and associated mineral deposits of the North China platform. Precambrian Research 39, 1-29.

Zhang, S., Karato, S., 1995. Lattoce preferred orientation of olivine aggregates deformed simple shear. Nature 375, 774-777.

Zhang, X., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Liu, R., Song, H., Li, W., Snee, L.W., 2003a. Geology and timing of mineralization at the Cangshang gold deposit, northwestern Jiaodong Peninsula, China. Mineralium Deposita 38, 141-153.

Zhang, Y., Dong, S., Shi, W., 2003. Cretaceous deformation history of the middle Tan-Lu fault zone in Shandong Province, eastern China. Tectonophysics 363, 243-258.

Zhang, Y., Ma, Y., Yang, N., Shi, W., Dong, S., 2003. Cenozoic extensional stress evolution in North China. Journal of Geodynamics 36, 591-613.

Zhang, Y.Q., Dong, S.W., Shi, W., 2003. Cretaceous deformation history of the middle Tan-Lu fault zone in Shandong Province, eastern China. Tectonophysics 363, 243-258.

Zhang, Y.Q., Dong, S.W., Zhao, Y., 2008b. Jurassic tectonics of North China: A synthetic view. Acta Geological Sinica 82, 310-326.

Zhang, Z.M., 1990. The forming condition and the distributive pattern of hydrothermal gold deposits in the Jiaobei uplift. Geology and Exploration 4, 13-16 (in Chinese).

Zhang, Z.Q., Song, Z.Y., Zhang, S.F., Chi, S.X., 1994. New opinion on Precambrian strata of Ludong Province, Shandong province. Geology of Shandong 10, 14-26 (in Chinese).

Zhao, D., 1998. Diamonds and mantle xenoliths in kimberlites from the North China Craton and the Canadian Northwest Territories. Unpublished doctoral thesis, University of Michigan, 220 p.

Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S., 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. Precambrian Research 136, 177-202.

Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Lu, L.Z., 1998. Thermal evolution of basement rocks from the eastern part of the North China Craton and its bearing on tectonic setting. International Geology Reviews 40, 706-721.

Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Lu, L.Z., 1999. Tectonothermal history of the basement rocks in the western zone of the North China Craton and its tectonic implications. Tectonophysics 310, 37-53.

Zhao, G.L., Yang, G.L., Fu, J.Y., 1989. Mesozoic volcanic rocks in the central-southern Da Hinggan Ling Range. Beijing Press of Science and Techonology, Beijing.

Zhao, L., Zheng, T., 2005. Using shear wave splitting measurements to investigate the upper mantle anisotropy beneath the North China Craton: Distinct variation from east to west. Geophysical Research Letters 32, doi:10.1029/2005GL022585.

Zhao, L., Zheng, T., Lü, G., 2008. Insight into craton evolution: Constraints from shear wave splitting in the North China Craton. Physics of the Earth and Planetary Interiors 168, 153-162.

Zhao, L., Zheng, T.Y., Chen, L., Tang, Q.S., 2007. Shear wave splitting in eastern and Central China: implications for upper mantle deformation beneath continental margin. Physics of the Earth and Planetary Interiors 162, 73-84.

Zhao, X., Coe, R., 1987. Paleomagnetic constraints on the collision and rotation of north and south China. Nature 327, 141- 144.

Zhao, X., Coe, R., Chang, K., Park, S., Omarzai, S. Zhu, R., Zhu, Y., Gilder, S., Zheng, Z., 1999. Clockwise rotations recorded in Early Cretaceous rocks of South Korea: Implications for tectonic affinity between the Korean Peninsula and North China. Geophysical Journal International 138, 447-463.

Zhao, X., Coe, R., Zhou, Y., Wu, H., Wang, J., 1990. New palaeomagnetic results from northern China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan. Tectonophysics 181, 43-81.

Zhao, Y., Yang, Z., Ma, X., 1994. Geotectonic transition from Paleoasian system and Paleotethyan system to Paleopacific active continental margin in Eastern China. Scientia Geologica Sinica 29, 105-119 (in Chinese with English abstract).

Zheng, J., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Lu, F., Wang, C., Zhang, F., Li, H., 2004. 3.6 Ga lower crust in central China: new evidence on the assembly of the North China Craton. Geology 32, 229-233.

Zheng, J.P., Lu, F.X., Guo, H., Ren, Y.X., 1994. Study of fluid inclusions in diamonds. Chinese Sciences Bulletin 39, 670-675.

Zheng, S., Kono, M., Tsunakawa, H., Kimura, G., Wei, Q., Zhu, X., Hao, T., 1991. The apparent polar wander path for the North China Block since the Jurassic. Geophysical Journal International 104, 29-40.

Zheng, Y., Wang, S., Wang, Y., 1991. An enormous thrust nappe and extensional metamorphic core complex newly discovered in Sino-Mongolian boundary area. Science in China (Series B) 34, 1145-1152.

Zhi, X., Peng, Z., Chen, D., Yu, C., Sun, W., Reisberg, L., 2001. The longevity of subcontinental lithospheric mantle beneath Jiansu-Anhui region. Science in China Series D 44, 1110-1118.

Zhou, T., Lü, G., 2000. Tectonics, granitoids and Mesozoic gold deposits in East Shandong, China. Ore Geology Reviews 16, 71-90.

Zhou, X., Sun, T., Shen, W., Shu, L., Niu, Y., 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: a response to tectonic evolution. Episodes 29, 26-33.

Zhou, X., Yang, J., Zhang, L., 2003. Metallogenesis of superlarge gold deposits in Jiaodong region and deep processes of subcontinental lithosphere beneath North China Craton in Mesozoic. Science in China (Series D) 46, 14-25.

Zhou, X.M., Li, W.X., 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: implications for lithospheric subduction and underplating of mafic magmas. Tectonophysics 326, 269-287.

Ziegler, P.A., 1994. Cenozoic rift system of western and central Europe: An overview. Geologie en Mijnbouw 73, 99-127.

Zijderveld, J.D.A., 1967. AC demagnetisation of rocks: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (eds), Methods on Paleomagnetism. Elsevier, 245-286.

Zorin, Y.A., 1999. Geodynamics of the western part of the Mongol-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. Tectonophysics 306, 33-56.

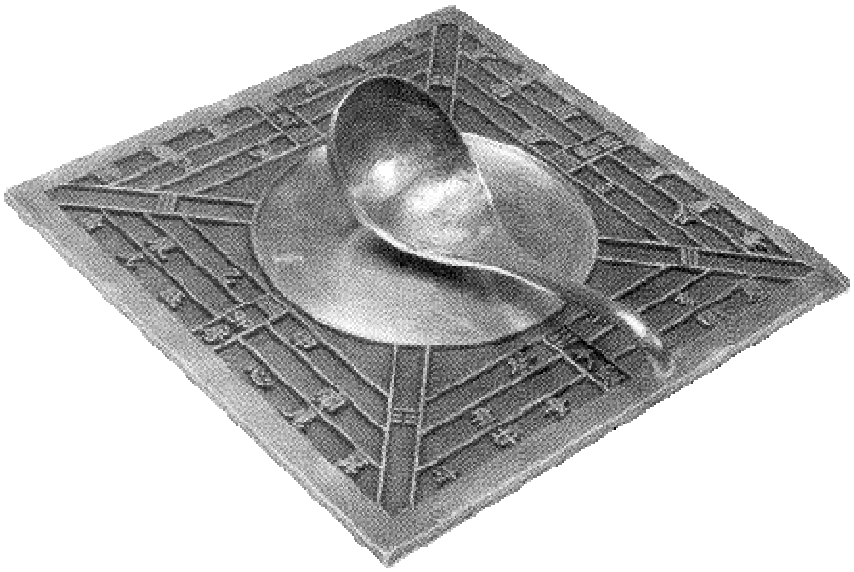
Annexes méthodologiques

Le magnétisme des roches
Etude géochronologique
La gravimétrie

Annexe 1

Le magnétisme des roches

Le champ magnétique terrestre
La minéralogie magnétique
L'anisotropie de susceptibilité magnétique
Le paléomagnétisme



Boussole chinoise de type « cuillère de Wang Chen-Tuo », entre 206 av. J-C – 220 après J-C.

Annexe 1

Le magnétisme des roches

1. LE CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE 407

1.1. INTRODUCTION HISTORIQUE AU MAGNETISME 407

1.2. LE CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE : QUELQUES RAPPELS 412

1.2.1. L'origine du champ magnétique terrestre 412

1.2.2. Le champ magnétique terrestre : un dipôle axial centré 413

1.2.3. Les éléments du champ magnétique terrestre 416

2. LA MINERALOGIE MAGNETIQUE 420

2.1. LES COMPORTEMENTS MAGNETIQUES DE LA MATIERE 420

2.1.1. Le diamagnétisme 420

2.1.2. Le paramagnétisme 420

2.1.3. Le ferromagnétisme s.l. 421

2.2. RECONNAISSANCE DES MINERAUX MAGNETIQUES NATURELS 423

2.2.1. Aimantation rémanente isotherme (ARI) 423

2.2.2. Thermomagnétisme (détermination du point de Curie) 424

2.2.3. Cycles d'hystérésis et domaines magnétiques 425

2.2.3.1. Cycles d'hystérésis 425

2.2.3.2. Notions de domaines magnétiques 426

2.2.4. Autres méthodes de reconnaissance 428

3. L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (ASM) 429

3.1. POURQUOI UTILISER L'ASM ? LES FABRIQUES MAGNETIQUES : UN OUTIL PETROSTRUCTURAL 429

3.2. METHODE DE L'ASM 430

3.2.1. Définition et principe 430

3.2.2. Analyse statistique 432

3.2.2.1. Paramètres de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique 433

3.2.2.2. Analyse des directions de l'ellipsoïde 434

3.2.3. Représentation graphique des mesures de l'ASM 435

3.3. ECHANTILLONNAGE POUR UNE ETUDE ASM 436

3.3.1. Prélèvement des échantillons sur le terrain 436

3.3.2. Préparation des échantillons au laboratoire 437

3.4. LES APPAREILS DE MESURE DE L'ASM 438

4. LE PALEOMAGNETISME 439

4.1. ACQUISITION DE L'AIMANTATION.....439

4.2. ETUDE DE L'AIMANTATION DES ROCHES 440

4.2.1. Mesure de l'aimantation..... 440

4.2.2. Désaimantation des roches..... 440

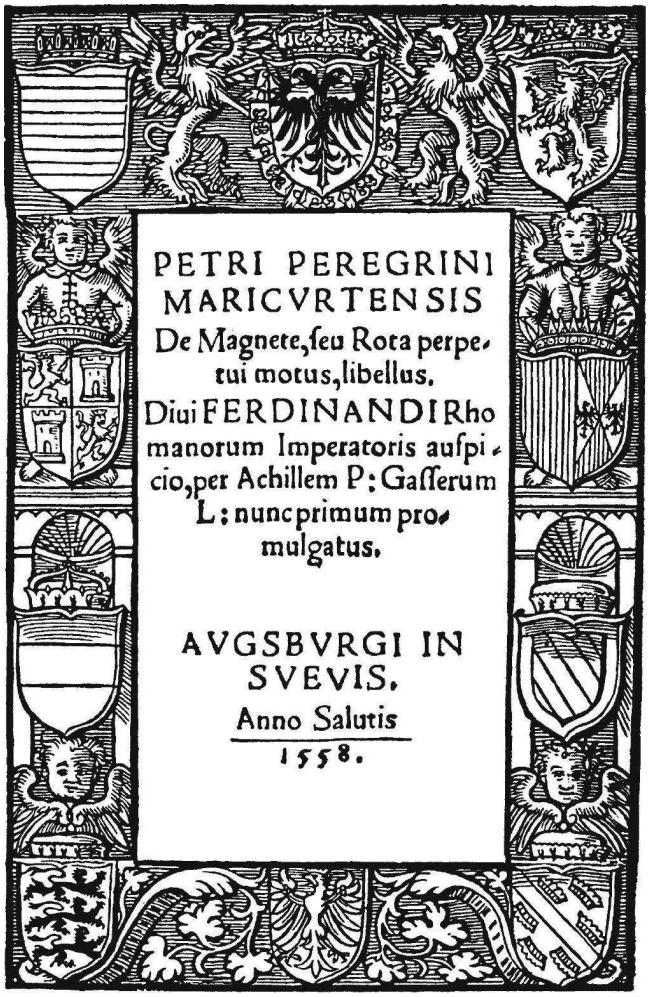
4.2.4. Représentation de l'aimantation..... 442

4.2.5. Analyse des directions 443

1. Le champ magnétique terrestre

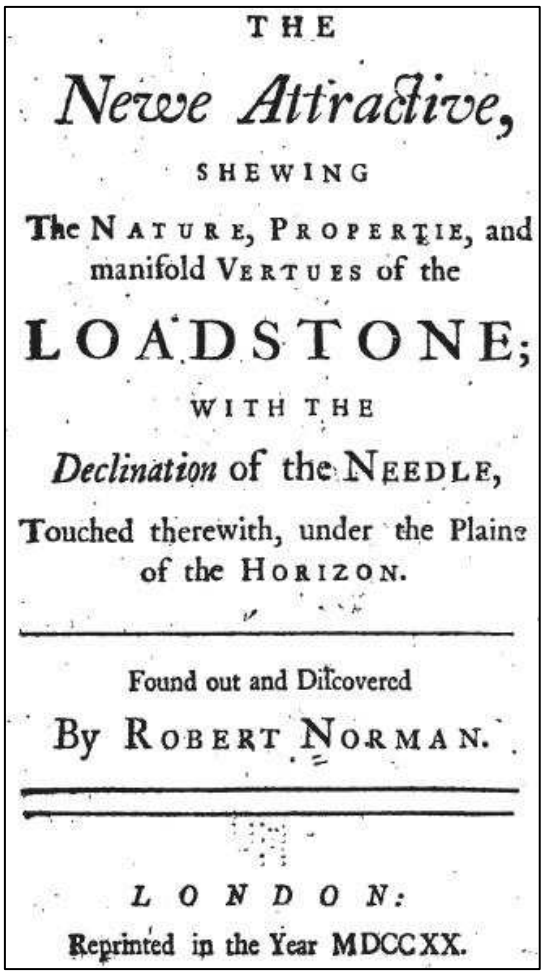
1.1. Introduction historique au magnétisme

Les phénomènes magnétiques sont depuis très longtemps connus et étudiés des hommes. Le magnétisme en tant que science doit son origine à l'observation des effets produits par des roches naturelles aimantées, ou bien encore de minéraux particuliers comme la magnétite naturelle dont les propriétés d'attraction et de répulsion sont bien connues. Les propriétés particulières de la magnétite sont connues dès le VIe siècle avant notre ère par les Chinois, les Grecs, les Arabes ou encore les Indiens. La boussole fût d'ailleurs utilisée par les Chinois et le Monde Arabe plusieurs siècles avant le premier Européen (Petrus Peregrinus, 1269 ; **Fig. A1.1**). Les premières boussoles étaient composées de minerais naturels de fer contenant de la magnétite (Fe_3O_4). Cet instrument révolutionnaire a permis aux hommes de pouvoir s'orienter à la surface de la Terre selon des lignes invisibles se rejoignant en deux points opposés (pôles géomagnétiques au nord et au sud). L'utilisation des boussoles permet de reconnaître assez rapidement la déclinaison magnétique (angle entre la direction du nord magnétique et celle du nord géographique), ainsi que ses variations dans l'espace (ex. Christophe Colomb, 1492).


PETRI PEREGRINI
MARICVRTENSIS
De Magnete, ſeu Rota perpe-
tui motus, libellus.
Diui FERDINANDI Rho
manorum Imperatoris auſpi-
cio, per Achillem P: Gaſſerum
L: nunc primum pro-
mulgatus.

AVGSBVRGI IN
SVEVIS.
Anno Salutis
1558.

Figure A1.1 : Page de couverture de l'ouvrage « Epistola de Magnete » de P. Peregrinus (1269). Reproduction de 1558.



THE

Newe Attractive,

SHEWING

The NATURE, PROPERTIE, and manifold VERTUES of the

LOADSTONE;

WITH THE

Declination of the NEEDLE,

Touched therewith, under the Plaine of the HORIZON.

Found out and Discovered

By ROBERT NORMAN.

LONDON:

Reprinted in the Year MDCCXX.

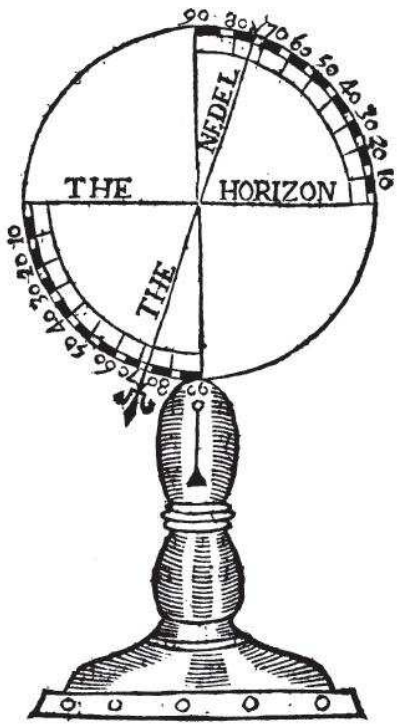


Figure A1.2 : Page de couverture de l'ouvrage « The newe attractive » de R. Norman (1581). Edition de 1720.
Figure A1.3 : Boussole de Norman avec laquelle il démontra l'existence de l'inclinaison magnétique. Issu de « The newe attractive » (1581), édition de 1720.

Au début du XVIe siècle, Hartmann (1510) est le premier à observer que l'aiguille d'une boussole ne s'oriente pas parallèlement à la surface de la Terre, introduisant pour la première fois la notion d'inclinaison magnétique. R. Norman (1576) démontrera plus tard l'existence de l'inclinaison magnétique, en observant que l'aiguille aimantée d'un flotteur en équilibre hydrostatique dans l'eau, s'incline (**Fig. A1.2**). Norman (1576) parle alors de « point de visée » à l'intérieur du centre de la Terre. Ses travaux seront publiés en 1581 dans *« The Newe Attractive »* (**Fig. A1.3**). Quelques années après, W. Gilbert (dans *« De Magnete »*, 1600 **; Fig. A1.4)** fait la relation entre les lignes de champ issues d'un minéral naturel, sous la forme d'une sphère de magnétite, aux lignes de champ présentes autour de la Terre (**Fig. A1.5**). Gilbert (1600) fait alors l'hypothèse que l'origine du magnétisme terrestre est issu d'un dipôle magnétique situé à l'intérieur-même de la Terre.

Le cumul des données de mesure de la déclinaison, de l'inclinaison et de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours des années ont permis à Karl Friedrich Gauss (1839), de faire une première analyse mathématique. Gauss (1839) démontre que l'origine du champ magnétique terrestre prend place au centre de la Terre et peut être assimilé au champ magnétique d'un dipôle, corroborant ainsi les premières observations de Gilbert (1600). Gauss (1839) met aussi en évidence par le calcul que les pôles géographiques ne correspondent pas aux pôles nord et sud magnétiques, puisque le dipôle magnétique est orienté selon un angle d'environ 11,5° par rapport à l'axe de rotation terrestre. La fin du XIXe siècle voit la découverte d'un phénomène particulier, observé pour la première fois par Melloni en 1853 sur les laves du Vésuve. Le scientifique italien constate que les laves aimantées perdent leur aimantation par chauffage (Italie). Cette observation est à l'origine du paléomagnétisme (science qui étudie le champ magnétique terrestre dans le passé). Plus tard, Folgheraiter (1894) montre que les directions de l'aimantation rémanente (aimantation persistante et mesurable sans application d'un champ magnétique extérieur) de laves récentes et de poteries cuites par lui-même sont parallèles au champ magnétique lors du refroidissement. Le fait qu'un matériau puisse enregistrer la direction du champ magnétique terrestre au cours de son refroidissement était ainsi démontré. Cette observation sera corroborée par les résultats de David (1904), Brunhes (1906), Königsberger (1938) qui mettront également en évidence que la direction du champ magnétique terrestre peut changer au cours du temps. En 1925, P. Chevallier publie la première courbe de variation de la déclinaison et de l'inclinaison magnétique sur les laves de l'Etna (Italie). Matuyama (1929) propose la première échelle magnétostratigraphique (utilisation du magnétisme rémanent des roches pour préciser leur stratigraphie et donc leur âge) à partir du volcanisme Pliocène-Quaternaire au Japon.

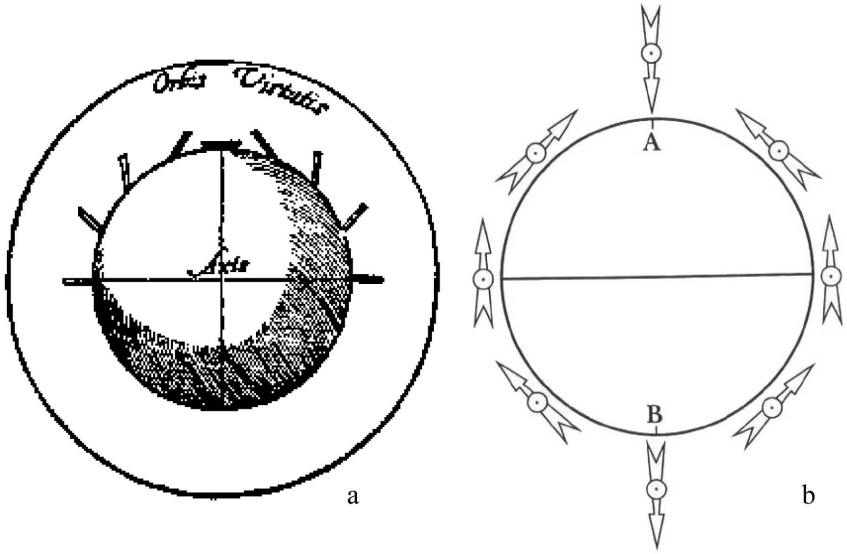


Figure A1.4: Schéma de la Terella (sphère de magnétite) de W. Gilbert. (a) Schéma original de la Terella issu de l'ouvrage « De Magnete » (1600) et (b) schéma montrant les inclinaisons de l'aiguille d'une boussole autour d'une sphère de magnétite, correspondant à celle autour de la Terre (Dunlop et Ozdemir, 1997).

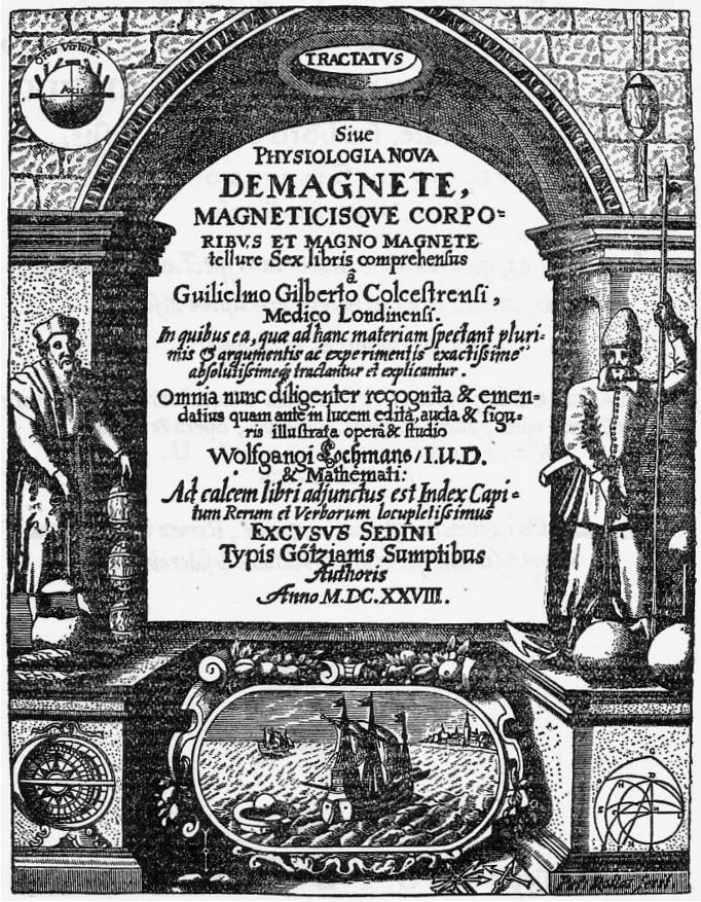


Figure A1.5 : Page de couverture de l'ouvrage « De Magnete » de W. Gilbert (1600) ; Edition de 1628.

Les bases physiques du paléomagnétisme sont posées par les travaux pionniers de E. Thellier, qui conçoit des appareils de mesure (inductomètres et magnétomètres), puis décrit le mode d'acquisition d'aimantation de terres cuites (Thellier 1938, 1941 ; Thellier et Thellier 1959). Selon T. Nagata (1943), le mode d'acquisition de l'aimantation dans les terres cuites est le même pour les laves volcaniques. Blackett (1953) développe de nouveaux instruments de mesure, plus précis, et vérifie ainsi l'hypothèse que le champ magnétique est une propriété fondamentale de n'importe quel corps en rotation. Les années 1950-1960 voient l'émergence de nouvelles théories physiques sur l'aimantation rémanente en adéquation avec les résultats expérimentaux (ex. Néel, 1949, 1950 ; Nagata 1953, 1961; Stacey, 1963).

Creer et al. (1957) observent une évolution systématique de la direction du champ magnétique avec le temps, donnant une première explication par la théorie de la dérive du pôle magnétique (**Fig. 3** dans Westphal (1986) p.3). Creer et al. (1957) montreront qu'il existe un mouvement de dérive des continents européen et américain l'un par rapport à l'autre. Il faudra attendre le modèle de Vine et Matthews (1963), sur la quantification du taux d'expansion du plancher océanique pour que la théorie de la tectonique des plaques soit à la base d'un renouvellement complet des idées dans le domaine des Géosciences.

1.2. Le champ magnétique terrestre : quelques rappels

1.2.1. L'origine du champ magnétique terrestre

Au XIXe siècle, Gauss (1839) a démontré que l'origine du champ magnétique terrestre serait du à un corps constitué essentiellement de fer situé à l'intérieur de la Terre. Cette théorie fut longtemps critiquée, notamment par les températures calculées pour le centre de la Terre qui étaient largement supérieures à la température de Curie du fer (770°C, température au-delà de laquelle, le corps considéré perd son aimantation). L'origine du champ magnétique ne pourrait alors être imputée qu'à une fine couche (25-30 km) de matériaux ferromagnétiques présente à la surface de la Terre, avec une aimantation moyenne calculée d'environ 10^{-4} A.m^{-1}, valeur qui est bien inférieure à l'aimantation de la plupart des roches crustales. L'avènement de la sismologie au début du XXe siècle va apporter de nouveaux éléments de réponse quant à l'origine du champ magnétique terrestre. En effet, l'hypothèse que la Terre possède un noyau liquide constitué de matériaux à haute conductivité électrique tels que le fer, va de nouveau étayer la thèse d'une origine interne pour le champ magnétique. Le champ terrestre serait généré par un courant électrique issu du mouvement de fluides conducteurs présents à grande profondeur dans le globe. Ce champ magnétique ne peut

résulter d'un processus ancien et doit être continuellement régénéré, jetant ainsi les bases de la théorie longtemps controversée de la dynamo auto-excitatrice (Larmor, 1919). La démonstration de l'existence possible d'une dynamo auto-excitatrice est démontrée à la fin des années 1950. Le champ magnétique terrestre que l'on mesure est en fait le résultat de la superposition de contributions ayant des origines différentes. Ainsi, le champ magnétique terrestre est généré : (1) par le champ principal du au mouvement de fluides dans le noyau terrestre selon un mécanisme de dynamo (95%), (2) par le champ magnétique crustal lié aux roches aimantées dans la croûte terrestre (5%), (3) par le champ externe causé par des courants électriques dans la magnétosphère et l'ionosphère, étant donné l'interaction des radiations électromagnétiques solaires et des vents solaires avec le champ magnétique terrestre (1%), (4) et par le champ magnétique résultant de processus d'induction électromagnétiques générés par des courants électriques dans la croûte terrestre et le manteau supérieur induits par la variation temporelle du champ magnétique externe. L'étude du fonctionnement de tels processus demeure un sujet extrêmement complexe et captivant de la géophysique théorique.

1.2.2. Le champ magnétique terrestre : un dipôle axial centré

Le dipôle est l'entité fondamentale de l'étude du magnétisme. Il consiste en un système composé de deux charges magnétiques, ou masses magnétiques, d'égales intensités et de signes opposés.

Le potentiel magnétique *V*, produit par un dipôle en un point *P* (**Fig. A1.6**), de coordonnées polaires (r, θ), avec un moment *M* d'un dipôle dont l'origine est centrée sur lui-même peut s'écrire tel que :

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi}\frac{M.r}{r^3} = \frac{\mu_0}{4\pi}\frac{M.\cos\theta}{r^2} \quad (1.1)$$

avec $\mu_0 = 4\pi.10^{-7}$ Henry.m^{-1} = perméabilité magnétique du vide.

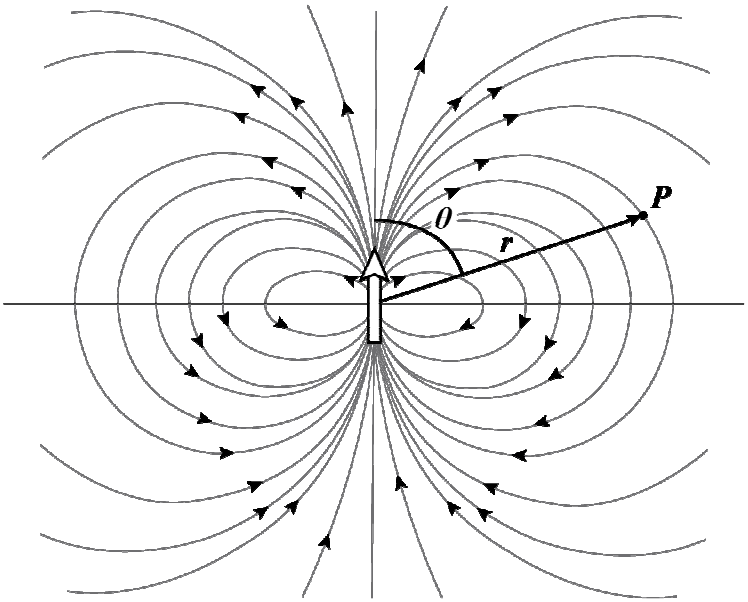


Figure A1.6 : Lignes de force du champ magnétique d'un dipôle. La flèche symbolise le dipôle magnétique, r est la distance vectorielle et θ la colatitude, se référant à un point P de coordonnées polaires.

On peut également écrire :

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi} M \ grad\left(\frac{1}{r}\right) = \frac{\mu_0}{4\pi} M \nabla\left(\frac{1}{r}\right) \quad (1.2)$$

Pour des raisons de symétrie, cette relation (1.2) est valable pour tous les plans passant par l'axe polaire du dipôle. Ainsi, nous pouvons dans chacun de ces plans décomposer ce champ magnétique vectoriel que nous appellerons *F*, en deux composantes en partant de la relation suivante :

$$F = -gradV = -\nabla V \quad (1.3)$$

Si l'on prend en compte le système de coordonnées polaires décrit ci-dessus et se référant à la composante transverse au rayon vecteur F_t, ainsi qu'à la composante F_r dirigée selon *r*, on obtient :

$$F_r = -\frac{\partial V}{\partial r} \ ; \ F_t = -\frac{1}{r}\frac{\partial V}{\partial \theta} \qquad (1.4)$$

$$F_r = -\frac{\mu_0}{4\pi}\frac{2M\cos\theta}{r^3} \ ; \ F_t = \frac{\mu_0}{4\pi}\frac{M\sin\theta}{r^3} \qquad (1.5)$$

Parallèlement à l'axe du dipôle (pour $\theta = 0$ ou $\theta = \pi$), et perpendiculairement à cet axe (pour $\theta = \pi/2$), nous avons respectivement deux positions polaires, dont on peut directement lier une position équatoriale terrestre, tel que :

Position polaire $F_t = 0; F_t = \pm \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2M}{r^3}$; $\theta = 0$

Position équatoriale $F_t = \pm \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M}{r^3}$; $F_t = 0$; $\theta = \frac{\pi}{2}$

Pour n'importe quelle valeur de θ, nous obtenons :

$$F = \left(F_t^2 + F_r^2\right)^{\frac{1}{2}} \qquad (1.6)$$

$$F = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M}{r^3} \sqrt{3\cos^2\theta + 1} \qquad (1.7)$$

Cette dernière relation (1.7) constitue l'équation d'une ligne de force générée par le champ magnétique d'un dipôle selon des coordonnées polaires.

Si un dipôle magnétique est soumis à un champ magnétique externe, comme l'aiguille d'une boussole soumise au champ magnétique terrestre, et qu'elle puisse tourner librement dans un plan horizontal et vertical, on pourra noter que l'aiguille s'orientera selon une direction particulière. En effet, l'aiguille va tendre à minimiser son énergie d'interaction avec le champ magnétique terrestre. Afin de rendre cette énergie la plus faible possible, le dipôle tendra à s'aligner selon une ligne de force du champ magnétique externe auquel il est soumis. Si l'on considère le champ magnétique externe F et le moment magnétique du dipôle M, l'énergie d'interaction E peut s'écrire :

$$E = -M.F \qquad (1.8)$$

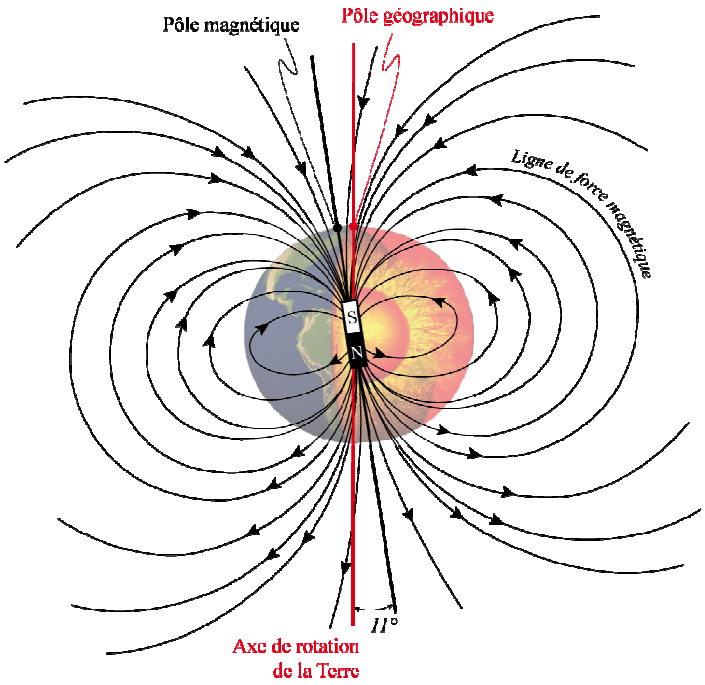


Figure A1.7 : Le champ magnétique terrestre est assimilable au champ créé par un dipôle magnétique placé au centre de la Terre et globalement orienté parallèlement à l'axe de rotation de la Terre.

Les formules ci-dessus considèrent le champ magnétique *F* comme une induction magnétique, ce qui est une approche standard du champ magnétique terrestre.

Une bonne analogie peut être faite entre un dipôle simple et la source du champ magnétique de la Terre. Ceci confirme les premières hypothèses de Gilbert (1600) et les premières théories mathématiques de Gauss (1839), que de considérer, en première approximation, le champ magnétique terrestre généré par un énorme dipôle. Ce dipôle étant situé au centre de la Terre, avec un axe plus ou moins parallèle à l'axe de rotation de la Terre (**Fig. A1.7**). On parle alors de dipôle axial centré.

1.2.3. Les éléments du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre, ou plus correctement le vecteur champ magnétique *F* peut être décomposé à la surface de la Terre selon trois directions. Considérant un point de mesure constituant l'origine d'un système Cartésien de référence, l'axe *x* étant le méridien géographique dirigé vers le nord, l'axe *y* étant le parallèle géographique dirigé vers l'est, et l'axe *z* parallèle à la verticale du point et compté positivement vers le bas, nous pouvons définir trois composantes du champ magnétique terrestre tels que *X*, *Y* et *Z* sont respectivement parallèles aux axes précédemment cités (**Fig. A1.8**). Nous obtenons ainsi :

$$\sqrt{X^2+Y^2+Z^2} = F \;\; ; \; \sqrt{X^2+Y^2} = H \qquad (1.9)$$

Où H est la composante horizontale du champ magnétique terrestre.

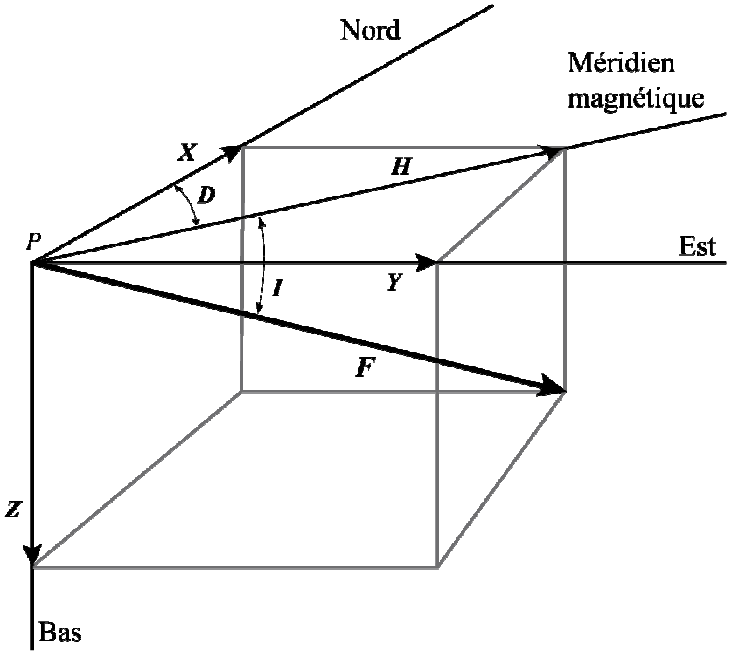


Figure A1.8 : Les principales composantes du champ magnétique terrestre.

Afin de mieux définir le champ magnétique, deux composantes angulaires sont définies. La première correspond à l'angle que fait le vecteur *F* avec le plan horizontal, c'est l'inclinaison *I*. la seconde est l'angle entre la composante horizontale *H* du vecteur *F* par rapport à la composante *X* selon le méridien géographique, c'est la déclinaison *D*. On peut relier entre elles toutes ces composantes par les relations suivantes :

$$H = F.\cos I \; ; \; Z = F.\sin I \; ; \; Z = H.\tan I \; ; \; X = H.\cos D \; ; \; Y = H.\sin D \; (1.10)$$

Le champ magnétique terrestre peut être défini par seulement trois de ces grandeurs (elles sont indépendantes entre elles). Si l'on considère la Terre comme une sphère, dont le champ magnétique est issu d'un dipôle axial centré ; on peut considérer l'axe de ce dipôle comme un axe géomagnétique. On obtient alors pour un point *P* situé à la surface de la Terre, que les grandeurs F_t et F_r sont maintenant équivalents aux composantes horizontales et verticales du champ géomagnétique du dipôle :

$$H = F_t \; ; \; Z = -F_r \; ; \; \sqrt{H^2+Z^2} = F^2 \qquad (1.11)$$

Le champ magnétique terrestre varie en magnitude principalement selon la latitude, d'environ 20 000 nT à 60 000 nT entre l'équateur et les pôles, respectivement (**Fig. A1.9** carte intensité). La déclinaison et l'inclinaison magnétique varie également selon les régions du globe (**Figs. A1.10 et A1.11**).

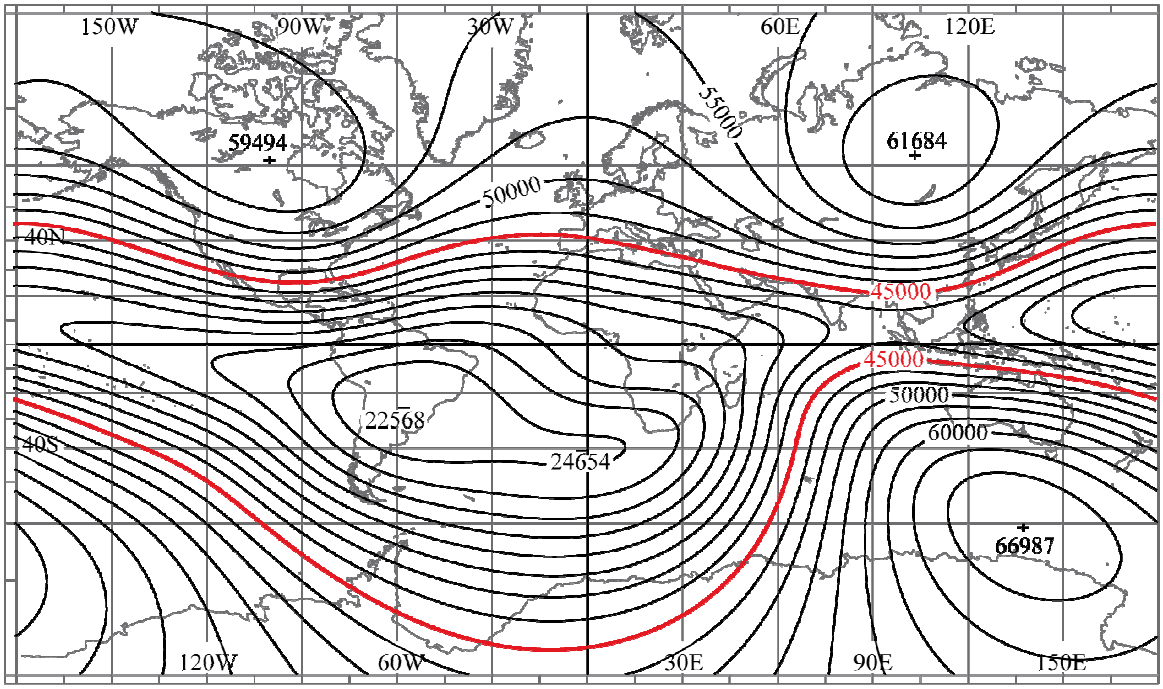


Figure A1.9 : Mappemonde du champ magnétique total F (en nT), d'après l'IRGP, 11e méthode (2010).

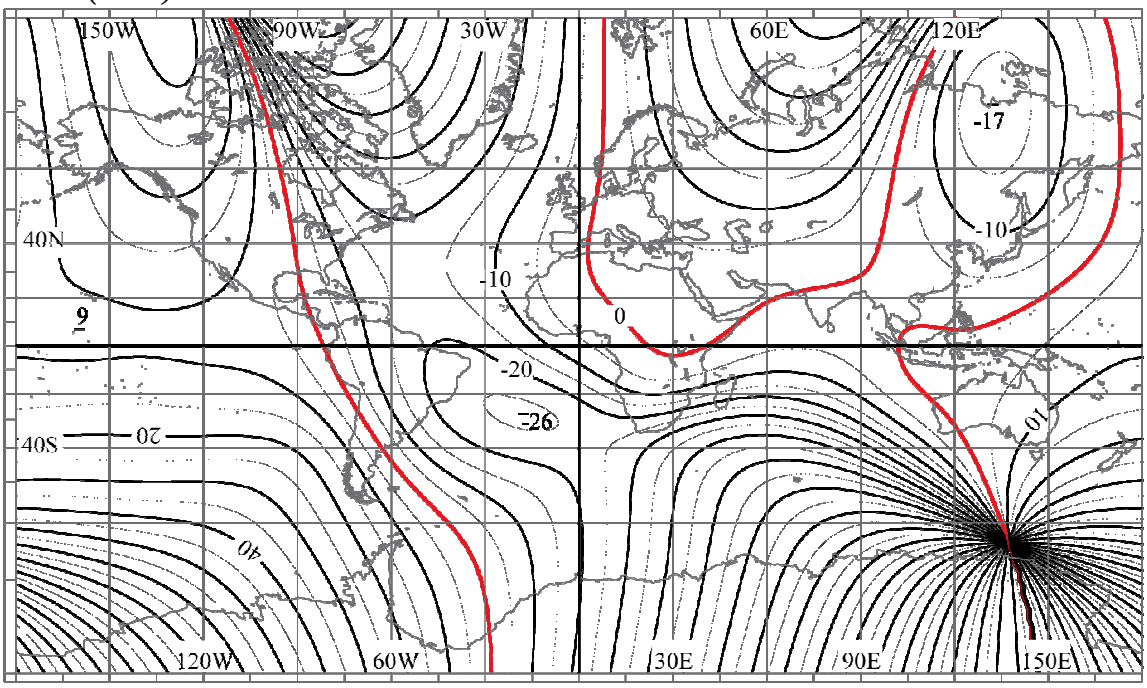


Figure A1.10 : Mappemonde de la déclinaison magnétique D (en degrés), d'après l'IRGP, 11e méthode (2010).

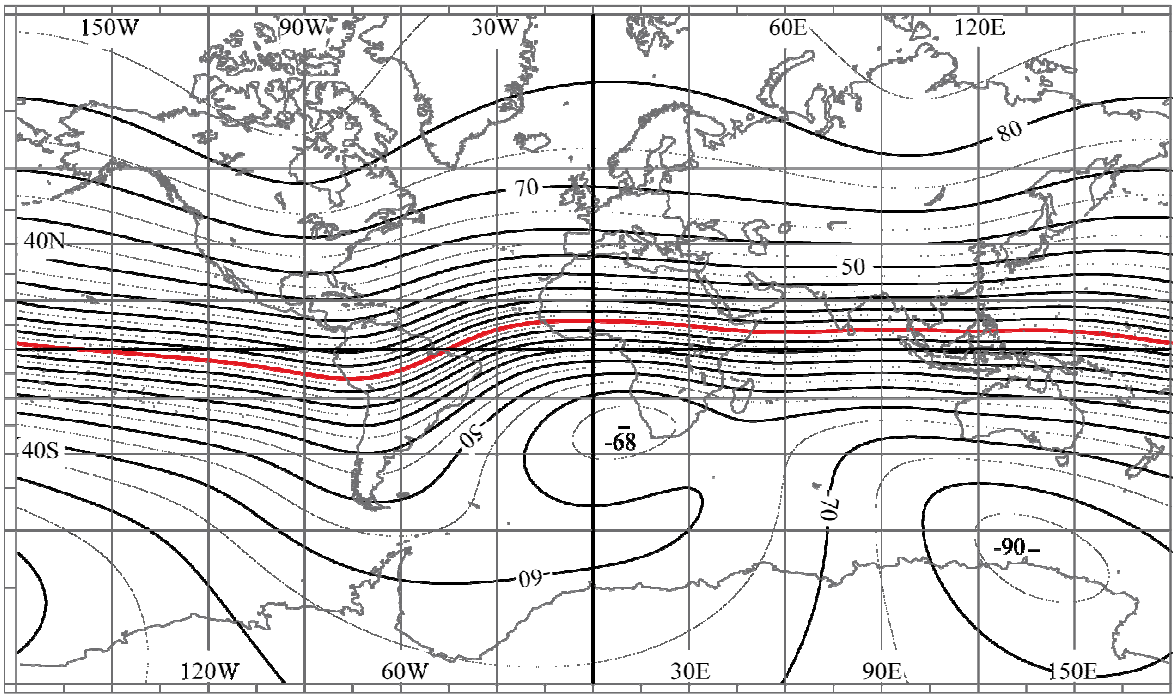


Figure A1.11 : Mappemonde de l'inclinaison magnétique I (en degrés), d'après l'IPRG, 11e méthode (2010).

2. La minéralogie magnétique

Lorsqu'un espace est soumis à l'influence d'un champ magnétique, il perd son caractère isotrope. Cela peut s'observer par l'orientation de grains de limaille de fer le long de lignes, par l'orientation de l'aiguille d'une boussole lorsqu'un aimant est placé à proximité. Le champ magnétique modifie les propriétés de la matière qu'il imprègne. Ainsi, la matière peut avoir trois comportements différents en présence d'un tel champ : le diamagnétisme, le paramagnétisme et le ferromagnétisme.

2.1. Les comportements magnétiques de la matière

2.1.1. Le diamagnétisme

Les matériaux diamagnétiques présentent une aimantation induite *M* opposée au champ magnétique appliqué *H* (**Fig. A1.12**). Ceci est dû à une modification des orbites électroniques des atomes, s'opposant au champ magnétique. Le diamagnétisme est une propriété commune à tous les corps, qu'ils soient solides, liquides ou gazeux ; et est souvent occulté par des effets magnétiques plus importants (ex. ferromagnétisme). Les corps diamagnétiques les plus connus sont l'air, l'eau, le quartz, les feldspaths, la calcite ou encore le graphite. L'aimantation d'un corps diamagnétique est proportionnelle au champ magnétique appliqué, indépendante de la température et toujours très faible. Si l'application du champ magnétique est interrompue, l'aimantation redevient nulle, il n'y a pas donc pas de phénomène de rémanence.

2.1.2. Le paramagnétisme

Un certain nombre de corps, en particulier ceux contenant des atomes de fer acquièrent une aimantation positive, dans le sens du champ magnétique appliqué, mais qui demeure toujours assez faible. Ces corps ont un comportement dit paramagnétique. Ce phénomène s'explique par une compensation incomplète entre le spin (moment magnétique) du noyau et celui des électrons périphériques de certains ions. L'aimantation est proportionnelle au champ appliqué (**Fig. A1.12**), diminue avec la température et redevient nulle en cas d'interruption d'application du champ magnétique (pas de rémanence). Cette diminution en fonction de la température est liée à l'agitation thermique des ions tendant à désorganiser les petits moments magnétiques individuels. Une grande majorité des corps contenant du fer sont paramagnétiques. On retiendra par exemple les micas, les amphiboles, les pyroxènes, les olivines ou encore les grenats.

2.1.3. Le ferromagnétisme s.l.

Le troisième et dernier comportement magnétique des matériaux est le ferromagnétisme au sens large. L'aimantation est beaucoup plus forte comparée au diamagnétisme et au paramagnétisme décrits plus haut. La différence majeure réside en l'existence du phénomène de rémanence magnétique. En effet, un corps ferromagnétique soumis à un champ magnétique sera à son tour source de magnétisme lorsque l'application du champ magnétique sera interrompue. Ce comportement s'explique par un couplage entre les ions, suffisant pour vaincre l'effet de l'agitation thermique et rendre tous les moments magnétiques (spins) parallèles. Ceci est démontré par le fait que si l'on chauffe un tel corps au-delà d'une certaine température, l'agitation thermique devient supérieure aux effets du couplage magnétique. A cet instant, l'ordre préexistant n'existe plus et le corps devient paramagnétique. Ce « point rupture » correspond à une température inhérente à chaque matériau, c'est la température de Curie. Le fer, la plupart des aciers, certains oxydes de fer (magnétite, hématite, titanomagnétite) et quelques sulfures et hydroxydes de fer sont ferromagnétiques.

Plus précisément, on peut distinguer trois types principaux de ferromagnétisme (**Fig. A1.12**) :

>le ferromagnétisme *s.s.*, où tous les ions sont identiques et dont le couplage est positif. De plus, tous les moments magnétiques sont parallèles entre eux. Le fer en est l'exemple le plus caractéristique.

>le ferrimagnétisme, où les ions diffèrent et occupent des sites cristallographiques différents qui impliquent des couplages de signe négatif entre les deux catégories de sites. Les moments magnétiques sont parallèles mais de sens opposés. La magnétite (Fe_3O_4) en est l'exemple classique.

>l'antiferromagnétisme, où les ions sont identiques et dont les couplages sont négatifs. Un ion sur deux est alternativement de sens inverse. De tels matériaux ne présentent pas normalement d'aimantation rémanente. L'hématite ($Fe_2O_3\alpha$) en est l'exemple naturel.

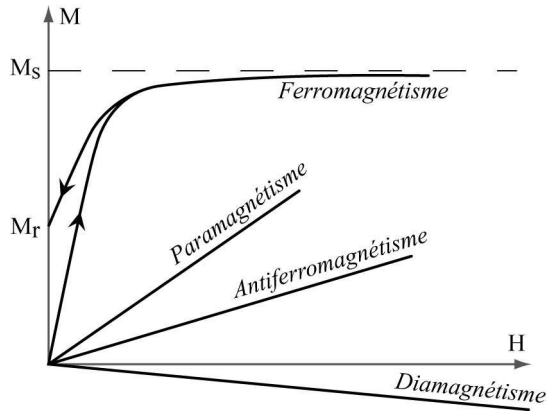


Figure A1.12 : Relation entre l'aimantation M et le champ magnétique appliqué H pour les différents comportements magnétiques des solides. Modifié d'après Bouchez (1997). Ms est l'aimantation à saturation, et Mr l'aimantation rémanente.

Les substances ferromagnétiques naturelles sont toujours des solides cristallisés contenant du fer. Le fer pur n'existant pas à l'état naturel (excepté dans les météorites et dans le noyau terrestre), celui-ci a été oxydé, hydroxydé, réduit à l'état de sulfures ou bien encore incorporé dans des silicates. Les minéraux ferromagnétiques les plus nombreux et les plus connus sont les oxydes de fer. Il s'agit d'un mélange ternaire de FeO (divalent), Fe_2O_3 (trivalent) et TiO_2 (trivalent). On peut ainsi classer les oxydes de fer dans diagramme ternaire (les titanomagnétites, les titanomaghémites et les titanohématites ; **Fig. A1.13**).

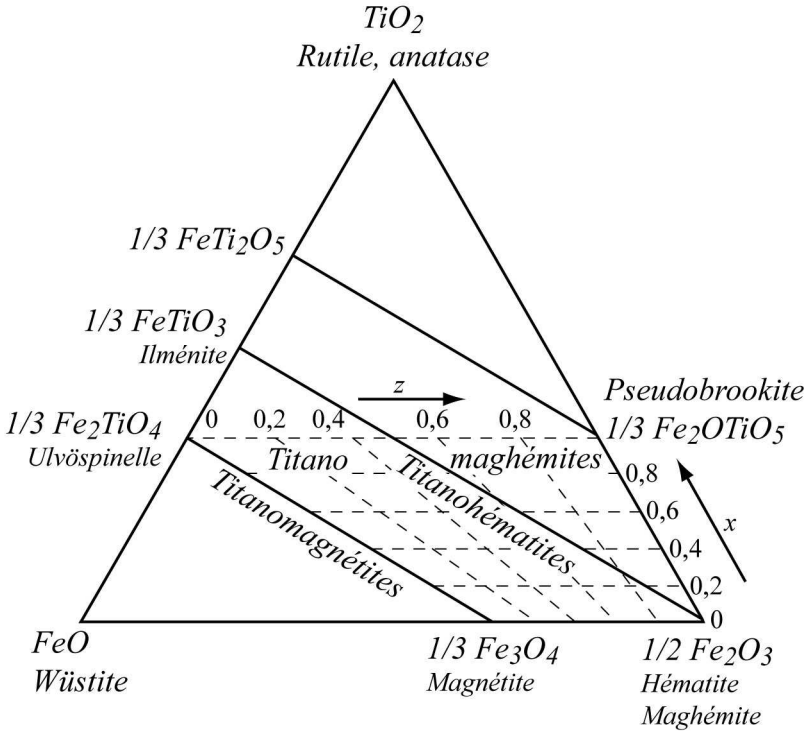


Figure A1.13 : Diagramme ternaireTiO_2-FeO-Fe_2O_3, montrant les lignes des solutions solides des titanomagnétites et des titanohématites, ainsi que le champ d'existence des titanomaghémites. Modifié d'après Readman et O'Reilly (1972), O'Reilly (1976), et issu de Dunlop et Ozdemir (1997).

2.2. Reconnaissance des minéraux magnétiques naturels

Le magnétisme d'une roche est issu de la contribution inégale des minéraux dia-, para- et ferromagnétiques la constituant. Les minéraux dia- et paramagnétiques ont un effet négligeable en ce qui concerne l'aimantation rémanente d'une roche, mais doivent être considérés lors d'études portant par exemple sur la susceptibilité magnétique. La reconnaissance de la minéralogie magnétique au cours d'études portant sur le magnétisme des roches est capitale. En effet, les interprétations tirées des résultats obtenus par la mesure de propriétés magnétiques des roches peuvent varier du tout au tout, si la minéralogie magnétique n'est pas correctement contrainte (ex. fabrique inverse lors d'étude ASM ; Rochette et al. 1992). Plusieurs méthodes permettent de discriminer les espèces minérales étant à l'origine des propriétés magnétiques qui sont mesurées dans la roche (ex. rémanence, susceptibilité). Un couplage de ces méthodes permet de déterminer de façon fiable les porteurs magnétiques de la roche ou des roches étudiées.

2.2.1. Aimantation rémanente isotherme (ARI)

Cette méthode consiste à aimanter une roche en lui appliquant un champ magnétique fort et de mesurer l'aimantation rémanente. La variation de l'aimantation en fonction de l'intensité du champ magnétique appliqué nous informe sur la nature des minéraux magnétiques présents dans la roche. Ainsi, un minéral étant saturé pour des valeurs de champ relativement faible sera considéré comme faiblement coercitif (minéral doux ou « soft » ; ex. la magnétite est saturée pour un champ compris entre 100 et 300 mT ; **Fig. A1.14a**). A l'inverse, un minéral dont la saturation nécessite des valeurs élevées du champ appliqué sera qualifié de fortement coercitif (minéral dur ou « hard » ; l'hématite est saturée pour une intensité d'environ 3 à 5 Tesla ; **Fig. A1.14b**). L'aimantation rémanente isotherme n'est pas très stable et diminue de façon proportionnelle avec le temps.

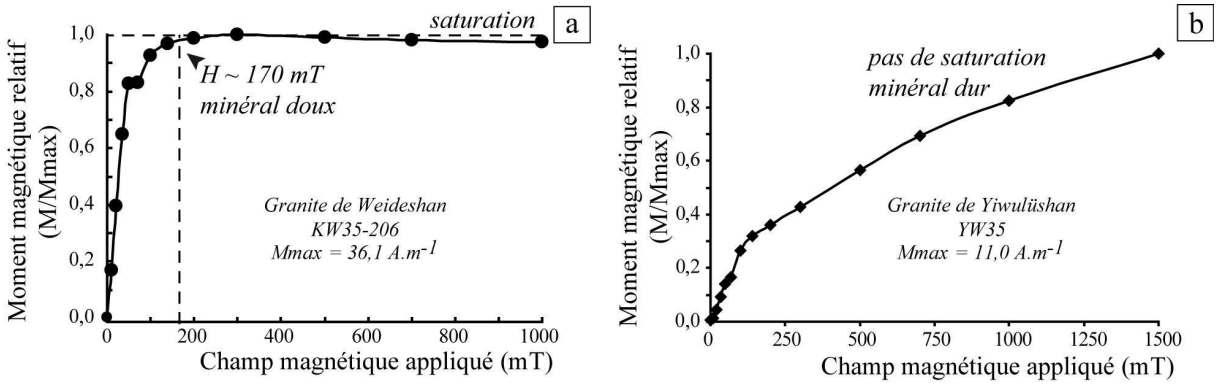


Figure A1.14 : Exemples de courbes d'aimantation rémanente isotherme (ARI). (a) Présence d'un minéral faiblement coercitif (doux, probablement la magnétite) présentant une saturation vers 170 mT, dans le granite de Weideshan (Shandong, Chine). (b) Présence d'un minéral fortement coercitif (dur) n'étant pas saturé, dans le granite de Yiwulüshan (Liaoning, Chine).

L'aimantation des échantillons au cours de ce travail a été effectuée grâce à un magnétiseur à impulsion de type ASC Scientific (Model IM-10-30) à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Les mesures de rémanence magnétique ont été assurées par un magnétomètre spinner de type JR-5A de la société tchèque AGICO (Brno).

2.2.2. Thermomagnétisme (détermination du point de Curie)

Cette méthode consiste à mesurer l'évolution de la susceptibilité magnétique d'un échantillon de roche réduit en poudre, en fonction de la température au cours de deux phases : (1) la chauffe (de 20°C à 700°C) et (2) le refroidissement (de 700°C à 20°C). Comme vu précédemment, les minéraux constituant les roches ont des comportements magnétiques différents (dia-, para- et ferromagnétisme). Au-delà d'une température donnée, certains minéraux vont perdre leur caractère ferromagnétique et devenir paramagnétique, c'est le point de Curie matérialisé par la température de Curie (ex. ~585°C pour la magnétite, **Fig. A1.15a**). Cela se matérialise par une chute brutale de la susceptibilité magnétique mesurée étant donné que le paramagnétisme induit des valeurs beaucoup plus faibles de la susceptibilité comparé au ferromagnétisme (**Fig. A1.15a**). C'est cette propriété que mettent en évidence les expériences de thermomagnétisme, et permet donc de discriminer les minéraux magnétiques présents dans la roche grâce à leur température de Curie respective. En effet, chaque minéral possède une température de Curie qui lui est propre. Une relation linéaire entre la température et la susceptibilité sera caractéristique de minéraux paramagnétiques (ex. micas, **Fig A1.15b**). Cette méthode permet aussi d'observer certaines transformations minéralogiques en comparant les enregistrements obtenus lors de la chauffe et du refroidissement de

l'échantillon analysé (ex. la maghémite se transformera en magnétite et hématite vers 300-400°C).

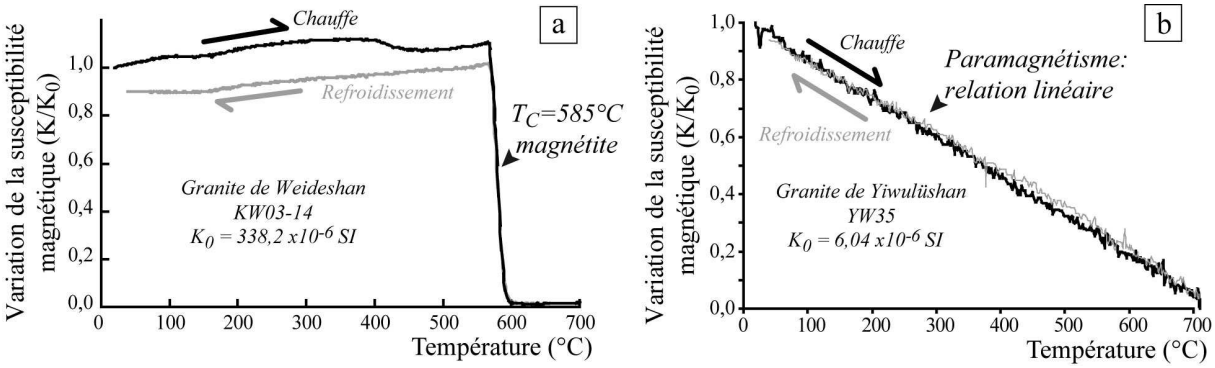


Figure A1.15 : Courbes d'expériences de thermomagnétisme. (a) Caractérisation de la présence de magnétite par la température de Curie (~585°C) dans le granite de Weideshan (Shandong, Chine). (b) Relation linéaire entre la susceptibilité magnétique et la température mettant en évidence la présence de minéraux paramagnétiques dans le granite de Yiwulüshan (Liaoning, Chine). Les courbes noires et grises correspondent respectivement à la phase de chauffe et de refroidissement. T_C : température de Curie.

Les expériences de thermomagnétisme ont été effectuées à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), avec un susceptomètre Kappabridge KLY3-S couplé à un four CS3 de la société tchèque AGICO (Brno).

2.2.3. Cycles d'hystérésis et domaines magnétiques

2.2.3.1. Cycles d'hystérésis

L'ensemble des variations de l'aimantation en fonction d'un champ appliqué *H*, mesurées dans la direction d'application du champ, est représenté sous forme d'un cycle d'hystérésis. Les paramètres obtenus grâce à ce cycle sont fonction de la taille de grain (monodomaine ou polydomaine) et de la nature des minéraux magnétiques rencontrés. Les cycles d'hystérésis sont donc une bonne approche de la minéralogie magnétique.

Considérons un matériau ferromagnétique soumis à un champ magnétique *H* d'intensité variable. L'aimantation d'un domaine dépend de deux effets antagonistes: (1) la direction d'aimantation tente de rester inchangée afin de maintenir une énergie magnétostatique minimale (axe de facile aimantation), (2) l'influence exercée par le champ magnétique appliqué *H* tend à ramener la direction de l'aimantation parallèle à celle du champ. Deux directions différentes d'aimantation correspondent à deux états d'énergie (domaines) différents et sont séparés d'une barrière (ou mur). Lorsque l'intensité du champ magnétique appliqué *H* est suffisante, la direction d'aimantation de chaque domaine devient alors parallèle à la direction de *H* (**Fig. A1.16b**). Ainsi, selon l'orientation d'application du

champ magnétique *H* (+H ou –H) et de son intensité aux cours de diverses étapes, il sera alors possible de saturer le matériau (**Fig. A1.16a**). Plusieurs paramètres sont alors définis tels que l'aimantation à saturation *Ms*, le champ appliqué à saturation *Hs*, l'aimantation rémanente isotherme (ARI) *Mrs* pour un champ appliqué nul, la force coercitive *Hc* qui est l'intensité du champ appliqué nécessaire pour obtenir une aimantation rémanente nulle, et enfin la coercitivité rémanente *Hcr* (**Fig A1.16a**).

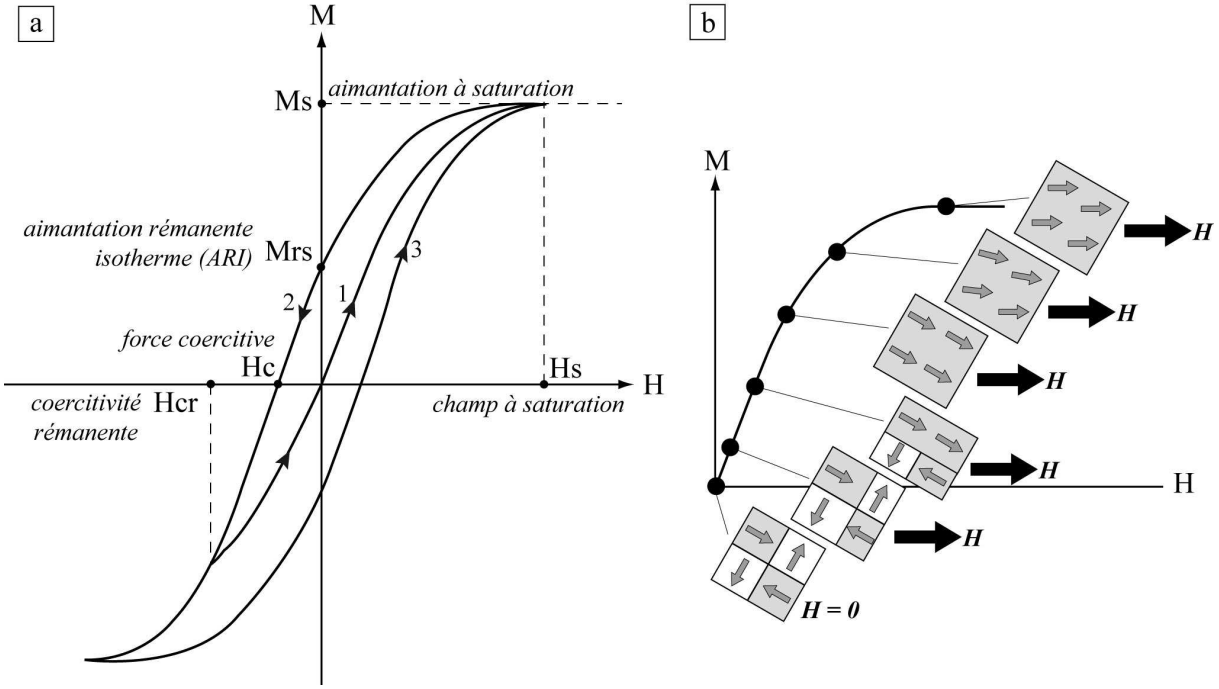


Figure A1.16 : Cycle d'hystérésis (modifié d'après Lanza et Meloni, 2006). (a) Cycle d'hystérésis avec les trois étapes (1, 2, 3) d'application du champ magnétique H et mesure de l'aimantation induite M. Ms : aimantation induite à saturation, Mrs : aimantation rémanente isotherme, Hs : champ magnétique appliqué à saturation, Hc : force coercitive, Hcr : coercitivité rémanente. (b) Evolution de la direction des moments magnétiques au cours de l'application du champ magnétique H (segment 1 du cycle d'hystérésis).

Les cycles d'hystérésis ont été mesurés à l'Institut de Physique du Globe de Paris (Observatoire de Géomagnétisme de Saint-Maur), avec un inductomètre.

2.2.3.2. Notions de domaines magnétiques

Les domaines magnétiques sont le lien entre le monde microscopique des atomes (où se produisent les phénomènes magnétiques élémentaires) et le monde macroscopique des cristaux. Ils peuvent donc être considérés comme étant les éléments majeurs qui déterminent les propriétés magnétiques d'une roche.

Un domaine magnétique est caractérisé par un alignement cohérent et parallèle de tous les spins composant ce domaine. Des domaines magnétiques contigus (ayant donc des

orientations de spins différents) sont séparés par une zone de transition où la rotation progressive des spins d'un domaine à l'autre constitue un mur (**Fig. A1.17**).

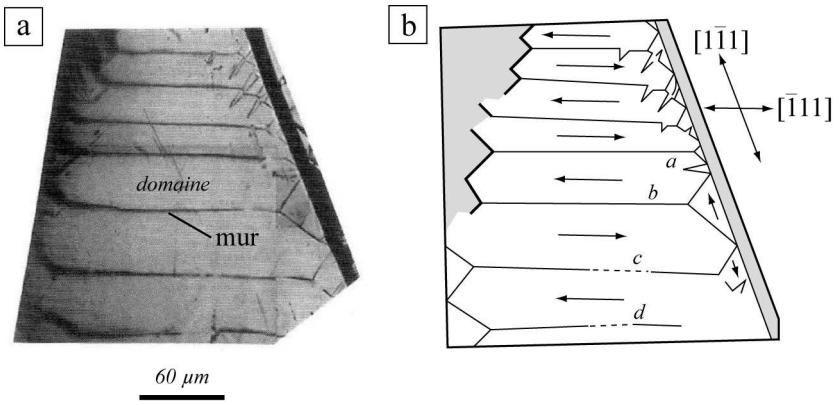


Figure A1.17 : Domaines magnétiques (modifié d'après Dunlop et Ozdemir, 1997). (a) Photographie d'une section polie orientée d'un grain de magnétite observée au microscope optique. (b) Interprétation des domaines magnétiques du grain de magnétite avec indication des axes de facile aimantation.

Les domaines magnétiques sont dépendants de la taille de grain. En effet, plus un grain sera de grande taille, plus l'occurrence de domaines magnétiques sera grande. Ainsi, il sera possible de distinguer des grains monodomaines de petite taille (SD pour « single domain », ex. <0,03-1 µm pour la magnétite), des grains polydomaines de grande taille (MD pour « multi-domain », ex. >1-10 µm pour la magnétite). Le passage de grains SD à MD se fait progressivement par les grains dits pseudo-monodomaines (PSD pour « pseudo-single domain », ex. entre 0,1 et 3-5 µm pour la magnétite). Il est à noter que les grains de très petite taille ont un comportement magnétique très particulier, ce sont les grains super-paramagnétiques (SP). Les différences entre ces types de grains sont considérables et entraînent des propriétés magnétiques de la roche très différentes.

Grâce aux rapports des paramètres déterminés par la mesure de cycles d'hystérésis (Mrs/Ms, Hcr/Hc), il est possible de déterminer le type de grain présent dans la roche étudiée. Day (1977) ont défini une représentation graphique afin de déterminer les types de grains présents dans les roches à partir des mesures de cycles d'hystérésis (**Fig. A1.18**).

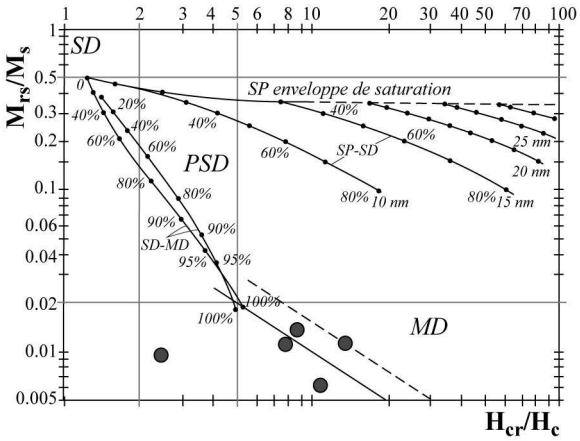


Figure A1.18 : Diagramme de Day (1977) pour la magnétite (modifié d'après Dunlop, 2002). Les points gris foncés représentent certaines roches granitiques de la Péninsule du Shandong (Chine). SD : monodomaine, PSD : pseudo-monodomaine, MD : multi-domaine, SP : super-paramagnétique.

2.2.4. Autres méthodes de reconnaissance

Pour compléter l'analyse magnétique des échantillons, on peut aussi observer les minéraux magnétiques au microscope optique ou électronique (**Figs. A1.19a et A1.19b**). L'utilisation de la diffraction des rayons X est aussi utile pour déterminer la présence de phases minérales (**Fig. A1.19c**).

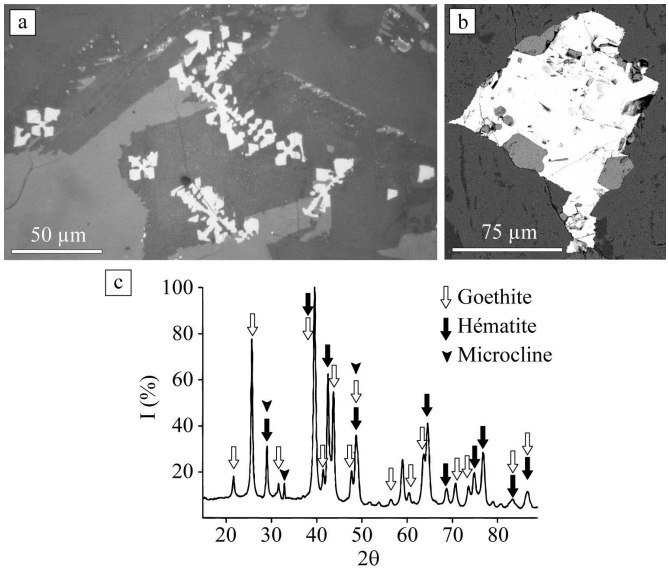


Figure A1.19 : Méthodes complémentaires aux mesures magnétiques pour déterminer les minéraux magnétiques. (a) Magnétite en dendrites observée au microscope optique en lumière réfléchie d'un basalte du Cénozoïque dans le Liaoning (Chine). (b) Grain de magnétite observé au microscope électronique à balayage (MEB) dans le granite de Haiyang (Shandong, Chine). (c) Diffraction des rayons X (DRX) pour déterminer les phases minérales dans le chapeau de fer de Tharsis (Espagne ; d'après Essalhi et al., 2009).

3. L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)

Le lecteur pourra se reporter pour plus de détails aux références suivantes : Hrouda (1982), Rochette et al. (1992), Tarling et Hrouda (1993), Dunlop et Ozdemir (1997), Borradaile et Jackson (2009), Tauxe (2005, 2008).

3.1. Pourquoi utiliser l'ASM ? Les fabriques magnétiques : un outil pétrostructural

L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) est une propriété des minéraux qui a été reconnue dès le début des années 1900. C'est en 1907 que Voight et Kinoshita ont pu mesurer pour la première fois l'anisotropie de susceptibilité magnétique de minéraux isolés. L'étude de l'arrangement spatial des minéraux constitutifs des roches fait partie intégrante de la géologie structurale. Cette étude s'effectue directement sur le terrain ou bien grâce à d'autres méthodes utilisées en laboratoire (ex. rayons X, platine universelle ; March, 1932 ; voir la revue de Sander, 1970). Les roches ayant une fabrique homogène comprennent une fabrique minérale composite (linéation-foliation) pouvant être décrite dans un spectre continu L-S (Flinn, 1962, 1965). Flinn (1965) et Ramsay (1967) ont montré qu'il est possible de quantifier l'orientation d'éléments alignés en termes de déformation ou d'un ellipsoïde de fabrique (par analogie, un ellipsoïde de déformation finie). L'accès à la fabrique d'une roche (pétrofabrique) nécessite la présence de marqueurs (ex. fossiles déformés, foliation, linéation) qui ne sont pas toujours visibles à l'œil nu. Le géologue structuraliste a alors recours à des méthodes venant complétées les observations de terrain telles que la goniométrie à diffraction des rayons X, l'étude de l'orientation des axes <c> du quartz grâce à la platine universelle (Lister and Hobbs, 1980 ; Gapais et Barbarin, 1986 ; Mainprice, 1986), ou plus récemment la goniométrie de texture à diffraction des neutrons (Brokmeier, 1994 ; Ullemeyer et al., 2000). Cependant, ces méthodes nécessitent beaucoup de temps pour une précision de quelques degrés (ex. 24h pour la goniométrie à diffraction des rayons X et plusieurs heures pour la platine universelle), et sont applicables pour certaines lithologies montrant des fabriques suffisamment développées.

Les premières utilisations de l'ASM des minéraux comme marqueur de la fabrique d'une roche ont été faites par Ising (1942) et Graham (1954). Cette méthode s'est considérablement développée par la suite pour les études structurales (ex. Owens et Bamford, 1976 ; Hrouda, 1982 ; Jackson et Tauxe, 1991 ; Rochette et al., 1992 ; Tarling et Hrouda, 1993 ; Borradaile et Henry, 1997 ; Bouchez, 1997, 2000 ; Jackson et Borradaile, 2004). L'ASM possède de nombreux avantages expliquant l'engouement croissant de nombreuses

personnes à l'utiliser dans les divers domaines des géosciences (structurale, sédimentologie, voir Tarling et Hrouda (1993) pour une revue, métallogénie ; Essalhi et al., 2009). En effet, l'ASM peut être mesurée dans pratiquement tout type de roches et de sédiments non consolidés, avec une grande précision permettant l'accès aux fabriques des roches considérées auparavant comme isotropes (ex. fabrique issue du fluage magmatique, courants, faible déformation). De plus, le mode opératoire est de seulement 15 minutes par spécimen (temps comprenant l'échantillonnage, la préparation, la mesure et le traitement). La possibilité d'obtenir des cartes de fabriques magnétiques ainsi que la quantification partielle en termes d'intensité de déformation (avec certaines réserves, voir Borradaile et Jackson (2009) pour une revue) permettent de comprendre des structures complexes telles que celles des massifs plutoniques ou d'ensembles tectoniques. L'interprétation des résultats doit néanmoins être contrainte par de nombreuses précautions (ex. minéralogie magnétique, orientation préférentielle des grains, forme des grains, fabrique inverse, conditions d'acquisition de la fabrique magnétique ; Potter et Stephenson, 1988 ; Rochette, 1988 ; Rochette et al., 1992 ; Tarling et Hrouda, 1993 ; Borradaile et Jackson, 2004 ; Hrouda, 2004).

L'ASM s'avère donc être un outil puissant pour accéder aux fabriques des roches pour en étudier l'origine et la signification.

3.2. Méthode de l'ASM

3.2.1. Définition et principe

Les propriétés magnétiques d'un corps sont issues du mouvement atomique perpétuel des particules chargées le constituant. La susceptibilité magnétique K est définie comme le rapport entre l'aimantation induite M d'un corps et le champ magnétique appliqué H auquel il est soumis (1.12). Etant donné que les grandeurs M et H sont exprimées dans la même unité ($A.m^{-1}$), la susceptibilité volumique K est sans dimension (*Système International* SI).

$$K = \frac{M}{H} = \frac{M}{B/\mu_0} \qquad (1.12)$$

où : K = Susceptibilité magnétique volumique (sans dimension *Système International* SI)

M = Aimantation induite ($A.m^{-1}$)

H = Intensité du champ magnétique ($A.m^{-1}$)

B = Champ magnétique mesuré (Tesla)

μ_0 = Perméabilité à l'air libre ($4\pi.10^{-7}$ $henry.m^{-1}$)

Il existe deux types de susceptibilités magnétiques : (1) la susceptibilité extrinsèque K_e (celle mesurée par la plupart des appareils) et (2) la susceptibilité intrinsèque κ (qui est la véritable susceptibilité après correction des effets des champs internes de désaimantation). La susceptibilité dont on parle dans la plupart des travaux portant sur le magnétisme des roches est celle extrinsèque K_e qui sera notée K par la suite. La magnitude de la susceptibilité dépend de (1) l'anisotropie des particules elles-mêmes (anisotropies cristalline et de forme) et de (2) leur degré d'alignement. Selon les minéraux, l'anisotropie de forme pourra être plus forte que celle cristalline (ex. la magnétite) et inversement (ex. l'hématite).

De façon générale, la susceptibilité magnétique n'est pas constante et varie selon la température, l'intensité du champ magnétique H et selon la direction d'application de ce champ. ***L'ensemble des mesures ASM de ce travail a été réalisé avec l'application d'un champ magnétique faible (300 A.m^{-1})***.

Au sein d'une roche, la variation de l'intensité de l'aimantation induite M peut varier selon la direction d'application du champ magnétique H, c'est cette propriété qui est à la base de la méthode de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM). En effet, dans certains cas, lorsque l'aimantation induite M d'un spécimen de forme symétrique (ex. cube, cylindre) possède toujours la même intensité quelque soit la direction du champ magnétique faible appliqué (≤1 mT) ; le matériau est dit magnétiquement isotrope. A l'inverse, et ce dans la plupart des cas, lorsque l'intensité de l'aimantation induite M varie selon l'orientation du champ magnétique faible appliqué au spécimen, le matériau est alors dit magnétiquement anisotrope. Pour un champ magnétique faible (≤1 mT) et à température ambiante (~20°C), la relation entre M et H est linéaire. Cette variation de susceptibilité magnétique peut alors être décrite mathématiquement par un tenseur de deuxième ordre et représentée géométriquement par un ellipsoïde (**Fig. A1.20**). Pour des champs magnétiques plus forts, la relation linéaire entre M et H devient alors impossible et la susceptibilité magnétique K ne peut plus être définie comme un tenseur de deuxième ordre.

Quand un champ faible (≤ 1 mT) est appliqué à un spécimen ayant une anisotropie de susceptibilité magnétique, l'aimantation induite M n'est pas parallèle au champ magnétique appliqué H, et trois composantes orthogonales peuvent être définies comme suit (1.13) :

$$\begin{aligned} M_x &= k_{xx}H_x + k_{xy}H_y + k_{xz}H_z \\ M_y &= k_{yx}H_x + k_{yy}H_y + k_{yz}H_z \qquad (1.13) \\ M_z &= k_{zx}H_x + k_{zy}H_y + k_{zz}H_z \end{aligned}$$

Ce qui équivaut à : $M_i = k_{ij}.H_j$ (i = 1, 2, 3) (1.14)

Où k_{ij} est un tenseur de deuxième ordre de la susceptibilité magnétique, qui peut aussi s'exprimer sous la forme d'une matrice :

$$k_{ij} = \begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{xy} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{xz} & k_{yz} & k_{zz} \end{bmatrix} \qquad (1.15)$$

On détermine six composantes indépendantes pour définir d'un point de vue graphique un ellipsoïde de susceptibilité magnétique, possédant trois axes principaux : K_1, K_2 et K_3 avec $K_1 \geq K_2 \geq K_3$, où K_1 et K_3 représentent respectivement la linéation magnétique et le pôle de la foliation magnétique (**Fig. A1.20**). Les démonstrations de calcul du tenseur en utilisant la méthode des moindres carrés sont décrites par Granar (1958), Girdler (1961), Janák (1965), Jelinek (1977) et Hanna (1977).

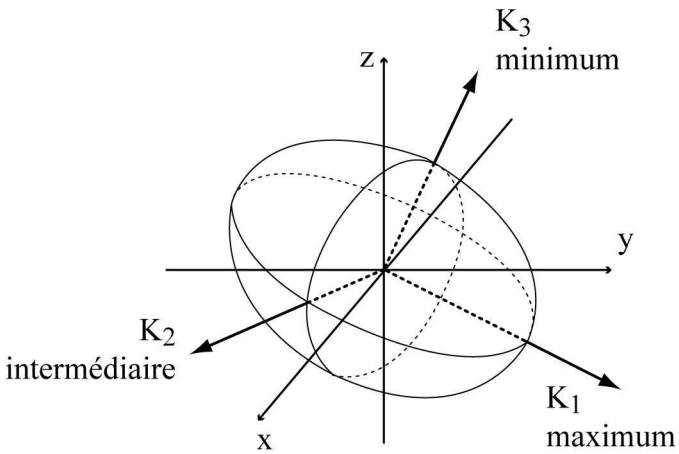


Figure A1.20 : L'ellipsoïde de susceptibilité magnétique (modifié d'après Tarling et Hrouda, 1993).

3.2.2. Analyse statistique

Une étude ASM se base sur un grand nombre de données qu'il faut traiter de manière statistique, et ce grâce à plusieurs paramètres permettant de quantifier l'ASM.

Il existe deux grands types de paramètres : (1) ceux portant sur la grandeur et la forme de l'ellipsoïde et (2) ceux portant sur les orientations spatiales des principaux axes de l'ellipsoïde. Il existe de nombreux paramètres définis par les auteurs au cours d'études portant à la fois sur les propriétés magnétiques et les fabriques des roches (voir §1.5 dans Tarling et Hrouda (1993) pour une revue détaillée).

La susceptibilité moyenne K_m d'un seul spécimen équivaut à la valeur moyenne des trois axes de l'ellipsoïde (K_1, K_2 et K_3) du spécimen, et est définie par (Nagata 1961, Janák 1965) :

$$K_m = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3} \quad \text{avec } K_1 \geq K_2 \geq K_3 \ (1.16)$$

3.2.2.1. Paramètres de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique

On trouve dans la littérature plusieurs paramètres permettant de caractériser la forme de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique. Selon les recommandations de Tarling et Hrouda (1993), deux paramètres sont à utiliser de façon universelle dans les études portant sur le magnétisme des roches et la pétrofabrique : (1) le degré d'anisotropie corrigé P_J et (2) le paramètre de forme T.

Le degré d'anisotropie corrigé P_J a été défini par Jelinek (1981) et permet de déterminer la faible ou forte anisotropie magnétique d'un spécimen en tenant compte des trois axes principaux de l'ellipsoïde de susceptibilité. L'utilisation de P_J est fortement recommandée comparé aux précédents paramètres (le degré d'anisotropie P et le degré d'anisotropie normalisé H) définis respectivement par Nagata (1961) et Owens (1974). Borradaile (1991) a établi qu'il serait possible de relier le degré d'anisotropie à la quantité de déformation subie par une roche. Le degré d'anisotropie corrigé P_J est donc défini par la relation suivante :

$$P_J = \exp\left\{2\left[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2\right]\right\}^{\frac{1}{2}} \qquad (1.17)$$

Où : $\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$, $\eta_3 = \ln K_3$ et $\eta_m = (\eta_1 + \eta_3 + \eta_3)/3$.

Le paramètre de forme T renseigne comme son nom l'indique sur la forme de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique (galette et cigare). La valeur de T varie entre -1 et +1. L'ellipsoïde sera en forme de galette (« oblate ») pour $0 < T \leq 1$, en forme de cigare (« prolate ») pour $-1 < T \leq 0$, et équivalent à une sphère lorsque $T = 0$ (**Fig. A1.21**). Le paramètre de forme T est défini selon la relation (Jelinek, 1981 ; Hrouda, 1982 ; Borradaile, 1988) :

$$T = \left[\frac{2(\eta_2 - \eta_3)}{(\eta_1 - \eta_3)}\right] - 1 = \left[\frac{2\ln(K_2 / K_3)}{\ln(K_1 / K_3)}\right] - 1 \qquad (1.18)$$

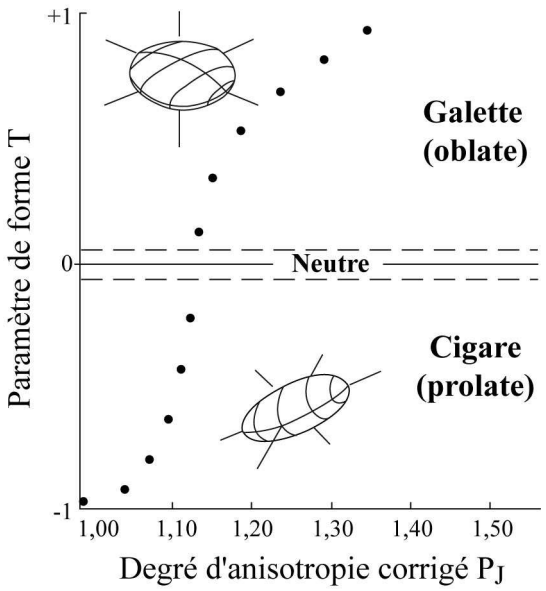


Figure A1.21 : Relation entre le paramètre de forme T et le degré d'anisotropie corrigé P_J permettant de définir la forme (galette ou cigare) de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique (modifié d'après Tarling et Hrouda (1993).

3.2.2.2. Analyse des directions de l'ellipsoïde

L'analyse spatiale tridimensionnelle de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique se base sur la statistique vectorielle développée par Fisher (1953) pour le paléomagnétisme. Au cours des mesures de la susceptibilité magnétique pour chaque spécimen, on obtient les valeurs de la susceptibilité dans trois plans (x, y et z). On peut alors calculer la déclinaison *D* (azimut) et l'inclinaison *I* (pendage) comme suit :

$$D = \arctan \frac{E}{N} \quad (1.19) \qquad I = \arctan \frac{z}{H} = \arctan \frac{z}{\sqrt{x^2 + y^2}} \quad (1.20)$$

Ainsi, on peut calculer une composante Nord, Est et verticale du vecteur :

$$N_i = \cos I_i . \cos D_i \quad (1.21) \qquad E_i = \cos I_i . \sin D_i \quad (1.22) \qquad V_i = \sin I_i \quad (1.23)$$

A la fin des mesures, on fait la moyenne des composantes obtenues dans les trois plans comme vu ci-dessus :

$$R_N = \Sigma N_i \quad (1.24) \qquad R_E = \Sigma E_i \quad (1.25) \qquad R_V = \Sigma V_i \quad (1.26)$$

On calcule alors une valeur moyenne de la déclinaison D_R et de l'inclinaison I_R pour l'ensemble des spécimens d'un même site :

$$D_R = \tan^{-1}\left(\frac{R_E}{R_N}\right) \quad (1.27) \qquad I_R = \tan^{-1}\left(\frac{R_V}{\sqrt{R_E{}^2 + R_N{}^2}}\right) \quad (1.28)$$

Fisher (1953) a défini des paramètres de précision et de cohérence concernant les orientations spatiales de l'ellipsoïde, qui sont :

- k : paramètre de précision indiquant le groupement des données, plus il est fort, et plus les données sont regroupées.

$$k = \frac{N-1}{N-R} \quad (1.29) \qquad \text{où} \qquad R = \sqrt{R_N{}^2 + R_E{}^2 + R_V{}^2} \quad (1.30)$$

et N = nombre de mesures

- α_{95} : cercle de confiance indiquant la précision de la moyenne calculée. La vraie moyenne, celle que l'on obtiendrait en mesurant une infinité de spécimens, a une probabilité de 95% d'être à l'intérieur du cercle de confiance de rayon α_{95} et centré sur la moyenne calculée à partir de N échantillons.

$$\alpha_{95} = \cos^{-1}\left[1 - \frac{N-R}{R}\left(20^{\frac{1}{N-1}} - 1\right)\right] \approx \frac{140}{\sqrt{NK}} \quad (1.31)$$

3.2.3. Représentation graphique des mesures de l'ASM

La représentation des paramètres de l'ASM dans des diagrammes tels que $T = f(P_J)$, $T = f(K_m)$ et $P_J = f(K_m)$ **(Fig. A1.22)**, permet de faire un lien analogue aux diagrammes de Flinn (1962, 1965) utilisés en géologie structurale. Ils permettent d'étudier la déformation subie par les roches avec les données de mesure de susceptibilité magnétique. Cependant, la relation directe entre le degré d'anisotropie de susceptibilité magnétique et la déformation subie par une roche est toujours sujette à de vives discussions.

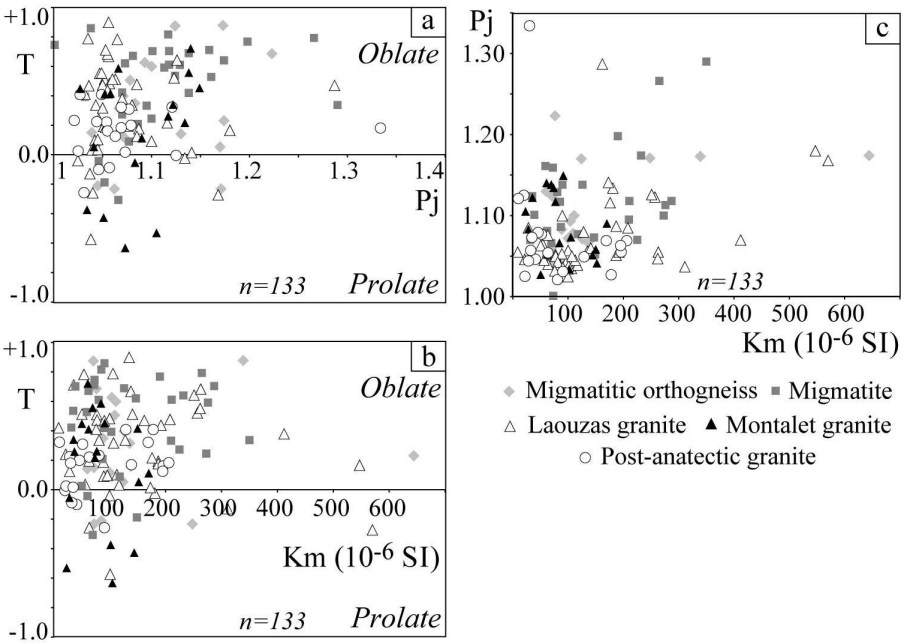


Figure A1.22 : Paramètres scalaires de l'ASM pour chaque site et lithologie de la zone axiale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central français). (a) $T = f(P_J)$, (b) $T=f(K_m)$ et (c) $P_J = f(K_m)$. Où T est le paramètre de forme, P_J le degré d'anisotropie corrigé et K_m la susceptibilité magnétique volumique ; Charles et al. (2009).

Les directions des axes principaux de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique sont généralement projetées dans des projections stéréographiques en hémisphère inférieure et avec conservation des aires (Ellwood et al., 1988). Ainsi, les axes maximum (K_1), intermédiaire (K_2) et minimum (K_3) de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique sont respectivement représentés par des carrés, des triangles et des cercles. Pour un site d'échantillonnage ASM, on aura alors la projection des trois axes (K_1, K_2 et K_3) pour chaque spécimen, les valeurs moyennes de chaque axe pour le site entier (plusieurs spécimens) ainsi que les traces des cônes de confiance respectifs aux trois axes moyens (**Fig. A1.23**).

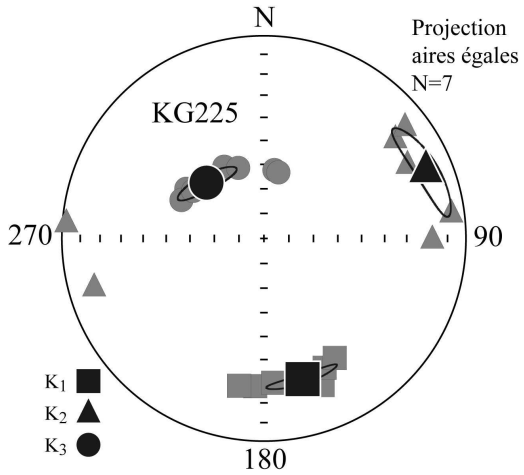


Figure A1.23 : Projection stéréographique (en hémisphère inférieure et avec conservation des aires) des résultats ASM pour un site d'échantillonnage (Massif du Gudaoling, Liaoning, Chine). Les symboles gris représentent les axes de l'ellipsoïde pour chaque spécimen mesuré. Les symboles noirs sont les axes moyens calculés pour le site. Les traces noires sont les ellipses d'erreur sur la moyenne calculée par axe à 95%.

3.3. Echantillonnage pour une étude ASM

3.3.1. Prélèvement des échantillons sur le terrain

Les échantillons sont prélevés sur plusieurs sites sous la forme de carottes, à l'aide d'une foreuse à essence munie d'un foret diamanté (Fig. A1.24a). Entre six et huit carottes en moyenne sont prélevées par site, pour que d'un point de vue statistique, l'échantillonnage soit représentatif de chaque site pour une unité géologique (lithologie, âge, …).

Au cours du prélèvement, sont relevés de nombreux paramètres relatifs à l'orientation de la carotte dans l'espace (Figs. A1.24b et A1.24c) :

- α : l'orientation de la carotte par rapport au nord magnétique (α_{mag} : mesurée par la boussole) ou par rapport au nord géographique (α_{sol} : mesurée plus précisément grâce à l'ombre du soleil portée sur le cadran de la boussole).

- β : le pendage de la carotte (angle avec un plan vertical).

- l'azimut du plan de stratification lorsqu'il est visible.
- le pendage du plan de stratification.
- la localisation géographique exacte des sites d'échantillonnage (GPS).

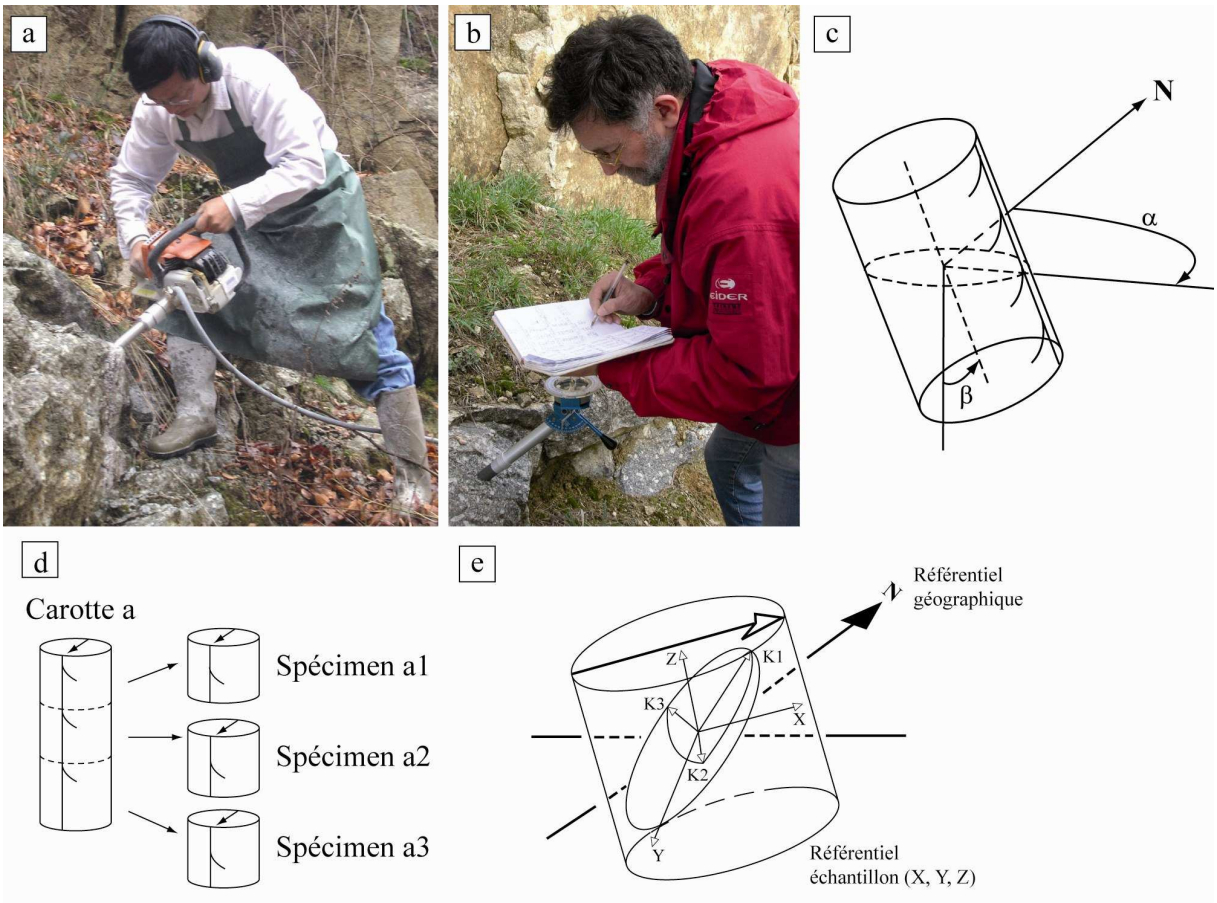


Figure A1.24 : Echantillonnage pour une étude ASM. (a) Prélèvement d'une carotte çà l'aide d'une foreuse à essence, (b) relevés des données d'orientation de la carotte, (c) données d'orientation de la carotte dans l'espace (modifié d'après Enkin, 1990), (d) découpage d'une carotte donnant trois spécimens, (e) liens entre le référentiel géographique, le référentiel du spécimen et l'orientation de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique (modifié d'après Bouchez, 1997).

3.3.2. Préparation des échantillons au laboratoire

Les échantillons se présentent sous la forme de carottes, d'un diamètre de 25 mm. On doit découper des cylindres, appelés spécimens, de 22 mm de hauteur (d'un volume de 11 cm^3), de façon à ce qu'ils se rapprochent le plus possible d'une sphère, forme idéale pour éviter d'introduire une anisotropie initiale (**Fig. A1.24d**). Les carottes sont découpées à l'aide d'une scie diamantée. Selon la longueur des carottes prélevées, on peut faire un ou deux spécimens. Le nom de l'échantillon est noté (sous la forme : N° site - N° carotte), en

différenciant la partie inférieure et supérieure de la carotte, respectivement par les lettres B et A. Pour l'analyse, on prendra en priorité la partie inférieure B, celle la moins altérée.

Au moment du prélèvement des carottes, soin est pris de noter les paramètres cités ci-dessus. Les azimuts solaire et magnétique permettent de calculer la déclinaison magnétique (angle par rapport au nord géographique) pour chaque échantillon ayant une mesure solaire. Pour ceux n'ayant pas de mesure solaire, il faudra soustraire ou additionner à la valeur de l'azimut magnétique, la valeur moyennée des déclinaisons calculées. Pour ce travail, le calcul de la déclinaison s'est effectué grâce au logiciel PaleoMac (Cogné, 2003).

3.4. Les appareils de mesure de l'ASM

Toutes les mesures de l'ASM dans ce travail ont été effectuées à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) à l'aide d'un susceptomètre « Kappabridge » KLY3-S de la société Tchèque AGICO. L'intensité du champ appliqué est de 300 $A.m^{-1}$ pour une fréquence de mesure de 875 Hz. L'appareil est calibré à l'aide d'un étalon dont la susceptibilité magnétique est connue ($90x10^{-3}$ SI). La sensibilité de l'appareil atteint $3x10^{-8}$ SI pour une mesure de susceptibilité magnétique volumique et $2x10^{-8}$ SI pour une mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique.

Les directions des axes de l'ellipsoïde pour chaque spécimen sont calculées grâce au logiciel Susar 3.1 (AGICO.com ; **Fig A1.24e**). Pour le calcul des axes moyens de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique pour chaque site, ainsi que la projection des données dans des diagrammes stéréographiques, le logiciel Anisoft 4.2 (M. Chadima, AGICO, 2008) a été utilisé et se base sur les calculs statistiques issus de Jelinek (1978).

4. Le paléomagnétisme

Le paléomagnétisme est l'étude du champ magnétique terrestre dans le passé, enregistré au sein des roches par les minéraux ferromagnétiques au cours des temps géologiques. Lorsqu'un corps ferromagnétique est soumis à un champ magnétique, il devient à son tour une source magnétique même lorsque l'application du champ magnétique est interrompue : c'est la rémanence magnétique. Les principes essentiels du paléomagnétisme sont de considérer : (1) un champ magnétique terrestre issu d'un dipôle axial centré et (2) une variation séculaire moyennée au cours du temps.

4.1. Acquisition de l'aimantation

Au cours du refroidissement d'une roche dans le champ magnétique terrestre, depuis une température supérieure à son point de Curie jusqu'à la température ordinaire, elle acquiert une aimantation parallèle au champ et de même sens : c'est l'aimantation thermorémanente (ATR). La valeur de l'ATR est assez forte et demeure stable au cours du temps. L'ATR peut être détruite par un chauffage au-delà de la température de Curie des minéraux porteurs de l'aimantation, suivi d'un refroidissement en champ nul. Il existe d'autres types d'aimantations qui ne seront pas abordées ici (l'aimantation rémanente détritique, chimique ou encore visqueuse).

Une aimantation lorsqu'elle est acquise pendant la formation de la roche pourra alors être considérée comme primaire. Cependant, l'âge de formation d'une roche ne correspond pas toujours à l'âge d'acquisition de l'aimantation. En effet, l'aimantation primaire peut être partiellement ou totalement détruite par un évènement postérieur à la formation de la roche (ex. chauffage par une intrusion granitique, altération) et remplacée par une nouvelle aimantation qui sera plus jeune que l'âge de la roche. On parle alors de réaimantation. Il est donc capital de bien contraindre l'âge de la roche, ainsi que le contexte géologique dans lequel elle s'est formée mais aussi l'évolution géologique suivant la formation de la roche.

L'aimantation d'une roche est portée par des minéraux ferromagnétiques dont les températures de Curie varient selon l'espèce minérale considérée (ex. magnétite = 585°C ; gœthite = 150°C). La connaissance des minéraux porteurs de la rémanence magnétique est très importante afin d'éviter certaines erreurs d'interprétation. La détermination des minéraux porteurs de l'aimantation fait l'objet d'une étude de la minéralogie magnétique de la roche étudiée comme expliqué précédemment pour l'ASM.

4.2. Etude de l'aimantation des roches

Pour retrouver le champ magnétique passé, il faut pouvoir mesurer et analyser l'aimantation acquise par la roche étudiée. Or, la mesure et l'analyse de l'aimantation n'auront aucune signification si l'on ne connaît pas l'orientation des échantillons de roche étudiés. Les échantillons sont prélevés selon le même protocole décrit pour une étude ASM (carottes de roche aux dimensions standardisées et orientées dans l'espace à l'aide d'une boussole). Le paléomagnétisme est une méthode faisant intervenir un facteur statistique. Il faut donc multiplier au même titre que pour une étude ASM, le nombre d'échantillons à prélever sur plusieurs sites.

4.2.1. Mesure de l'aimantation

Pour mesurer l'aimantation d'un échantillon, il faut avoir recours à des appareils de mesure spécialisés : les inductomètres et les magnétomètres (ne sont abordés ici). Les inductomètres permettent de mesurer la variation du flux magnétique produit par le déplacement de l'échantillon dans un circuit électrique. La mesure s'effectue en faisant tourner l'échantillon à grande vitesse (~100 $tr.s^{-1}$) dans des bobines protégées par des écrans en mumétal (ex. inductomètre à rotation JR-5A de l'entreprise AGICO ; **Fig. A1.25**). Le signal qui est plus ou moins faible selon la valeur de l'aimantation doit être amplifié. Pour cela, la mesure s'effectue pendant plusieurs dizaines de secondes et le signal est amplifié afin d'obtenir un résultat significatif. De plus, le flux magnétique mesuré varie selon la forme de l'échantillon mesuré. Les dimensions standards des échantillons (22 x 25 mm) sont censées se rapprocher de la forme d'une sphère afin de limiter les variations du flux magnétique mesuré. En outre, on fait tourner l'échantillon dans plusieurs positions, selon différents axes pour avoir une mesure complète de l'aimantation.

4.2.2. Désaimantation des roches

Une roche peut présenter selon son histoire géologique, plusieurs directions d'aimantation. En paléomagnétisme, la direction d'aimantation primaire (acquise pendant la formation de la roche) est la plus importante. Il faut donc pouvoir mesurer l'aimantation primaire afin d'obtenir sa direction sans qu'une autre direction d'aimantation n'interfère. Pour cela, un échantillon va être progressivement désaimanté afin de pouvoir accéder aux différentes directions d'aimantation enregistrées par la roche au cours des temps géologiques. Il existe plusieurs façons pour désaimanter une roche : (1) par champ alternatif, (2) par

chauffage ou encore par (3) attaque chimique. Seulement les deux premières méthodes ont été utilisées au cours de la thèse pour l'étude paléomagnétique des granitoïdes de la Péninsule du Shandong (**Chapitre 6**).

- *La désaimantation par champ alternatif*

L'échantillon est placé au centre d'une bobine, dans un champ magnétique alternatif qui va décroître de façon continue. Pour obtenir la décroissance du champ, la bobine est déplacée par rapport à l'échantillon dans le cas de nos mesures à l'IPGP. Pour compenser le champ terrestre, l'échantillon est entouré par un ensemble de bobines d'Helmholtz ou des écrans en mumétal. L'action d'un champ alternatif se fait préférentiellement sur les aimantations qui sont parallèles à ce champ. C'est pourquoi l'échantillon est désaimanté selon plusieurs axes. Pour un échantillon, une désaimantation complète se fait selon plusieurs étapes en augmentant progressivement l'intensité du champ magnétique alternatif (ex. 5 mT puis 10, 15, 20, etc.). Bien entendu, entre chaque étape, la valeur de l'aimantation doit être mesurée. La désaimantation par champ alternatif s'avère particulièrement efficace pour des échantillons dont les minéraux porteurs de l'aimantation sont magnétiquement doux (ex. magnétite), étant qu'ils sont facilement saturables. Il est donc capital de bien déterminer la minéralogie magnétique avant de commencer une étude paléomagnétique afin d'ajuster au mieux la méthode de désaimantation en fonction des caractéristiques des échantillons.

- *La désaimantation par chauffage*

L'échantillon est placé dans un four pour des valeurs de température croissantes, puis refroidi dans un champ magnétique nul, avant d'en mesurer l'aimantation résiduelle. L'échantillon est ainsi chauffé selon plusieurs étapes jusqu'à la disparition complète de l'aimantation. Pour compenser le champ terrestre (50 000 nT), le four est protégé par un alliage métallique faisant office d'écran. Le champ magnétique négligeable dans le four devient alors négligeable (100 nT). L'alliage métallique est maintenu à température ambiante par un circuit d'eau. Le four se décompose en deux parties cylindriques de 70 cm de longueur : (1) une partie chauffante constituée par trois thermocouples réglables grâce à un thermostat et (2) une partie refroidissante dans laquelle un circuit d'air opère. Les deux parties sont indépendantes l'une de l'autre.

4.2.4. Représentation de l'aimantation

Pour représenter une direction, on suppose que le vecteur aimantation a une longueur égale au rayon de la sphère dont l'extrémité est projetée sur un plan. En paléomagnétisme, la projection utilisée est une projection stéréographique sur laquelle on projette les deux hémisphères (inférieur et supérieur ; **Fig. A1.26**).

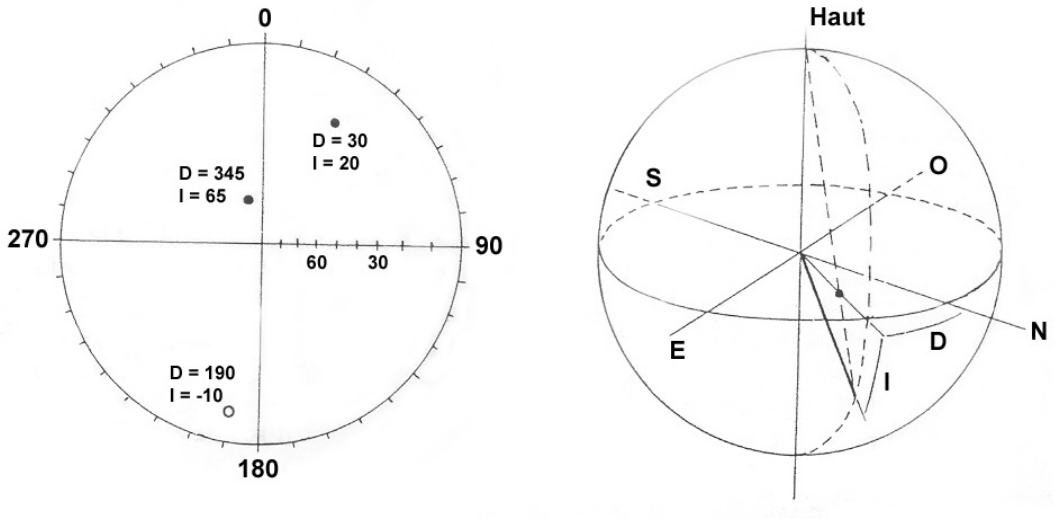


Figure A1.26 : Projection stéréographique de l'extrémité de plusieurs vecteurs aimantation dont la longueur est égale au rayon de la sphère matérialisée à droite. D = déclinaison magnétique et I = inclinaison magnétique (en degrés).

L'interprétation des résultats d'une désaimantation progressive d'un échantillon doit se baser sur une représentation adéquate des changements de direction du vecteur aimantation et de la variation de son module. La représentation la plus pratique qui permette d'obtenir le maximum d'informations est le diagramme de Zijderveld (1967). Il s'agit d'une projection classique en géométrie descriptive qui permet de voir aisément les changements de direction de l'aimantation et de déterminer une ou plusieurs composantes. La trace de l'extrémité du vecteur aimantation est projetée sur deux ou trois plans orthogonaux (**Fig. A1.27**). Lorsqu'une aimantation se détruit seule, les points des différentes étapes (chauffe ou AF) se placent sur une droite. A l'inverse, une ligne brisée permet d'identifier plusieurs aimantations juxtaposées dont chaque segment constituera une direction d'aimantation. L'aimantation primaire est en général plus résistante et constitue la droite ou la partie de la droite la plus proche de l'origine.

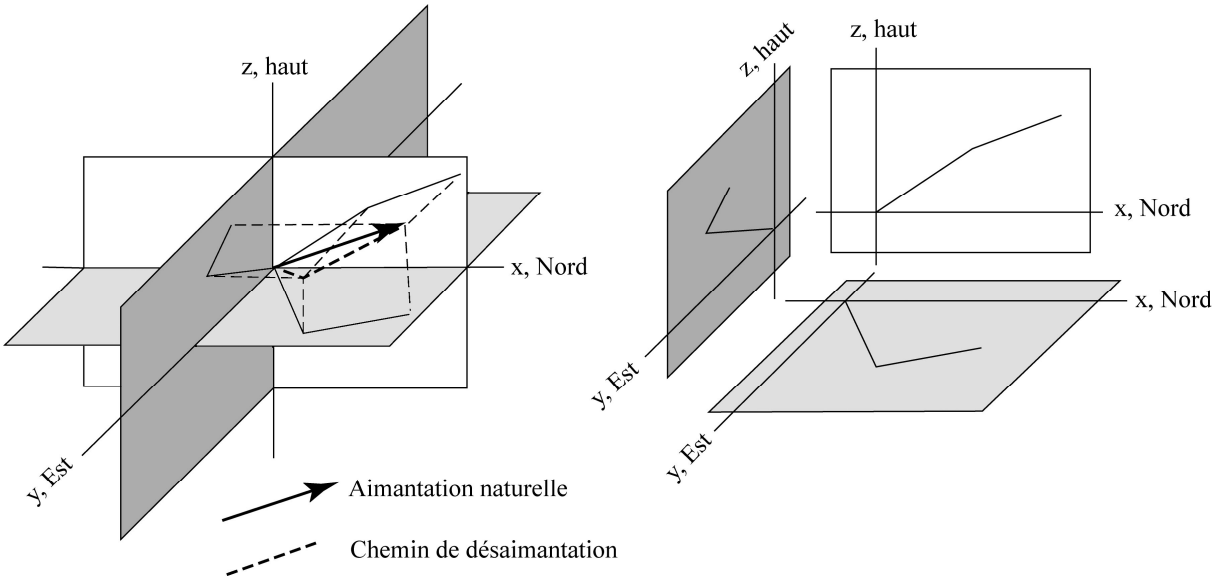


Figure A1.27 : Principe de projection des données paléomagnétiques sur un diagramme de Zijderveld (1967). L'échantillon mesuré montre bien deux composantes d'aimantation.

4.2.5. Analyse des directions

Grâce aux diagrammes de Zijderveld (1967), il est possible d'analyser la composante principale du vecteur aimantation afin de remonter à la direction du champ magnétique contemporain de l'acquisition de l'aimantation mesurée. L'analyse des composantes s'est faite au cours de ce travail en appliquant la méthode de Kirschvink (1980) dont les calculs statistiques se basent sur ceux de Fisher (1953). Les détails des calculs ont été exposés dans la partie portant sur l'ASM.

Une fois après avoir obtenu une direction moyenne de l'aimantation pour un âge donné, il est alors possible de calculer la position du pôle géomagnétique virtuel (PGV) pour l'époque considérée (**Fig. A1.28**):

$$p = 90 - \frac{tg\,I}{2} \quad (1.32)$$

où : I est l'inclinaison magnétique et p est la colatitude magnétique

$$\lambda' = Arc\sin(\sin\lambda.\cos p + \cos\lambda.\sin p.\cos D) \quad (1.33)$$

où : λ et λ' sont respectivement la latitude du site d'échantillonnage et du PGV

D est la déclinaison magnétique

$$\sin(\varphi' - \varphi) = \sin p.\sin D / \cos \lambda' \quad (1.34)$$

$$\cos(\varphi' - \varphi) = \frac{(\cos p.\sin \lambda.\sin \lambda')}{(\cos \lambda.\cos \lambda')} \quad (1.35)$$

Où : φ et φ' sont respectivement les longitudes du site d'échantillonnage et du PGV

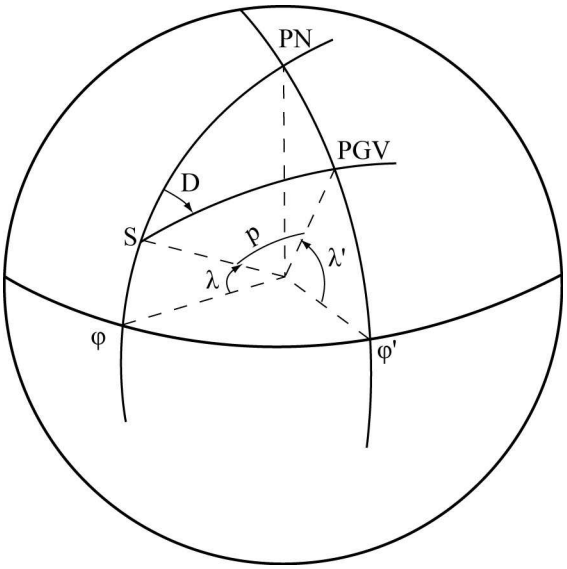
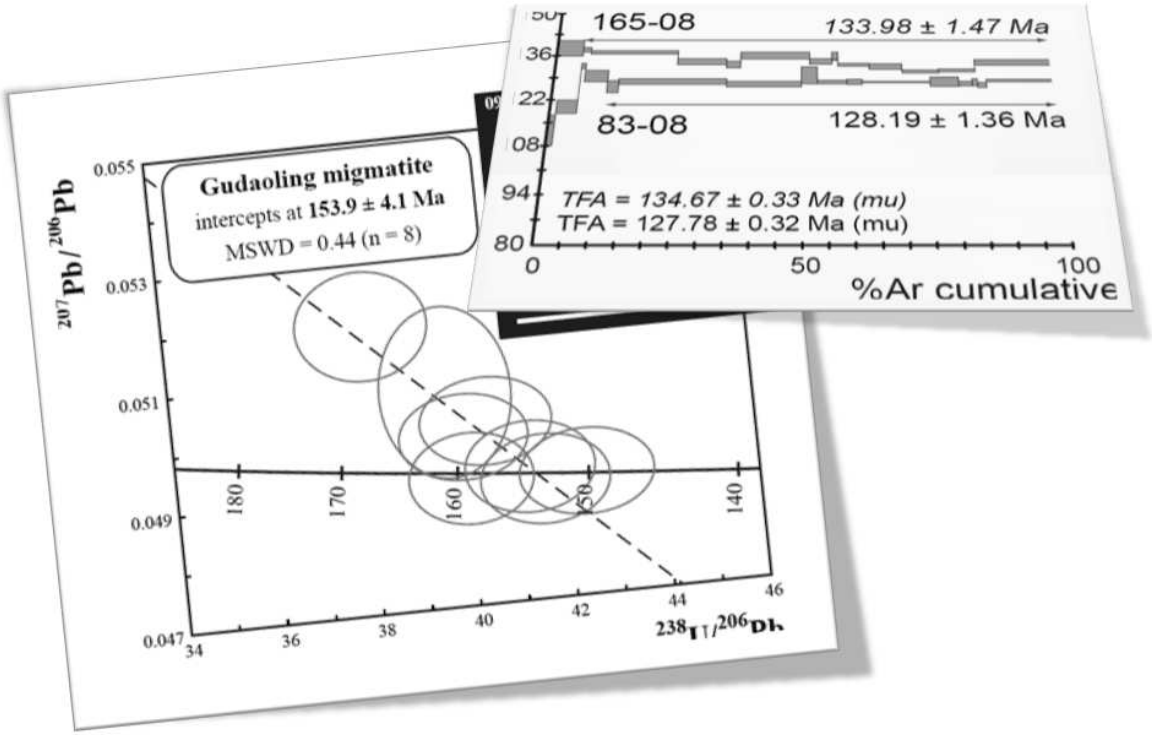


Figure A1.28 : Calcul de la position du PGV. PN = pôle nord géographique, S = site d'échantillonnage, λ et φ sont respectivement la latitude et la longitude du site d'échantillonnage, D = déclinaison magnétique, p = colatitude magnétique, PGV = pôle géomagnétique virtuel, λ' et φ' sont respectivement la latitude et la longitude du PGV.

Annexe 2

Etude géochronologique

Méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ conventionnelle sur monograins de mica
Méthode U/Pb sur zircon



Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des mylonites du détachement du MCC du Linglong (Shandong) et datation U/Pb sur zircon de la migmatite du MCC du Gudaoling (Liaoning).

Annexe 2

Etude géochronologique

1. GENERALITES **449**

2. LA METHODE DE DATATION ^{40}AR/^{39}AR **450**

2.1. HISTORIQUE ET PRINCIPE DE LA METHODE **450**

2.2. PROTOCOLE EXPERIMENTAL **453**

2.2.1. Préparation des échantillons à dater *453*

2.2.2. Analyse des échantillons en laboratoire *454*

2.2.3. Spectre d'âges et diagramme isochrone *455*

2.2.4. Signification(s) des âges ^{40}Ar/^{39}Ar *457*

3. LA METHODE DE DATATION U/PB SUR ZIRCON **459**

3.1. PRINCIPE DE LA METHODE **459**

3.2. PROTOCOLE ET REPRESENTATION GRAPHIQUE **460**

1. Généralités

L'étude et la compréhension des processus qui gouvernent l'évolution de la lithosphère terrestre sont tributaires d'une donnée primordiale, à savoir le *temps*. La reconstitution historique d'un processus géologique (ex. orogenèse, sédimentation dans les bassins, dynamique des failles, dynamique des processus magmatiques, etc.) nécessite des *repères chronologiques absolus*. La géochronologie absolue constitue donc l'ensemble des méthodes permettant d'assigner un âge aux roches ou aux minéraux. La radiochronologie (du grec *khronos*, le temps et *logos*, discours) est l'ensemble des méthodes de datation radiométrique, fondées sur le dosage d'éléments radioactifs et radiogéniques présents dans les roches et les minéraux. Selon le domaine des Géosciences et les processus mis en jeu, de nombreux chronomètres isotopiques ont été développés. Certains sont réservés pour des processus rapides, lents, profond ou de surface. Parmi les méthodes les plus utilisées à l'heure actuelle, on peut citer : (1) la méthode U/Pb sur zircon qui permet de dater au plus près la cristallisation d'un magma et (2) la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur minéraux potassiques qui permet de caractériser le refroidissement et/ou les âges de la déformation. Cette annexe se concentrera sur les méthodes $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur micas et amphiboles et U/Pb sur zircon.

La géochronologie isotopique est une science relativement récente (un peu plus de 100 ans) et découle de la découverte en 1896 par Henri Becquerel de la radioactivité. En 1906, Rutherford date pour la première fois des minéraux uranifères en mesurant la quantité d'U et d'He. Au cours du XXème siècle, l'avancée des connaissances dans le domaine de la géochimie isotopique et de la radioactivité va permettre de mettre en place de nombreuses méthodes de datation permettant de mieux appréhender l'évolution et la compréhension des processus géologiques dans le temps.

Le principe général utilisé en radiochronologie repose sur les caractéristiques de la désintégration d'un élément radioactif père en un élément radiogénique fils. Il a été montré que le nombre de noyau d'un élément radioactif décroît de manière exponentielle en fonction du temps selon la relation suivante (2.1) :

$$P = P_0.e^{-\lambda t} \qquad (2.1)$$

où : P_0 est la quantité d'élément père initiale

P est la quantité d'élément père restante au temps t

t est le temps écoulé entre le début de la réaction de désintégration et la mesure isotopique

λ est la constante de désintégration radioactive dépendant de l'isotope radioactif considéré

Lorsque le système reste clos (c'est-à-dire qu'il n'existe pas de perte ou de gain en isotope père et/ou en isotope fils), la quantité d'isotope fils radiogénique F^* mesurée au temps t est égale à (2.2) :

$$F^* = P0 - P$$

$$F^*/P = e^{\lambda t} - 1 \quad (2.2)$$

2. La méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

2.1. Historique et principe de la méthode

Au début du XXème siècle, Thomson (1905) et Campbell et Wood (1906) ont démontré que le potassium était radioactif et qu'il émettait des particules β. Les premières mesures des abondances des isotopes du potassium (^{39}K and ^{41}K) ont été faites par Aston (1921). Le potassium émet également des radiations γ (Kohlhorster, 1930). Sur la base des théories de Klemperer (1935) et de Newman et Walke (1935), montrant la désintégration du ^{40}K en $^{40}Ca^*$ avec l'émission de particules β, Nier (1935) proposa un rapport $^{39}K/^{40}K$ égal à 8600. Newman et Walke (1935) ont également suggéré la possibilité de la désintégration du ^{40}K en $^{40}Ar^*$, ce qui sera démontré par les travaux de Von Weizsacker (1937). Ainsi, Bramley (1937) démontra que le ^{40}K se désintègre de façon naturelle en $^{40}Ca^*$ et en $^{40}Ar^*$. La confirmation définitive de la désintégration du ^{40}K en $^{40}Ar^*$ a été faite par Aldrich et Nier (1948), en mesurant l'augmentation significative du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ de l'argon extrait des minéraux relativement riches en K par rapport au rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique. Cette étape fut décisive dans le développement rapide de la méthode K/Ar.

L'avènement de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ dérive de la méthode K/Ar et de l'étude des météorites (Jeffery et Reynolds, 1961 ; Reynolds, 1963). En effet, l'étude des rapports isotopiques de gaz rares (He, Ne, Ar, Kr, Xe) dans des météorites ayant été soumises à un flux de neutrons ont permis de découvrir l'existence de l'isotope ^{39}Ar, qui est issu de la désintégration du ^{39}K (Merrihue, 1965). Les premières datations utilisant la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont été publiées par Merrihue et Turner (1966), suivies par de nombreux développements de la méthode évaluant les interférences des isotopes de l'argon dérivés du potassium et du calcium ($^{40}Ca \rightarrow ^{36}Ar$, $^{42}Ca \rightarrow ^{39}Ar$, $^{40}K \rightarrow ^{40}Ar$), ainsi que les facteurs de correction respectifs (Mitchell, 1968 ; Brereton, 1970 ; Turner, 1971). Les géologues comparèrent pour la première fois les âges de roches obtenus par la méthode K/Ar et les âges obtenus par la méthode

$^{40}Ar/^{39}Ar$ afin de valider ce nouvel outil géochronologique (Mitchell, 1968; Dunham et al., 1968 ; York et Berger, 1970 ; Dalrymple et Lanphere, 1971).

La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ offre de nombreux avantages comparée à la méthode K/Ar. En effet, la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ ne nécessite pas la mesure absolue des concentrations en potassium et en argon pour calculer un âge, grande source d'erreur de la méthode K/Ar. De plus, cette méthode permet d'éliminer les problèmes liés à l'inhomogénéité de l'échantillon étant donnée les faibles volumes de matière mis en jeu. Il est alors possible de dater des échantillons de petites tailles comme des minéraux isolés. L'avantage le plus significatif de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ est de pouvoir déterminer un âge pour chacune des étapes de chauffe réalisées par paliers de température (step-heating). Les premières études géochronologiques sur des roches terrestres utilisant la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ par paliers de température ont été celles menées par Fitch et al., (1969), Miller et al., (1970), York et al., (1971), Lanphere et Dalrymple (1971), Brereton (1972).

Comme décrit précédemment, la désintégration naturelle du ^{40}K induit la formation de deux isotopes radiogéniques : l'$^{40}Ar^*$ et le $^{40}Ca^*$. Il est important de différencier le ^{40}Ca présent initialement dans la plupart des minéraux et le $^{40}Ca^*$, issu de la réaction de désintégration nucléaire du ^{40}K, qui est négligeable et non pris en compte pour la datation. Si l'hypothèse est faite de considérer que tout l'^{40}Ar présent dans les minéraux est issu de la désintégration du K, il est alors possible sur la base des équations classiques de production de radio-éléments d'exprimer l'âge *t* d'un échantillon selon la relation suivante (2.3) :

$$t = \frac{1}{\lambda_{Ar} + \lambda_{Ca}} \ln\left(1 + \frac{^{40}Ar^*}{^{40}K} \frac{\lambda_{Ar} + \lambda_{Ca}}{\lambda_{Ar}}\right) \qquad (2.3)$$

où : ^{40}K est la proportion d'isotope père mesurée
$^{40}Ar^*$ est la proportion d'isotope fils mesurée
λ_{Ar} est la constante de désintégration pour l'isotope radiogénique $^{40}Ar^*$ (= $4{,}962.10^{-10}$ an^{-1}, Steiger et Jäger, 1977)
λ_{Ca} est la constante de désintégration pour l'isotope radiogénique $^{40}Ca^*$ (= $0{,}581.10^{-10}$ an^{-1}, Steiger et Jäger, 1977)

L'existence de l'^{39}Ar provenant de la désintégration du ^{39}K (Merrihue, 1965) dans les météorites soumises à un flux de neutrons rapides (Jeffery et Reynolds, 1961 ; Reynolds, 1963) est le point de départ de la méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$. En effet, les échantillons que l'on souhaite dater sont préalablement irradiés dans un flux de neutrons rapides, impliquant la

transformation d'une partie du ^{39}K en ^{39}Ar, noté $^{39}Ar_K$ selon la réaction suivante $^{39}K + n \rightarrow {}^{39}Ar_K + p$. La connaissance du rendement de l'irradiation (facteur *J*) permet d'accéder à la teneur en $^{39}Ar_K$ formé. Le rendement est évalué en irradiant un échantillon standard dont l'âge est connu en même temps que les échantillons à dater. Ce rendement (*J*) est donné par la relation théorique suivante (2.4. ; Grasty et Mitchell, 1966) et est déterminé a posteriori :

$$J = \frac{e^{\lambda_{Ar} t_S} - 1}{\left({}^{40}Ar^{*}/{}^{39}Ar_K\right)_S} \qquad (2.4)$$

avec $(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K)_S$ le rapport obtenu après l'analyse du standard d'âge connu t_S.

Dans la nature, les proportions des isotopes du potassium sont constantes. Par conséquent, le rapport $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K$ est directement proportionnel au rapport $^{40}Ar^{*}/^{40}Ar$ de l'échantillon à dater. Le rapport $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K$ est obtenu au cours d'une seule analyse isotopique au spectromètre de masse, limitant ainsi les erreurs analytiques inhérentes à l'ancienne méthode K/Ar. Il est alors possible de déterminer l'âge *t* de l'échantillon grâce à la relation suivante (2.5) :

$$t = \frac{1}{\lambda_{Ar}} \ln\left(J \frac{{}^{40}Ar^{*}}{{}^{40}Ar_K} + 1 \right) \qquad (2.5)$$

Cependant, au cours de l'opération d'irradiation, des interférences de masse sont à l'origine de la production d'isotopes de l'argon ($^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$, $^{42}Ca \rightarrow {}^{39}Ar$, $^{37}Cl \rightarrow {}^{38}Ar$, $^{40}Ca \rightarrow {}^{37}Ar$, $^{40}Ar \rightarrow {}^{36}Ar$ et $^{40}Ca \rightarrow {}^{36}Ar$). Des corrections sont alors nécessaires pour obtenir un signal cohérent du rapport $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K$ mesuré en irradiant des sels de sulfates de Ca et de K. En outre, l'atmosphère contient naturellement de l'^{40}Ar qui peut être incorporé à l'échantillon à dater et ainsi contribuer à une erreur analytique. La contribution de l'^{40}Ar atmosphérique peut être corrigée facilement puisque le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ est constant et égal à 295,5 (Steiger et Jäger, 1977). L'^{36}Ar n'est ni radioactif ni radiogénique.

2.2. Protocole expérimental

Au cours de la thèse, j'ai été amené à déterminer de manière absolue l'âge de certains évènements géologiques dans la Péninsule du Jiaodong. Les taux de refroidissement des granites (Haiyang, Weideshan, Guojialing, granodiorites roses du massif du Linglong), la datation de la déformation ductile et fragile dans les massifs du Linglong et du Guojialing ont été déterminés. Pour ce faire, la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ a été utilisée pour dater des monograins d'amphibole, de biotite et de muscovite. Le protocole expérimental se divise en deux parties : (1) la préparation des échantillons à dater, et (2) l'analyse des échantillons en laboratoire. Toutes les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont été menées à l'Université Montpellier II, en collaboration avec Patrick Monié de Géosciences Montpellier (UMR CNRS 5243) et Romain Augier (ISTO).

2.2.1. Préparation des échantillons à dater

Les échantillons choisis pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur le terrain ont été prélevés essentiellement dans des carrières en exploitation assurant une altération minimale de l'échantillon (ex. biotites non chloritisées, feldspaths brillants). Pour les datations du refroidissement des roches granitiques, les échantillons sont broyés et la poudre obtenue tamisée. Les monograins à dater sont ensuite sélectionnés par piquage à la main sous une loupe binoculaire dans la fraction 0,5-1 mm. Il a été pris grand soin de choisir les monograins ne présentant ni inclusion, ni trace d'autres minéraux. Les monograins minéraux ainsi séparés sont ensuite purifiés par lavage dans un bain d'alcool dans un bac à ultrasons, rincés à l'eau distillée, puis séchés dans une étuve à 80°C. Pour chaque roche à dater, il a été conservé deux monograins de chaque minéral à dater (biotite, amphibole). Pour les datations de la déformation ductile (mylonites) et fragile (plans de faille fragile striée), les muscovites ont été prélevées à la main directement sur l'échantillon brut, en prenant soin de sélectionner les grains les moins altérés.

En outre, des analyses chimiques à la microsonde électronique (ISTO-BRGM) ont été effectuées sur les amphiboles, les biotites et les muscovites à dater. Ces analyses permettent de savoir si les populations de grains sont homogènes, ainsi que de déterminer la nomenclature des minéraux datés.

Comme expliqué précédemment, les échantillons vont être irradiés. Les monograins sont emballés dans des feuillets d'aluminium et placés dans des tubes en aluminium avec les échantillons standards qui les entourent. Les échantillons sont ensuite irradiés dans le réacteur McCaster (Canada). Les standards utilisés pour les échantillons de ma thèse sont le $MMHb_2$

daté à 560,2 Ma (Harisson et McDougall, 1977) pour les amphiboles et un autre pour les micas.

2.2.2. Analyse des échantillons en laboratoire

La datation des échantillons repose sur une analyse qui se décompose en trois étapes : (1) l'extraction des gaz, (2) la purification des gaz et (3) l'analyse isotopique de l'argon extrait. Les monograins sont chauffés progressivement par paliers de température (step-heating) à l'aide d'un LASER UL-50-OEM. Tout le dispositif est placé dans un vide poussé (10^{-10} atm). La **Fig. A2.1** détaille le dispositif expérimental de la « ligne argon », sur laquelle j'ai effectué les analyses isotopiques.

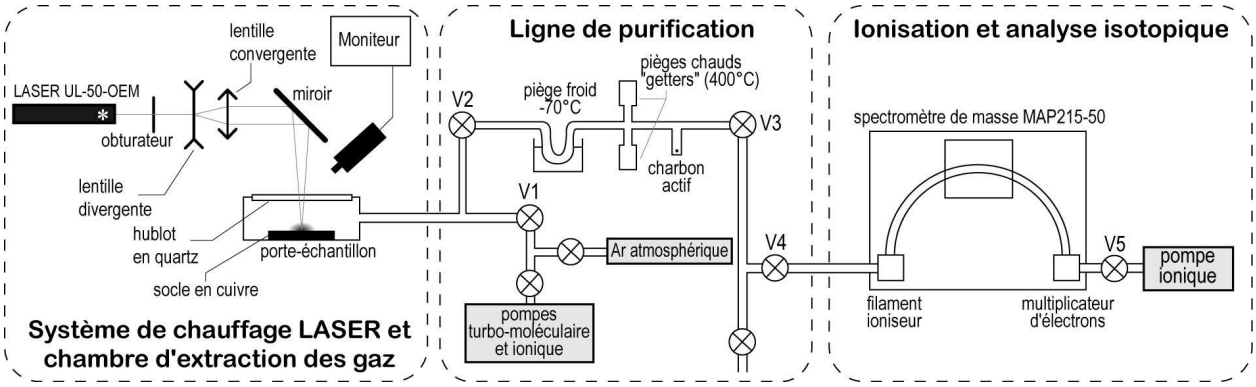


Figure A2.1 : Schéma simplifié du dispositif expérimental pour la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ de monograins (Géosciences Montpellier). D'après un croquis de Patrick Monié.

-*L'extraction (2 minutes)*: l'échantillon placé dans le porte-échantillon (V1 et V2 fermées) est chauffé pendant 40 secondes sous l'effet du faisceau LASER UL-50-OEM focalisé sur sa surface au moyen d'un système de lentilles. La surface chauffée équivaut à deux à trois fois la surface du grain afin d'assurer un chauffage homogène. Sous l'effet de l'augmentation de la température, une partie du gaz contenu dans l'échantillon se diffuse dans la première partie de la ligne.

-*La purification (3 minutes)*: on ouvre V2, le gaz extrait diffuse alors dans la partie de la ligne réservée à la purification des gaz. Les vannes V2 et V3 sont ensuite fermées. Le gaz est alors stocké et isolé de l'échantillon, puis purifié pendant 3 minutes. La purification s'effectue à l'aide de pièges chauds ou getters (filaments d'alliage Al-Zr) et d'un piège froid (bain d'alcool refroidi à -70°C par de l'azote liquide) afin d'éliminer le dioxyde de carbone, l'azote, l'eau et les autres gaz extraits et/ou présents dans la ligne alors « polluée ». L'argon est piégé sur des grains de charbon actif.

-*L'analyse isotopique (15 minutes)*: on ouvre V3 et V4, afin de libérer l'argon dans le spectromètre de masse (MAP 215-50) après un chauffage du charbon. Les vannes V4 et V5 demeurent ensuite fermées. L'argon est alors ionisé, puis un champ magnétique dévie les isotopes de l'argon sur un multiplicateur d'électrons permettant la mesure des concentrations en isotopes ^{36}Ar, ^{37}Ar, ^{38}Ar, ^{39}Ar et ^{40}Ar. Le cycle de mesure du spectromètre est répété quinze fois pour la datation des monograins. La quantification du bruit de fond du multiplicateur d'électrons et l'évaluation de la pollution (très faible) du système analytique se font sur l'ensemble d'une procédure effectuée « à blanc » (sans chauffage de l'échantillon) tous les trois paliers de température.

L'avantage certain de la méthode de datation ^{40}Ar/^{39}Ar est de pouvoir extraire progressivement le gaz contenu dans les échantillons à dater par une augmentation incrémentée de la température de chauffage (step-heating). Il a été montré que les sites de rétention de l'argon (là-même où se situe le potassium dont il dérive) dans les minéraux ne dégazent pas tous à la même température et peuvent être distingués selon deux types (Fitch et al., 1969) : (1) les sites correspondant aux sites naturels du potassium dans le réseau cristallin et qui sont très rétentifs, et (2) les sites correspondant aux défauts cristallins ou aux surfaces du minéral qui sont moins rétentifs. Ainsi, les sites qui libéreront de l'argon pour les paliers de haute température correspondront aux sites les plus rétentifs associés à une forte énergie d'activation, opposés aux sites moins rétentifs ayant une plus faible énergie d'activation et des paliers de plus basse température. L'accès à l'histoire détaillée de l'échantillon est rendu possible en discriminant l'argon qui dérive de la désintégration naturelle du ^{40}K (sites de haute température) de celui dérivant d'une pollution (sites de basse température).

2.2.3. Spectre d'âges et diagramme isochrone

Pour représenter les résultats des datations ^{40}Ar/^{39}Ar d'un même échantillon, il existe deux types de graphiques : (1) le spectre d'âge et (2) le diagramme isochrone.

-*Spectre d'âge* : c'est la représentation classique des données ^{40}Ar/^{39}Ar en reportant l'âge déterminé pour chaque étape de chauffage en fonction de la fraction cumulative d'^{39}Ar libéré (**Fig. A2.2**). Ainsi, chaque étape par palier de température est représentée par un rectangle dont la largeur représente la quantité d'^{39}Ar libéré, et la hauteur, la barre d'erreur sur l'âge calculé (**Fig. A2.2**). Un âge du minéral dit « âge plateau » peut être déterminé lorsqu'au moins trois étapes de chauffage successives fournissent un âge identique à la barre d'erreur

près, pour un pourcentage d'^{39}Ar cumulé d'au moins 50% sur l'ensemble de l'^{39}Ar libéré (Dalrymple et Lanphere, 1974 ; Fleck et al., 1977). L'âge du plateau correspond à la moyenne calculée des âges des paliers qui le définissent. Il est aussi possible de calculer un âge moyen, autrement appelé âge total de fusion (TFA : Total Fusion Age), en considérant tout l'argon extrait (**Fig. A2.2**).

-*Diagramme isochrone* : cette représentation graphique met en relation la valeur du rapport ^{36}Ar/^{40}Ar en fonction de la valeur du rapport ^{39}Ar/^{40}Ar pour chaque palier de chauffage (**Fig. A2.3** ; Dalrymple et Lanphere, 1974). En théorie, les minéraux analysés sont constitués d'argon provenant d'un mélange entre deux pôles répartis entre (1) l'argon atmosphérique dont le rapport ^{40}Ar/^{36}Ar est connu (= 295,5) et (2) l'argon radiogénique dont le rapport ^{39}Ar/^{40}Ar définit l'âge du minéral considéré. De ce fait, les points correspondant à chacune des étapes de chauffage pour un minéral donné doivent s'aligner sur une droite pour un âge défini, à savoir une isochrone. Cette isochrone possède une ordonnée à l'origine correspondant au rapport ^{36}Ar/^{40}Ar de l'atmosphère terrestre et une abscisse à l'origine correspondant au rapport ^{39}Ar/^{40}Ar donnant l'âge du minéral (**Fig. A2.3**). Le coefficient de corrélation de l'isochrone est défini par le facteur MSWD (Mean Square Weighted Deviation) qui renseigne sur la qualité de l'âge calculé. Ce genre de représentation est utile pour mettre en évidence des excès (**Fig. A2.4a**) ou des pertes (**Fig. A2.4b**) éventuels en ^{40}Ar (Roddick et al., 1980 ; Heizler et Harrison, 1988 ; Kuiper, 2002). Cette situation est courante, notamment pour les minéraux pauvres en K.

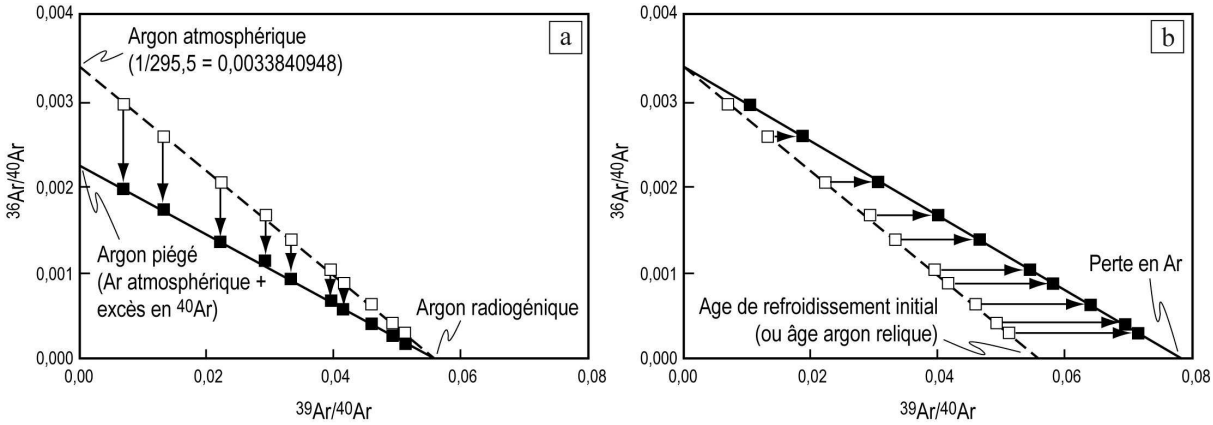


Figure A2.4 : Diagrammes isochrones montrant l'effet (a) d'un excès ou (b) d'une perte d'argon. Les données non perturbées sont représentées par les carrés blancs, et l'isochrone non perturbée est représentée en pointillés. Les mesures perturbées (celles analysées en laboratoire) sont représentées par les carrés noirs, et l'isochrone perturbée est représentée par une ligne continue. Modifié d'après Kuiper (2002).

2.2.4. Signification(s) des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$

Le fait de trouver des âges différents pour des biotites et des muscovites d'une même roche par les méthodes K/Ar ou Rb/Sr, ont montré que les radiochronomètres ne révèlent pas l'âge de cristallisation de la roche dans le cas d'un refroidissement lent (Jäger, 1965 ; Armstrong et al., 1967). Il apparaît qu'il existe un lien entre l'âge radiométrique obtenu, la méthode utilisée et le minéral daté. Il est alors proposé que l'âge obtenu soit le temps écoulé depuis le passage sous une « température de blocage » inhérente à la méthode utilisée et au minéral considéré (**Fig. A2.5** ; Jäger et al., 1967).

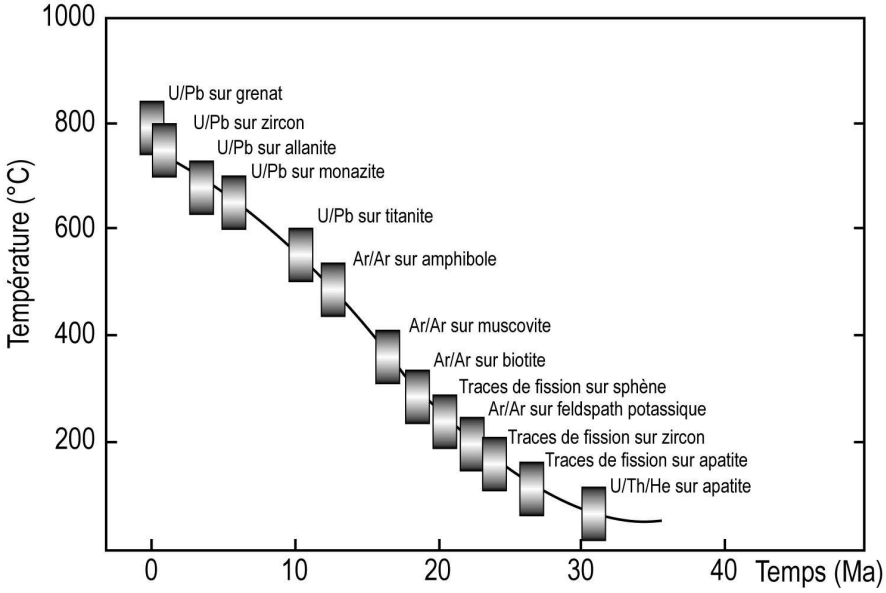


Figure A2.5 : Compilation des températures de fermeture pour différentes méthodes radiométriques sur un chemin température-temps fictif. Modifié d'après Spear (1993) par Augier (2005).

La notion de température de fermeture isotopique (T_C) est introduite par Dodson (1973). Cette température est la limite en-deçà de laquelle la diffusion de l'élément radiogénique (ex. $^{40}Ar^*$) produit lors de la désintégration radioactive de l'élément (ex. ^{40}K) n'est plus possible. Autrement dit, c'est la température au-dessous de laquelle un minéral donné commence à accumuler de l'$^{40}Ar^*$ radiogénique dans son réseau cristallin, il se comporte alors en système clos. Cette notion se base sur le principe de la diffusion des éléments chimiques entre les minéraux et leur environnement et dépend principalement de la température. En effet, le passage sous la température de fermeture limite de façon drastique les phénomènes de diffusion, déclenchant ainsi le radiochronomètre. La valeur de la température de fermeture (T_C ; 2.6) dépend de la géométrie du domaine de diffusion (*A*, sphérique, cylindrique, plaque), de la taille du domaine de diffusion (*a*, assimilée à la taille de

grain), des paramètres de diffusion (D_0), de l'énergie d'activation de la diffusion (E) et de la vitesse de refroidissement (dT/dt).

$$T_C = \frac{E}{R}\left[\ln\left(\frac{ART_c^2 D_0 / a^2}{EdT/dt}\right)\right]^{-1} \qquad (2.6)$$

où : R est la constante des gaz parfaits (= 3,314472 J.mol^{-1}.K^{-1})

L'équation 2.6 montre en particulier, la forte dépendance de la température de fermeture à la taille et à la forme des grains, ainsi qu'à la vitesse de refroidissement, toujours considérées aujourd'hui comme des paramètres primordiaux dans l'interprétation des âges (Monié et al., 1994; Hames et Bowring, 1994; Reddy et al., 1996).

Les nombreuses études expérimentales et de terrain ont permis de caractériser les températures de fermeture pour diverses méthodes et divers minéraux (**Fig. A2.5**), permettant ainsi de couvrir la majeure partie des conditions de température des roches (ex. Spear, 1993 ; Villa, 1998). Il est alors possible de suivre l'histoire thermique d'une roche depuis des températures très élevées jusqu'à la sub-surface. Pour chaque méthode, l'âge obtenu sera le témoin d'un épisode de refroidissement de la roche si la température de cristallisation est plus élevée que la température de fermeture, et l'âge de cristallisation dans le cas contraire.

3. La méthode de datation U/Pb sur zircon

Bien que cette méthode de datation ait été peu utilisée dans la thèse (2 datations réparties entre le Shandong et le Liaoning), une description concise de cette méthode est faite ci-dessous. Pour une description plus détaillée de la méthode, le lecteur pourra se référer à Melleton (2008).

3.1. Principe de la méthode

La méthode de datation U/Pb sur zircon se base sur le principe de la radiochronologie : un élément père naturellement radioactif (ici l'U) contenu dans un minéral (ici le zircon de formule $ZrSiO_4$) au moment de sa cristallisation se désintègre progressivement en un élément fils (ici le Pb) qui sera d'autant plus abondant qu'il s'est écoulé de temps depuis la cristallisation initiale (temps correspondant à la fermeture du système). Le couple radiométrique U/Pb est sans doute le plus employé en géologie (ex. Nier, 1939 ; Wetherill, 1956 ; Krogh, 1973). Un des principaux avantages de ce système réside dans le fait qu'il associe deux isotopes pères d'un même élément (^{235}U et ^{238}U dont le rapport $^{238}U/^{235}U$ actuel est constant et égal à 137,88) qui se désintègrent suivant des constantes de désintégration différentes pour donner deux isotopes fils stables d'un autre élément (le ^{207}Pb et le ^{206}Pb respectivement). Il faut noter également qu'un autre isotope du plomb (^{208}Pb) est formé à partir de la désintégration du ^{232}Th. Les constantes de désintégration respectives sont : $\lambda_{U235} = 9{,}8485.10^{-10}$ an^{-1}, $\lambda_{U238} = 1{,}55125.10^{-10}$ an^{-1}, $\lambda_{Th232} = 0{,}49475.10^{-10}$ an^{-1}.

Cela permet de calculer trois âges à partir de trois rapports isotopiques distincts : deux rapports Pb/U ($^{206}Pb/^{238}U$ et $^{207}Pb/^{235}U$) et un rapport de composition isotopique du plomb ($^{207}Pb/^{206}Pb$). La comparaison entre ces trois âges permet de savoir si le système U/Pb du minéral considéré est resté clos ou pas. L'autre avantage certain de la méthode est de pouvoir retrouver non seulement l'âge initial du système mais également celui de son ouverture, au cas où le système ne soit pas resté clos. L'isotope ^{204}Pb n'est ni radiogénique ni radioactif et constitue ainsi un isotope stable de référence. La méthode U/Pb sur zircon permet de calculer des âges à partir de la mesure des concentrations isotopiques de l'U et du Pb, selon les relations suivantes :

$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \frac{^{235}U}{^{204}Pb}\left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right) \qquad (2.7)$$

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \frac{^{238}U}{^{204}Pb}\left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) \qquad (2.8)$$

$$\frac{^{207}Pb/^{204}Pb-\left(^{207}Pb/^{204}Pb\right)_0}{^{206}Pb/^{204}Pb-\left(^{206}Pb/^{204}Pb\right)_0}=\frac{e^{\lambda_{235}t}-1}{137{,}88.\left(e^{\lambda_{238}t}-1\right)} \qquad (2.9)$$

3.2. Protocole et représentation graphique

Le protocole expérimental pour la datation U/Pb sur zircon est la suivante : (1) extraction des grains de zircon des roches à dater, (2) montage en section polie des monograins de zircon à dater, (3) analyse des concentrations en isotopes de l'U et du Pb après ablation Laser et mesure au spectromètre de masse à plasma.

-*Extraction des monograins de zircon des roches à dater* : les monograins de zircon sont obtenus à partir du broyage de la roche, et de la combinaison de techniques de séparation par liqueurs denses et de séparation magnétique. Les grains d'une densité supérieure à 3,3 sont ensuite triés à la main sous une loupe binoculaire afin d'en extraire les grains de zircon. Cette opération a été réalisée à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans par Patricia Benoist.

-*Montage des monograins de zircon en section polie* : les monograins de zircon isolés sont ensuite montés à la main sur une section avec de la résine epoxy et ensuite polie. J'ai effectué cette opération à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans.

-*Mesures des concentrations isotopiques en U et Pb* : ces mesures ont été effectuées à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma couplé à un système d'ablation Laser (Laser-ICP-MS : Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer), modèle ICPMS Agilent 7500A quadripolaire, du laboratoire de géochronologie isotopique de l'Institut de Géologie et de Géophysique de Pékin (Académie des Sciences de Chine). Les concentrations en isotopes ^{29}Si, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th et ^{238}U ont été mesurées pour l'obtention des âges. Le cratère inhérent à l'ablation Laser lors des analyses ponctuelles des zircons mesure 30 à 40 µm de large, pour 20 µm de profondeur. Les données ont été acquises pendant 40 secondes, Laser allumé et 30 secondes, Laser éteint. Les concentrations en U, Pb et Th ont été calibrées en utilisant l'isotope ^{29}Si comme standard interne et le NIST SRM 610 comme standard externe. Les rapports isotopiques ^{207}Pb/^{206}Pb et ^{206}Pb/^{238}U ont été calculés avec le logiciel Glitter 4.0 (Jackson et al., 2004), puis ont été corrigés en utilisant le standard 91500 (Harvard). Le rapport ^{207}Pb/^{235}U a été calculée sur la base des valeurs des rapports ^{207}Pb/^{206}Pb et ^{206}Pb/^{238}U. La correction du plomb commun a été faite en accord avec la méthode proposée par Andersen (2002). Les âges U/Pb pondérés, ainsi que les représentations graphiques ont été effectués avec le programme Isoplot 3.1 (Ludwig, 2004). La procédure des analyses U/Pb au laboratoire de géochronologie isotopique de Pékin est détaillée dans Xie et al. (2008).

Les données U/Pb sont représentées dans des diagrammes Concordia (**Fig. A2.6a** ; Wetherill, 1956) ou Discordia (**Fig. A2.6b** ; Tera et Wasserburg, 1972). La Concordia est une courbe graduée dans le temps (**Fig. A2.6a**), qui pour un système étant resté clos, un point de mesure viendra se placer sur cette courbe et sera dit « concordant » (les trois systèmes isotopiques, $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ donnant le même âge). La deuxième représentation, dite Discordia ou Concordia inverse (**Fig. A2.6b**) permet de visualiser la présence de Pb commun.

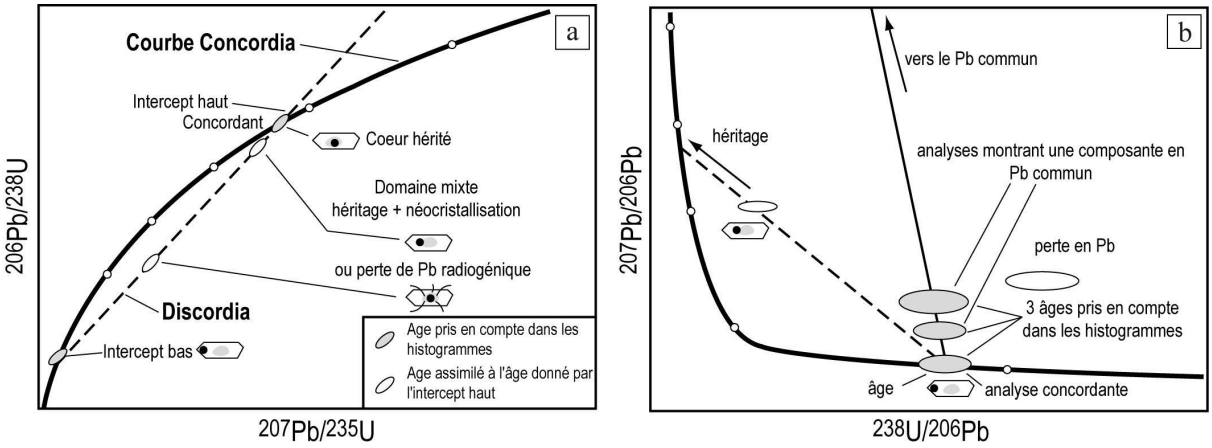
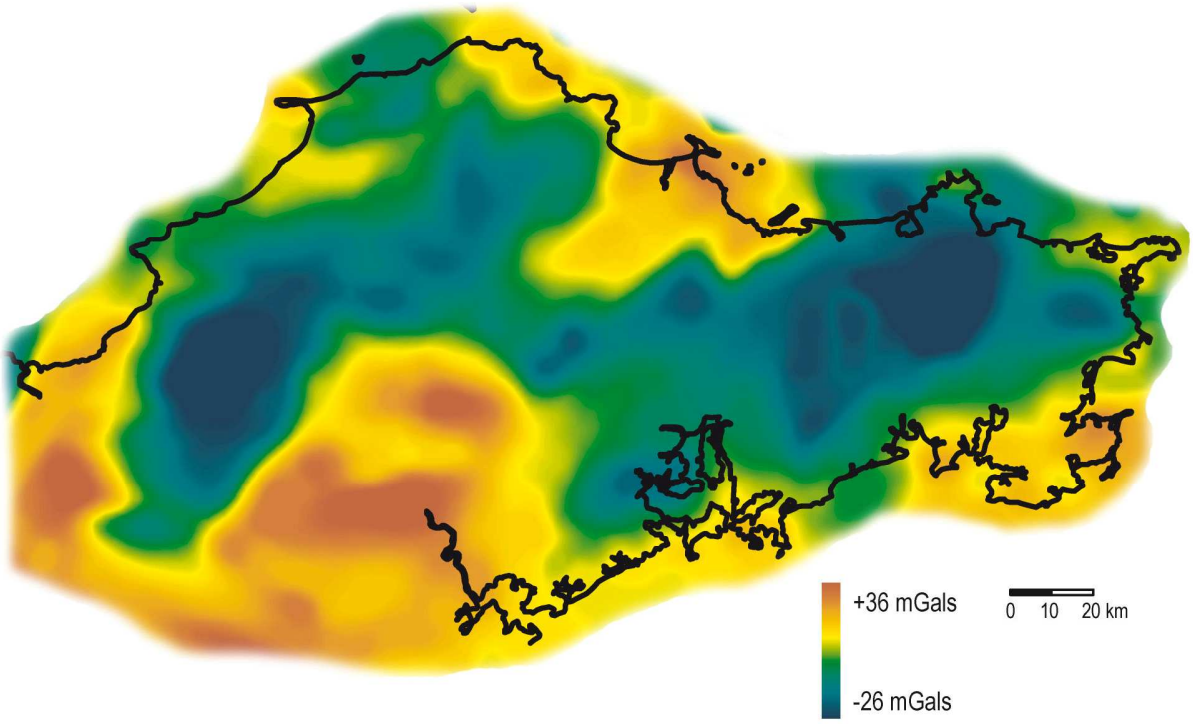


Figure A2.6 : Représentations graphiques des données U/Pb en diagramme (a) Concordia ou (b) Discordia. Modifié d'après Parrish et Noble (1993) par Melleton (2008).

Annexe 3

La gravimétrie



Carte de l'anomalie de Bouguer complète de la Péninsule du Shandong (d'après Ma, 1997)

Annexe 3

La gravimétrie

1. RAPPELS THEORIQUES..... 467

2. MESURE RELATIVE DE LA PESANTEUR ET ANOMALIE DE BOUGUER..... 470

2.1. APPAREILLAGE DE MESURE RELATIVE DE LA PESANTEUR : LE GRAVIMETRE A RESSORT 470

2.2. L'OBTENTION DE L'ANOMALIE GRAVIMETRIQUE DE BOUGUER COMPLETE.....471

La gravimétrie (de latin gravis, pesant, et du grec metron, mesure) est l'étude et la mesure de la pesanteur terrestre qui permet de ce fait de déterminer la répartition spatiale de matériaux de densités différentes au sein des diverses enveloppes de la Terre. La gravimétrie est une méthode souvent utilisée en Géosciences, que ce soit en géologie structurale (ex. géométrie des structures en profondeur tels que les massifs granitiques), en métallogénie (ex. la prospection de corps minéralisés denses), dans l'étude des risques naturels (ex. localisation de cavités souterraines), etc.

Pour une description plus détaillée, le lecteur pourra se rapporter aux références suivantes : Bott et Smithson (1967) ; Ajakaiye et Sweeney (1974) ; Vigneresse (1983) ; Vigneresse et Brun (1983) ; Dubois et Diament (1995) ; Améglio et al. (1997) ; Martelet (1999) ; Martelet et al. (2004) ; Talbot et al. (2004) ; Joly et al. (2009).

1. Rappels théoriques

La pesanteur (ou plus précisément l'accélération de la pesanteur) est l'attraction exercée par la Terre sur tout corps présent dans son espace proche. Le vecteur $\vec{g}$ associé à cette accélération de pesanteur est toujours dirigé vers le bas, vers le centre de la Terre, à la normale au lieu du corps considéré. L'accélération subie par tout corps (point massique) à la surface de la Terre est inhérent à trois composantes : (1) g_N, l'attraction newtonienne de l'ensemble des masses de la Terre (l'accélération gravitationnelle), (2) g_r, l'accélération centrifuge de sens opposé, due à la rotation de la Terre et (3) l'attraction newtonienne, variable au cours du temps, des corps présents dans le reste de l'Univers (ex. Soleil, Lune).

Les grands types de force agissant sur la matière sont les forces électromagnétiques, les forces d'interactions nucléaires (fortes et faibles) et les forces *d'attraction gravitationnelle*. La loi de gravitation universelle définie par Isaac Newton (*De motu corporum in gyrum*, 1685), a permis de poser les bases pour calculer une valeur approchée de la pesanteur. Cette loi prédit que *« deux corps ponctuels massiques s'attirent avec une force (F) proportionnelle au produit des masses (m_1 et m_2) et inversement proportionnelle au carré de leur distance (r) »* (3.1).

$$\vec{F} = -G\frac{m_1.m_2}{r^2}\vec{u} \qquad (3.1)$$

où : G est la constante gravitationnelle ($6{,}6742.10^{-11}$ $m^3.kg^{-1}.s^{-2}$)
$\vec{u}$ est le vecteur unitaire dans la direction séparant m_1 et m_2

En considérant une sphère immobile avec une distribution de masse homogène, il est alors possible de démontrer que l'effet gravitationnel de cette sphère sur un point extérieur lointain est équivalent à celui d'une source ponctuelle, où toute la masse de la sphère serait concentrée en son centre. Ainsi, si l'on considère la Terre comme une sphère de rayon *r* et de masse *M*, on obtient l'accélération gravitationnelle à partir du principe fondamental de la dynamique appliqué à un corps de masse *m* en surface (3.2).

$$F = m.g = \frac{G.M.m}{r^2} \text{ et } g = \frac{G.M}{r^2} \qquad (3.2)$$

Or, la Terre est en rotation sur elle-même, ce qui a pour effet, entre autres, de la déformer. Ainsi, la Terre n'est pas une sphère au sens strict du terme et ne peut donc être considérée comme tel. L'expression mathématique de la pesanteur à la surface de la Terre ellipsoïde en rotation est la suivante (3.3) :

$$g = \frac{G.M}{r^2}\left[1 - \frac{3}{2}\frac{a^2}{r^2}J_2(3.\sin^2\phi - 1)\right] - \omega^2 r.\cos^2\phi \qquad (3.3)$$

où : *G* est la constante gravitationnelle

M est la masse de la Terre

a est le rayon à l'équateur

Φ est la latitude d'un point situé à la surface de la Terre

ω est la vitesse de rotation angulaire de la Terre

J_2 est le coefficient de l'écart à la sphéricité (coefficient d'aplatissement)

La pesanteur s'exprime dans le Système International (SI) en $m.s^{-2}$. A la surface du globe terrestre, la valeur moyenne de la pesanteur est égale à 9,81 $m.s^{-2}$. Les géophysiciens étudient les variations spatiales et temporelles de la pesanteur, variations de l'ordre de 10^{-8} à 10^{-3} $m.s^{-2}$. L'utilisation de l'unité conventionnelle ($m.s^{-2}$) devient alors difficile. C'est pourquoi, les géophysiciens préfèrent l'utilisation plus pratique du *milligal* (mGal), sous-multiple du *Gal* (en l'honneur de Galilée) issu du système Centimètre-Gramme-Seconde (CGS). La relation entre ces différentes unités est la suivante : 1 $\mu m.s^{-2} = 10^{-6} m.s^{-2}$ = 0,1 mGal.

La bonne connaissance de la forme de la Terre est capitale pour déterminer avec précision les valeurs de la pesanteur *g* à la surface du globe. La géodésie (du grec *geôdaisia*, l'art de diviser les terres) est la discipline qui étudie la forme générale de la planète ainsi que les causes qui déterminent le champ de pesanteur. Sur la Terre, la surface moyenne des océans se confond avec une surface où le potentiel de pesanteur est constant, c'est la surface équipotentielle de pesanteur ou *géoïde* (**Fig. A3.1**). Le géoïde définit la forme de la Terre, qui

n'est pas une sphère simple (**Fig. A3.1**). La forme du géoïde est fonction de la répartition des masses des matériaux présents à l'intérieur du globe. La modélisation du géoïde par le calcul est très complexe et nécessite une simplification de l'expression mathématique permettant de calculer une position de la surface équipotentielle théorique du champ de pesanteur se rapprochant au mieux du géoïde réel. Il se trouve que la forme mathématique la plus proche de celle du géoïde (forme de la Terre) est un ellipsoïde de révolution, dit *ellipsoïde de référence* (**Fig. A3.1**).

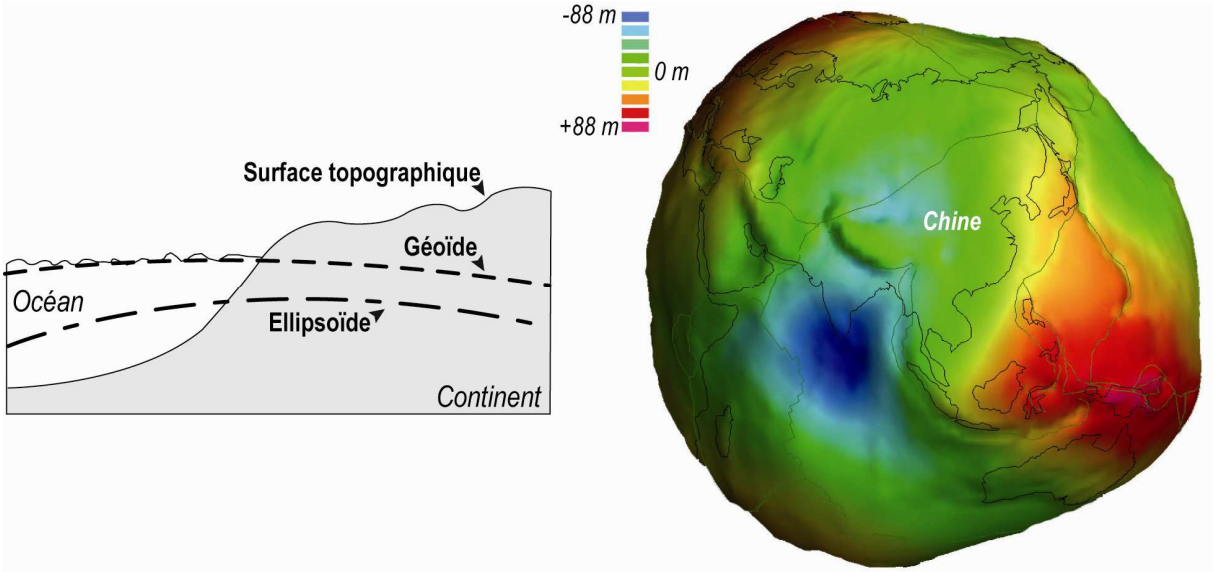


Figure A3.1 : Relations entre la surface topographique des continents, la surface des océans, l'ellipsoïde de référence et le géoïde (surface équipotentielle de pesanteur). Représentation du géoïde au niveau de l'Asie (issu du site Internet http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html).

Il est possible de calculer en tout point de l'ellipsoïde de référence, une valeur théorique de l'accélération de la pesanteur selon la relation suivante (3.4) :

$$g = g_0(1 + k_1.\sin^2\varphi - k_2.\sin^2 2\varphi) \qquad (3.4)$$

où : g_0 est la pesanteur à l'équateur (= 978032,7 mGals)
k_1 (= 0,0053024) et k_2 (= 0,0000058) sont des constantes qui dépendent de la forme et de la vitesse de rotation de la Terre
φ est la latitude du point considéré sur l'ellipsoïde de référence

2. Mesure relative de la pesanteur et anomalie de Bouguer

Cette partie ne fera référence qu'aux *mesures relatives de la pesanteur* et aux *anomalies gravimétriques*, mesures qui ont été effectuées au cours de la thèse, dans le massif du Linglong (Shandong) à l'aide d'un *gravimètre à ressort SCINTREX CG5-M*.

2.1. Appareillage de mesure relative de la pesanteur : le gravimètre à ressort

La valeur absolue de l'accélération de la pesanteur *g* ne peut pas être mesurée directement avec un appareillage de mesure relative. En effet, il faut connaître la valeur absolue de la pesanteur pour un point donné, et mesurer la variation de la pesanteur entre ce point connu et le point de mesure. Il est alors possible de déterminer de façon relative la valeur de la pesanteur pour le point de mesure considéré.

Les gravimètres à ressort constituent un type d'appareil de mesure relative de la pesanteur. Ces appareils permettent d'obtenir des mesures précises (ex. 0,001 mGal pour le SCINTREX CG5-M) et rapides. Le gravimètre SCINTREX CG5-M (**Fig. A3.2a**) utilisé au cours de la thèse, dispose d'un ressort vertical en quartz au bout duquel est suspendu une masse placée dans un capteur capacitif (**Fig. A3.2b**). La mesure de la pesanteur est alors assimilée à une mesure de tension électrique (**Fig. A3.2b**).

Pour ce travail, les stations de mesure de la pesanteur ont été placées le long de profils et espacées d'un kilomètre chacune au sein d'une même lithologie, et de 500 mètres dans les zones de contact. La position géographique de chaque station a été déterminée grâce à un GPS différentiel (dGPS) MAGELLAN Promark 3, offrant une résolution centimétrique en X, Y et de 5 à 10 cm selon Z (**Fig. A3.2a**). Un tel dispositif est indispensable afin de contraindre au mieux l'altitude du point mesure, l'altitude étant le facteur discriminant pour la valeur de la pesanteur du point de mesure. En effet, à valeur de comparaison, une erreur induite de 0,1 mGal est constatée sur l'anomalie à l'air libre pour une erreur de 100 m sur la latitude et de seulement 30 cm sur l'altitude.

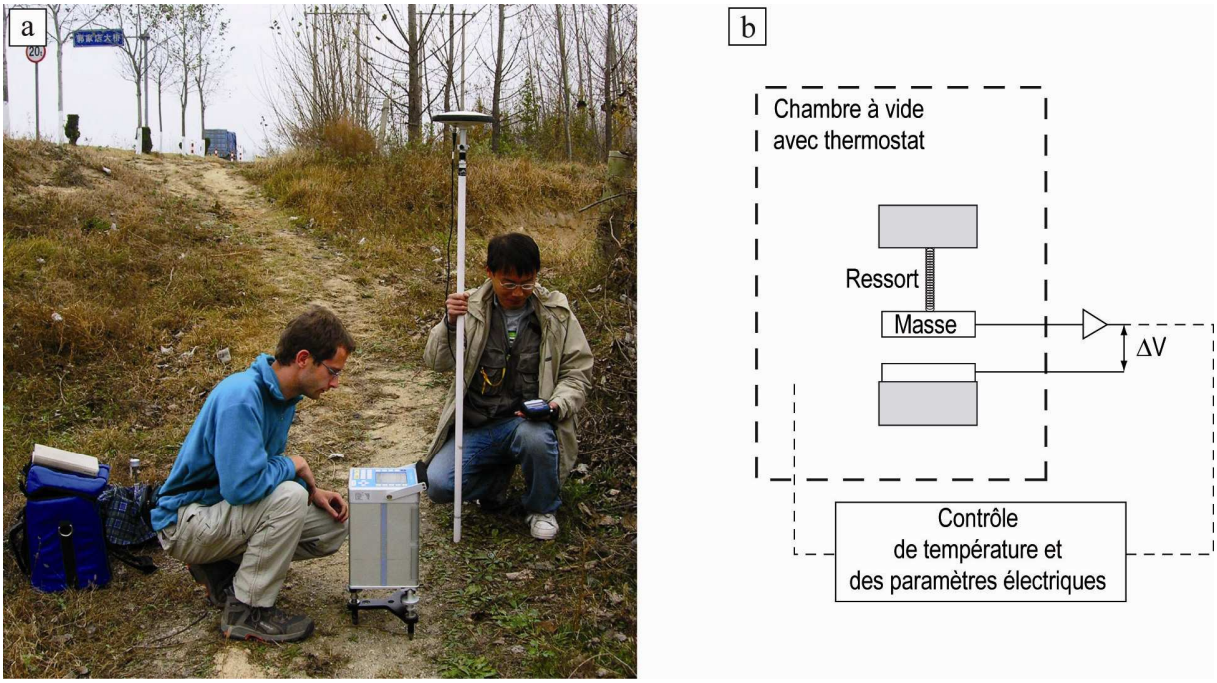


Figure A3.2 : (a) Photographie illustrant la mesure de la pesanteur à l'aide d'un gravimètre à ressort SCINTREX CG5-M en un point donné, dont les coordonnées géographiques et l'altitude sont déterminées par un d-GPS MAGELLAN Promark 3. (b) Schéma simplifié du capteur d'un gravimètre à ressort de type SCINTREX CG5-M.

2.2. L'obtention de l'anomalie gravimétrique de Bouguer complète

Le calcul de la valeur théorique de la pesanteur en tout point d'un ellipsoïde est donné par la relation ci-dessus (3.4), et la valeur mesurée de la pesanteur est donnée grâce au gravimètre. Il est alors intéressant de comparer ces deux valeurs pour obtenir des anomalies gravimétriques qu'il sera possible d'analyser et d'interpréter. Pour notre part, les anomalies de Bouguer (nom du physicien français), représentatives des anomalies de densités des roches dans le sous-sol est le signal qui nous intéresse pour pouvoir modéliser les structures géologiques étudiées.

Néanmoins, les anomalies obtenues doivent être corrigées puisqu'il existe une distance entre le point de mesure et l'ellipsoïde de référence, ainsi que des densités différentes pour les matériaux à l'aplomb du point de mesure. Les anomalies gravimétriques ont été calculées en utilisant la formule du *g* théorique sur l'ellipsoïde GRS de 1967. Pour obtenir l'anomalie de Bouguer complète, il a été effectué les corrections à l'air libre, de plateau et de terrain pour chaque station de mesure. Pour les deux dernières, une densité de réduction de 2,67 $g.cm^{-3}$ a été prise, proche de la densité moyenne des granites. La correction de terrain a été faite jusqu'à 167 km (Martelet, 1999). Le gravimètre calcule directement une des premières corrections, celle de l'effet de marée gravimétrique (due essentiellement au changement au

cours du temps des positions relatives Terre-Lune-Soleil). Cette correction luni-solaire est directement appliquée à la mesure de la pesanteur relative sur le terrain. Ci-dessous est présenté le détail de chacune des corrections appliquées aux mesures effectuées au cours de ce travail.

- *La dérive instrumentale*

La correction de la dérive instrumentale élimine l'influence apportée sur les mesures par l'utilisation prolongée de l'appareil. La dérive instrumentale est due notamment au relâchement infinitésimal du système mécanique du gravimètre. A ce stade, les valeurs mesurées sont donc erronées puisqu'une de leurs composantes provient de la dérive et ne reflète pas un changement dans la valeur de g dû à des hétérogénéités de densité du sous-sol. La correction est faite en supposant que la dérive est linéaire dans le temps. Par conséquent, si deux valeurs V_1 et V_2 sont respectivement mesurées à des temps t_1 et t_2 à la station de base, le taux de dérive T_D est défini par (3.5) :

$$T_D = (V_2 - V_1) / (t_2 - t_1) \quad (3.5)$$

Ainsi, toute valeur V prise au temps t (où $t_1 < t < t_2$) est corrigée par la formule suivante (3.6):

$$V_{corrigée} = V_{lue} - T_{D.}(t - t_1) \quad (3.6)$$

- *La correction et l'anomalie à l'air libre*

Le premier facteur induisant des anomalies (écarts entre la pesanteur théorique et celle mesurée) est celui lié à la différence entre l'altitude du géoïde et celle au point de mesure, indépendamment de la présence de matériau entre ces deux surfaces. Dans l'air, le gradient de pesanteur lié à ce phénomène est d'environ 0,3086 mGal.m^{-1}. De ce fait, un point de mesure éloigné verticalement du centre de la Terre, dans l'air, de 3,24 m impliquera une diminution de l'intensité de la pesanteur de 1 mGal. L'anomalie à l'air libre A_{AL} est la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée et la valeur théorique modifiée en tenant compte de la correction à l'air libre (3.7).

$$A_{AL} = g_{mesurée} - (g_{théorique} - 0{,}3086.h) \quad (3.7)$$

-La correction de plateau

La correction à l'air libre (A_{AL}) néglige l'effet de la matière terrestre située entre le géoïde (approché par calcul sous la forme de l'ellipsoïde) et la surface terrestre où se trouve le point de mesure. Pour la correction de plateau (A_P ; 3.8), on assimile la surface terrestre à une horizontale et l'espace restant est comblé par une matière de densité égale à 2,67 (roches granitiques de la croûte). La matière ajoutée forme ainsi un plateau.

$$A_P = 2\pi.G.\rho.h \approx 0{,}0419.\rho.h \quad (3.8)$$

où : ρ est la densité (en g.cm^{-3})
h est l'altitude du point considéré (en mètres)
G est la constante de gravitation universelle

-La correction de terrain (ou topographique)

Les irrégularités topographiques (montagnes, vallées) influent sur la valeur de la pesanteur. Il est donc important de procéder à une correction fine de la topographie locale (de 0 à 53 m de distance autour du point de mesure) mais aussi plus grossière, à l'échelle régionale (de 53 m à 167 km du point de mesure). Ainsi, il faut faire une correction de terrain en champ très proche et en champ lointain (A_T).

Pour la correction en champ très proche (0 à 53 m), la zone autour du point de mesure est divisée en plusieurs secteurs auxquels sont affectés, en fonction de leur relief, des facteurs de correction basés sur des abaques définis par Hammer (1939).

Pour la correction en champ lointain, la correction de la courbure terrestre pour une gamme d'altitude comprise entre 0 et 4000 m demeure faible jusqu'à une distance de 167 km du point de mesure (Bullard, 1936). Ainsi, la correction de terrain en champ lointain a été réalisée numériquement en utilisant le MNT SRTM 90m mis à disposition par la NASA pour la zone de travail considérée (le Shandong).

-L'anomalie de Bouguer simple

L'anomalie de Bouguer simple (A_{BS}) sera par définition la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée et la valeur théorique modifiée par les corrections à l'air libre et de plateau (3.9).

$$A_{BS} = A_{AL} - A_P \quad (3.9)$$

-L'anomalie de Bouguer complète

L'anomalie de Bouguer complète (A_{BC}) sera la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée et la valeur théorique modifiée par les corrections à l'air libre, de plateau et topographiques (3.10).

$$A_{BC} = A_{BS} + A_T \qquad (3.10)$$

Nicolas CHARLES

Mécanismes de l'extension continentale au Mésozoïque en Asie de l'Est

La lithosphère continentale peut s'étirer selon trois modes (rift large, rift étroit et Core Complex). En Asie de l'Est, une extension continentale a eu lieu de la fin du Mésozoïque au Cénozoïque et ne semble correspondre à aucun des trois modes actuellement définis. Cette période est caractérisée par un amincissement lithosphérique exceptionnel (>100 km), la présence de MCC, de bassins sédimentaires et une importante activité magmatique. Basé sur une approche multi-échelles, ce travail vise à mieux comprendre les mécanismes à l'origine de cette déformation lithosphérique (jamais abordés) ainsi que du moteur de l'extension (encore vivement discuté). Pluridisciplinaire, cette étude apporte de nouvelles contraintes à partir de l'analyse de la déformation finie (ductile ou fragile), du magnétisme des roches (ASM, paléomagnétisme), de la géochronologie (U/Pb sur zircon et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur monograins) et de la gravimétrie. Différents objets reconnus, révélant des quantités d'extension différentes (MCC vs. pluton cisaillé), montrent que la croûte continentale se déforme de manière très localisée, par la mise en place de larges dômes extensifs séparant des domaines de « radeaux » ou « boudins » présentant une déformation faible à nulle. Par comparaison des données crustales et mantelliques (tomographie sismique, géochimie) disponibles, cette étude met en évidence que l'amincissement lithosphérique reconnu pour le Mésozoïque est principalement lié à un important flux thermique du manteau, l'extension n'ayant qu'un rôle limité dans cet amincissement (<20%). En outre, eu égard au gradient géothermique exceptionnellement élevé de la région, à la fin du Mésozoïque, il semble très probable que des MCC puissent s'être développés sans épaississement préalable de la croûte. L'analyse comparée des directions d'étirement dans la croûte et dans le manteau met en évidence le rôle majeur de la subduction des panneaux plongeants le long de la marge est-asiatique. Un modèle géodynamique a été proposé montrant le rôle du retrait successif des panneaux plongeants couplé à un phénomène d'érosion thermique de la lithosphère.

Mots-clés : géodynamique, extension, lithosphère continentale, Asie de l'Est, Mésozoïque, MCC

Mechanisms of Mesozoic continental extension in East Asia

Continental lithosphere can be stretched according to three modes (wide rift, narrow rift, Core Complex). In East Asia, a continental extension occurred during the Late Mesozoic to Cenozoic times and seems to do not correspond to any of three modes currently defined. This period is characterised by an exceptional lithospheric thinning (> 100 km) with the presence of MCC, sedimentary basins and a huge magmatic activity. Based on a multi-scale approach, this work aims to better understand the mechanisms of this lithospheric deformation (never addressed) and the engine of the extension (yet highly debated). This study provides new multidisciplinary constraints from the analysis of finite strain (ductile or brittle), rock magnetism (AMS, palaeomagnetism), geochronology (U/Pb on zircon and $^{40}Ar/^{39}Ar$ on single crystals) and gravity. Different objects have been recognised, revealing different amounts of extension (MCC vs. sheared pluton), and show that the continental crust is locally highly deformed, with emplacements of large MCCs between "rafts" or "boudins" domains which are weakly strained to unstrained. By comparison of available crustal and mantle data (seismic tomography, geochemistry), this study shows that the lithospheric thinning recognised for the Mesozoic is mainly related to a major mantle heat flux, the extension plays a limited role in this thinning (<20%). In addition, given the exceptional high geothermal gradient in the region at the end of the Mesozoic, it seems very likely that MCC may have developed without pre-thickened crust. Comparative analysis of stretching directions within the crust and mantle highlights that the subduction of the (palaeo) Pacific plate along the East Asian margin may play an initial and major role during Late Mesozoic extensional event. A geodynamic model has been proposed to show the role of the successive retreat of subducting slabs coupled to a thermal erosion of the lithosphere.

Keywords: geodynamics, extension, continental lithosphere, East Asia, Mesozoic, MCC

ISTO-CNRS *(UMR6113), 45071 Orléans, France*
IGGCAS*, 100029, Beijing, Chine*